



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFISICA

ESTUDIO DE LA INTERACCIÓN VULCANISMO-GLACIACIÓN

EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL (1994-2002)

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

DOCTORA EN CIENCIAS

(VULCANOLOGIA)

PRESENTA:

PATRICIA JULIO MIRANDA

ASESOR:

DR. HUGO DELGADO GRANADOS

Enero 2006



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE

PARTE 1

INTRODUCCION

1.1. ANTECEDENTES	1
1.2. ESTUDIOS PREVIOS	5
1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	9
1.4. HIPÓTESIS	9
1.5. OBJETIVOS	10
1.6. ESTRUCTURA DEL TRABAJO	10

PARTE 2

LA FOTOGRAMETRÍA DIGITAL APLICADA AL ESTUDIO DEL ÁREA GLACIAL DEL POPOCATÉPETL

2.1. FOTOGRAMETRÍA	13
2.2. LA FOTOGRAMETRÍA DIGITAL Y EL ÁREA GLACIAL DEL POPOCATÉPETL	14
2.2.1. SELECCIÓN DE MATERIAL Y DATOS REQUERIDOS	15
2.2.2. PROCESAMIENTO	16
2.2.3. ESTIMACIÓN DE AREA Y VOLUMEN	19
2.2.4. ESTIMACIÓN DEL ERROR	20

PARTE 3

EL ÁREA GLACIAL DEL POPOCATÉPETL

3.1. EL ÁREA GLACIAL DEL POPOCATÉPETL ANTES DE DICIEMBRE DE 1994	23
3.2. EL ÁREA GLACIAL DEL POPOCATÉPETL DURANTE 1996-2001	32
3.2.1. CAMBIOS DE ÁREA SUPERFICIAL	35
3.2.2. CAMBIOS DE VOLUMEN	38
3.2.3. CAMBIOS ALTITUDINALES DE LA SUPERFICIE GLACIAL	38
3.2.4. PERFILES DEL AREA GLACIAL	39
3.3. DATOS COMPARATIVOS DEL ÁREA GLACIAL	49
3.3.1. CAMBIOS DE ÁREA	49
3.3.2. CAMBIOS ALTITUDINALES DEL FRENTE GLACIAL	52

PARTE 4

INTERACCION ENTRE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA Y EL ÁREA GLACIAL EN EL POPOCATÉPETL

4.1. INTERACCION ENTRE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA Y LOS GLACIARES	56
4.2. EFECTOS DE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA EN EL AREA GLACIAL DEL POPOCATÉPETL	57
4.2.1. FLUJO DE CALOR	62
4.2.2. FLUJOS PIROCLASTICOS	64
4.2.3. MATERIAL INCANDESCENTE	70
4.2.4. CAIDA DE TEFRA	73
4.2.4.1. ALTERACION DE LA ABLACION SUPERFICIAL	74
4.2.4.2. ABLACION DIFERENCIAL	77
4.2.4.3. REMOVILIZACION DE TEFRA	80
4.2.5. GENERACION DE LAHARES	88
4.2.5.1. EL LAHAR DEL 1 ⁰ DE JULIO DE 1997	88
4.2.5.2. EL LAHAR DEL 22 DE ENERO DE 2001	90
4.2.5.3. LAHARES MENORES	91
4.3. MODELO DE EVOLUCION GLACIAL EN EL POPOCATÉPETL	92
4.3.1. FASE DE AJUSTE	92
4.3.2. FASE DE ADELGAZAMIENTO	94
4.3.3. FASE DE RETROCESO	95
4.3.4. FASE DE FRAGMENTACION	96
CONCLUSIONES	99
REFERENCIAS	104
APÉNDICE	

Lista de figuras

Fig. 1. El volcán Popocatepetl (VP) se localiza a 70 km de la Ciudad de México y 40 km de la Ciudad de Puebla.

Fig. 2. Restas de modelos digitales de elevación (MDE). La resta de MDE determina las diferencias altitudinales entre dos superficies (A-B), esas diferencias equivalen al volumen ganado o perdido dependiendo de la elevación o descenso de las superficies comparadas.

Fig. 3. El Popocatepetl visto desde el Iztaccíhuatl. Se observa el manto de nieve que lo cubría y que impedía delimitar el área glacial. Modificado de Waitz, (1921).

Fig. 4. **a.** El ventisquero del Popocatepetl en 1923. Pico Mayor (PM), Pico del Fraile (PF), Barranca San Mateo (BSM) y Barranca Seca (BS). **b.** *La lengua del ventisquero en la parte superior de la Barranca San Mateo*, llamada también Barranca de Huiloac y Barranca de Tlamacas. Modificado de Weitzberg, (1923).

Fig. 5. **a.** Vista del lado norte del Popocatepetl, 27 de julio de 1949. Foto S.E. White **b.** Glaciar dentro de la cabecera del Valle de Ventorrillo, 16 de mayo de 1953. En el círculo, al borde de la lengua, se encuentra una persona. Foto R. E. Kucera. Modificado de White, (1954).

Fig. 6. Penitentes en la vertiente este del glaciar del Popocatepetl, 17 mayo 1953. Los penitentes son estructuras cónicas que se forman sobre la superficie glacial. Foto R.E. Kucera. Modificado de White, (1954).

Fig. 7. Localización de los glaciares en el Popocatepetl para 1958: Glaciar Norte (GN), Glaciar del Ventorrillo (GV) y Glaciar Noroccidental (GNO). Se observan cuatro lenguas glaciales, Lorenzo (1964). Modificado de Delgado-Granados, (1997).

Fig. 8. Vista frontal del glaciar al entrar en la Barranca del Ventorrillo, 23 de marzo de 1978. El *terminus* presentaba un espesor de 70-100 m. Foto S.L. White. Modificado de White, (1981).

Fig. 9. Los glaciares en el Popocatepetl para 1982: Glaciar del Ventorrillo (GV) y Glaciar Noroccidental (GNO). Se observan las tres lenguas glaciales existentes. En torno a los glaciares se

identificaron áreas cubiertas por pergelisoles: Yancuecole (1), Coyotes (2), Norte (3) y Las Cruces (4). Modificado de Delgado-Granados, (1997).

Fig. 10. Cambios del área glacial del Popocatepetl, 1996-2001. Los principales cambios ocurrieron en la parte frontal del glaciar (*terminus*), para 1996 se observan dos lenguas glaciares, las cuales fueron retrocediendo hasta que en el 2001 desaparecieron. El modelo sombreado del terreno fue elaborado con base en el modelo digital de elevación correspondiente al 2000. Las coordenadas son UTM a 200 m, datum horizontal NAD 27 México.

Fig. 11. Cambios altitudinales de la superficie glacial del Popocatepetl ocurridos entre el 21 de mayo 1996 y el 16 de marzo de 1997. Coordenadas UTM cada 200 m.

Fig. 12. Cambios altitudinales de la superficie glacial del Popocatepetl ocurridos entre el 16 de marzo de 1997 y el 2 febrero de 1999. Coordenadas UTM cada 200 m. El área blanca que se observa en el extremo suroeste se debe a la existencia de una nube meteorológica en una de las fotografías aéreas.

Fig. 13. Cambios altitudinales de la superficie glacial del Popocatepetl ocurridos entre el 2 de febrero de 1999 y el 8 de enero de 2000. Coordenadas UTM cada 200 m. El descenso que se observa en el extremo suroeste se debe a alteraciones causadas por la existencia de una nube meteorológica en una de las fotografías aéreas.

Fig. 14. Cambios altitudinales de la superficie glacial del Popocatepetl ocurridos entre el 8 de enero de 2000 y el 21 de febrero de 2001. Coordenadas UTM cada 200 m.

Fig. 15. Localización de los perfiles longitudinales y transversales del área glacial del Popocatepetl. La ortofoto corresponde a mayo de 1996.

Fig. 16. Perfiles longitudinales 1 y 2 del área glacial del Popocatepetl. Los perfiles fueron construidos con base en los datos topográficos obtenidos mediante la generación de los MDE para cada año. En los recuadros de la izquierda se muestran con mayor detalle los recuadros con línea punteada.

Fig. 17. Perfiles longitudinales 3 y 4 del área glacial del Popocatepetl. En los recuadros de la izquierda se muestran con mayor detalle los recuadros con línea punteada.

Fig.18. Perfiles transversales del área glacial del Popocatepetl. El perfil 7 corresponde a la parte frontal del glaciar (ver Fig. 15), la cual desapareció en el 2000. Al retroceder el glaciar, el lecho rocoso (color café) sobre el que se encontraba quedó expuesto.

Fig. 19. El área glacial del Popocatepetl en 1958 estaba constituida por tres glaciares: Norte (190,000 m²), del Ventorrillo (435,000 m²) y Noroccidental (95,000 m²), el área glacial total era de 720,000 m². Modificado de Lorenzo, (1964).

Fig. 20. Área glacial del Popocatepetl para 1982. El Glaciar Noroccidental cubría un área de 16,000 m² y el del Ventorrillo 453,000 m² (Delgado-Granados, 1997). Modificado del ortomapa, escala 1:20,000 de INEGI.

Fig. 21. Fluctuaciones altitudinales del frente del área glacial del Ventorrillo a lo largo del siglo XX. Las flechas señalan la tendencia, las grises indican avance y las negras retroceso. La gráfica fue elaborada con base en los datos de la Tabla 9.

Fig. 22. Registro de la temperatura global superficial de 1860 a 2004. Modificado de Jones et al. (1999) y Jones y Moberg (2003).

Fig. 23. Número de explosiones en el volcán Popocatepetl de agosto de 1997 a diciembre de 2002. La gráfica muestra las explosiones que produjeron columnas de ceniza ≥ 1 km. Los datos fueron obtenidos a partir de los reportes diarios de la actividad eruptiva del CENAPRED.

Fig. 24. Área glacial del Popocatepetl en 23 de diciembre de 1994. La mayor parte del área glacial corresponde al Glaciar del Ventorrillo, en el que se aprecian varias grietas transversales. El Glaciar Noroccidental ocupa una pequeña área.

Fig. 25. Anomalía térmica observada en el glaciar del Popocatepetl en septiembre de 1997. En la imagen de la izquierda la flecha amarilla indica el lugar en donde se observaron fumarolas durante el trabajo de campo. En la imagen de la izquierda la flecha blanca indica el mismo sitio. Composición realizada por el Ing. Lorenzo Orozco.

Fig. 26. Frente del glaciar del Popocatepetl. En la parte rocosa se observa actividad fumarólica. En el círculo amarillo se observa una persona como escala. Foto Hugo Delgado-Granados.

Fig. 27. La línea negra indica el contacto erosivo sobre la superficie del hielo, originado por procesos térmicos y mecánicos al paso de los flujos piroclásticos durante la erupción del Nevado del Ruíz en 1980. Foto B. Voight. Modificado de Thouret, (1990).

Fig. 28. Fotografías que muestran la interacción entre flujos piroclásticos y el área glacial en el Popocatepetl producida durante el evento explosivo del 22 de enero de 2001. **a.** A la derecha de los zacatonales se observa el depósito de pómez asociado a los flujos piroclásticos. Al fondo, en el límite del bosque, dentro del círculo, se aprecian árboles quemados al paso de los flujos piroclásticos. Foto Ignacio Hernández. **b.** Lóbulo frontal del depósito de lahar, que descendió por la barranca de Huiloac, en las cercanías de Santiago Xalitzintla. Foto Alberto González.

Fig. 29. Efecto de los balísticos sobre el área glacial del Popocatepetl. **a.** Caída de balísticos sobre el área glacial durante una explosión ocurrida el 27 de enero de 1999, obsérvese que los balísticos al impactar sobre la superficie glacial, debido a su temperatura provocan la fusión superficial generando vapor de agua. Foto Enrique Guevara. **b.** Ortofoto correspondiente al 2 de febrero de 1999, el área glacial (delimitada por la línea negra) con excepción de la parte frontal (recuadro blanco), se encuentra cubierta por tefra. **c.** Acercamiento de la parte frontal del glaciar, los puntos negros corresponden a cráteres de impacto generados por los balísticos al caer sobre el glaciar. También se aprecian pequeños flujos de detritos producidos por la ablación del glaciar.

Fig. 30. Relación entre el espesor de la cubierta de ceniza y la ablación promedio para cuatro glaciares. Modificado de Mattson, et al., (1992).

Fig. 31. Cambios en la tasa de ablación de diferentes espesores en el glaciar South Cascade (E.U.A.) en agosto 1980. Los círculos indican espesores medidos y los cuadros espesores estimados. Modificado de Driedger, (1981).

Fig. 32. Distribución de tefra en el área glacial del Popocatepetl en 1997. Se observa una distribución heterogénea de la tefra, la mayor acumulación ocurrió en las áreas deprimidas o de poca pendiente de la superficie glacial. Foto Hugo Delgado-Granados.

Fig. 33. Morfología del área glacial del Popocatepetl. La fotografía aérea fue tomada el 25 julio 1996, y corresponde a la época de ablación. La superficie muestra zonas elevadas y deprimidas transversales a la pendiente. Se observa una cubierta delgada de tefra.

Fig. 34. Vista del área glacial del Popocatépetl. Se observan los numerosos escarpes de los bloques elongados y perpendiculares a la pendiente, que conformaban el área glacial. Foto Lucio Cárdenas.

Fig. 35. Respuestas sedimentarias post-eruptivas observadas en el volcán Ruapehu (Nueva Zelanda) 1995-1996. **a.** Acreción de la ceniza depositada sobre la nieve, **b.** Flujos de detritos (obsérvese el piolet como escala). Modificado de Manville, et al., (2000).

Fig. 36. Área glacial del Popocatépetl durante la época de mayor ablación (primavera). Las áreas cubiertas por un espesor mayor de tefra (gris oscuro) fueron aisladas de la ablación, sin embargo aquellas con una delgada capa o libres de tefra (amarillas) son objeto de intensa ablación. El agua producida por la fusión genera pequeños flujos de detritos que removilizan la tefra depositada previamente. La foto fue tomada el 4 de abril de 1998.

Fig. 37. Acercamiento del área glacial del Popocatépetl. La foto fue tomada el 21 de febrero de 2001, durante la estación invernal. No obstante, se aprecia considerable ablación sobre su superficie, a pesar de que ésta se encuentra cubierta por tefra. También se observa la generación de numerosos flujos de detritos. En la parte frontal se observan bloques (recuadros amarillos) producidos por la ablación diferencial y que dio lugar a la inversión del relieve.

Fig. 38. Acercamientos del área glacial del Popocatépetl (abril, 2004) **a.** Vista lateral de los bloques de hielo, las flechas indican los conos de deyección formados en la base de los bloques. **b.** acercamiento a la parte frontal de un bloque, se observa la gruesa capa de tefra que los cubre, así como la intercalación de tefra y neviza. Fotos Isaac Farraz.

Fig. 39. Esquema que muestra las cuatro fases del modelo de evolución glacial propuesto para el Popocatépetl durante la actual etapa eruptiva.

Fig. 40. Fase final de fragmentación del área glacial del Popocatépetl (abril, 2004) **a.** Vista frontal del la vertiente noroeste. **b.** Acercamiento que permite observar los bloques de hielo de lo que fue el área glacial. Fotos Isaac Farraz.

Lista de tablas

Tabla 1. Datos de entrada de los pares fotográficos procesados.

Tabla 2. Puntos de control terrestre empleados en la georeferenciación.

Tabla 3. Errores parciales y totales estimados para los pares estereoscópicos procesados.

Tabla 4. Observaciones cronológicas del área glacial del Popocatepetl, 1993-2004. Elaborada con base en las fotografía aéreas proporcionadas por el CENAPRED.

Tabla 5. Cambios del área superficial del glaciar del Popocatepetl, 1996-2001.

Tabla 6. Cambios del área planimétrica del glaciar del Popocatepetl, 1996-2001.

Tabla 7. Balance de masa del área glacial del Popocatepetl, 1996-2001.

Tabla 8. Datos comparativos del área glacial del Popocatepetl. Fuente de los datos: Lorenzo ⁽¹⁾ 1964; Delgado-Granados 1997⁽²⁾; presente estudio ⁽³⁾.

Tabla 9. Cambios altitudinales del frente del Glaciar del Ventorrillo. La tabla fue realizada con base en la compilación de diversas fuentes y con los datos obtenidos en el presente estudio.

Tabla 10. Cronología de la actividad eruptiva del Popocatepetl, 1994-2002. Elaborada con base en los reportes diarios de la actividad eruptiva del Popocatepetl del CENAPRED, observación de fotografías aéreas y Delgado-Granados et al., 2001.

Resumen

Los glaciares del Popocatepetl se encontraban localizados en un volcán en erupción. Antes de diciembre de 1994, inicio de la actual etapa eruptiva, factores climáticos regionales y globales habían provocado un notable retroceso glacial. El inicio del período eruptivo actual del Popocatepetl, brindó la oportunidad de hacer numerosos estudios vulcanológicos y en el caso del área glacial, se presentó la oportunidad de estudiar por primera vez en nuestro país, el impacto que la actividad eruptiva tendría sobre la dinámica glacial y los peligros asociados.

El presente trabajo, se centra en el estudio de la interacción entre la actividad eruptiva del volcán Popocatepetl y sus glaciares, así como los efectos de aquella en la evolución glacial durante el período 1994-2002. Para ello se determinó el régimen glacial del Popocatepetl, así como los cambios morfológicos ocurridos en la masa glacial y la influencia de los diversos fenómenos eruptivos en los cambios glaciales.

Para determinar el efecto de la actividad eruptiva en el régimen glacial, se realizaron balances de masa empleando técnicas fotogramétricas, mediante la generación de modelos digitales de elevación (MDE) a partir de fotografías aéreas de 1996, marzo de 1997, febrero de 1999, enero de 2000 y febrero de 2001. La comparación de MDEs permitió establecer los cambios glaciales en términos de área y volumen tanto temporales como espaciales. Así mismo, los cambios morfológicos del área glacial fueron determinados con base en la fotointerpretación, de manera que los datos obtenidos por este procedimiento y los obtenidos mediante la comparación de los MDE se relacionaron con la actividad eruptiva a lo largo del periodo de estudio, estableciendo así la relación entre los fenómenos volcánicos y la masa glacial.

Los resultados obtenidos de la comparación de MDEs indican que el área glacial fue retrocediendo a lo largo del período de estudio. Considerando el área existente en 1996, para 1999 el 24% de esta área había desaparecido. Durante 1999-2000 un 14% del área fue removida. No obstante, el retroceso de área más importante ocurrió durante el período 2000-2001, cuando el 29% del área glacial desapareció.

Los datos de área planimétrica obtenidos en el presente estudio y los de trabajos previos permiten establecer que, en 38 años (1958-1982) se perdieron 293,800 m², en tanto que en cinco años de actividad eruptiva (1996-2001) se perdieron 223,800 m² de área glacial.

El balance de masa fue negativo, lo largo del período de estudio, lo que indica que la ablación superó a la acumulación. En 1996-1997 la pérdida de volumen ocurrió a una tasa de 247 m³/día. Sin embargo, fue en 1999-2000 que ocurrieron las principales pérdidas de volumen a una tasa de 3,756 m³/día.

La pérdida de masa glacial a lo largo del tiempo provocó cambios en la dinámica glacial, mismos que se reflejaron en su morfología. Entre 1996 y 1997 en respuesta a los cambios producto de la actividad eruptiva, la superficie glacial se elevó en la parte frontal. La deposición de tefra durante eventos explosivos adicionó masa al glaciar, modificando el espesor y como consecuencia la tasa de deformación, de manera que la dinámica glacial empezó a desplazar masa hacia la parte frontal, ocasionando la elevación de la superficie.

Durante 1997-2000 el área glacial se adelgazó y como consecuencia, la superficie glacial descendió. No obstante, entre 2000-2001 la superficie glacial se elevó en la parte superior inmediata al cráter, producto de la acumulación de material piroclástico emitido durante una fase explosiva que culminó con la explosión del 22 de enero de 2001.

El área glacial del volcán Popocatepetl mostraba un marcado retroceso, antes de diciembre de 1994. Sin embargo, este proceso fue acelerado por la actividad eruptiva ocasionando la extinción del área glacial. Los procesos volcánicos alteraron el balance de masa al acelerar la fusión y combinado con una escasa acumulación (o bien inhibiéndola) resultando en un balance de masa negativo.

El comportamiento eruptivo del Popocatepetl se ha caracterizado por una alternancia de eventos explosivos y fases de baja actividad con o sin emisión de lava en el cráter. Fenómenos como incremento en el flujo de calor, flujos piroclásticos, eyección de material incandescente, pero principalmente la caída de tefra, impactaron de manera considerable la dinámica glacial a lo largo de la etapa eruptiva actual.

Los flujos piroclásticos fueron esporádicos y en su interacción con el área glacial generaron lahares. El número de lahares asociado a este fenómeno se desconoce. Cabe mencionar el evento explosivo del 22 de enero de 2001, cuando un flujo piroclástico de pómez, descendió sobre el área glacial generando un lahar que fluyó por la Barranca de Huiloac a lo largo de 14 km.

Los eventos explosivos arrojaron material incandescente sobre el área glacial, en particular proyectiles balísticos, los cuales provocan la fusión puntual del glaciar. Los proyectiles balísticos asociados a los eventos explosivos ocurridos entre diciembre de 1998 y del 27-30 de enero de 1999 produjeron 185 depresiones en la parte frontal del glaciar. El agua de fusión saturó la tefra dando lugar a flujos de detritos.

La caída de tefra fue el fenómeno volcánico más frecuente, por lo que su deposición sobre la superficie glacial fue determinante en la evolución morfológica y extinción del área glacial. La deposición de capas delgadas de tefra favoreció la ablación superficial del glaciar. Al paso del tiempo, la tefra fue acumulándose sobre la superficie de manera irregular, lo que provocó ablación diferencial debido a que en algunas áreas la ablación fue favorecida y en otras fue detenida.

Procesos asociados a la removilización de la tefra, tales como la generación de flujos de detritos contribuyeron a la disección de la superficie glacial, que aunado a la ablación diferencial, produjo una

morfología de bloques. Para el año 2001, el área glacial se redujo a un conjunto de bloques de hielo. La parte superior de los bloques estaba cubierta de tefra, en tanto que las partes frontales y laterales quedaron expuestas a la insolación, lo que favoreció la ablación y la consiguiente removilización de la tefra por agua de fusión. Adicionalmente, la insolación sobre las paredes de los bloques provocó el derrumbe de la parte superior y la removilización de la tefra que los cubría mediante procesos gravitacionales.

Los resultados estimados acerca de los cambios de área superficial, el balance de masa del área glacial y los cambios morfológicos observados a lo largo de 1994-2002 en el volcán Popocatepetl, permiten establecer que la actividad eruptiva aceleró el proceso de retroceso glacial que tenía lugar desde, al menos, principios del siglo XX y que culminó con la extinción del área glacial. Los cambios glaciales documentados en estudios previos, y los obtenidos en el presente estudio permiten establecer que la actividad eruptiva fue fundamental en la extinción glacial, siendo la caída de tefra el proceso eruptivo que mayor influencia tuvo.

Abstract

Popocatepetl's glaciers were located on the slopes of an erupting volcano. Before the current eruption began in December 1994, the glaciers showed an important retreat due to a combination of local and global climatic factors. After the eruptive activity started at Popocatepetl, numerous volcanological studies were made, among them, the study of the eruptive activity-glacier interaction and associated hazards develop further first time in Mexico.

The aim of the present work is the study of the eruptive activity-glacier interaction and, the effects on glacier evolution over 1994-2002. The glacial regime, morphological changes and influence of the eruptive processes were determined in order to establish the eruptive activity-glacier interaction.

Mass balances were carried out by means of photogrammetric techniques in order to determine the influence of eruptive activity on the glacial regime. Digital Elevation Models (DEMs) derived from aerial photographs were generated for May 1996, March 1997, February 1999, January 1999 and February 2001. DEM comparisons allowed establishing spatial and temporal changes of area and volume of the glacier. Morphological changes were determined by photointerpretation, so the data obtained by this procedure and the data derived from DTM comparison were correlated to eruptive activity.

The results of DTM comparison showed the glaciers retreated. 24% of the 1996 total glacierized area disappeared in 1999. Over 1999-2000 14% of the 1996 area was removed. However, over 2000-2001 occurred the largest retreat, when 29% of the glacial area was melted.

The planimetric glacial area data obtained in this study were compared with the data from previous studies. Over 38 years (1958-1982) 293,800 m² of glacier area disappeared while over five years of eruptive activity (1996-2001) 223,800 m² of glacial area were melted.

The volumetric balances were negative over 1994-2002. This suggests that ablation was higher than accumulation. During 1996-1997 the mass loss occurred at a rate of 247 m³/day, but the major losses occurred over 1999-2000 at a rate of 3,756 m³/day.

The glacial mass loss over time provoked changes in the glacial dynamics and, as a consequence, in the glacial morphology. The glacial surface showed altitudinal changes over time. During 1996-1997 the surface upheaved at the frontal part as a consequence of the explosive activity which deposited tephra on the glacier. The tephra deposited on the glacial surface added mass to the glacier provoking a change in its thickness and surface and, consequently the strain rate. Then, the glacier transmitted mass towards the glacial terminus provoking the upheaval.

Through 1997-2000 the glacier experienced a considerable thinning and the glacial surface plunged. Notwithstanding, over 2000-2001 the glacier surface upheaved at the upper part due to the deposition of pyroclastic material during the previous explosive phase which ended with January 22, 2001 explosive event.

The glaciers of Popocatepetl were retreating before the eruptive activity began in 1994. However, the eruptive activity enhanced the glacial losses and the glacial extinction. The volcanic processes disturbed the mass balance of glacier accelerating the ablation and, combined with a scarce accumulation (or inhibiting it) enhanced the negative mass balance.

The eruptive behavior of Popocatepetl was characterized by alternating explosive events and low activity phases with or without lava dome construction. Increase of heat flux, pyroclastic flows, ejection of the incandescent material, but mainly tephra fall impacted the glacial dynamics.

The pyroclastic flows were sporadic, but occasionally triggered lahars. The exact number of snow-melting lahars is unknown. By January 22, 2001 an explosive event characterized by the formation of pumiceous pyroclastic flows moving over the glacierized area triggered a lahar, which flowed by the Huiloac Gorge.

The explosive events ejected incandescent material upon the glacial area, provoking punctual melt of the glacier surface. The effects of the volcanic ballistic projectiles associated to explosive events of December and January 27-30 produced nearly 185 holes at the frontal part of the glacier. The melt water saturated the tephra and generated small slurry flows on the glacier surface.

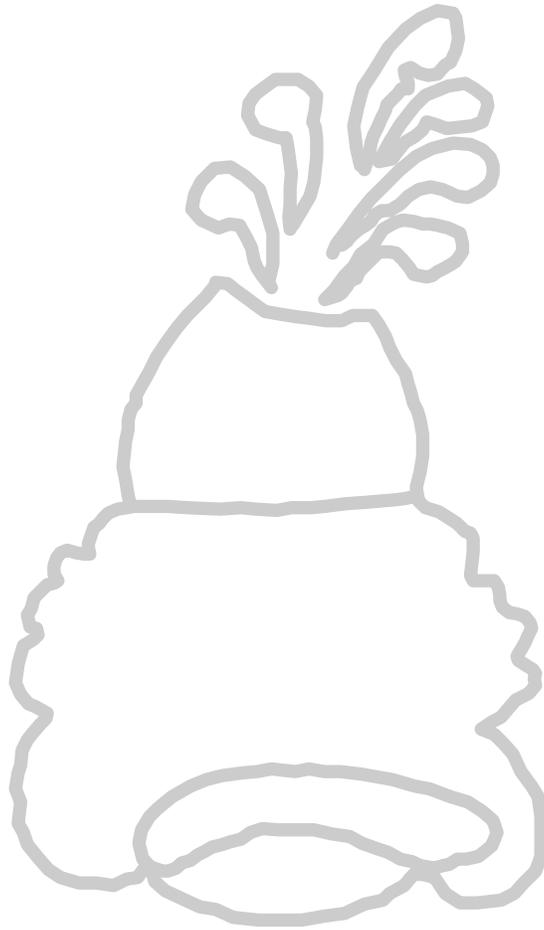
Tephra fall was the most frequent process. Tephra deposition on glacier surface had a great influence on the morphological evolution and glacier extinction. The distribution of tephra on glacial surface was irregular provoking thermal differences in the reflectance properties of the glacier in short

distances resulting in differential ablation. In this way, some areas experienced high losses while others were insulated.

The tephra remobilized by debris flow generation, dissected the glacial surface and, in combination with the differential ablation provoked the fragmentation of the glacier. By 2001 the glacier was reduced to a set of ice blocks. The upper portion of these ice blocks were covered by a layer of tephra. The front and sides of ice blocks exposed the remnant ice to the ablation processes. The melt resulting melt water was enough to generate flows or sheetwash on the roof of the blocks. Gravitational reworking of tephra due to collapse at the top of the blocks also occurred.

The changes of glacial area, mass balance, and morphological changes at Popocatepetl volcano over 1994-2002 suggest that the eruptive activity accelerated the glacial retreat. Pre-eruptive glacial changes documented in previous studies and the results of this work suggest that the eruptive activity played a fundamental role in the glacial extinction. Among the eruptive processes, tephra fall resulted to be the most important process in the glacial extinction.

PARTE 1
INTRODUCCION



1.1. ANTECEDENTES

Los glaciares son indicadores sensibles a los cambios climáticos (Haeberli et al., 2001). El cambio en la masa de un glaciar es la respuesta directa e inmediata a estos cambios, en tanto que el cambio de su longitud es una reacción indirecta y retardada. El estudio sistemático de los glaciares ha permitido obtener bases de datos sobre las fluctuaciones glaciales a través de largos períodos de tiempo, estos datos representan una evidencia convincente del rápido cambio climático global a lo largo del siglo pasado. Desde la el final de la Pequeña Edad del Hielo (mitad del siglo XIX), los glaciares de los Alpes han perdido entre 30-40% de área superficial y cerca del 50% en volumen (Haeberli y Beniston, 1998).

El calentamiento a nivel global es el principal causante de las pérdidas glaciales, en particular en los años cuarenta y después las décadas de los ochenta y noventa han sido extraordinariamente cálidas. El enfriamiento producido desde los cincuentas y hasta principios de los años setenta no fue suficiente para revertir la tendencia negativa en los glaciares (Haeberli y Beniston, 1998).

El cambio climático global ejerce una influencia determinante en los ambientes glacial y periglacial. El fuerte retroceso de los glaciares de montaña y la degradación del permafrost, acompañado por una intensificación de las actividades humanas en zonas montañosas está provocando un aumento de zonas vulnerables a los peligros glaciales (Huggel, 2004).

Adicionalmente a los cambios glaciales debidos al clima, existen otros factores que pueden alterar la dinámica glacial y que han sido poco estudiados. La actividad eruptiva es uno de ellos. Erupciones ocurridas en volcanes cubiertos por glaciares han permitido documentar los cambios que la actividad eruptiva produce en los glaciares así como los peligros derivados de la interacción entre volcanes y glaciares, ejemplos de este tipo de estudios son los realizados por Benson y Follet (1986) quienes estudiaron influencia del sistema geotérmico en el descenso de la superficie

del glaciar que rellena la caldera del Monte Wrangell (Alaska). Por su parte Sturm, et al. (1986) establecieron los efectos de la erupción de 1966-1968 en el glaciar Drift en el volcán Redoubt (Alaska). En relación a la erupción del volcán Santa Elena (USA) en 1980, Brugman y Meier (1981) establecieron la respuesta de la dinámica glacial, en tanto que Driedger (1981) determinó el efecto de diversos espesores de ceniza en la ablación superficial del glaciar y Waitt et al. (1983) estudiaron los efectos de paquetes de nieve durante una erupción posterior a la de 1980.

La erupción del volcán Nevado del Ruíz (Colombia) en 1985 en relación con la dinámica glacial fue estudiada por Pierson et al. (1990) y Thouret (1990). La erupción registrada entre septiembre de 1995 y julio de 1996 en volcán Ruapehu (Nueva Zelanda) fue estudiada por Manville, et al. (2000) quienes establecieron las respuestas sedimentarias sin-eruptivas y post-eruptivas ocurridas entre la tefra y la nieve.

A pesar de los notables avances en el estudio de la interacción entre la actividad eruptiva y los glaciares aún existen numerosas interrogantes, tales como el tipo de procesos térmicos y mecánicos que se producen en la interfase nieve y piroclastos (Walter, 2000) o si una erupción puede ser disparada por el aumento de carga debido a la acumulación de nieve estacional (Lara, 2004).

De la interacción entre la actividad eruptiva y los glaciares el fenómeno más recurrente es la generación de lahares (Major y Newhall, 1989; Pierson, 1989) que, dependiendo de su magnitud, pueden constituir un peligro para la población y su infraestructura. El agua necesaria para la formación de lahares en volcanes con glaciares proviene de la fusión de la nieve y hielo generada por fenómenos volcánicos. Por ello, la determinación del volumen glacial y su equivalente en agua es un aspecto prioritario en la evaluación de peligros derivados de este tipo de interacción. Adicionalmente a los lahares pueden ocurrir otros peligros derivados de la interacción entre la

actividad eruptiva y los glaciares, como lo plantea Keys (1996) al determinar los peligros secundarios inducidos por la erupción del volcán Ruapehu.

Los glaciares en México cubrían las pendientes de al menos trece volcanes durante el Cuaternario Tardío. De acuerdo con Lachniet y Vazquez-Selem, (en prensa), el registro glacial del Pleistoceno en el Citlaltépetl y Popocatépetl fue obliterado por la actividad glacial tardía y por la actividad volcánica durante el Holoceno. Recientemente, Espinaza-Pereña y Martin-Del Pozzo (en prensa) han identificado morrenas en el Popocatépetl.

En la actualidad, los glaciares de México se localizan en las tres montañas de mayor altitud: Citlaltépetl (5,675 m.s.n.m.), Popocatépetl (5,452 m.s.n.m.) e Iztaccíhuatl (5,282 m.s.n.m.), localizados aproximadamente a los 19° norte. Los glaciares de estas montañas son únicos en esta latitud, lo que resulta relevante en términos de la información climática regional que podría obtenerse de su estudio sistemático (Delgado-Granados, 1997). Estos glaciares se localizan dentro de la zona intertropical y deben su existencia a factores como latitud, altitud, orientación y topografía.

En México el estudio de las áreas glaciales ha recibido relativamente poca atención debido a que son escasos, de dimensiones reducidas y al desconocimiento de la trascendencia de su estudio. Lo anterior ha influido en el desarrollo tardío de una línea de investigación glaciológica en la comunidad científica mexicana.

El volcán Popocatépetl (19° 03'N y 98° 35'W) constituye el extremo sur de la Sierra Nevada, la cual forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana. Es un estratovolcán activo formado por la alternancia de lavas y depósitos piroclásticos de composición andesítica a dacítica. Presenta una morfología casi cónica, excepto por el Ventorrillo, remanente de un volcán ancestral que forma una pared en forma de anfiteatro localizada en el flanco noroeste. La pendiente promedio del volcán es de 35°. El cráter es elongado y hasta antes de diciembre de 1994, estaba

separado del cráter interno por paredes de 200-400 m de altura. Los glaciares se albergaban en la parte superior de los flancos norte y noroeste.

Los glaciares del Popocatépetl han sido estudiados (Weitzberg, 1923; White, 1954; Lorenzo, 1964; White, 1981; Delgado-Granados et al., 1986; Delgado-Granados, 1986, Palacios 1996; Delgado-Granados, 1997; Palacios et al., 1998) , a diferencia del los del Citlaltépetl e Iztaccíhuatl, de manera más o menos continua, debido a su cercanía a las ciudades de México y Puebla, así como su accesibilidad, después de la construcción de la carretera que comunica Amecameca con el albergue de Tlamacas (3,882 m.s.n.m.) en la década de los setentas.

El inicio del período eruptivo actual del Popocatépetl, en diciembre de 1994, brindó la oportunidad de hacer numerosos estudios vulcanológicos. La realización de este tipo de estudios recibió gran atención y apoyo debido a que el Popocatépetl se localiza en una zona de gran importancia socioeconómica, tanto por su cercanía a la Ciudad de México (una de las más pobladas del mundo), como por las actividades económicas que tienen lugar y la infraestructura que se ha desarrollado (Fig. 1).

En el caso de los glaciares, se presentó la oportunidad de estudiar por primera vez en nuestro país, el impacto que la actividad eruptiva tendría sobre la dinámica glacial y los peligros asociados. Después de los primeros reconocimientos sobre la estabilidad del glaciar, en diciembre de 1994, se determinó monitorear el área glacial, por medio de vuelos y trabajo en campo (Delgado-Granados y Brugman, 1996). Sin embargo, el incremento de la actividad ocasionó que, debido al peligro asociado a la actividad eruptiva, el trabajo de campo se suspendiera. En consecuencia, se planteó el estudio de los glaciares por técnicas remotas. Después de considerar diversos métodos, se optó por la fotogrametría digital. Para ello se disponía de numerosas fotografías aéreas, que habían sido tomadas por la Dirección General de Carreteras de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes a petición del Centro Nacional de Prevención de

Desastres con el objeto de monitorear los cambios ocurridos en el interior del cráter y los glaciares.

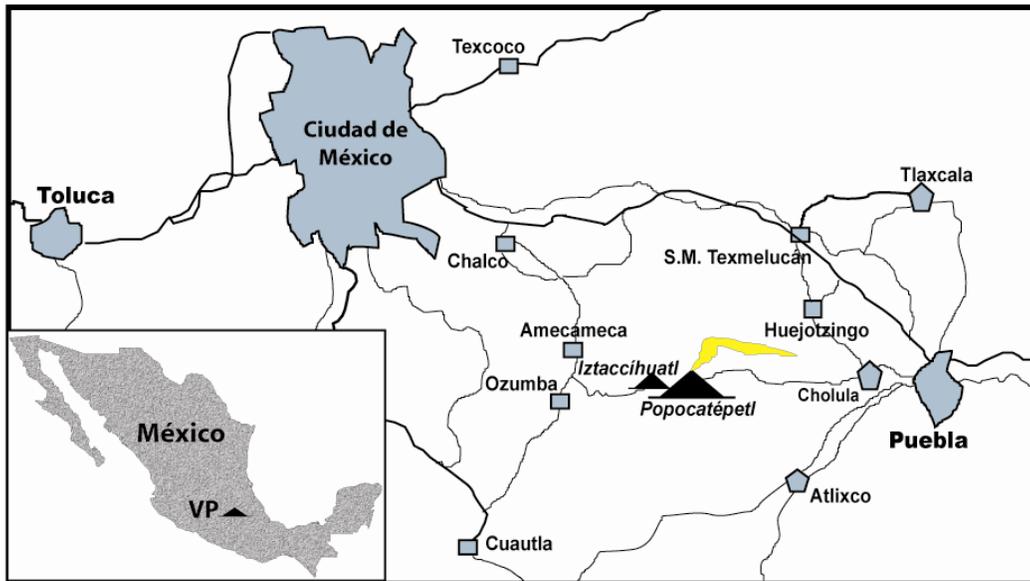


Fig. 1. El volcán Popocatépetl (VP) se localiza a 70 km de la Ciudad de México y 40 km de la Ciudad de Puebla.

La fotogrametría digital hace factible el desarrollo de un estudio multitemporal de los cambios glaciales de manera cuantitativa. Mediante esta técnica se obtienen datos topográficos de la superficie glacial, a través de la generación de modelos digitales de elevación, que al compararse permiten determinar la magnitud de los cambios. Los cambios glaciales ocurridos en relación con el comportamiento eruptivo del Popocatépetl, a lo largo de varios años, proporcionarían datos para caracterizar la interacción entre la actividad eruptiva y los glaciares durante la actual etapa eruptiva.

1.2. ESTUDIOS PREVIOS

El Popocatépetl ha atraído la atención de autoridades y científicos debido a su cercanía a la Ciudad de México y a sus recurrentes manifestaciones eruptivas. En 1920-1921 tuvieron lugar

diversos eventos eruptivos, pero no se realizó ningún trabajo en particular acerca de los cambios glaciales producidos por la actividad eruptiva.

Posteriormente, se inician estudios enfocados a caracterizar y cuantificar los glaciares, mismos que permitieron obtener un cierto grado de conocimiento acerca de las fluctuaciones glaciales y del retroceso glacial a lo largo del siglo pasado.

Weitzberg (1923), por ejemplo, publica sus inferencias sobre los cambios ocurridos en el Ventisquero del Popocatepetl, las cuales elabora con base en la observación de depósitos asociados y huellas de erosión glacial encontradas en rocas circundantes. También establece las diferencias entre el ventisquero del Popocatepetl, el cual clasifica como ventisquero suspendido, y los ventisqueros “normales” de los países septentrionales y australes.

Después de un lapso de treinta años sin estudios glaciales, White (1954) presenta un estudio detallado del área glacial, a la que denomina como campo de congesta permanente. Señala que las partes de mayor espesor del glaciar se localizan en el lado noroeste, en donde se presentan profundas grietas. También caracterizó de manera general el régimen climático de los glaciares.

El primer inventario glacial fue realizado por Lorenzo (1964) quien midió, diferenció y caracterizó los glaciares del Citlaltépetl, Popocatepetl e Iztaccíhuatl. Con base en las jornadas de campo realizadas y fotografías aéreas tomadas en 1958, reporta que el área glacial total en el Popocatepetl es de 0.720 km², y estaba conformada por tres glaciares: Norte, Ventorrillo y Noroccidental.

White (1981) con base en los datos reportados en 1954 y observaciones posteriores, discute las fluctuaciones ocurridas en el área glacial del Popocatepetl, haciendo hincapié en el avance glacial registrado en 1968.

Delgado-Granados y colaboradores (1986) discuten la clasificación de los glaciares del Popocatepetl e Iztaccíhuatl con base en los aspectos térmico, dinámico y morfológico. Establecen

que son glaciares templados de tipo intertropical. Con respecto a los glaciares del Popocatepetl, señalan que con base en consideraciones topográficas y morfológicas se delimitan dos glaciares (Ventorrillo y Noroccidental) y no tres como señalaba Lorenzo (1964); también reportan la existencia de áreas conformadas por suelos permanentemente congelados (pergelisoles). Adicionalmente, presentan datos de temperatura y observaciones meteorológicas realizadas en campo.

Delgado-Granados (1986) propone la aplicación de la fotogrametría al estudio sistemático de los glaciares. También señala la importancia de actualizar el inventario glacial y de medir las fluctuaciones que se están presentando.

A partir de 1994 se incrementa significativamente la realización de estudios en relación al área glacial del Popocatepetl. Delgado-Granados y Brugman (1996) reportan que los glaciares se mantienen estables, no observan patrones inusuales de grietas ni otro rasgo que permita inferir una posible deslizamiento o derrumbe parcial del glaciar. Sin embargo destacan la importancia de su estudio y monitoreo.

Palacios (1996) presenta una compilación de datos altitudinales del frente glacial a lo largo del siglo pasado. Establece la evolución geomorfológica del volcán desde la Pequeña Era del Hielo, la formación de una rampa pro-glacial y su posterior incisión debido al desarrollo de barrancas fluvio-glaciales.

Delgado-Granados (1997) presenta una actualización del inventario glacial del Popocatepetl. Estima un área glacial total de 0.559 km^2 (1982) y reporta la existencia de cuatro campos de pergelisoles (0.239 km^2). Con base en sus estimaciones, señala que se ha perdido el 22% del área glacial con respecto a la existente en 1958 (Lorenzo, 1964). Así mismo recopila y aporta datos de la altitud de la lengua del Glaciar del Ventorrillo. Atribuye las fluctuaciones glaciales al incremento en el flujo de calor y a los cambios climáticos globales y locales.

Huggel y Delgado-Granados (2000), determinan cambios del área glacial y tasas de retroceso, señalan que entre 1958-1996 se perdió cerca del 40% del área glacial, atribuyen el retroceso a factores climáticos globales y regionales, así como a la actividad eruptiva.

Por otra parte, también se realizan trabajos orientados a la evaluación de los peligros derivados de la interacción entre la actividad eruptiva y los glaciares. Palacios et al. (1998) determinan las características sedimentológicas de flujos en las barrancas pro-glaciales del Popocatepetl en relación con los eventos eruptivos de abril de 1995.

Sheridan et al. (2001) discuten los peligros volcánicos en el Popocatepetl a corto plazo. Para ello hacen una estimación del volumen del glaciar ($2.8 \times 10^7 \text{ m}^3$), de manera que consideran que el volumen de agua de fusión disponible durante una erupción sería de $1 \times 10^7 \text{ m}^3$, que equivale a cerca del 40% del agua equivalente con respecto al volumen de hielo. Con base en estos datos señalan que el volumen máximo del lahar sería de 10^8 m^3 .

White (2002) incluye en el Atlas de los glaciares del mundo, una recopilación de los trabajos publicados sobre los glaciares mexicanos. Sin embargo, este trabajo no presenta una actualización del estado de los glaciares, por ejemplo, el área glacial total de México que se reporta (11.44 km^2) es la misma que estimó Lorenzo (1964).

Julio-Miranda y Delgado-Granados (2003), presentan la aplicación de la fotogrametría digital a la evaluación de peligros derivados de la interacción actividad eruptiva-glaciares. Determinan el volumen del glaciar para diciembre de 2000 ($3.8 \times 10^6 \text{ m}^3$) y con base en ello plantean diversos escenarios hipotéticos de fusión glacial, así como los volúmenes laháricos correspondientes, señalan que el volumen máximo sería de $9 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Capra et al. (2004) realiza un estudio detallado de las características texturales y sedimentológicas de los depósitos asociados a los lahares que ocurrieron durante los eventos explosivos del 30 de junio de 1997 y del 22 de enero de 2001.

1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El inicio de la actividad eruptiva, en diciembre de 1994 en el Popocatépetl, en relación con los glaciares planteó varias cuestiones fundamentales, ¿cómo la actividad eruptiva modificaría a los glaciares?, ¿qué proceso o procesos eruptivos tendrían mayor influencia? y ¿cómo actuarían sobre el glaciar?

Con el objeto de evaluar de manera general el impacto de la actividad eruptiva, se determinó realizar el balance de masa glacial mediante técnicas fotogramétricas. El balance permite establecer la relación entre las pérdidas y ganancias de masa en un periodo de tiempo. Partiendo del hecho de que la actividad eruptiva, en general, favorece la pérdida de masa glacial, se esperaría entonces que, el balance de masa fuese negativo.

Por otra parte, el estudio individual de la interacción entre los glaciares y los procesos volcánicos tales como incremento en el flujo de calor, flujos piroclásticos, caída de material incandescente y tefra ocurridos durante el período de estudio, permitirán evaluar *grosso modo* su contribución individual a los cambios glaciales.

La correlación entre el balance de masa y el estudio de los procesos volcánicos permitirá establecer la interacción volcanismo-glaciación en el Popocatépetl desde una perspectiva espacial y temporal. Los datos resultados del estudio de la interacción entre la actividad eruptiva y los glaciares en el Popocatépetl, contribuirán de manera significativa a documentar y evaluar los cambios producidos en glaciares por lo diversos fenómenos volcánicos en particular y por la actividad eruptiva en general.

1.4. HIPÓTESIS

Los glaciares del Popocatépetl en la década previa al inicio de la actividad eruptiva, en diciembre de 1994, mostraban una clara tendencia de retroceso, atribuible a factores climáticos globales y regionales (Delgado-Granados, 1997). En vista de que la actividad eruptiva es un factor

1.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El inicio de la actividad eruptiva, en diciembre de 1994 en el Popocatépetl, en relación con los glaciares planteó varias cuestiones fundamentales, ¿cómo la actividad eruptiva modificaría a los glaciares?, ¿qué proceso o procesos eruptivos tendrían mayor influencia? y ¿cómo actuarían sobre el glaciar?

Con el objeto de evaluar de manera general el impacto de la actividad eruptiva, se determinó realizar el balance de masa glacial mediante técnicas fotogramétricas. El balance permite establecer la relación entre las pérdidas y ganancias de masa en un periodo de tiempo. Partiendo del hecho de que la actividad eruptiva, en general, favorece la pérdida de masa glacial, se esperaría entonces que, el balance de masa fuese negativo.

Por otra parte, el estudio individual de la interacción entre los glaciares y los procesos volcánicos tales como incremento en el flujo de calor, flujos piroclásticos, caída de material incandescente y tefra ocurridos durante el período de estudio, permitirán evaluar *grosso modo* su contribución individual a los cambios glaciales.

La correlación entre el balance de masa y el estudio de los procesos volcánicos permitirá establecer la interacción volcanismo-glaciación en el Popocatépetl desde una perspectiva espacial y temporal. Los datos resultados del estudio de la interacción entre la actividad eruptiva y los glaciares en el Popocatépetl, contribuirán de manera significativa a documentar y evaluar los cambios producidos en glaciares por lo diversos fenómenos volcánicos en particular y por la actividad eruptiva en general.

1.4. HIPÓTESIS

Los glaciares del Popocatépetl en la década previa al inicio de la actividad eruptiva, en diciembre de 1994, mostraban una clara tendencia de retroceso, atribuible a factores climáticos globales y regionales (Delgado-Granados, 1997). En vista de que la actividad eruptiva es un factor

que altera de manera negativa la dinámica glacial, al favorecer la pérdida de masa a través de diversos procesos, se considera entonces que la actividad eruptiva acelerará de manera significativa el retroceso, lo que provocaría la extinción de los glaciares.

1.5. OBJETIVOS

Objetivo general

Evaluar la interacción entre la actividad eruptiva y el régimen glacial del Popocatepetl en el período 1994 – 2002.

Objetivos específicos

- Determinar el régimen glacial del Popocatepetl durante la actividad eruptiva actual.
- Determinar los cambios morfológicos ocurridos en los glaciares durante el período de estudio.
- Establecer los efectos de los diversos fenómenos eruptivos en los cambios glaciales.

1.6. ESTRUCTURA DEL TRABAJO

El presente trabajo está conformado de cuatro partes y un apéndice. La primera parte contiene la introducción, mientras que la segunda se refiere a la metodología empleada: la fotogrametría digital. En ésta última se describen de manera detallada los procedimientos realizados durante la generación de los modelos digitales de elevación y las ortoimágenes, así como para la estimación de áreas y volúmenes glaciales. En la parte tres, se presentan las características del área glacial del Popocatepetl antes y durante el actual período eruptivo. Los resultados obtenidos en el presente trabajo y los datos recopilados de estudios previos permiten establecer algunas comparaciones. En la parte cuatro, se abordan los diversos fenómenos volcánicos que han ocurrido a lo largo del período eruptivo actual y la manera en que han

interactuado con los glaciares del Popocatepetl. Finalmente, se propone un modelo de evolución del área glacial en relación con el comportamiento eruptivo del volcán.

Se ha incluido un apéndice que contiene cuatro artículos con algunos de los resultados obtenidos durante el desarrollo del presente estudio.

En el primer artículo, “Fast hazard evaluation employing digital photogrammetry: Popocatepetl glaciers, Mexico”, se describe de manera detallada la aplicación de la fotogrametría digital para estimar el volumen de agua disponible en el glaciar en diciembre de 2000, lo que permite plantear escenarios de fusión glacial hipotéticos y con base en ello estimar los posibles volúmenes de lahares.

En el artículo “Glacier melting and lahar formation during January 22, 2001 eruption, Popocatepetl volcano (Mexico)”, se analiza la interacción entre la actividad eruptiva y el glaciar durante el evento eruptivo del 22 de enero de 2001. En dicho evento, flujos piroclásticos descendieron sobre el área glacial generando lahares. Mediante la comparación de modelos digitales de elevación se determinó que un volumen de $\sim 1.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ fue removido del área glacial, este volumen incluye tanto masa glacial como material piroclástico previamente depositado. Se estimó que el volumen del depósito del lahar que descendió por la barranca de Huiloac fue de $\sim 2.4 \times 10^5 \text{ m}^3$ y el agua de fusión involucrada fue de $\sim 1.6 \times 10^5 \text{ m}^3$.

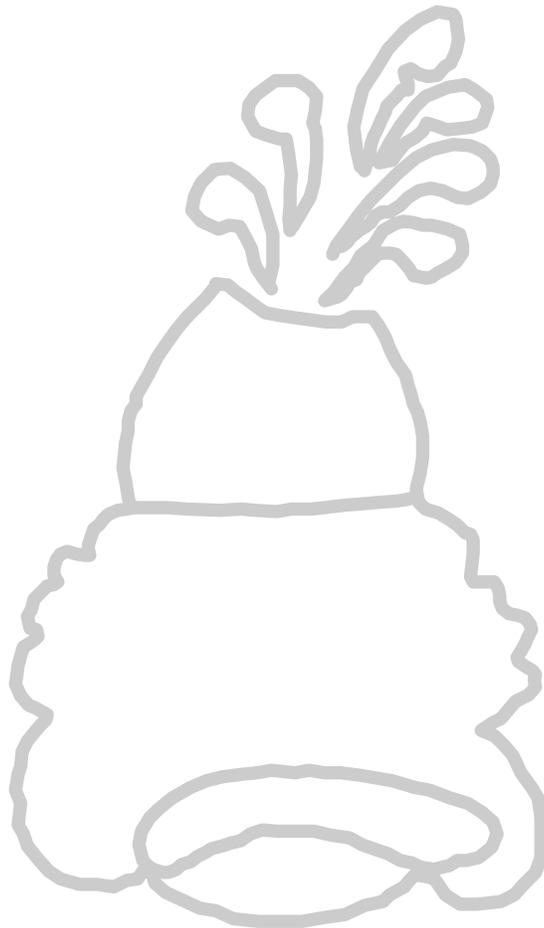
En el artículo “Study of Ayoloco Glacier at Iztaccíhuatl volcano (Mexico): hazards related to volcanic activity – ice cover interactions” se aplica la metodología para estudiar los posibles eventos laháricos relacionados con la interacción entre la actividad eruptiva y los glaciares del Iztaccíhuatl, tal como se hizo para el Popocatepetl y como se describe en el primer artículo. Se presentan datos sobre las pérdidas de área del Glaciar Ayoloco.

En el artículo “Impact of the eruptive activity on glacier evolution at Popocatepetl volcano (Mexico) during 1994-2001”, mediante un análisis multitemporal de modelos digitales de

elevación se determinó la distribución, tasa y magnitud de los cambios glaciales producidos por la actividad eruptiva en términos temporales y espaciales. Con base en los cambios morfológicos ocurridos se presenta un modelo evolutivo del glaciar.

PARTE 2

LA FOTOGRAMETRÍA DIGITAL APLICADA AL ESTUDIO DEL ÁREA GLACIAL DEL POPOCATÉPETL



2.1. FOTOGRAMETRÍA

La fotogrametría es una herramienta valiosa para la investigación glaciológica, en especial, en la observación y estimación del retroceso glacial (Finsterwalder, 1954). Cambios altitudinales de la superficie del glaciar que rellena la caldera del Mt. Wrangell (Alaska), fueron medidos con el propósito de estimar las tasas de pérdida de hielo originadas por el sistema geotérmico, lo que a su vez permitió inferir la variabilidad en el flujo de calor (Benson y Follet, 1986). Estimación de cambios de volumen a partir de las diferencias en la elevación de la superficie glacial fueron llevados a cabo en los Andes peruanos por Brecher y Thompson, (1993). Por su parte Lundstrom et al. (1993) determinaron los cambios altitudinales de la superficie del glaciar Eliot en el Monte Hood (E.U.A.)

La fotogrametría ha sido reconocida como una técnica ideal para la obtención de datos topográficos en áreas glaciadas, en especial aquellas de difícil acceso o que presentan elevado riesgo debido a la presencia de grietas, formación de avalanchas, etc. En este tipo de lugares o bajo condiciones de elevado riesgo, el trabajo de campo resulta inoperante debido a que requiere de gran cantidad de tiempo, recursos económicos y logística tanto para acceder al lugar como para el desarrollo del trabajo. La fotogrametría aérea resulta adecuada para el mapeo de glaciares pequeños, determinación del terminus glacial, mapeo de la línea de nieve y detección de las fluctuaciones espaciales (Gao y Liu, 2001).

En los años noventa, el incremento en la capacidad de las computadoras tanto en el manejo de datos como en el de la visualización de los mismos, se tradujo en una mayor aplicación de la fotogrametría digital a los estudios glaciales, no sólo para medir los cambios glaciales de fechas recientes sino también para reconstruir configuraciones anteriores. La posibilidad de generar modelos digitales de elevación (MDE) a partir de los datos topográficos facilitó la estimación de los cambios de área y volumen glacial (Fox y Nuttall, 1997).

La fotogrametría es una herramienta útil para el monitoreo glacial enfocado a la evaluación de peligros asociados a procesos glaciales y periglaciales tales como: flujos glaciales, avalanchas de hielo, variaciones longitudinales, reptación y deshielo de detritos congelados, inestabilidad de vertientes, o las diversas combinaciones de éstos (Kääb, 2000).

En especial, resulta de gran utilidad la determinación aerofotogramétrica de modelos digitales de elevación y su comparación multitemporal. Esta técnica es efectiva debido a su exactitud en la determinación de los cambios de elevación de la superficie del terreno, ha sido empleada para medir los cambios de elevación y de velocidad en glaciares (Kääb et al., 1997).

También, la fotogrametría ha sido aplicada en la determinación del movimiento y velocidad del hielo en glaciares que presentan oleadas glaciales, con la condición de que la velocidad del hielo sea superior a la ablación de manera significativa (Knizhnikov et al., 1998).

En la actualidad, gracias a la evolución de sensores y la capacidad de análisis de los datos obtenidos se ha pasado a la fotogrametría de alta resolución. La utilización de imágenes de satélite (ASTER, SPOT, RADARSAT, etc.) para la obtención de datos topográficos de áreas glaciales y sus productos secundarios como los modelos digitales de elevación ha favorecido el estudio de éstas, en particular de las localizadas en zonas remotas y de difícil acceso.

2.2. LA FOTOGRAMETRÍA DIGITAL Y EL ÁREA GLACIAL DEL POPOCATÉPETL

El uso de la fotogrametría digital para el estudio del área glacial del Popocatepetl fue factible, en primera instancia, por la disponibilidad de un gran número de fotografías aéreas, tomadas de manera regular desde 1996, con el fin de monitorear la actividad eruptiva del volcán, en particular los cambios que ocurrían en el interior del cráter. Por otra parte, las fotografías fueron tomadas a escalas grandes (1:15,000-1:10,000), lo que favoreció el estudio detallado del área glacial.

La fotogrametría digital es la técnica más adecuada para estimar la magnitud de los efectos y cambios en términos de área y volumen ocurridos durante el período eruptivo actual en el área glacial del Popocatepetl, debido a la disponibilidad de fotografías aéreas y al riesgo que representaba el trabajo de campo asociado a la actividad eruptiva.

2.2.1. SELECCIÓN DE MATERIAL Y DATOS REQUERIDOS

El primer paso consistió en la revisión de la colección de fotografías aéreas del Popocatepetl que posee el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), tomadas por la Dirección General de Carreteras de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes. Se seleccionaron aquellas fotografías en donde las nubes meteorológicas o volcánicas no cubrieran en su totalidad el área glacial y en las que no hubiera nevada estacional. Se realizó una selección final con base en el contraste óptico de las fotografías y la existencia de las marcas fiduciales, de manera que pudiera hacerse una comparación lo más cercano a un período anual de las condiciones de los glaciares. Las fotografías seleccionadas corresponden al 21 de mayo de 1996, 16 de marzo de 1997, 2 de febrero de 1999, 8 de enero de 2000 y 21 de febrero de 2001.

Las fotografías se transformaron a formato digital mediante el uso de un escáner. La digitalización se realizó a 600 dpi (puntos por pulgada) y a 8 bits en escala de grises. Se empleó un escáner de cama plana y formato grande. Así mismo, se obtuvieron los datos de entrada necesarios para el procesamiento de cada uno de los pares fotográficos, algunos son calculados con base en la geometría el vuelo y la toma de las fotografías y otros son tomados del reporte de calibración de la cámara (Tabla 1).

Tabla 1. Datos de entrada de los pares fotográficos procesados.

Fotografías	Punto central X (UTM)	Punto central Y (UTM)	Altitud del vuelo (m.s.n.m)	Tipo de cámara	Longitud focal (mm)	Ángulo kappa	Escala
19960521	539700 539800	2103600 2103400	6,780	UAG18	151.70	310 ⁰	1: 8,000
19970316	539800 539900	2103300 2103900	7,200	UAg461	153.10	230 ⁰	1: 11,000
19990202	539400 539300	2103400 2104900	7,500	Wild 15/4 UAGA-F	152.97	295 ⁰	1: 13,000
20000108	539850 539650	2103250 2104000	7,380	Wild 15/4 UAGA-F	152.97	270 ⁰	1: 12,000
20010221	539200 540100	2104000 2104000	7,544	UAg461	153.10	90 ⁰	1: 13,000

2.2.2. PROCESAMIENTO

El procesamiento de las imágenes se realizó en el Laboratorio de Fotogrametría Digital del Departamento de Geografía Física de la Universidad de Zürich, Irchel (Suiza), bajo la asesoría del Dr. Andreas Käab. Se empleó el paquete Socet Set V 4.1 LH Systems de Leica. A continuación se describen brevemente los pasos seguidos durante el procesamiento.

Orientación interior, es el procedimiento mediante el cual se crea una transformación del espacio del plano focal de la cámara (mm) al espacio digitalizado de la imagen (píxeles). Para esto se deben introducir las coordenadas del punto central, altitud del vuelo, longitud focal, ángulo kappa, escala y coleccionar las marcas fiduciales de cada una de las imágenes.

Georeferenciación, en este procedimiento los píxeles o celdas que conforman una imagen digital son referidos al terreno, mediante un sistema de coordenadas, y a otras imágenes. La georeferenciación se conoce también como, triangulación, geoposicionamiento, triangulación aérea, orientación exterior, entre otros. En la georeferenciación se emplean modelos matemáticos que permiten relacionar el terreno y el espacio de la imagen.

Para realizar la georeferenciación son necesarios puntos de control terrestre (PCT) y puntos de empate (PE). Los PCT, son puntos con una posición geográfica conocida (X, Y, Z) que previamente han sido colectados directamente en el campo o indirectamente por medio de mapas u otras fuentes. Los PE son rasgos de fácil identificación y localización en las imágenes.

Para realizar una buena georeferenciación es necesario que se ubiquen al menos tres PCT en cada par de imágenes, mismos que deberán distribuirse lo mejor posible en la imagen para evitar la deformación. Cuando la distribución de los PCT es regular, la deformación causada es similar en todas direcciones, por lo que se considera despreciable. Los errores en la georeferenciación generan deformaciones en la imagen, un PCT está sujeto a errores de ubicación o coordenadas incorrectas. De la precisión de los PCT depende la precisión del trabajo.

La localización de PCT adecuados es compleja bajo condiciones topográficas como las del volcán Popocatepetl. Adicionalmente, la colección de PCT en el campo no es una opción viable debido al riesgo que implica. Por otra parte, los PCT pueden sufrir alteración o bien incluso pueden desaparecer debido a la actividad eruptiva, complicándose así la óptima localización de éstos en las imágenes.

En los cinco pares de imágenes procesadas se localizaron 9 PCT (Tabla 2), seis de ellos fueron proporcionados por la Secretaría de Comunicaciones y Transportes, determinados por medios fotogramétricos. Con el objeto de mejorar los resultados de la georeferenciación se adicionaron 3 PCT, cuyas coordenadas fueron determinadas empleando el fotomapa del volcán Popocatepetl, escala 1: 20,000 del INEGI. Los PCT se encuentran en la Proyección Universal Transversa de Mercator, zona 14Q, renglón D121 y datum horizontal NAD 27 (México).

Tabla 2. Puntos de control terrestre empleados en la georeferenciación.

Punto	Latitud N (UTM)	Longitud E (UTM)	Altitud (m.s.n.m)
1	2103168.255	539094.116	5,393.813
2	2103521.745	539419.057	5,273.992
3	2103610.998	539722.148	5,202.025
4	2103278.510	539214.832	5,383.603
5	2103438.600	540441.500	4,896.544
6	2102895.545	539968.113	5,139.924
7	21033840.000	538700.000	4,940.000
8	2102960.000	539840.000	4,325.000
9	2104660.000	540000.000	4,550.000

Una vez introducidos los PCT y los PE se ejecuta la georeferenciación y una vez concluida ésta, se revisa el reporte de errores residuales de cada uno de los PCT que han sido empleados. Los PCT que presentan elevados errores residuales se relocalizan, con el objeto de disminuir el error, sin embargo aquellos que siguieron presentando elevados valores se eliminan o se emplean como puntos de revisión. La raíz cuadrada media de los errores residuales fue < 1 píxel.

Generación del modelo digital de elevación (MDE), para la generación del modelo es necesario indicar las coordenadas aproximadas de la esquina inferior izquierda y superior derecha del área que abarcará el MDE. La extracción del MDE es automática, sin embargo existe la posibilidad de elegir el algoritmo de correlación. El algoritmo tiene parámetros de entrada que pueden ser modificados con el objeto de mejorar la calidad del MDE. Una combinación determinada de parámetros se denomina estrategia. Debido a lo abrupto del relieve del Popocatepetl, para la extracción automática del MDE se empleó una estrategia no adaptativa, que combina elevada exactitud en la extracción del DEM en relieves de fuerte pendiente (*steep_extreme* y *steep_1*). Esta solución fue la mejor opción después de probar otras soluciones que generaban errores en

los MDE obtenidos. Finalmente, se obtuvo un modelo digital de elevación con un intervalo de curvas de 10 m para cada par de imágenes procesadas.

Ortorectificación, la rectificación se refiere al proceso mediante el cual una imagen es corregida para reducir las distorsiones generadas durante la toma de las imágenes y las originadas por el relieve. Para realizar este procedimiento, se requiere de un MDE, en este caso se emplearon los MDE generados en el paso anterior. Cada par de imágenes fue ortorectificado.

2.2.3. ESTIMACIÓN DE AREA Y VOLUMEN

Los modelos digitales de elevación obtenidos fueron procesados posteriormente empleando el paquete Surfer[®] (V.8). Con base en los datos de los MDE se construyeron rejillas (grids) con un espaciamiento de 10 m, mediante un método de interpolación de promedio ponderado (Kriging).

Una vez obtenidos los nuevos MDE y, con el objeto de obtener los MDE del área glacial, el área previamente digitalizada se sobrepuso a cada uno de los MDE interpolados y se aplicó una máscara con el objeto de eliminar todos los datos fuera del área glacial. Los MDE se cortaron para que tuvieran las mismas dimensiones (igual número de renglones y columnas) a fin de efectuar las operaciones necesarias. El área glacial se midió en cada uno de los MDE. El paquete empleado permite medir tanto el área planimétrica como el área superficial.

Una vez obtenidos los MDE del área glacial para cada una de las fechas, se procedió a hacer las restas de éstos. La resta de modelos compara las superficies altitudinales de dos áreas glaciales (A-B). Si se considera que A es la superficie de referencia y B una superficie posterior, al efectuar la resta, un resultado positivo indica que la superficie B descendió con respecto a la superficie A y si es negativo, que B se elevó por encima de la superficie A. De forma que el

cálculo de volumen entre las dos superficies puede obtenerse para cada una de las celdas que componen la rejilla de los MDE (Fig. 2).

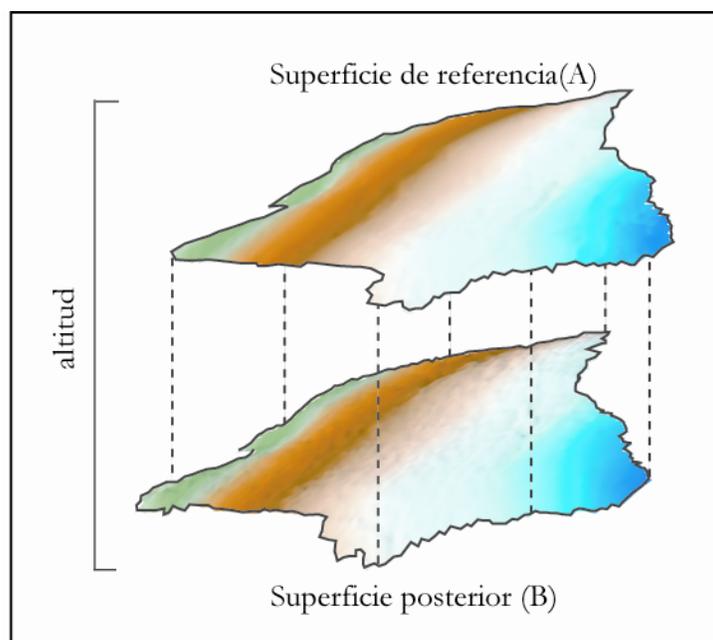


Fig. 2. Resta de modelos digitales de elevación (MDE). La resta de MDE determina las diferencias altitudinales entre dos superficies (A-B), esas diferencias equivalen al volumen ganado o perdido dependiendo de la elevación o descenso de las superficies comparadas.

2.2.4. ESTIMACIÓN DEL ERROR

Julio-Miranda y Delgado-Granados (2003) estimaron el error generado durante el procesamiento de los modelos digitales de elevación (Tabla 3). Se considera que los errores involucrados son estadísticamente independientes debido a que cada paso en el procesamiento es formalmente independiente. Los errores relativos a los lentes de la cámara e impresión de las fotografías son despreciables (ver Apéndice 1). Para estimar el error total se consideraron los siguientes errores parciales:

Adquisición de la fotografía (E_1), este error depende de la resolución fotográfica de la película empleada para la toma de las fotografías, que de acuerdo con el reporte de calibración

de la cámara es de 142 líneas/mm, por lo que el error está en función del espaciamiento que existe entre cada una de las líneas.

Proceso de digitalización (E_2), es producto de la digitalización de las fotografías, mismas que fueron digitalizadas a 600 puntos por pulgada que equivale a 24 puntos/mm. Al digitalizar las fotografías se pierde parte de la resolución original, en este caso la pérdida corresponde a ~84% de la resolución original de la película fotográfica empleada en la toma de las fotografías.

Proceso de georeferenciación (E_3), resulta durante el proceso de georeferenciación y corresponde al tamaño del píxel obtenido considerando el área real que comprende la imagen y el número de píxeles que la componen. Así como el valor de la raíz cuadrada media obtenida durante la triangulación, que en este caso fue < 1 píxel.

Tabla 3. Errores parciales y totales estimados para los pares estereoscópicos procesados.

Fecha	E_1 (mm)	E_2 (mm)	E_3 (mm)	E_t (m)
1996	0.0070	0.0208	115,483.2	0.11
1997	0.0070	0.0208	218,335.4	0.21
1999	0.0070	0.0208	304,947.8	0.30
2000	0.0070	0.0208	259,837.2	0.25
2001	0.0070	0.0208	304,947.8	0.30

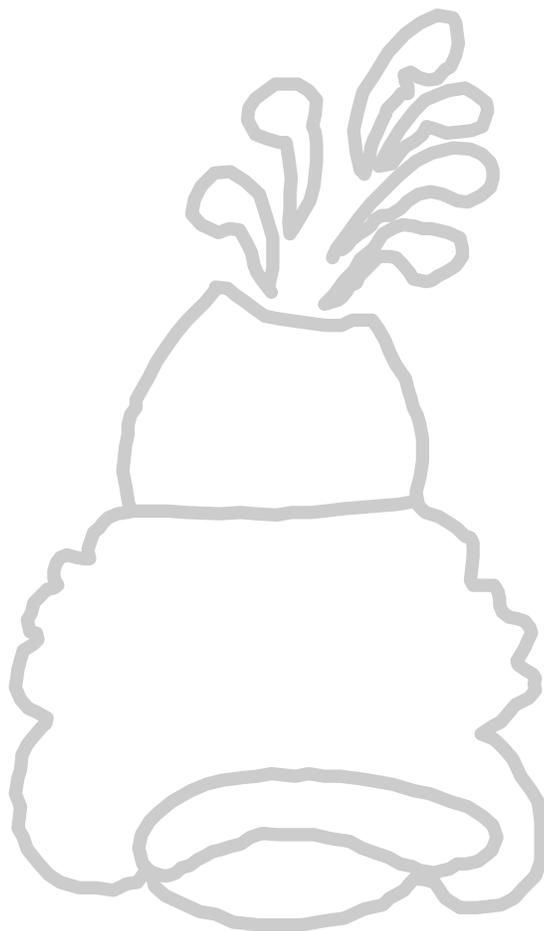
Por su parte, el error inherente a las aproximaciones matemáticas de los algoritmos empleados durante el procesamiento se considera irrelevante. El error total (E_t) se estimó empleando la siguiente expresión: $E_t = \sqrt{(E_1)^2 + (E_2)^2 + (E_3)^2}$

Huggel y Delgado-Granados (2000) señalan que la actividad eruptiva en el Popocatepetl provoca la alteración o destrucción de los PCT, lo que puede ocasionar en los MDE generados

un desplazamiento en la horizontal >1.5 m. En tanto que, dependiendo de la pendiente, los errores verticales pueden ser de ± 1.25 m.

Cuando la generación de MDE se hace bajo condiciones óptimas, se obtiene una exactitud de 0.1% con respecto a la altitud del vuelo (Kraus, 1990). En el caso del Popocatepetl, debido sobre todo a la alteración de los PCT, cabe esperar una exactitud menor. Con base en la altura del vuelo se estimó la exactitud de los MDE generados: 1996 (± 2.7 m), 1997 (± 3.5), 1999 y 2001 (± 4.1 m) y 2000 (± 3.9 m). No obstante que las condiciones para la generación de MDE no son las óptimas y en consecuencia los valores de exactitud son menores, se considera que la exactitud obtenida es aceptable debido a que los cambios glaciales son de mayor magnitud.

PARTE 3
EL ÁREA GLACIAL DEL POPOCATÉPETL



3.1. EL ÁREA GLACIAL DEL POPOCATÉPETL ANTES DE DICIEMBRE DE 1994

Waitz (1921) realizó algunas observaciones sobre el área glacial con motivo de la actividad eruptiva del Popocatépetl: *“El ascenso a la cima se hizo desde Tlamacas y hacia las Cruces, en este punto, es que anteriormente iniciaba el manto de nieve que cubría el cono del volcán (Fig. 3), sin embargo para estas fechas había desaparecido, dejando al descubierto la arena y ceniza que cubre el cono”*.

Durante el ascenso, observaron las *“profundas grietas del ventisquero. En tiempos pasados los turistas nunca han podido darse cuenta de la extensión y del grueso de esta acumulación de hielo, porque entonces estaba cubierto siempre el ventisquero de una capa gruesa de nieve, y hasta las grietas características de él estaban completamente ocultas por ella”*. También observaron la diferencia notable entre el color blanco y nítido de los glaciares del Iztaccíhuatl y los del Popocatépetl *“grises y sucios”*.



Fig. 3. El Popocatépetl visto desde el Iztaccíhuatl. Se observa el manto de nieve que lo cubría y que impedía delimitar el área glacial. Modificado de Waitz, (1921).

Waitz sugiere que la desaparición de la capa de nieve en la zona de Cruces ocurrió un año atrás, lo que podría indicar que la actividad eruptiva inició desde entonces. La expedición se centró en la observación de los cambios ocurridos en el interior del cráter, más que en los efectos que la actividad eruptiva ocasionó en los glaciares; sin embargo queda claro, que antes de 1920, el Popocatépetl estaba cubierto en su mayor parte por una capa de nieve que no permitía delimitar el área glacial.

Weitzberg (1923) en su trabajo enfocado al estudio del Ventisquero aporta por primera vez datos específicos sobre el glaciar del Popocatépetl. El autor inicia señalando que *“el lado Norte del cono gigantesco está cubierto por un enorme ventisquero”* y que su existencia no se conocía hasta un año y medio debido a que *“por la influencia de los gases calientes que salían del cráter, comenzó a desaparecer la capa de nieve perpetua bajo la cual estaba sepultado”*. Adicionalmente hace referencia a Hans Lenk, quien en un trabajo concluyó que *“un ventisquero no puede formarse en el Popocatépetl, porque la inclinación fuerte de sus pendientes que llega a 28° a 45° por un lado y la falta de hondas y al mismo tiempo bastante anchas barrancas por otro lado, son circunstancias que forman un obstáculo para la transformación de la nieve antigua en hielo de un ventisquero”*. Esta conclusión se deriva de la comparación con los glaciares europeos, que entonces eran el marco de referencia.

Con respecto al área glacial señala: *“Por la configuración de la superficie del ventisquero se conoce que desde el lado izquierdo del Pico Mayor se extiende en el cono del volcán una cuenca hacia el Pico del Fraile, prolongándose hacia abajo en la depresión que se encuentra entre la cresta que baja del Pico del Fraile y el cono propiamente dicho del Popocatépetl (Fig. 4). Esta cuenca tiene aparentemente en su parte superior un fondo muy escabroso formado por grandes escalones... Esta es la causa por la que encontramos en este lugar enormes grietas en el ventisquero, algunas de las cuales atraviesan casi toda la superficie de éste en su parte superior... El borde superior de las grietas sobresale, en algunos lugares del borde inferior en más de veinte metros... Las grietas no conservan siempre la misma forma”*. De las dimensiones del ventisquero menciona, “se

extiende en sentido vertical cerca de mil metros, y suponiendo como término medio su inclinación 28° hasta 30°, obtenemos una extensión longitudinal del superficie de más de 2,000 m”.

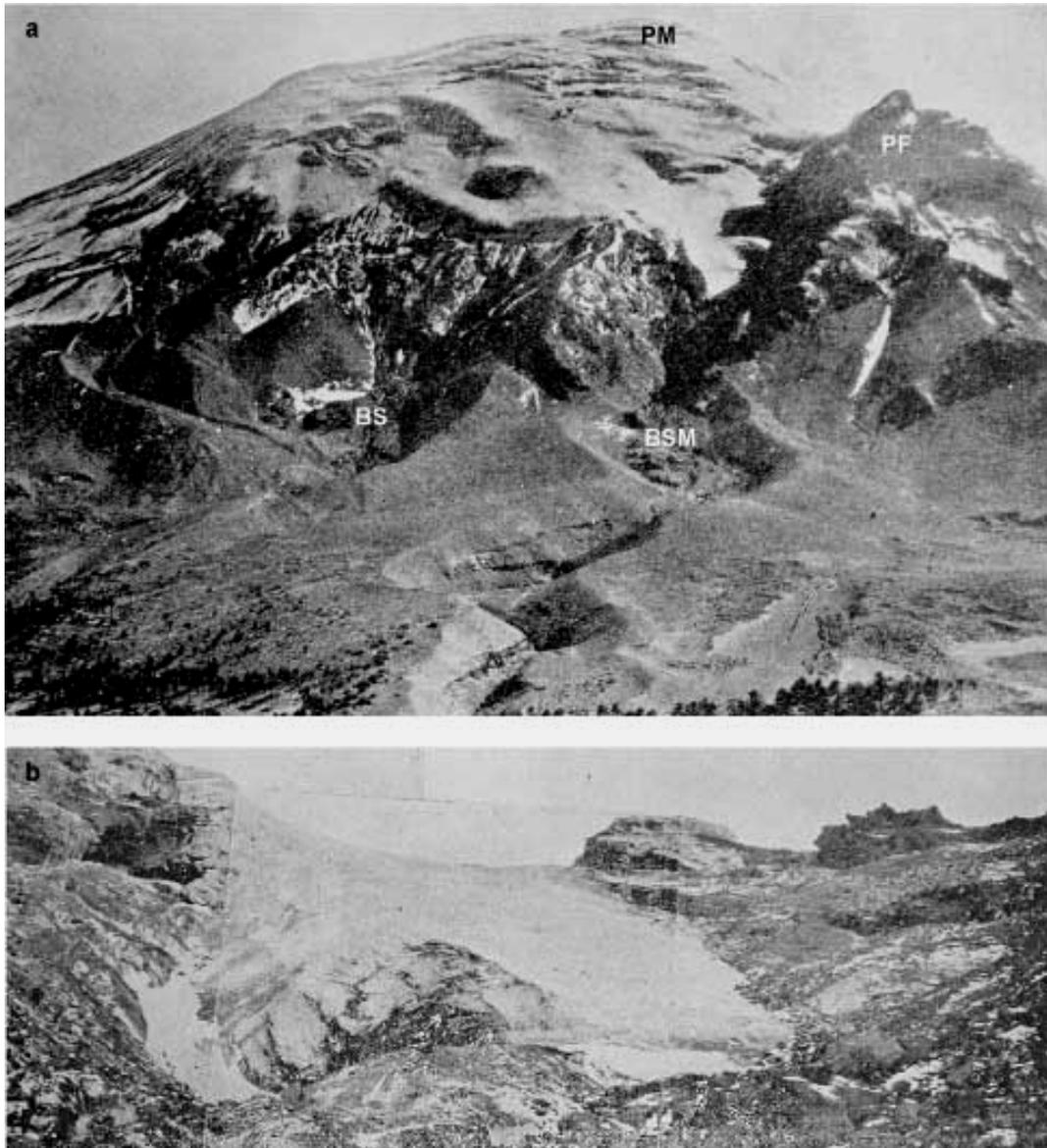


Fig. 4. **a.** El ventisquero del Popocatepetl en 1923. Pico Mayor (PM), Pico del Fraile (PF), Barranca San Mateo (BSM) y Barranca Seca (BS). **b.** La lengua del ventisquero en la parte superior de la Barranca San Mateo, llamada también Barranca de Huiloac y Barranca de Tlamacas. Modificado de Weitzberg, (1923).

A partir de observaciones realizadas determinó que, el ventisquero debió haber cubierto una mayor área y espesor. Weitzberg (1923) menciona que “*oscilaciones periódicas*” como las del

ventisquero del Popocatépetl se han observado en ventisqueros de otras partes del mundo. Con base en una fotografía tomada por Felix y Lenck desde el cerro Tlamacas y la tomada por él, desde el mismo punto, concluye que, por lo menos en los últimos treinta y cinco años no se produjo ningún cambio de importancia en su límite. También considera que la influencia de la actividad eruptiva mostrada por el Popocatépetl en los últimos años provocó una ligera disminución en el espesor del ventisquero (menor a 2 o 3 metros).

White (1954) denominó el área glacial como campo de congesta (“firn field”). Reportó que en 1945, dos pequeñas lenguas glaciares descendían dentro de la cabecera del Valle Ventorrillo (Fig. 5). Considerando la profundidad de las grietas determinó que el mayor espesor del glaciar se encontraba en el lado norte y que para 1951 era de ~40 m.

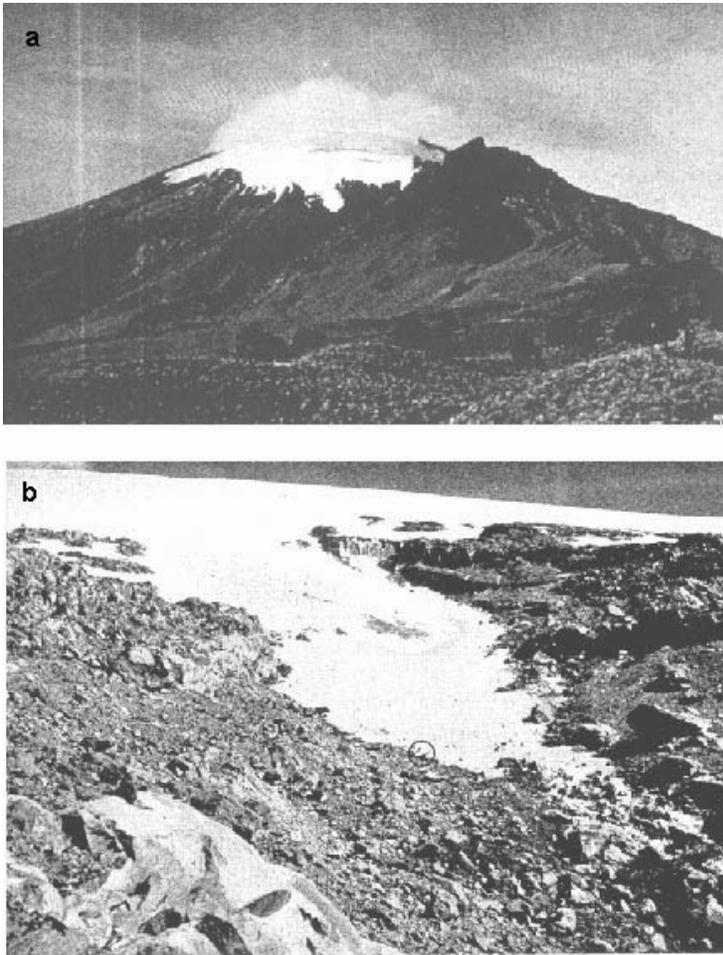


Fig. 5. **a.** Vista del lado norte del Popocatépetl, 27 de julio de 1949. Foto S.E. White **b.** Glaciar dentro de la cabecera del Valle de Ventorrillo, 16 de mayo de 1953. En el círculo, al borde de la lengua, se encuentra una persona. Foto R.E. Kucera. Modificado de White, (1954).

Con respecto al régimen de precipitación, considera que es determinado por la latitud y la altitud. La máxima acumulación se presenta de noviembre a enero, con un periodo adicional de junio a septiembre. La principal forma de alimentación es la nieve, sin embargo una cantidad importante de granizo se presenta de junio a agosto, hay posiblemente alguna acumulación secundaria producida por el recongelamiento del agua de fusión

Mediante el análisis de registros climáticos del Iztaccíhuatl, la Ciudad de México y Puebla, estableció que la máxima evaporación ocurre durante los meses de marzo, abril y mayo (primavera). En el verano, debido a la nubosidad, se produce una menor cantidad de evaporación (julio, agosto y septiembre). En tanto que la pérdida glacial se incrementa de enero a mayo, siendo el mes de mayo cuando ocurre la mayor pérdida y cuando los penitentes presentan considerables dimensiones (Fig. 6). La gran nubosidad y la caída de nieve reducen la fusión de junio a enero, con excepción de octubre cuando los cielos son claros. Señala que, la cantidad de congesa y nieve fundida por el calor volcánico interno se desconoce, y la considera insignificante.

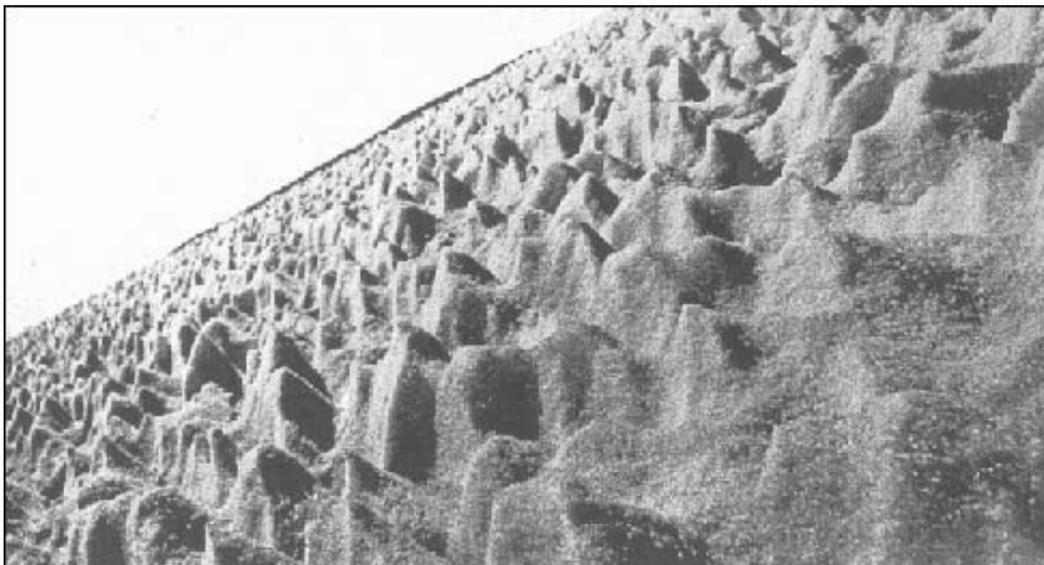


Fig. 6. Penitentes en la vertiente este del glaciar del Popocatepetl, 17 mayo 1953. Los penitentes son estructuras cónicas que se forman sobre la superficie glacial. Foto R.E. Kucera. Modificado de White, (1954).

Lorenzo (1964) con respecto a los glaciares del Popocatépetl, estableció que se localizaban dentro de la zona tropical, al sur del Trópico de Cáncer y que compartían el área de acumulación. Estimó un área glacial total de 720,000 m² e identificó tres glaciares (Fig. 7): Glaciar Norte (GN), Glaciar del Ventorrillo (GV) y Glaciar Noroccidental (GNO).

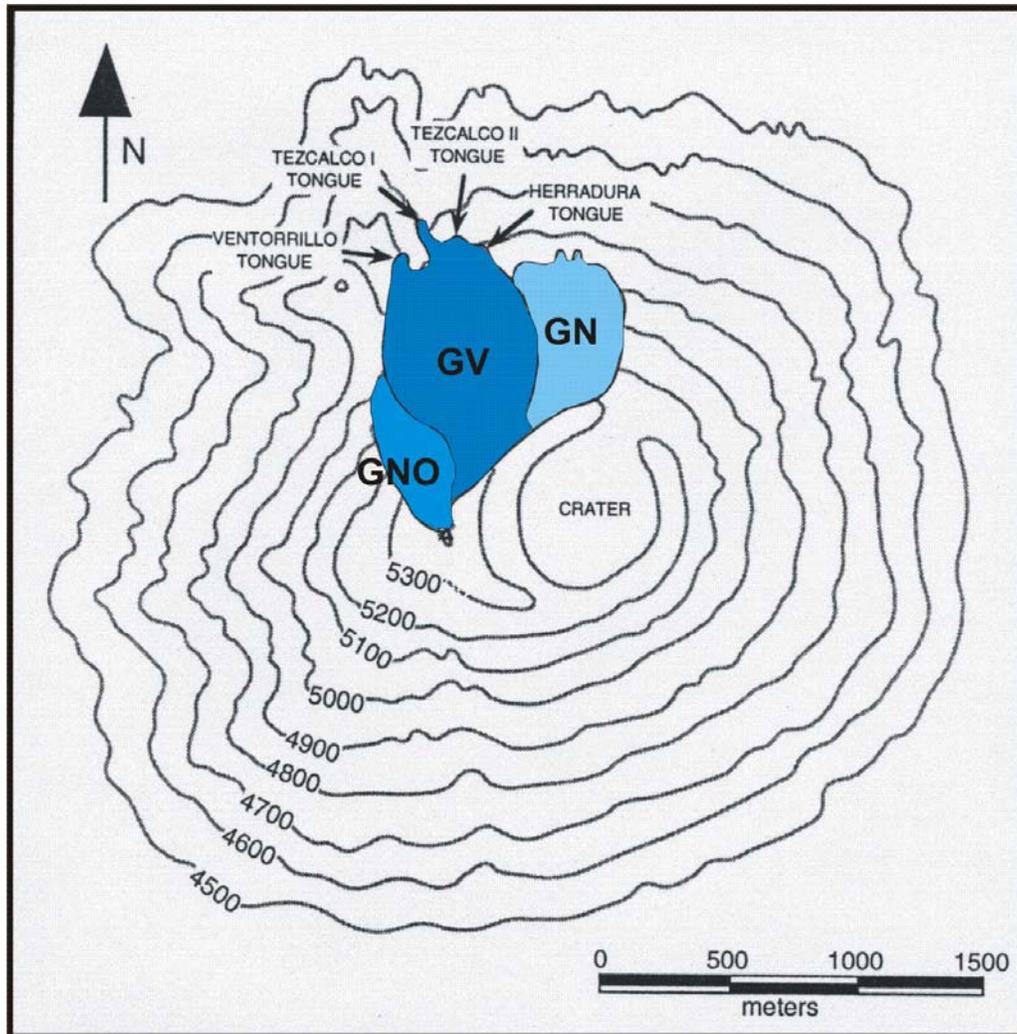


Fig. 7. Localización de los glaciares del Popocatépetl para 1958: Glaciar Norte (GN), Glaciar del Ventorrillo (GV) y Glaciar Noroccidental (GNO) Se observan cuatro lenguas glaciales, Lorenzo (1964). Modificado de Delgado-Granados, (1997).

El remanente del GN ocupaba un área de 190,000 m², su límite oeste, en contacto con el GV, estaba determinado por una depresión topográfica, este glaciar terminaba abruptamente en la Barranca Central. El GV cubría un área de 435,000 m², su frente se encontraba a los 4,690 m.s.n.m., aunque aclara que puede existir un error de 20 m. Las grietas mayores del GV, se encontraban situadas entre las cotas 5,030-5,200 m.s.n.m. y presentaban una profundidad de cerca de 30 m. El GNO (95,000 m²), apenas discernible, se situaba entre el Pico Mayor y hasta los grandes acantilados del lado oeste. Sin embargo, por las huellas de pulido y abrasión identificadas en los promontorios rocosos en sus límites oeste y suroeste, debió haber cubierto una mayor extensión en épocas pasadas.

White (1981) señala que el cambio más significativo ocurrido en los diez años siguientes a 1958 fue el crecimiento de un grueso combamiento de hielo dentro de la Barranca del Ventorrillo, sobre el sitio en que se encontraba la pequeña lengua de hielo entre 1949-1958. Con base en las fotografías de 1968, estimó que su límite inferior estaba a 4,700 m.s.n.m. y su espesor era de 30-40 m. Para marzo de 1978, el combamiento se transformó en un glaciar amplio, con un espesor de entre 70-100 m, que se extendía a través de lado norte-oeste del cono y bajaba formando dos lóbulos dentro de la Barranca del Ventorrillo, hasta cerca de los 4,600 m.s.n.m. (Fig. 8).

El fuerte movimiento hacia abajo, del glaciar, produjo en la parte superior la aparición de cuatro a cinco grietas. En agosto de 1979, los bordes del glaciar formaron paredes verticales de 50 m, con excepción del lóbulo que se encontraba a menor altitud, y que se proyectaba como una rampa sobre la Barranca del Ventorrillo.

Posteriormente, Delgado-Granados y colaboradores (1986) identificaron sólo dos glaciares, al considerar que el GN y GV constituían uno, debido a que compartían la misma zona de acumulación y drenaje. El GNO lo clasificaron como un glaciarete en estado

estacionario y prácticamente muerto. Se denomina *glaciarete* a cuerpos de hielo delgados y pequeños que ocupan depresiones o lugares con menor pendiente (Benn y Evans, 1998). Reportaron por primera vez áreas cubiertas por suelos permanentemente congelados (*pergelisoles*), cuya parte superficial durante la época de ablación se fundía (5 cm) dando origen a procesos de *solifluxión*.



Fig. 8. Vista frontal del glaciar al entrar en la Barranca del Ventorrillo, 23 de marzo de 1978. El *terminus* presentaba un espesor de 70-100 m. Foto S.L. White. Modificado de White, (1981).

De acuerdo con sus observaciones señalan que, en los glaciares el agua de fusión corría por debajo de ellos, formando en ocasiones cuevas de hielo de diferentes dimensiones. La transformación de nieve a hielo era rápida debido al recongelamiento del agua de fusión que corría sobre la superficie glacial o por debajo de ella. Por su parte la fusión durante el verano ocurre tanto en la zona de acumulación como en la de ablación.

Delgado-Granados (1997) en su caracterización de los glaciares establece que el GV, es un glaciar de montaña (5,380-4,760 m.s.n.m.), que debió alcanzar una altitud menor, de acuerdo con las estriaciones localizadas a 4,300 m.s.n.m. en el flujo andesítico que forma su lecho rocoso. La principal fuente de alimentación era la nieve y el granizo. El área de ablación se distinguía por presentar una foliación bien desarrollada. El GV presentaba varios sistemas de grietas: el superior (5,300 m.s.n.m.), cuya grieta principal presentaba una longitud de 250 m. El sistema inferior (5,200-5,000 m.s.n.m.) presentaba un patrón cóncavo a la dirección del flujo, debido a una serie de pequeñas grietas *en echelon* en su límite oeste.

El GNO era un glaciarete (5,400-5,060 m.s.n.m.) que no presentaba un sistema de grietas propio, sino que estaba cortado por las grietas del Ventorrillo lo que indicaba su falta de movimiento. En su mayor parte estaba constituido por hielo con elevado contenido de líticos (hielo negro). Compartía el área de acumulación con el GV, sin embargo drenaba hacia el oeste. También señaló que la actividad de los glaciares en el Popocatepetl no originó morrenas e identificó y cuantificó las áreas cubiertas por pergelisoles (Fig. 9): Norte (69,000 m²), Yancuecole (43,000 m²), Las Cruces (119,000 m²) y Coyotes (8,000 m²).

Las zonas de acumulación y ablación no presentan una delimitación clara debido al reducido tamaño del área glacial. Las temperaturas medidas en el glaciar en años anteriores a 1994, variaron entre -1.5 a 0.5 °C, (Delgado-Granados, datos sin publicar) lo que permite considerar al glaciar del Popocatepetl, de manera general, y de acuerdo con la clasificación térmica de los glaciares, como un glaciar templado (Benn y Evans, 1998).

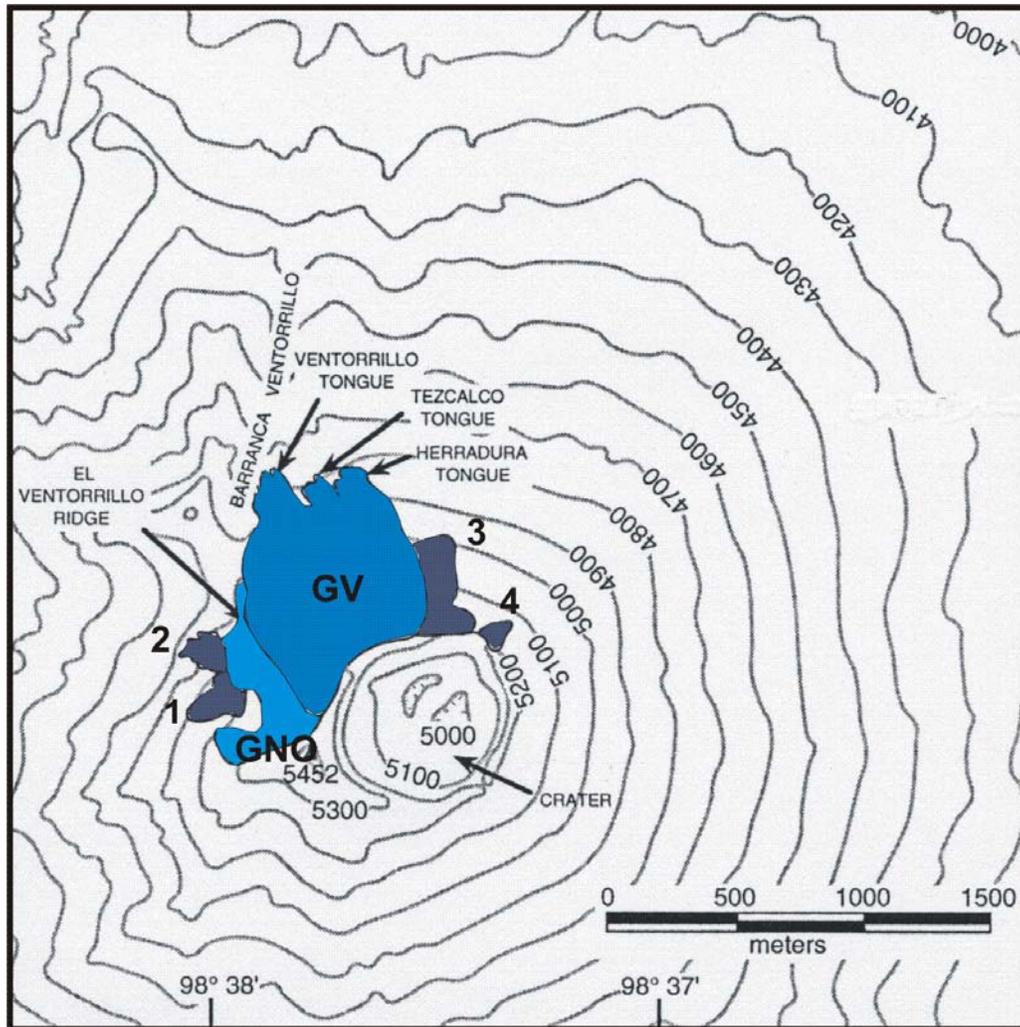


Fig. 9. Los glaciares en el Popocatepetl para 1982: Glaciar del Ventorrillo (GV) y Glaciar Noroccidental (GNO). Se observan las tres lenguas glaciales existentes. En torno a los glaciares se identificaron áreas cubiertas por pergelisoles: Yancuecole (1), Coyotes (2), Norte (3) y Las Cruces (4). Modificado de Delgado-Granados, (1997).

3.2. EL ÁREA GLACIAL DEL POPOCATÉPETL DURANTE 1996-2001

Los cambios de área, volumen y altitud del área glacial a partir del inicio del período eruptivo actual han sido determinados mediante la comparación de los modelos digitales del terreno de fechas subsecuentes. Adicionalmente, se elaboró una cronología de observaciones del área glacial con base en la fotointerpretación de las numerosas fotografías existentes (Tabla 4).

Tabla 4. Observaciones cronológicas del área glacial del Popocatepetl, 1993-2004, elaborada con base en las fotografías aéreas proporcionadas por el CENAPRED.

Fecha	Observaciones
1993	
6 diciembre	Se identifica el G.Ventorrillo y remanentes del G. Noroccidental, en el primer se aprecian dos sistemas de grietas
1994	
21 diciembre	En el G. Ventorrillo se observa tefra y huellas de flujos de detritos. El terminus ha retrocedido. Se aprecia fusión en el frente glacial
1995	
6 enero	Se observa tefra sobre el área glacial, así como escurrimientos en el frente. Las grietas aumentaron sus dimensiones.
23 abril	Se aprecia retroceso del borde E del G.Ventorrillo, así como escurrimientos en la base del glaciar. Espesor y distribución heterogénea de tefra. Se observa el desarrollo de grietas transversales
1996	
13 mayo	Se aprecia espesor y distribución heterogénea de tefra así como huellas de flujos de detritos. Se observan grietas cortando al glaciar de NE-SW. El extremo NW retrocedió.
21 mayo	Espesor y distribución heterogénea de tefra. Se observan huellas de flujos de detritos parte frontal del glaciar, donde también se observan ojivas
26 mayo	Se observa acumulación de tefra en partes deprimidas de la superficie glacial y huellas de flujo de detritos en el frente. También se aprecia fusión intensa
25 julio	Nevada, se presentan huellas de flujos de detritos en la parte frontal. Deposición de tefra en la parte central y en el borde superior del glaciar: Se aprecia una notable reducción del sector NW
10 julio	Se aprecia espesor y distribución heterogénea de tefra sobre la superficie glacial. Se observan huellas de flujos de detritos y retroceso del borde NE
21 noviembre	Espesor y distribución heterogénea de tefra, el sector NE muestra retroceso
11 diciembre	Se observa espesor y distribución heterogénea de tefra así como huellas de flujos de detritos y depresiones en la superficie glacial
1997	
28 febrero	Se aprecia espesor y distribución heterogénea de tefra, huellas de flujos de detritos, y escorrentía en el frente y borde noreste del glaciar
16 marzo	Espesor y distribución heterogénea de tefra. Se aprecian huellas de flujo de detritos. En el sector oeste apareció un escarpe
11 junio	Nevada. Se aprecian surcos sobre la superficie glacial. La lengua de Ventorrillo muestra un combamiento y un ligero escarpe.
1 julio	Un lahar descendió por la Barranca de Huiloac que llegó a los límites de Santiago Xalitzintla
4 julio	Se aprecian numerosos surcos en la superficie glacial, con excepción del sector suroeste
12 julio	El área glacial se observa cubierta de tefra con excepción de las lenguas. Se observan huellas de flujos de detritos. Se aprecia que el borde superior retrocedió. El escarpe que mostraba la lengua del Ventorrillo desapareció
20 julio	El área glacial se observa cubierta de tefra con excepción de las lenguas
10 agosto	El área glacial se observa cubierta de tefra con excepción de las lenguas, así como huellas de flujos de detritos. Se identifican surcos sobre la superficie del glaciar en el sector suroeste
3 septiembre	El área glacial se observa cubierta de tefra con excepción de las lenguas
22 octubre	Nevada, se observan depresiones de forma irregular en la parte superior del glaciar
14 noviembre	Nevada
29 noviembre	Nevada, se observa un escarpe en el sector W del área glacial
7 diciembre	Nevada. La lengua Ventorrillo muestra escarpe y la otra lengua presenta un ligero combamiento
1998	
6 enero	El área glacial se observa cubierta de tefra con excepción de las lenguas. El escarpe que presentaba la lengua Ventorrillo ya no se observa, en cambio se aprecia un escarpe sector W. Se aprecian flujos de detritos en el frente y en barrancas que drenan el sector E. Se identifican numerosas depresiones en el área glacial
13 enero	Espesor y distribución heterogénea de tefra. En las lenguas se aprecia retroceso
16 enero	Nevada, se observan surcos y rastros de flujos de detritos sobre el área glacial
23 enero	Espesor y distribución heterogénea de tefra. Se observan grietas y el aumento de las dimensiones de las

	depressiones antes identificadas
17 febrero	Las lenguas muestran retroceso. Se aprecia escorrentía en el borde glacial
17 marzo	Se observa un flujo de detritos de cerca de 8 km de longitud en el sector NE del glaciar
2 abril	La superficie del glaciar se observa muy irregular y cubierta de tefra. Se aprecia intensa ablación en el frente
4 abril	Espesor y distribución heterogénea de tefra. Se aprecian surcos sobre la superficie glacial
7 junio	Espesor y distribución heterogénea de tefra, la morfología glacial presenta importantes irregularidades
29 junio	El área glacial se observa cubierta de tefra con excepción de las lenguas, se presentan surcos sobre la superficie
29 octubre	Nevada, el área glacial se observa cubierta de tefra con excepción de las lenguas
2 diciembre	Espesor y distribución heterogénea de tefra. Se identifican lenguas huellas de flujos de detritos. El sector oeste ha comenzado a fragmentarse
7 diciembre	Espesor y distribución heterogénea de tefra. Se observan huellas de flujos de detritos. Continúa la fragmentación del sector oeste
1999	
2 febrero	Espesor y distribución heterogénea de tefra. En las lenguas se aprecian huellas de flujos de detritos y surcos, así como un gran número de cráteres en la superficie. Escorrentía en el sector SW
7 marzo	Cubierta de tefra, se aprecian huellas de flujos de detritos y depresiones en el frente glacial
16-17 mayo	Se observan flujos de detritos
7 julio	Flujos de detritos en el flanco N
14 julio	Nevada. Sólo se aprecia la lengua Ventorrillo, lengua que se localizaba al oeste de ésta ha desaparecido.
21 septiembre	Se observan áreas de la superficie glacial cubiertas por nieve y otras por tefra
5 noviembre	Se observa retroceso y adelgazamiento al frente. También se identifican huellas de flujos de detritos. La fragmentación del sector W han dado lugar a la formación de bloques de variadas formas
14 noviembre	Espesor y distribución heterogénea de tefra. En el sector E se observa bloques elongados de hielo
2000	
7 enero	Espesor y distribución heterogénea de tefra. En algunas partes del sector W el adelgazamiento del glaciar permite observar el lecho rocoso. Se aprecian depresiones y huellas de flujos de detritos en el frente glacial. Escorrentía en el sector SW
16 marzo	El área glacial se observa cubierta de tefra con excepción de las lenguas. Escorrentía en el borde frontal, se observan huella de flujos de detritos
27 abril	Se observa ablación en la superficie glacial
24 mayo	Un lahar descendió en la Barranca de Huiloac, se detuvo 8 km antes de Santiago Xalitzintla
27 mayo	Lahar menor en la Barranca de Huiloac
3 octubre	La lengua Ventorrillo ha desaparecido. Se observa una pared de hielo en la parte superior del glaciar, hay fusión en su base. Se aprecian flujos de detritos
4 noviembre	Espesor y distribución heterogénea de tefra. Se observa fragmentación del sector E
16 diciembre	Espesor y distribución heterogénea de tefra, en el frente se aprecian bloques de hielo y fusión en su base
2001	
20 enero	En el área glacial se observan bloques de hielo escalonados, el techo de éstos se encuentra cubierto por tefra
22 enero	Un lahar descendió por la Barranca Huiloac hasta 2 km antes de Santiago Xalitzintla
21 febrero	Se aprecian bloques irregulares en el frente glacial, así como intensa ablación
15 marzo	Se observa intensa fusión en la base de los bloques de hielo que forman el área glacial
6 abril	Se observa intensa fusión en la base de los bloques de hielo que forman el área glacial. Notable escorrentía en la barrancas que drenan el área glacial. La parte frontal se ha fragmentado por completo
13 abril	Nevada
20 agosto	Se observa intensa ablación sobre las paredes de los bloques de hielo que conforman el área glacial
20 septiembre	Nevada, sin embargo la parte superior de bloques se observa cubierta por tefra
20 noviembre	Tefra y nieve. El área glacial se observa constituida por bloques de hielo escalonados
2002	
10 enero	Se aprecia tefra y nieve en la superficie glacial. Los bloques de hielo se han fragmentado y los que se encuentran en el frente han reducido sus dimensiones
24 enero	Tefra sobre la superficie glacial. El sector E desapareció. En la parte superior se observan los bloques con mayores dimensiones
29 abril	Se aprecia intensa ablación
17 junio	Nevada

2003	
4 febrero	Se observa el área glacial constituida por bloques de hielo escalonados, su parte superior se encuentra cubierta por tefra
2004	
20 abril	El área glacial se observa formada por bloques de hielo. Los de mayor dimensión se encuentran en la parte superior del área, en la parte central los bloques observan cierta continuidad en tanto que en la parte frontal se observan algunos bloques aislados. La parte superior de los bloques está cubierta por tefra. En algunas de las paredes de los bloques se aprecia intercalación de neviza y tefra

3.2.1. CAMBIOS DE ÁREA SUPERFICIAL

La pérdida de área superficial se incrementó de manera gradual (Tabla 5). En el período 1996-1997, se perdió ~8 % del área existente en mayo de 1996, pequeñas áreas en el borde este y oeste del glaciar desaparecieron (Fig. 10). Entre 1997-1999 se perdió un 16%, que aunado a la pérdida anterior da un total de 24%, es decir que entre 1996 y 1997 las pérdidas de área fueron de magnitud similar. El frente y los bordes del glaciar experimentaron un retroceso importante.

Durante el período 1999-2000 desapareció un 10% del área a una tasa de 61,398 m³/año¹. Una importante pérdida de área se observó en la parte frontal del sector oriental del glaciar. Sin embargo, la mayor pérdida ocurrió durante 2000-2001, cuando el 19% del área inicial de 1996 se pierde. El frente del glaciar observó un notable retroceso, las lenguas que hasta entonces habían subsistido desaparecen por completo (Fig. 10), así mismo el sector noroeste se reduce de manera notable. El borde superior del glaciar sufrió un retroceso menor, a pesar de encontrarse en el borde del cráter. Para el 21 de febrero de 2001 había desaparecido el 53% del área glacial que existía en 1996.

De acuerdo con Kääb y Huggel (comunicación personal) las áreas glaciales reportadas en todo el mundo son planimétricas y no son recalculadas con base en la pendiente sobre la cual se localiza el glaciar. Sin embargo, al calcular el balance de masa de un glaciar, la medición del área planimétrica puede ser una fuente importante de errores de acuerdo con Jacobsen y Theakstone (1995), debido a que el área superficial puede ser sustancialmente más grande que

la planimétrica, por lo que se debe emplear el área superficial para dichos cálculos aún en glaciares que presentan pocas grietas.

Tabla 5. Cambios del área superficial del glaciar del Popocatepetl, 1996-2001.

Fecha	Área superficial (m ²)	Período	Área superficial perdida (m ²)	Tasa de pérdida de área (m ² /año ⁻¹)
1996-05-21	554,828			
1997-03-16	508,963	1996-1997	-45,865	50,961
1999-02-02	422,938	1997-1999	-86,025	45,758
2000-01-08	365,838	1999-2000	-57,100	61,398
2001-02-21	260,458	2000-2001	-105,380	94,089

El uso de un modelo digital de elevación preciso provee una aproximación más cercana al área superficial verdadera del glaciar, en especial en glaciares de grandes dimensiones en donde, en general, la zona de ablación presenta una superficie más irregular. En glaciares pequeños en donde la ablación ocurre en toda el área, el área superficial aporta información detallada de los cambios que ocurren en el glaciar. Es por ello que se determinó emplear el área superficial del glaciar para estimar la magnitud de los cambios en el glaciar del Popocatepetl. No obstante el área planimétrica (Tabla 6) constituye un dato útil para establecer comparaciones con datos reportados en estudios previos.

Tabla 6. Cambios del área planimétrica del glaciar del Popocatepetl, 1996-2001.

Fecha	Área planimétrica (m ²)	Período	Área planimétrica perdida (m ²)	Tasa de pérdida de área (m ² /año ⁻¹)
1996-05-21	426,200			
1997-03-16	401,800	1996-1997	-24,400	26,988
1999-02-02	335,650	1997-1999	-66,150	35,094
2000-01-08	289,250	1999-2000	-46,400	49,666
2001-02-21	203,050	2000-2001	-86,200	81,510

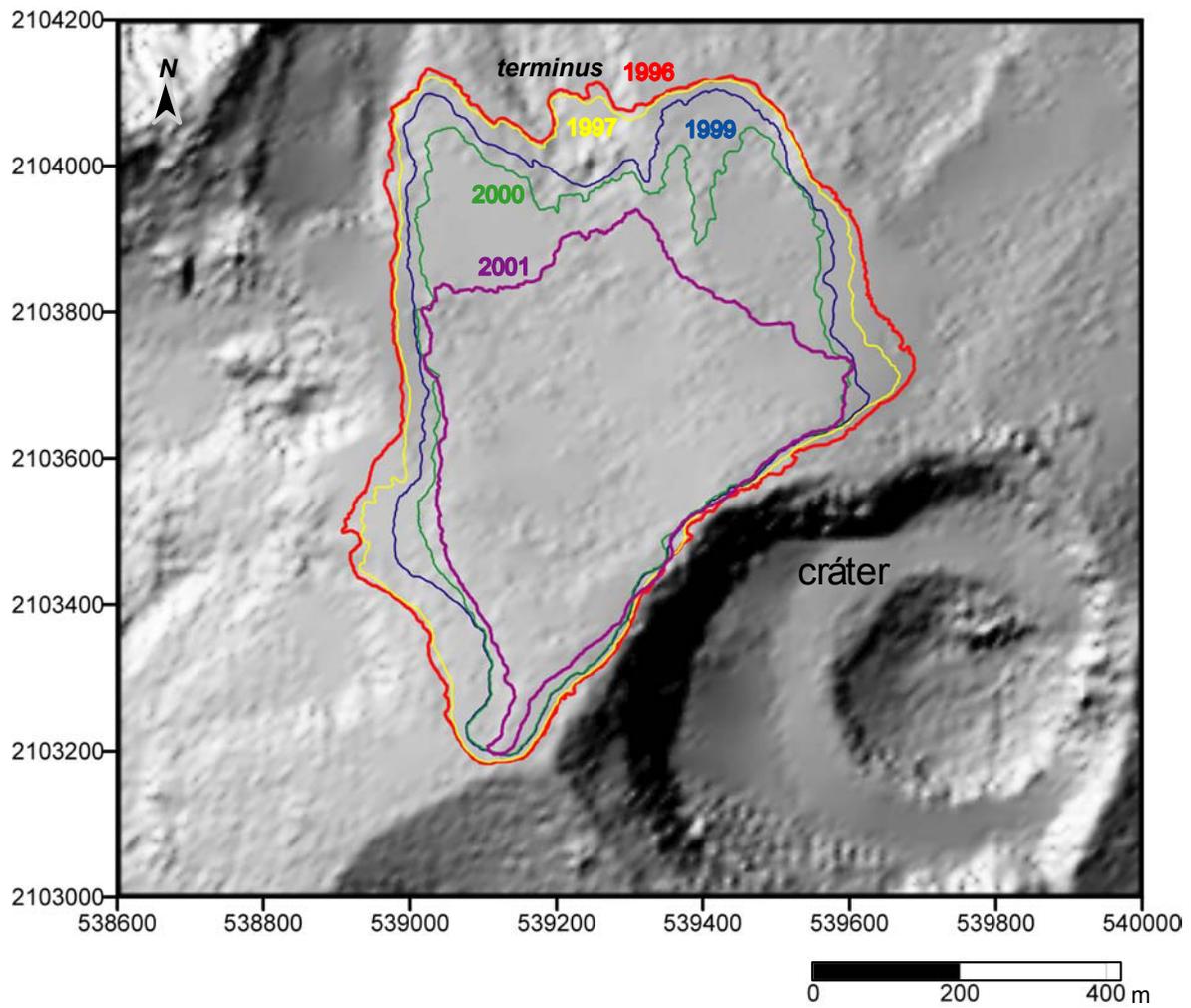


Fig. 10. Cambios del área glacial del Popocatepetl, 1996-2001. Los principales cambios ocurrieron en la parte frontal del glaciar (*terminus*), para 1996 se observan dos lenguas glaciares, las cuales fueron retrocediendo hasta que en el 2001 desaparecieron. El modelo sombreado del terreno fue elaborado con base en el modelo digital de elevación correspondiente al 2000. Las coordenadas son UTM a 200 m, datum horizontal NAD 27 México.

3.2.2. CAMBIOS DE VOLUMEN

Los cambios de volumen estimados corresponden al volumen ganado o perdido entre dos fechas subsecuentes (Tabla 7), éstos representan el balance de masa glacial durante el período estudiado. Entre 1996 y 1997 se perdieron 81,491 m³. Para el período 1997-1999 la pérdida de volumen se incrementa de manera considerable, la tasa de cambio se eleva en un orden de magnitud. Sin embargo, es durante 1999-2000 que ocurre la mayor pérdida de volumen, el glaciar desaparece a una tasa de -1,377,031 m³/año⁻¹. En cambio para el período 2000-2001 se observa un incremento de volumen.

Tabla 7. Balance de masa del área glacial del Popocatepetl, 1996-2001.

Período	Balance de masa (m ³)	Tasa de balance de masa (m ³ /año ⁻¹)
1996-1997	-81,491	-90,545
1997-1999	-1,884,292	-1,002,283
1999-2000	-1,280,639	-1,377,031
2000-2001	31,722	28,368

3.2.3. CAMBIOS ALTITUDINALES DE LA SUPERFICIE GLACIAL

Las diferencias altitudinales estimadas a partir de la resta de los MDE se representaron en mapas (Figuras 11-14), los cuales permitieron determinar la espacialidad y temporalidad de los cambios altitudinales de la superficie glacial.

Entre el 21 de mayo de 1996 y el 16 de marzo de 1997, una parte considerable de la superficie glacial descendió un par de metros. El mayor descenso ocurrió a lo largo de franjas transversales en la parte superior del glaciar, que corresponden a grietas (Fig. 11). Cabe resaltar que, algunas partes del sector frontal y del extremo suroeste se elevaron hasta ~12 metros.

Del 16 de marzo de 1997 al 2 de febrero de 1999 (Fig. 12), casi la totalidad de la superficie del glaciar mostró un considerable descenso altitudinal. El mayor descenso ocurrió

en la parte frontal, en una parte del borde oeste y en las franjas transversales, observadas en los modelos previos. Sólo a lo largo del borde superior, la superficie glacial experimentó una ligera elevación. Debe considerarse que estas diferencias altitudinales corresponden a cambios a lo largo de dos años.

Durante el período del 2 de febrero de 1999 al 8 de enero de 2000, la superficie glacial continuó descendiendo (Fig. 13), aunque en menor magnitud en comparación con el período anterior. Algunas áreas del frente, centro y en la parte superior experimentaron un descenso altitudinal mayor. La elevación de la superficie se presentó en pequeñas áreas del glaciar.

En el lapso del 8 de enero de 2000 al 21 de febrero de 2001, la mayor parte de la superficie glacial experimentó un descenso, principalmente en el frente y borde oeste. Sin embargo, las partes media y superior del glaciar muestran una elevación de la superficie de 2 a 4 m (Fig. 14).

3.2.4. PERFILES DEL AREA GLACIAL

Con el objeto de establecer comparaciones adicionales de los cambios ocurridos en la superficie glacial se elaboraron perfiles longitudinales (1, 2, 3 y 4) y transversales (5, 6 y 7). Su localización se muestra en la Fig. 15.

Perfil 1, se localiza en el sector este del glaciar. La superficie irregular que se observa en el perfil de 1996 es producto de la ablación (Fig. 16). La fotografía aérea fue tomada en mayo, mes de máxima ablación. La superficie de 1997 a los 5010 m.s.n.m y hasta el terminus glacial se observa por encima de la superficie de 1996. Para el 2000, el terminus retrocedió cerca de 100 m. y en el 2001, el retroceso fue de 400 m.

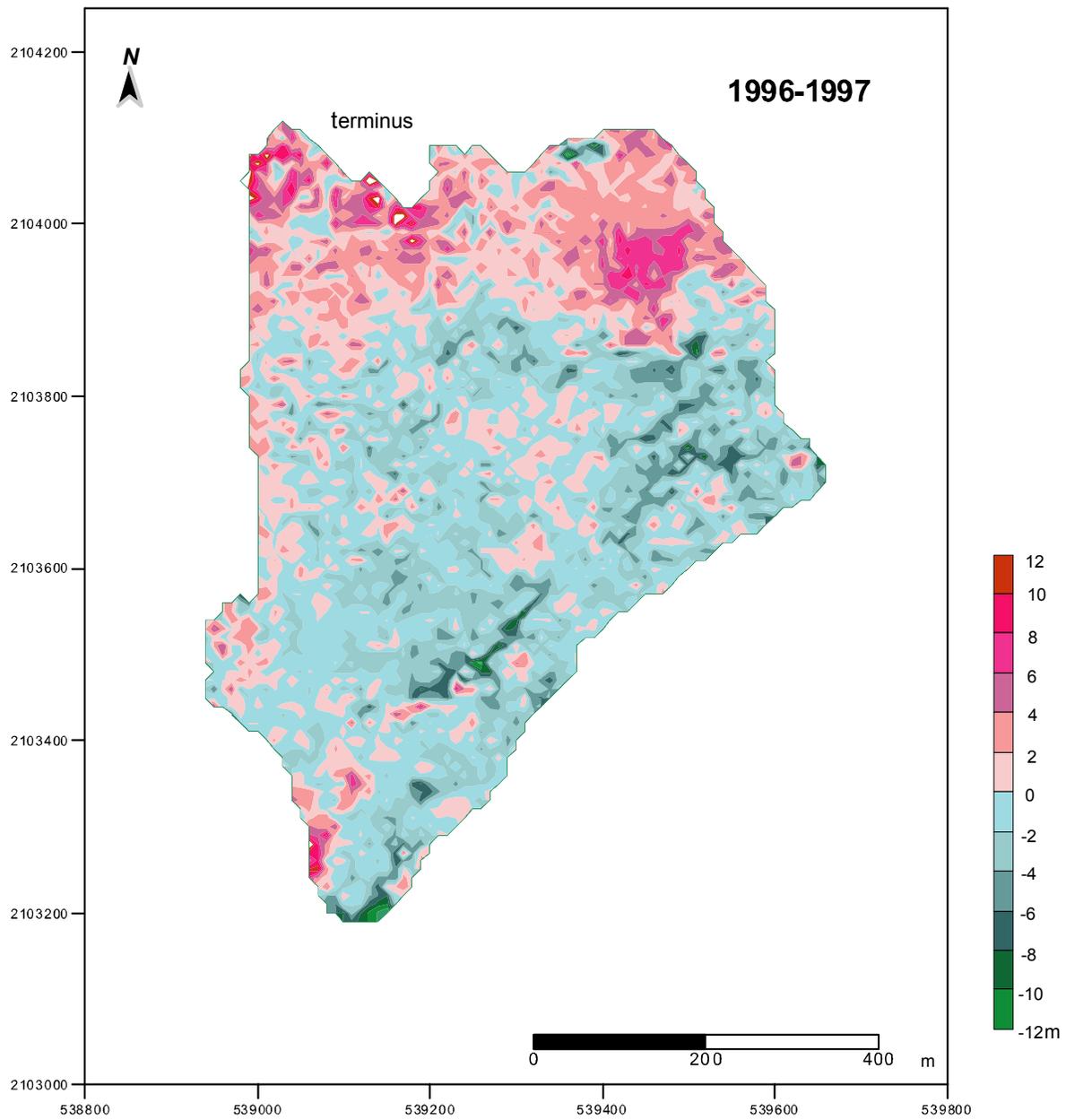


Fig. 11. Cambios altitudinales de la superficie glacial del Popocatepetl ocurridos entre el 21 de mayo de 1996 y el 16 de marzo de 1997. Coordenadas UTM cada 200 m.

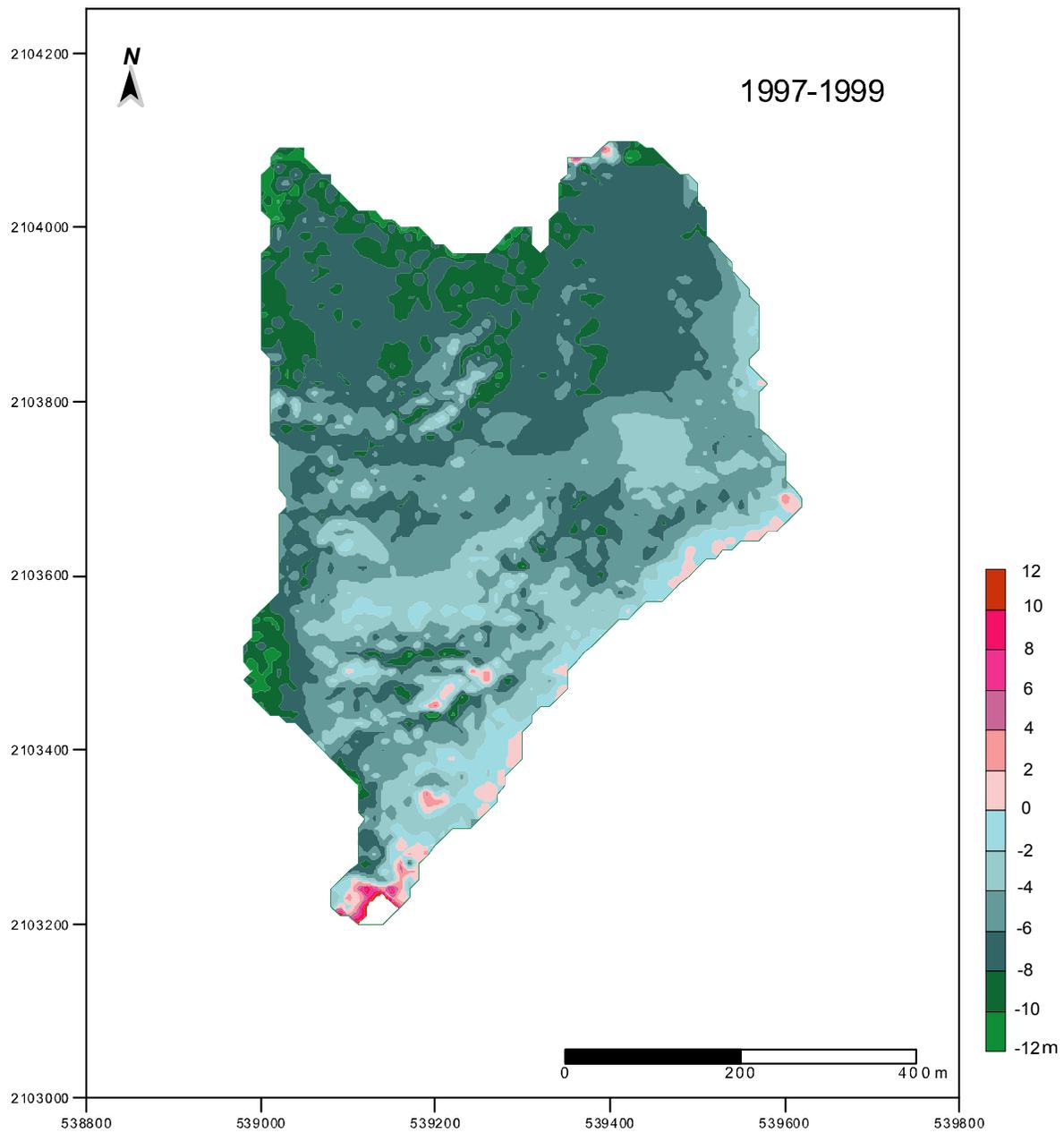


Fig. 12. Cambios altitudinales de la superficie glacial del Popocatepetl ocurridos entre el 16 de marzo de 1997 y el 2 de febrero de 1999. Coordenadas UTM cada 200 m. El área blanca que se observa en el extremo suroeste se debe a la existencia de una nube meteorológica en esa zona en una de las fotografías aéreas.

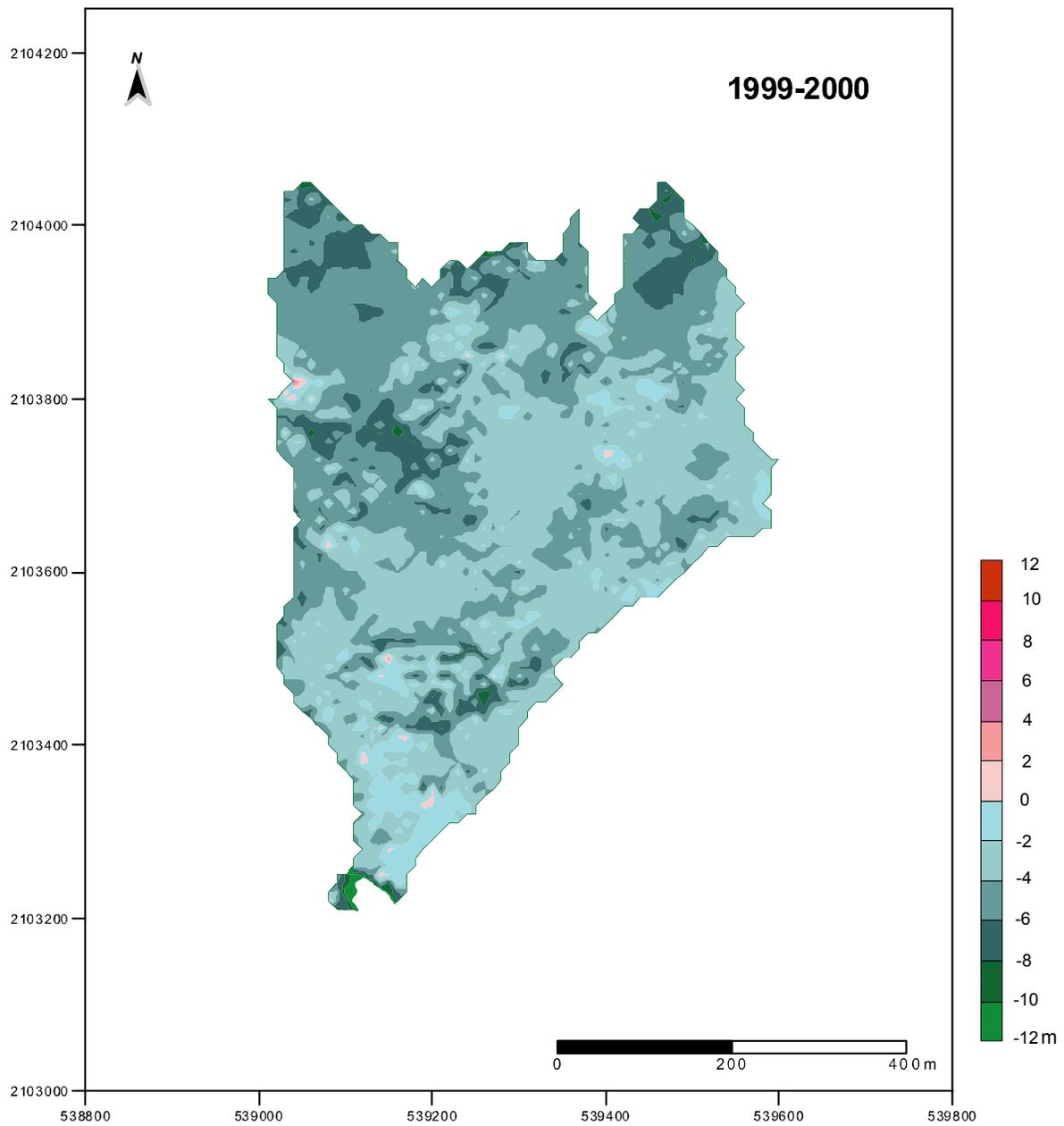


Fig. 13. Cambios altitudinales de la superficie glacial del Popocatepetl ocurridos entre el 2 de febrero 1999 y el 8 de enero de 2000. Coordenadas UTM cada 200 m. El descenso que se observa en el extremo suroeste se debe a alteraciones causadas por la existencia de una nube meteorológica, en una de las fotografías aéreas.

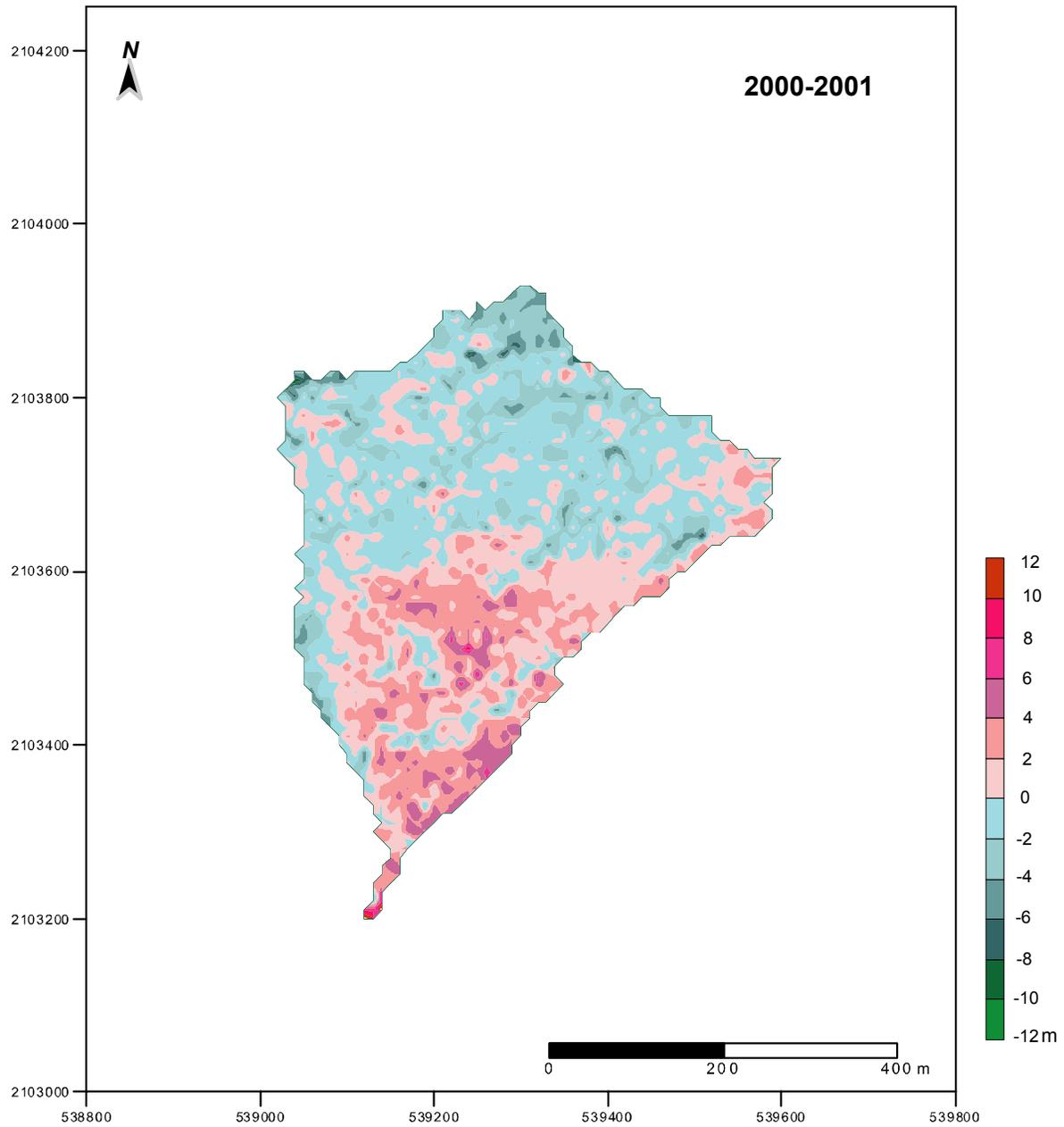


Fig. 14. Cambios altitudinales de la superficie glacial del Popocatepetl ocurridos entre el 8 de enero de 2000 y el 21 de febrero de 2001. Coordenadas UTM cada 200 m.

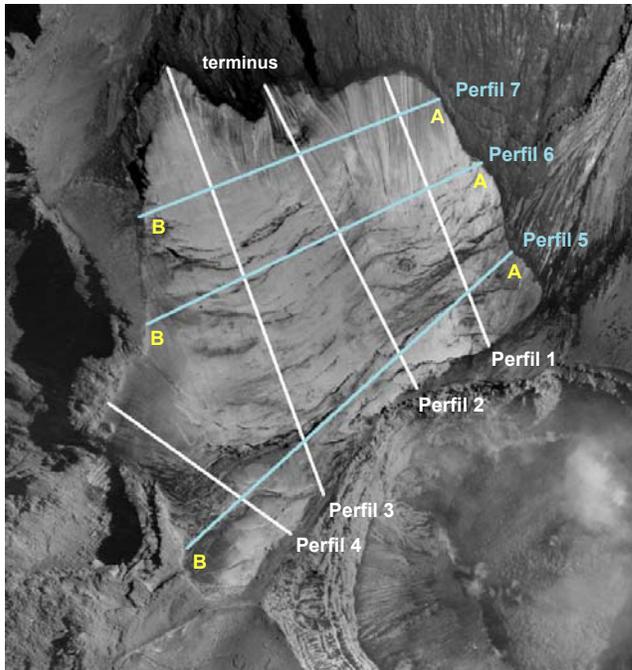


Fig 15. Localización de los perfiles longitudinales y transversales del área glacial del Popocatepetl. La ortofoto corresponde a mayo de 1996.

Perfil 2, se localiza en el sector central del glaciar (Fig. 16). Entre los 5,000 m.s.n.m. y el terminus glacial, el perfil de 1997 se observa por encima de la superficie de 1996. La superficie de 1999 muestra un descenso significativo con respecto al año anterior, así como un retroceso del terminus de cerca de 140 m. Para el 2000 el descenso de la superficie continúa, siendo más significativa en la parte baja del glaciar. En el 2001 los cambios de elevación más importantes ocurren en el terminus glacial, que retrocede cerca de 200 m.

Perfil 3, se localiza en la parte central del sector este del glaciar, su longitud aproximada es de 800 m (Fig. 17). Por debajo de los 5000 m.s.n.m. el perfil correspondiente a 1997 se eleva ligeramente por encima del de 1996, tal como se ha observado en los perfiles anteriores. En 1999 la superficie muestra un descenso así como un retroceso de cerca de 10 m en el borde superior y 50 m en el frente. Para el 2000 continúa el descenso de la superficie, el terminus retrocede 50 m. La superficie de 2001 se eleva en la parte inmediata al borde del cráter. El terminus glacial retrocede 225 m.

Perfil 4, se ubica en el sector suroeste del glaciar, su longitud es de 400 m (Fig. 17). La superficie de 1996 es irregular y con respecto a la de 1997 se mantiene por encima en la mayor parte del perfil, sólo por debajo de los 5,270 m.s.n.m es que la superficie de 1997 se eleva sobre la de 1996. En 1999 se observa el descenso de la superficie glacial sobre todo en la parte frontal en donde también se registra un retroceso superior a 50 m. Para el 2000 el descenso de la superficie continua, el terminus retrocede 100 m. En 2001 la superficie en la parte superior muestra un ascenso importante, el frente del glaciar retrocede 150 metros con respecto a su posición inicial.

Perfil 5, se localiza en el sector superior del glaciar, su longitud es ~750 m. Las superficies correspondientes a 1996 y 1997 muestran descenso en algunos sitios y en otros un ligero ascenso (Fig. 18). Para 1997 el frente glacial retrocede cerca de 25 m en el borde suroeste. El perfil de 1999 muestra descenso y retroceso en ambos extremos. En 2000 la superficie continúa descendiendo. En el año 2001 se observa un ascenso de la superficie, el borde suroeste del glaciar retrocedió 100 m y el noreste 80 m.

Perfil 6, se ubica en el sector central, su longitud aproximada es de 650 m. Para 1997 se observa un ligero descenso de la superficie en la parte central y ascenso en sus bordes (Fig. 18). En 1999 se advierte un notable descenso de la superficie, sobre todo en la parte central, los bordes retroceden cerca de 40 m. Para 2000 la superficie experimenta un descenso importante en la parte central. En el 2001 se registra un retroceso de 240 m de su posición inicial.

Perfil 7, se localiza al frente del glaciar, su longitud es de 500 m. Se aprecia que la superficie correspondiente a 1997 se elevó con respecto a la de 1996 (Fig. 18). En 1999 la superficie desciende considerablemente y en su parte central se fragmenta. Para el año 2000 el glaciar ha retrocedido dejando al descubierto el lecho rocoso sobre el que se encontraba.

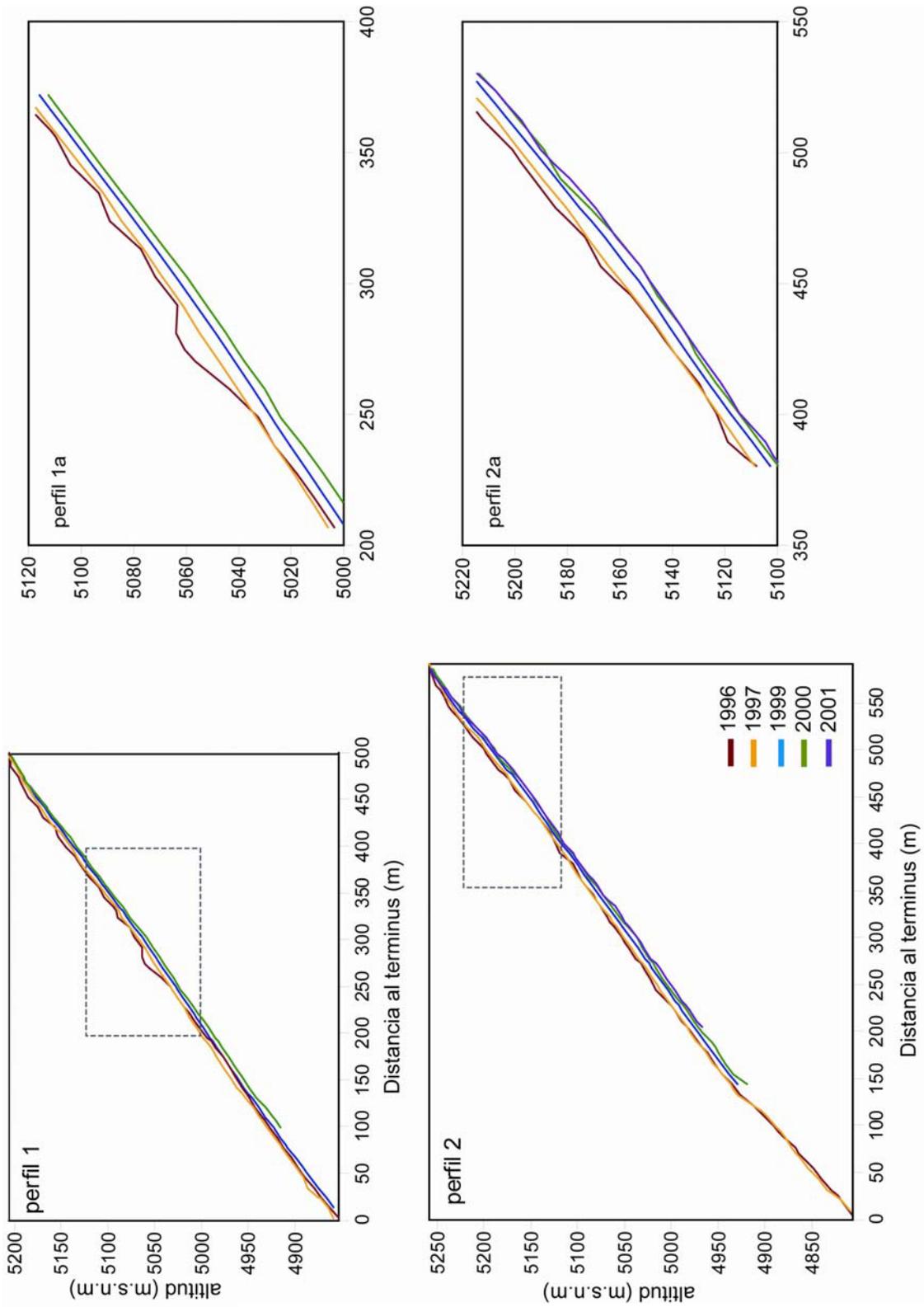


Fig. 16. Perfiles longitudinales 1 y 2 del área glacial del Popocatepetl. Los perfiles fueron contruidos con base en los datos topográficos obtenidos mediante la generación de los MDE para cada año. En los recuadros de la izquierda se muestran con mayor detalle los recuadros con línea punteada.

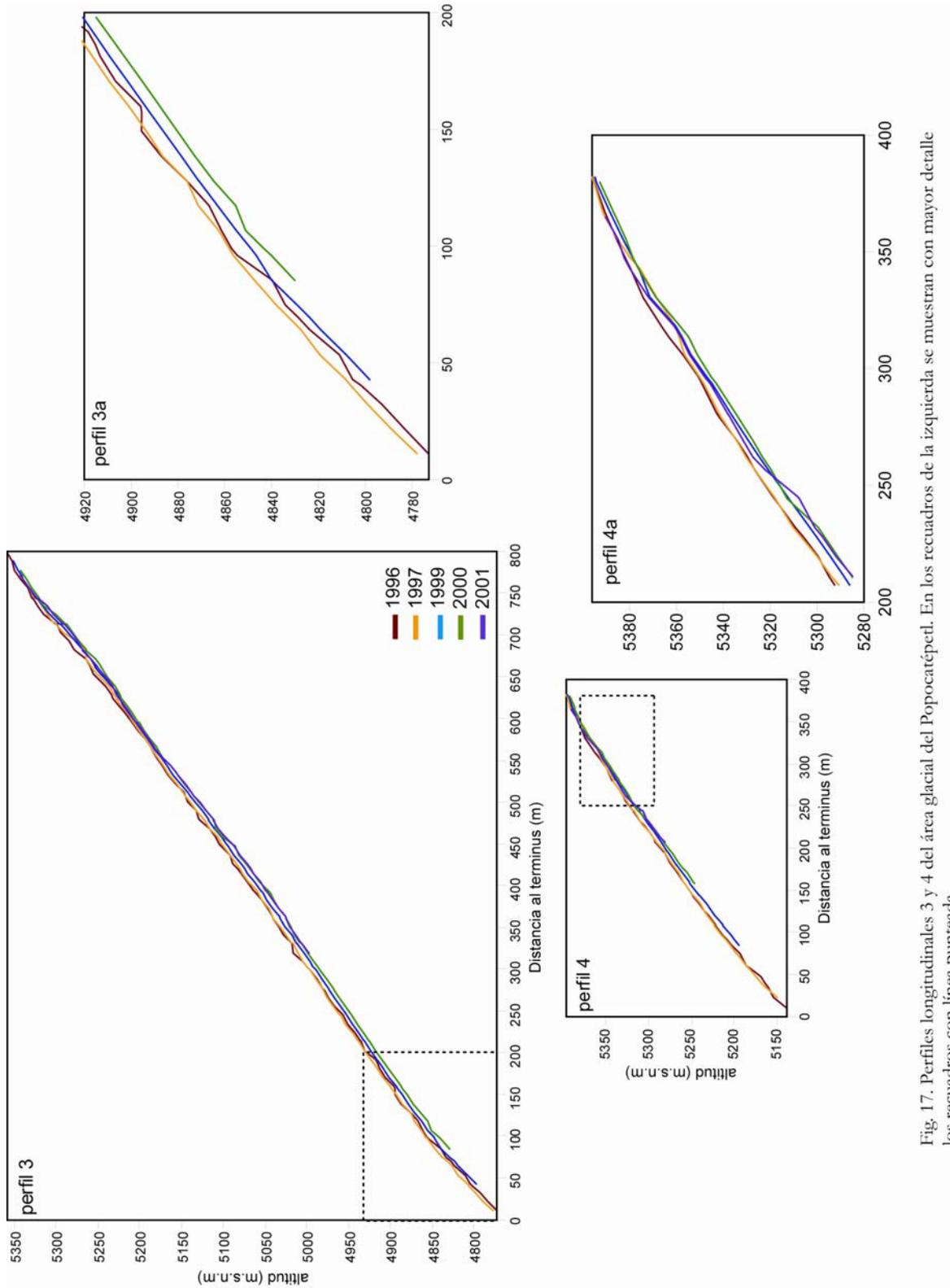


Fig. 17. Perfiles longitudinales 3 y 4 del área glacial del Popocatepetl. En los recuadros de la izquierda se muestran con mayor detalle los recuadros con línea punteada.

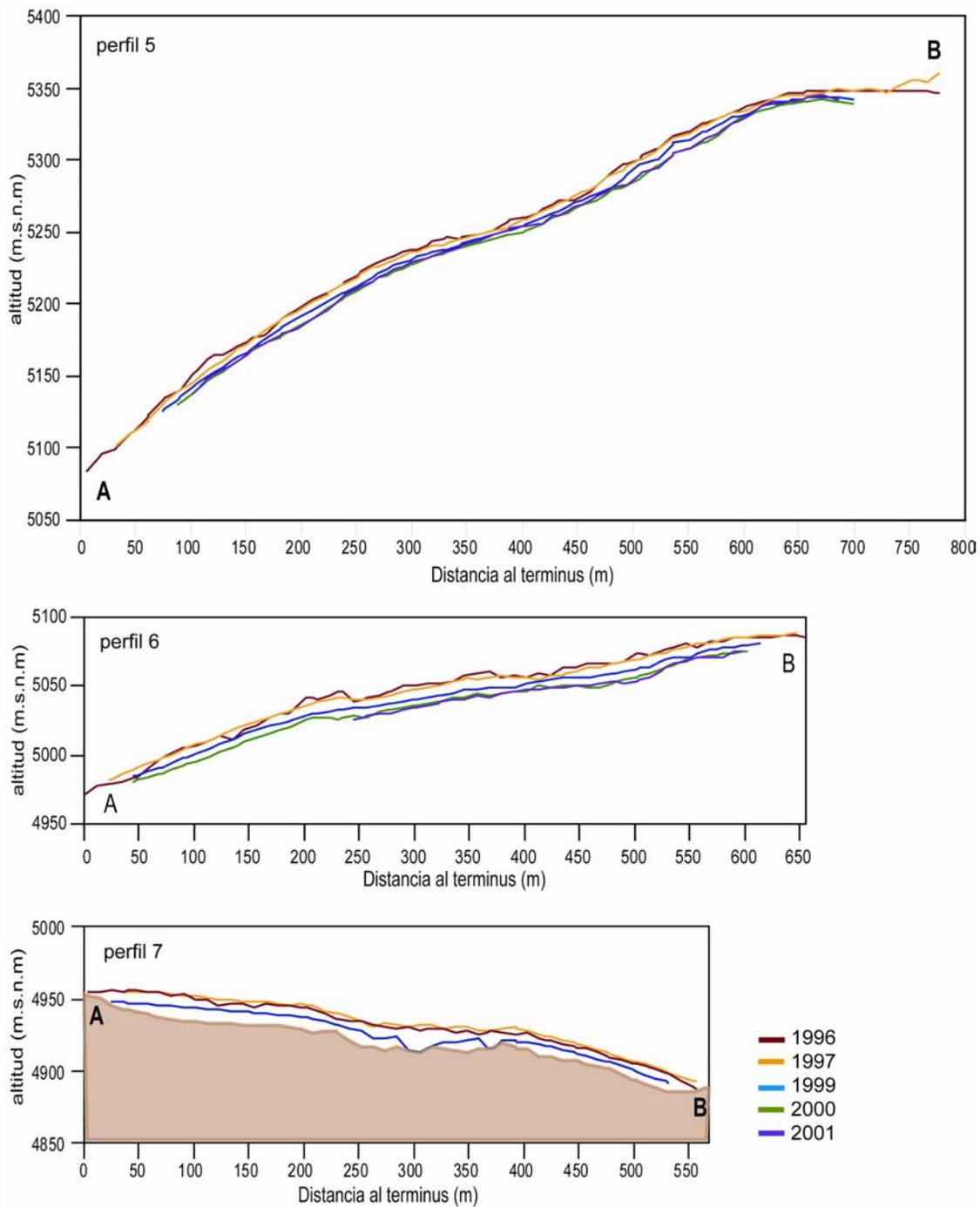


Fig. 18. Perfiles transversales del área glacial del Popocatépetl. El perfil 7 corresponde a la parte frontal del glaciar (ver Fig. 15), la cuál desapareció en el 2000. Al retroceder el glaciar, el lecho rocoso (color café) sobre el que se encontraba quedó expuesto. La escala vertical ha sido exagerada un 30% con respecto a la horizontal.

3.3. DATOS COMPARATIVOS DEL ÁREA GLACIAL

3.3.1. CAMBIOS DE ÁREA

El área glacial del Popocatepetl mostraba retroceso aún antes de que la actividad eruptiva iniciara en 1994. Las causas del retroceso fueron atribuidas al cambio climático global y regional, así como al incremento en el flujo de calor debido a la actividad pre-eruptiva (Delgado-Granados y Brugman, 1996; Delgado-Granados, 1997). Los cambios glaciales no fueron documentados en décadas, sin embargo los datos sobre el área glacial reportados por Lorenzo, 1964 (Fig. 19), Delgado-Granados, 1997 (Fig. 20) y los obtenidos en el presente estudio (Tabla 8), permiten establecer que en un período de veinticuatro años (1958-1982) desapareció el 22% del área glacial, en tanto que en catorce años (1982-1996) cerca de 18% del área glacial fue fundida y finalmente en un período de cinco años de actividad eruptiva (1996-2001), el 31% del área existente en 1958 se perdió. Las comparaciones se han realizado empleando el área planimétrica estimada en el presente estudio.

Tabla 8. Datos comparativos del área glacial del Popocatepetl. Fuente de los datos: Lorenzo, 1964 ⁽¹⁾; Delgado-Granados, 1997⁽²⁾; presente estudio ⁽³⁾.

Fecha	Área (m ²)	Período	Área perdida (m ²)
1958 ⁽¹⁾	720,000		
1982 ⁽²⁾	559,000	1958-1982	161,000
1996-mayo-21 ⁽³⁾	426,200	1982-1996	132,800
2001-febrero-21 ⁽³⁾	203,050	1996-2001	223,150

Como se puede observar, 161,000 m² del área glacial se perdieron en 24 años, 132,800 m² se fundieron en 14 años, en tanto que en sólo cinco años se perdieron 223,150 m². En comparación con el Glaciar de Ayoloco, alojado en el volcán Iztaccíhuatl, localizado al norte del Popocatepetl, en 24 años (1958-1982) se perdieron 29.1 m² y en 16 años (1982-1998) la

pérdida fue de 77.5 m² (Delgado-Granados, et al., 2005, ver apéndice). Si bien cada glaciar presenta características peculiares, debido a la proximidad de los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl se puede establecer que en el caso del Popocatepetl, la actividad volcánica aceleró el proceso de retroceso y en consecuencia la extinción glacial (Delgado-Granados, 1997; Julio-Miranda y Delgado-Granados, 2003).

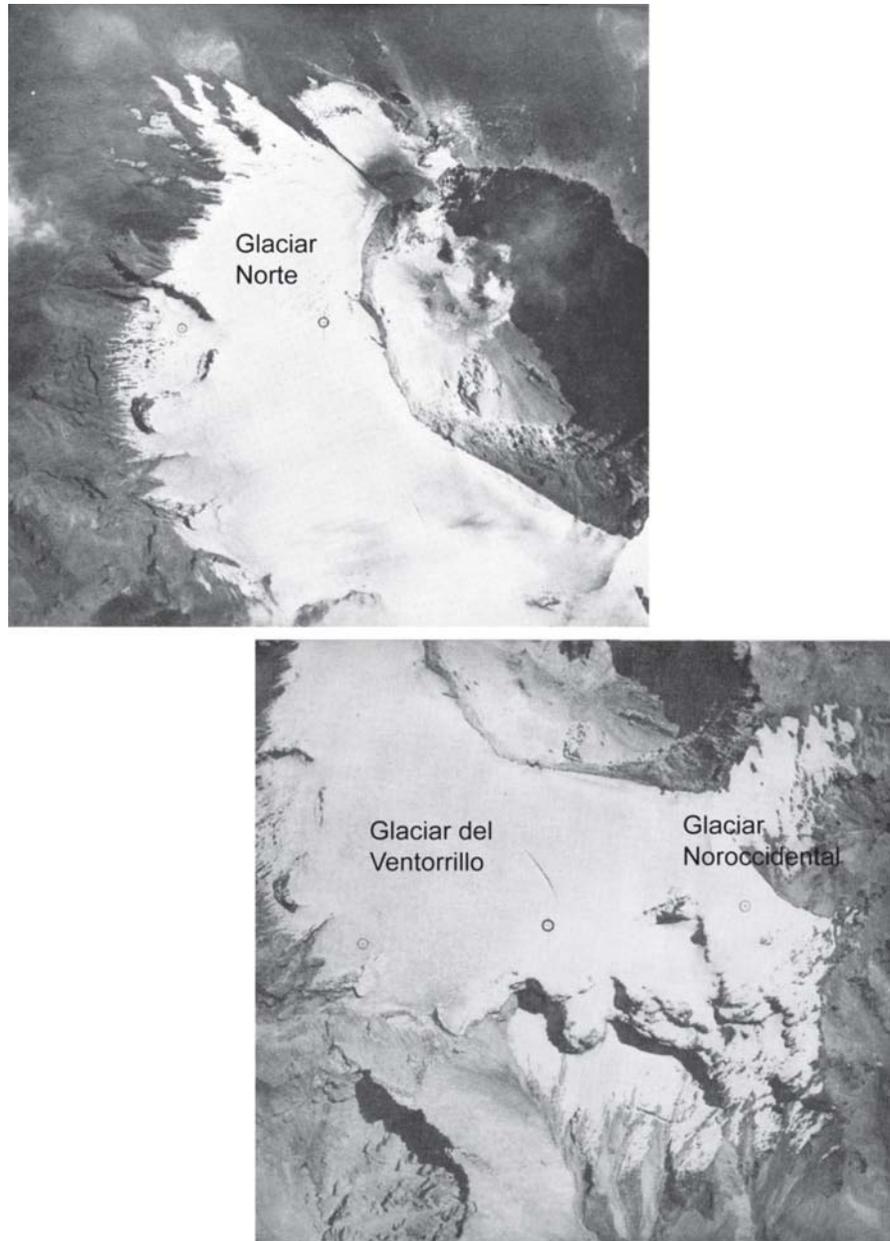


Fig. 19. El área glacial del Popocatepetl en 1958 estaba constituida por tres glaciares: Norte (190,000 m²), del Ventorrillo (435,000 m²) y Noroccidental (95,000 m²), el área glacial total era de 720,000 m². Modificado de Lorenzo, (1964).

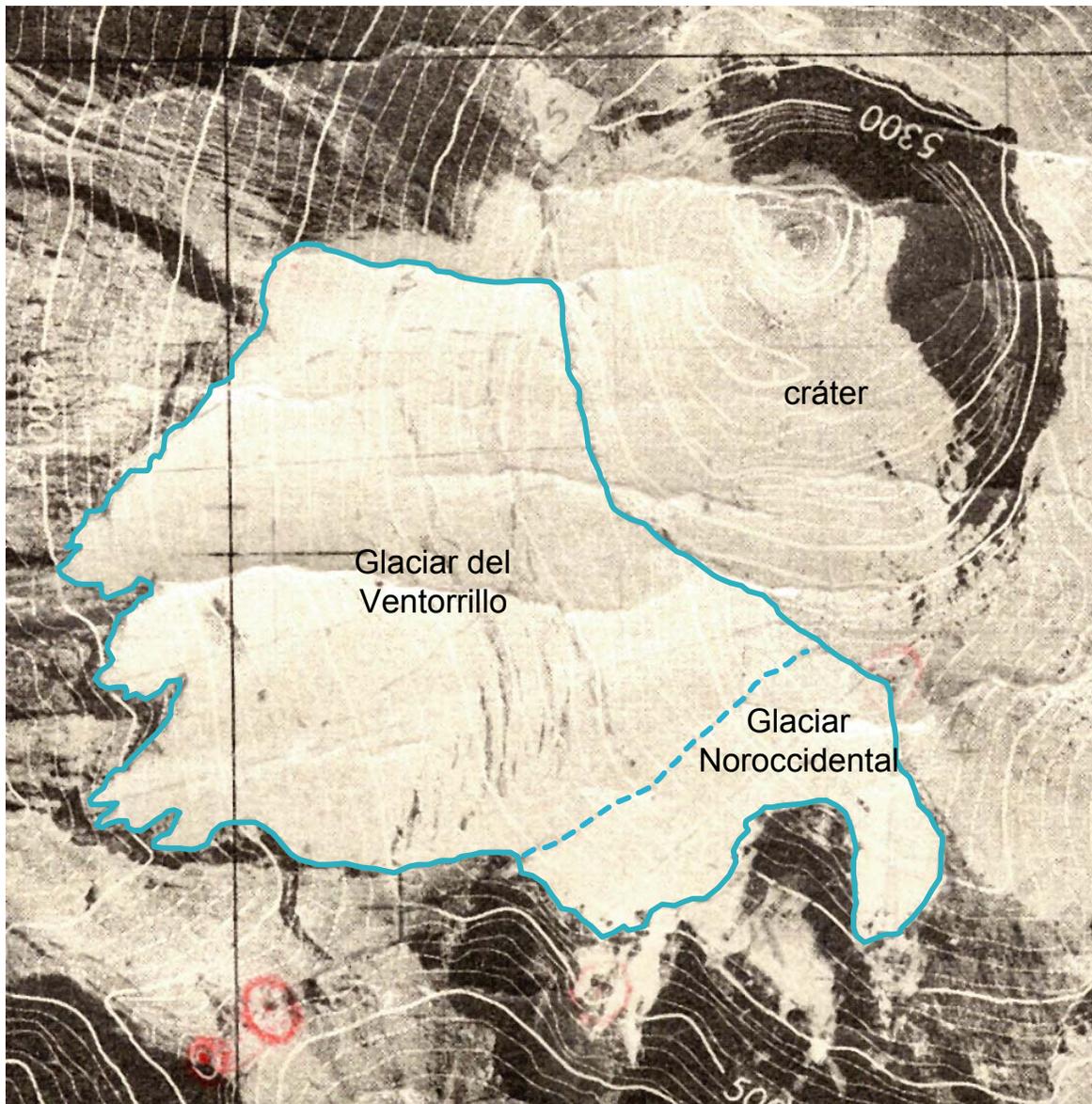


Fig. 20. Área glacial del Popocatépetl para 1982. El Glaciar Noroccidental cubría un área de 16,000 m² y el del Ventorrillo 453,000 m² (Delgado-Granados, 1997). Modificado del fotomapa, escala 1:20,000 del INEGI.

3.3.2. CAMBIOS ALTITUDINALES DEL FRENTE GLACIAL

Uno de los rasgos glaciales ampliamente documentados es la variación altitudinal del frente del Glaciar del Ventorrillo (Anderson, 1917; Waitz, 1921; Weitzberg, 1923; White, 1954; Lorenzo, 1964; White, 1981; Palacios, 1996; Delgado-Granados y Brugman, 1996; Delgado-Granados, 1997). La altitud del *terminus* glacial ha sido inferida a partir de fotografías aéreas, mapas, descripciones históricas y en otros casos ha sido medida en el campo. Aún cuando existe incertidumbre acerca del lugar en que se tomaron los datos o bien el método empleado para hacer tal determinación, la compilación de estos datos (Tabla 9) permite hacer algunas inferencias.

Las fluctuaciones del frente glacial ocurridas a lo largo del siglo pasado se muestran en la Figura 21. Se observa una primera etapa de retroceso del frente glacial durante el período 1906-1945, cabe mencionar que entre 1920-1921 se verificó un período eruptivo en el Popocatepetl. Al respecto Waitz (1921) y Weitzber (1954), mencionan que hubo fusión de la capa de nieve que cubría al volcán y que los glaciares estaban *sucios*, lo cual permite suponer que se depositó tefra sobre su superficie, lo que a su vez pudo haber favorecido la ablación superficial. White (1954) señala que durante la actividad eruptiva de 1920, el frente retrocedió cerca de 375 m.

Para lo años de 1950 y 1953 el frente muestra avance (White, 1954). En el período 1953-1968 se registra nuevamente el retroceso del frente glacial (Lorenzo, 1964; Palacios, 1996, White, 1981). En 1970 y 1978 de acuerdo con Palacios, (1996) y White (1981) respectivamente, el glaciar avanza por segunda vez. Sin embargo, a partir de 1983 y hasta el 2000 el frente glacial retrocede de manera gradual, es en este período que en 1994 inicia la actual actividad eruptiva del Popocatepetl.

Considerando que el retroceso o avance del frente glacial es una respuesta indirecta y retardada a los cambios climáticos y que el cambio de masa es una respuesta directa e

inmediata (Haeberli y Beniston, 1998) podemos establecer una correlación entre los cambios altitudinales del frente glacial del Popocatepetl y los cambios climáticos ocurridos en el siglo pasado.

Tabla 9. Cambios altitudinales del frente del Glaciar del Ventorrillo. La tabla fue realizada con base en la compilación de diversas fuentes y con los datos obtenidos en el presente estudio, los cuales fueron determinados a partir de los MDE que se elaboraron para cada uno de los pares de fotografía áreas procesadas.

Año	Altitud (m.s.n.m)	Reportado por	Observaciones
1906	4,335	Anderson, 1917	
1906	4,250	Palacios, 1996	Foto Anderson, 1917
1910	4,390	White, 1954	Foto Hugo Breheme, 1910
1910	4,330	Palacios, 1996	Foto Melgarejo, 1910
1920	4,435	White, 1954	Foto de Weitzberg, 1923
1921	4,800	Waitz, 1921	
1945	4,650	Palacios, 1996	Foto WDC file, Boulder, CO, USA
1949-1950	4,573	White, 1954	Inicio verano
1953	4,569	White, 1954	Fin de ablación
1957	4,670	Palacios, 1996	
1958	4,690	Lorenzo, 1944	Fotos aéreas 1958 y observaciones (error 20 m)
1958	4,670	Palacios, 1996	Fotos de Lorenzo, 1964
1960-68	4,800	Palacios, 1996	
1968	4,700	White, 1981	
1970s	4,600	Palacios, 1996	
1978-1979	4,600	White, 1981	Observaciones
1982	4,760	Delgado-Granados, 1997	Fotomapa y observaciones
1983	4,630	Palacios, 1996	Foto aérea
1989	4,680	Palacios, 1996	Foto aérea
1992	4694	Palacios, 1996	Observaciones-abril
1993	4702	Palacios, 1996	Observaciones-agosto
1994	4,717	Palacios, 1996	Observaciones-febrero
1995	4,735	Palacios, 1996	Observaciones-noviembre
1995	4,879	Delgado-Granados y Brugman, 1996	Observaciones, abril (dato preeliminar)
1996	4,765	Presente estudio	MDE-foto aérea junio
1997	4,775	Presente estudio	MDE-foto aérea marzo
1999	4,795	Presente estudio	MDE-foto aérea febrero
2000	4,830	Presente estudio	MDE-foto aérea junio
2001	4,980	Presente estudio	MDE-foto aérea febrero

La figura 22 muestra las series de tiempo correspondientes al promedio global anual de la temperatura superficial de la tierra y el mar para el período 1856-2004 (Jones et al., 1999; Jones y Moberg, 2003). La temperatura global se ha incrementado en cerca de 0.5 °C desde 1856. El incremento ha sido notable en el primer y último tercio del siglo veinte. La década de los

noventa ha sido especialmente cálida, el año de 1998 ($0.58\text{ }^{\circ}\text{C}$) es considerado el año más cálido del siglo (Gutzler, 2000). Por otra parte se observa que en el período comprendido entre 1945-1975 la temperatura global disminuyó ligeramente.

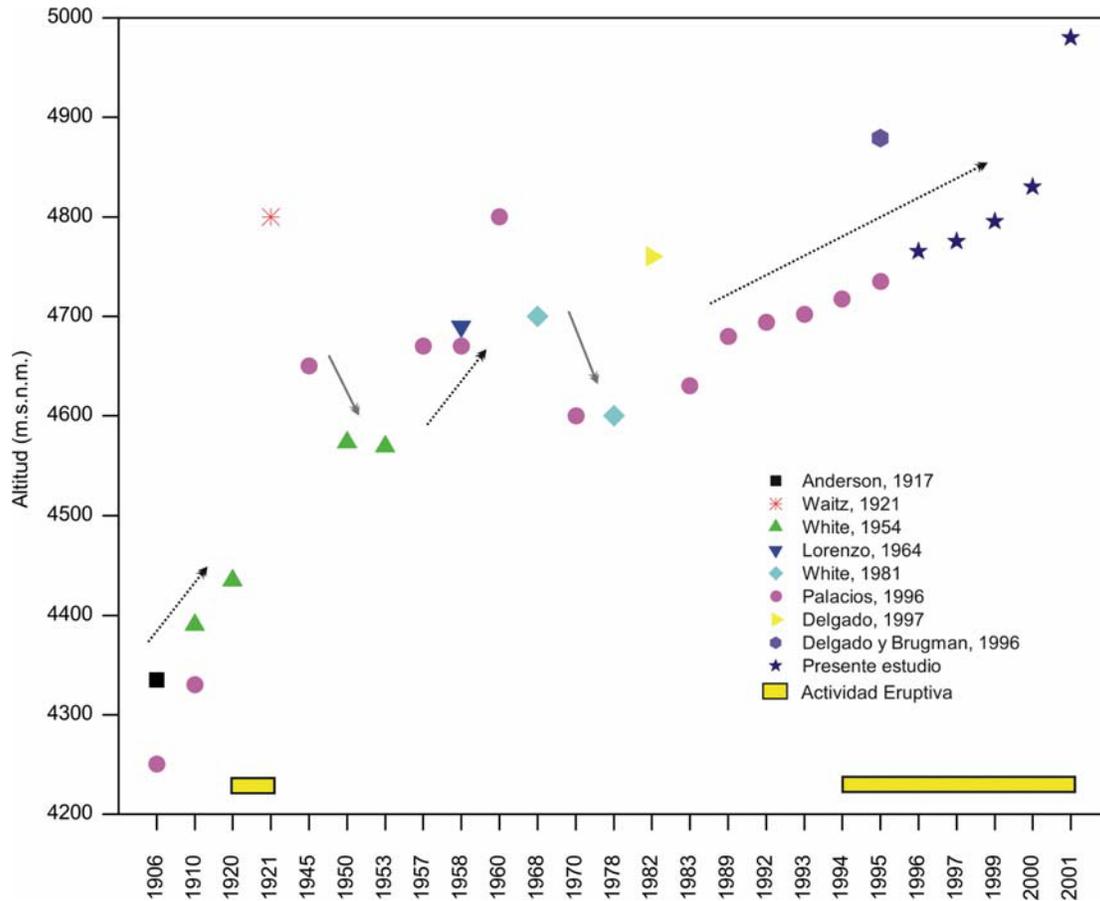


Fig. 21. Fluctuaciones altitudinales del frente del área glacial del Ventorrillo a lo largo del siglo XX. Las flechas señalan la tendencia, las grises indican avance y las negras retroceso. La gráfica fue elaborada con base en los datos de la Tabla 9.

Estos datos climáticos, con excepción de los períodos de actividad eruptiva, pueden correlacionarse *grosso modo* con las fluctuaciones altitudinales mostradas por el frente del área glacial del Popocatepetl. El retroceso altitudinal ocurrido en los primeros veinte años del siglo XX puede ser producto del incremento de la temperatura global. En tanto que los avances

registrados en 1950, 1953, 1979 y 1978 pueden ser una respuesta al enfriamiento global que se verificó entre 1945-1975. A partir de 1980 las temperaturas aumentan, lo que coincide con el retroceso ocurrido entre 1983 y 1994. Los glaciares alpinos, que han sido monitoreados de manera sistemática a lo largo del siglo pasado, han perdido un tercio de su superficie. El enfriamiento producido desde los 50s y hasta principios de los 70s no fue suficiente para revertir la tendencia negativa del balance de masa glacial. Los resultados de las series a largo plazo de las fluctuaciones glaciales son una evidencia convincente cambio climático a escala global (Haeberli y Beniston, 1998).

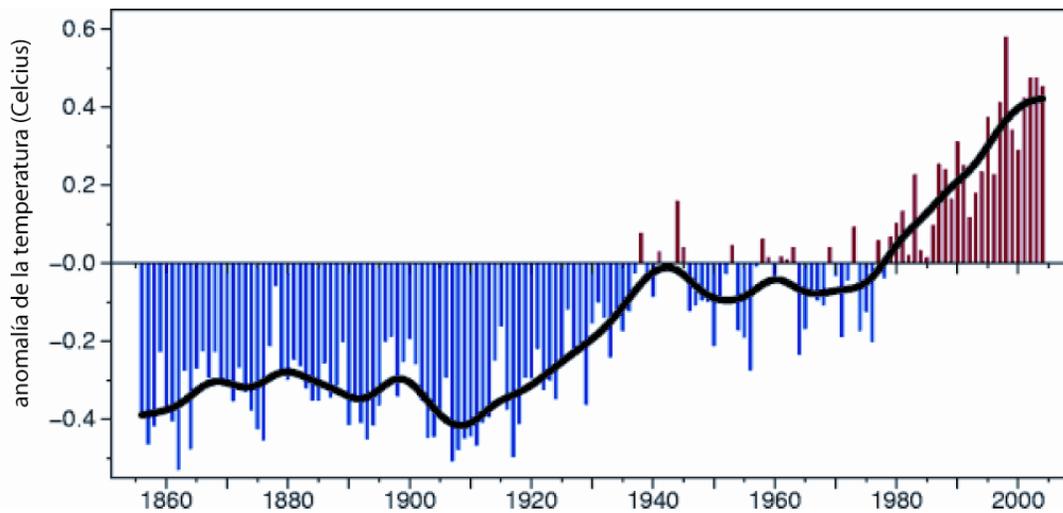
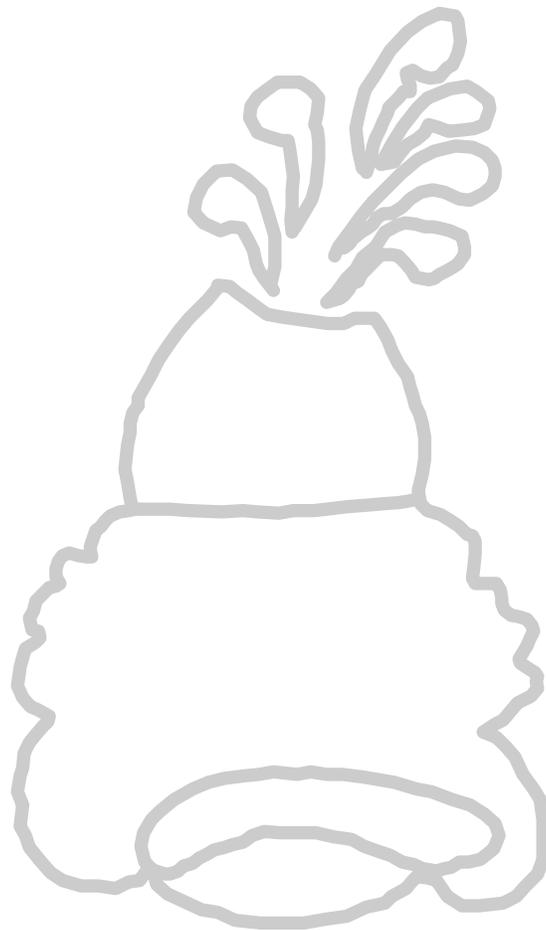


Fig. 22. Registro de la temperatura global superficial de 1860 a 2004. Modificado de Jones et al. (1999) y Jones y Moberg (2003)

Adicional al incremento de la temperatura global, en el caso del Popocatepetl, han ocurrido dos períodos de actividad eruptiva. Haeberli et al. (2001) mencionan que los glaciares que son mecánicamente inestables, como los que presentan oleadas o que se encuentran cubiertos por gruesas capas de detritos deben excluirse de las interpretaciones climáticas, esto podría hacerse extensivo a los glaciares que se localizan en volcanes activos debido a que la actividad eruptiva modifica la dinámica glacial, favoreciendo la pérdida de masa por diversos procesos

PARTE 4

INTERACCION ENTRE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA Y EL ÁREA GLACIAL EN EL POPOCATÉPETL



Sobre la superficie de la Tierra, el hielo se concentra en las regiones polares. Los enormes casquetes de hielo de la Antártida (85.7%) y Groenlandia (10.9%) representan el 96.6% del área glacial del planeta. Del 3.4% restante, dos terceras partes están formadas por capas de hielo de latitudes altas y campos de hielo y sólo un tercio (1.1%) se encuentra en glaciares de montaña localizados en las más diversas latitudes (Nesje y Dahl, 2000).

Las erupciones que ocurren bajo un valle glaciar o bajo casquetes de hielo son denominadas erupciones subglaciales, y pueden ser explosivas o no involucran volúmenes sustanciales de agua generada por la fusión del hielo. Las características del glaciar que ejercen un control fundamental en las erupciones subglaciales *grosso modo* son: distribución de la temperatura, estructura e hidrología. Esto se cumple para glaciares templados, que es en donde se han estudiado este tipo de erupciones, no así para el hielo polar que posee otras características (Smellie, 2000).

Los glaciares que se encuentran alojados en estratovolcanes, poseen características que difieren de las enormes capas y mantos de hielo localizadas en latitudes elevadas. Este tipo de glaciares, en general, cubren áreas pequeñas, son de poco espesor y presentan temperaturas cercanas al punto de fusión. En consecuencia la interacción entre la actividad eruptiva y los glaciares presenta características particulares.

4.1. INTERACCCION ENTRE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA Y LOS GLACIARES

Las forma en cómo interactúan la actividad eruptiva y los glaciares es compleja. La actividad eruptiva, dependiendo de su intensidad, altera dramáticamente la dinámica glacial a corto y largo plazo (Brugman y Meier, 1981; Sturm et al., 1986). De acuerdo con Lara (2004), la dinámica glacial puede ser el disparador de una erupción, por ejemplo, en el volcán Villarrica (Chile), la mayoría de las erupciones ocurridas en el siglo XX podrían haber sido disparadas por el aumento y disminución de la carga sobre el aparato volcánico debido a la acumulación

de la nieve estacional y la entrada de agua al sistema hidrotermal durante la época de fusión. En este volcán se ha documentado el inicio de siete ciclos eruptivos al final del invierno (agosto-octubre).

La presencia de nieve y hielo afecta el carácter de la actividad volcánica debido al incremento de agua sub-superficial, contribuyendo con agua a las nubes eruptivas y flujos, alterando la fluidez de flujos piroclásticos y lahares, disminuyendo las temperaturas basales y la fricción de los flujos volcánicos (Waite et al., 1983; Brugman, 1990).

La forma en cómo la actividad eruptiva modifica a los glaciares y cómo éstos influyen en los fenómenos volcánicos, depende del estilo y magnitud de la erupción y de las características del glaciar en un contexto temporal. Así mismo, la interacción se puede presentar, de acuerdo con Manville et al. (2000) durante la erupción (sin-eruptiva) o tiempo después de que ha ocurrido (post-eruptiva).

Major y Newhall (1989) establecieron que la actividad volcánica puede interactuar con la nieve y hielo por medio de: (1) abrasión y fusión generada por flujos piroclásticos, incluidas las oleadas piroclásticas, (2) fusión superficial debida a flujos de lava, (3) fusión basal de hielo o nieve por erupciones subglaciales o por actividad geotérmica, (4) eyección de agua de lagos cratéricos; y (5) deposición de tefra.

4.2. EFECTOS DE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA EN EL AREA GLACIAL DEL POPOCATÉPETL

El área glacial del volcán Popocatépetl mostraba un marcado retroceso, antes de diciembre de 1994. Sin embargo, este proceso fue acelerado por la actividad eruptiva ocasionando la extinción del área glacial. Los procesos volcánicos alteraron el balance de masa del glaciar al acelerar la fusión y al inhibir la acumulación. Como consecuencia, se produjo un balance negativo a lo largo del período eruptivo actual.

El comportamiento eruptivo del Popocatépetl (Tabla 9) se ha caracterizado por una alternancia de eventos explosivos y fases de baja actividad (Fig. 23). Fenómenos como incremento en el flujo de calor, flujos piroclásticos, eyección de material incandescente, pero principalmente la caída de tefra, han impactado de manera considerable la dinámica glacial a lo largo de la etapa eruptiva actual.

La Figura 24 corresponde a una fotografía tomada el 23 de diciembre de 1994, en ella se aprecia el área glacial constituida principalmente por el Glaciar del Ventorrillo y el remante del Glaciar Noroccidental. Esta figura servirá como referencia de los cambios provocados en el área glacial por la actividad eruptiva en años posteriores. A continuación se establecen algunos de los efectos causados en el área glacial por los fenómenos volcánicos.

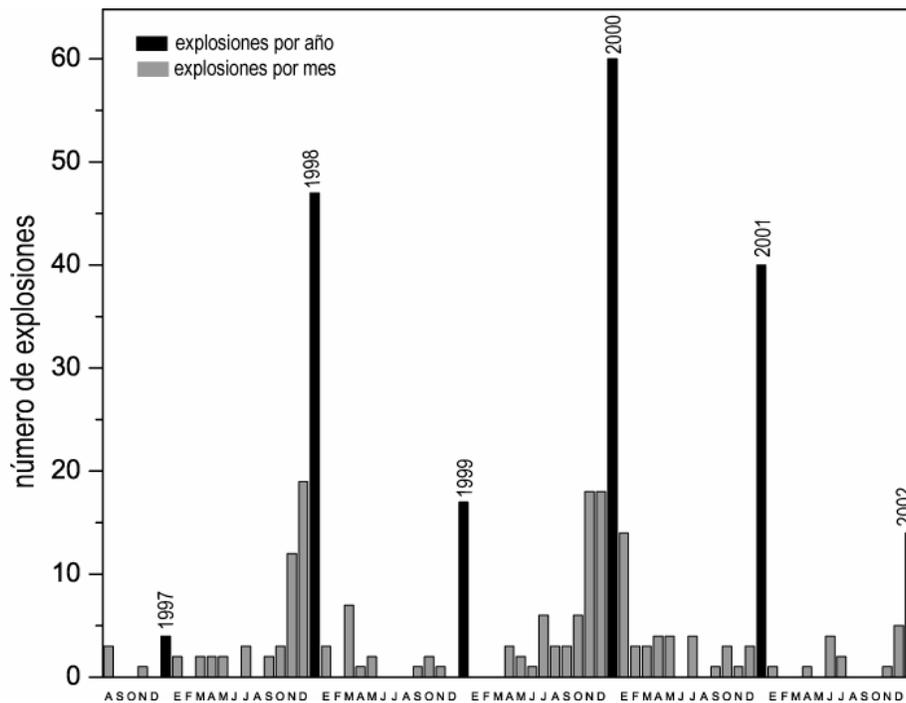


Fig. 23. Número de explosiones en el volcán Popocatépetl de agosto de 1997 a diciembre de 2002. La gráfica muestra las explosiones que produjeron columnas de ceniza ≥ 1 km. Los datos fueron obtenidos a partir de los reportes diarios de la actividad eruptiva del CENAPRED.

Tabla 10. Cronología de la actividad eruptiva del Popocatepetl, 1994-2002. Tabla elaborada con base en los reportes diarios de la actividad eruptiva del Popocatepetl del CENAPRED, observación de fotografías aéreas y Delgado-Granados et al., 20001.

Fecha	Evento
1993	Actividad previa: incremento de sismicidad, emisión de SO ₂ y disminución del pH del lago cratérico
1994	
21 diciembre	Inicio de la actividad. Intensa actividad sísmica, la columna de ceniza se elevó 2 km de altura, y llegó a varias ciudades del E y NE, incluyendo Puebla y Tlaxcala
1995	
13 febrero	Explosiones, columna eruptiva de 4 km de altura
31 marzo	Explosiones
6 abril	Explosiones
5 octubre	Explosiones, caída de ceniza en la ciudad de Puebla
1996	
5-7 marzo	Incremento de la actividad sísmica, explosiones
25-27 marzo	Explosiones
30 abril	Extrusión de lava en el interior del cráter, inicia la formación de un domo
26 mayo	Domo
27-31 octubre	Explosiones destruyeron parcialmente el domo de lava, columna eruptiva de 2-3 km de altura
21 noviembre	Domo
27 noviembre	Explosiones y caída de ceniza en la ciudad de Puebla (40 km, E)
11 diciembre	Depresión en el interior del cráter
29 diciembre	Explosiones, eyección de fragmentos incandescentes
1997	
17-19 enero	Emisión de lava en el interior del cráter
28 febrero	Depresión en el interior del cráter
12 marzo	Explosiones
19 marzo	Explosiones, columna eruptiva de 3 km de altura
24 abril	Explosiones, columna eruptiva de 4 km de altura, emisión de lava en el interior del cráter
29 abril	Explosiones y caída de ceniza en la ciudad de Puebla
7 mayo	Explosiones, columna eruptiva de 2 km de altura, caída local de ceniza
11 mayo	Explosiones, caída de ceniza en la ciudad de Puebla
14 mayo	Explosiones, eyección de material incandescente, caída local de ceniza, incendios en los zacatonales
11 junio	Explosión, columna eruptiva de 9 km de altura, caída de ceniza en la ciudad de Puebla y Cholula, en el interior del cráter se observa una depresión
30 junio	Explosión, columna eruptiva de 10 km de altura, caída de ceniza en la Cd. México (70 km, SW), flujos piroclásticos S y SE.
1 julio	Lahar barranca de Huiloac
4 julio	Domo en el interior del cráter
12 agosto	Explosión, columna eruptiva de 2 km de altura
19 agosto	Emisión de lava interior del cráter
22 octubre	Cuerpo de lava en el interior del cráter
14 noviembre	Domo y gases en el interior del cráter
24 diciembre	Explosión, eyección de fragmentos incandescentes, incendios en los zacatonales
1998	
1 enero	Explosión, columna eruptiva de 6 km, eyección de fragmentos incandescentes
16 enero	Depresión en el interior del cráter
17 marzo	Depresión en el interior del cráter
21 marzo	Explosión, columna eruptiva de 2 km de altura, eyección de fragmentos incandescentes hasta 3 km del cráter en los sectores NE y NW, caída de ceniza en ciudad de Puebla
12 abril	Flujo en las barrancas del sector NE (detectores de flujos)
21 abril	Explosión, columna eruptiva de 4 km de altura, eyección de fragmentos incandescentes, incendios en pastizales
27 abril	Explosión, columna eruptiva de 4 km de altura

7 junio	Se observa un nuevo cuerpo de lava en el interior del cráter
14 agosto	Explosión, columna eruptiva de 3-4 km de altura, caída de ceniza en Nexapa y Amecameca
16 agosto	Explosión, columna eruptiva de 2 a 3 km de altura, caída de ceniza en el sector NW
24 agosto	Depresión en el cráter, no se observa domo
21-23 septiembre	Explosiones, columnas eruptivas de 3 a 4 km de altura, caída de ceniza en poblaciones cercanas
5 octubre	Explosión, columna eruptiva de 4 km de altura
17 octubre	Explosión, caída de ceniza sur de la Ciudad de México
19-30 noviembre	Explosiones, columnas eruptivas de 1-4 km de altura, eyección de fragmentos incandescentes de 1.5 a 3 km del cráter
1-18 diciembre	Explosiones, columnas eruptivas de 1-5 km de altura, eyección de fragmentos incandescentes hasta 3 km del cráter en los sectores S, SE y N, incendios en pastizales.
22-23 diciembre	Explosiones, columnas eruptivas de 1 a 2 km de altura

1999

27-30 enero	Explosiones, columnas eruptivas de 3 km de altura, eyección de fragmentos
2 febrero	Depresión en el interior del cráter
7 marzo	Explosión, columna eruptiva de 5 km de altura
9-12 marzo	Explosiones, columnas eruptivas de 1-5 km de altura, eyección de fragmentos incandescentes
18 marzo	Explosión se escuchó en Amecameca, pluma de cenizas se desplazo 16 km N-NW
15 abril	Explosión, columna eruptiva de 3.5 km de altura
16 mayo	Explosión, columna eruptiva de 2.5 de altura
7 julio	Flujos barrancas flanco N
14 julio	Depresión en el interior del cráter
5 y 20 septiembre	Explosión
21 septiembre	Depresión en el interior del cráter
3 y 31 octubre	Explosiones

2000

1 enero	Depresión en el cráter
3 abril	Explosión, columna eruptiva de 2 km de altura
17-18 abril	Explosiones, columnas eruptivas de 1.5-2 km de altura
23 mayo	Explosión, columna eruptiva de 5 km de altura
27 mayo	Domo en el interior del cráter
6 junio	Explosión, columna eruptiva de 6 km de altura, caída de ceniza en poblados cercanos del Edo. de México
18-19 junio	Explosiones, caída de ceniza en Amecameca y Ecatzingo
3-4 julio	Explosiones, columna eruptiva de 1-2.5 km de altura, caída de ceniza en el sector W
7 y 10 julio	Explosiones
14-21 julio	Explosiones, columna eruptiva de 1-2 km de altura
4 agosto	Explosiones, columna eruptiva de 5 km de altura, caída de ceniza en poblados cercanos del Edo. de México
10 agosto	Explosión, columna eruptiva de 3.5 km de altura
2 -3 septiembre	Explosiones, columna eruptiva de 3 km de altura, caída de ceniza sur de la ciudad de México
11-12 septiembre	Explosiones
15 septiembre	Domo en el interior del cráter
23-24 septiembre	Explosiones, caída de ceniza en Paso de Cortes y Nexapa
2-4 octubre	Explosiones, columna eruptiva de 6 km de altura
3 octubre	Domo en el interior del cráter
6-9 octubre	Explosiones, caída de ceniza en poblaciones cercanas al volcán
16 octubre	Explosiones, columnas de hasta 2 km de altura, eyección de fragmentos incandescentes a 1 km en el sector NE
28-29 octubre	Explosiones, columnas de 2-3 km de altura, pluma de ceniza se desplazó 25 km
2 noviembre	Explosión, columna eruptiva de 3 km de altura
6-7 noviembre	Explosiones, columna eruptiva de 1-2 km de altura, caída de ceniza en Santiago Xalitzintla
9 noviembre	Explosiones, columna eruptiva de 5 km de altura, se desplazo 40 km NE
11-22 noviembre	Explosiones, columnas eruptivas de hasta 4 km de altura
27-29 noviembre	Explosiones, columnas eruptivas de 1.5-3 km de altura
1-4 diciembre	Explosiones
12 diciembre	Explosión, columna eruptiva de 5 km de altura, se desplazo 80 km, eyección de material incandescente

13-28 diciembre	Explosiones, columnas 1-4 km de altura, emisión de fragmentos incandescentes hasta 2 km, caída de ceniza en poblaciones cercanas. El 16 de diciembre se observó el domo en el interior del cráter.
-----------------	--

2001	
1-5 enero	Explosiones, columnas eruptivas de 1-3 km de altura, caída de ceniza en Cholula y Puebla
20 enero	Depresión en el interior del cráter
22-enero	Explosiones, columna eruptiva >8 km de altura, eyección de material incandescente hasta 1 km en el sector NE, caída de ceniza en Xalitzintla, Atlixco y Puebla. Flujos piroclásticos descendieron por el área glacial generando lahares.
23-25 enero	Explosiones, columnas eruptivas de 2-3 km de altura, caída de ceniza en poblaciones cercanas
26-30 enero	Explosiones menores
13 febrero	Explosión, columna eruptiva de 2 km de altura, eyección de material incandescente hasta 1 km
21 febrero	Depresión en el interior del cráter
16 abril	Explosión, columna eruptiva de 4 km de altura, fragmentos incandescentes fueron lanzados hasta 2 km en los sectores NE y NW
29 abril	Explosiones, columna eruptiva de 9 km de altura, explosión escuchada en Paso de Cortes y S. Pedro Benito Juárez
31 mayo	Explosión, material incandescente lanzado hasta 3 km de altura
3 julio	Explosión, columna eruptiva de 4 km de altura, caída de ceniza en Nexapa, Amecameca, Chalco e Iztapaluca
17 agosto	Explosión, eyección de material incandescente a 200 m del cráter, caída de ceniza en el sur de la Cd. México
15 agosto	Domo en el interior del cráter (190 m diámetro. y 30 m de altura)
20 agosto	Domo en el interior del cráter
9 octubre	Explosión, columna eruptiva de 2 km de altura, caída de ceniza en Ecatzingo
25 octubre	Domo en el interior del cráter (500 m diámetro)
10 noviembre	Explosión, fragmentos incandescentes hasta 300 m
10 diciembre	Explosión, fragmentos incandescentes hasta 1 km alrededor del cráter
18-19 diciembre	Explosiones, columnas eruptivas de 1-2.5 km de altura, eyección de material incandescente hasta 2 km sector E
22 diciembre	Explosión, columna eruptiva de 2.5 km de altura, caída de ceniza en la Cd. Puebla

2002	
11 enero	Destrucción parcial del domo
13-14 enero	Explosiones, caída de ceniza en Xalitzintla, S.N. de los Ranchos, Calpan y Huejotzingo
19 enero	Explosión arrojó material incandescente a 1 km, domo parcialmente destruido
23-24 enero	Explosiones, columna eruptiva 2.5 km de altura, caída de ceniza en Paso de Cortes y poblaciones de Tlaxcala, eyección de material incandescente < 1 km, se observó domo en el interior del cráter
29-30 abril	Explosiones, columna eruptiva de hasta 1.5 km de altura, caída de gravilla en Nexapa, material incandescente en las laderas, domo en el interior del cráter
12 mayo	Explosiones, material incandescente arrojado hasta 500 m al N, caída de ceniza en Tetela del volcán
18 mayo	Explosión, caída de ceniza en S.P. Benito Juárez
17 junio	Explosión, columna eruptiva de 2 km de altura, caída de ceniza en Tetela del Volcán
22 mayo	Domo en el interior del cráter
27-28 junio	Explosiones, columnas eruptivas de 2 km de altura
18 diciembre	Explosiones, columnas eruptivas >6 km de altura, material incandescente arrojado hasta 1.5 km del cráter
30 diciembre	Explosiones, columnas eruptivas de 2 km de altura

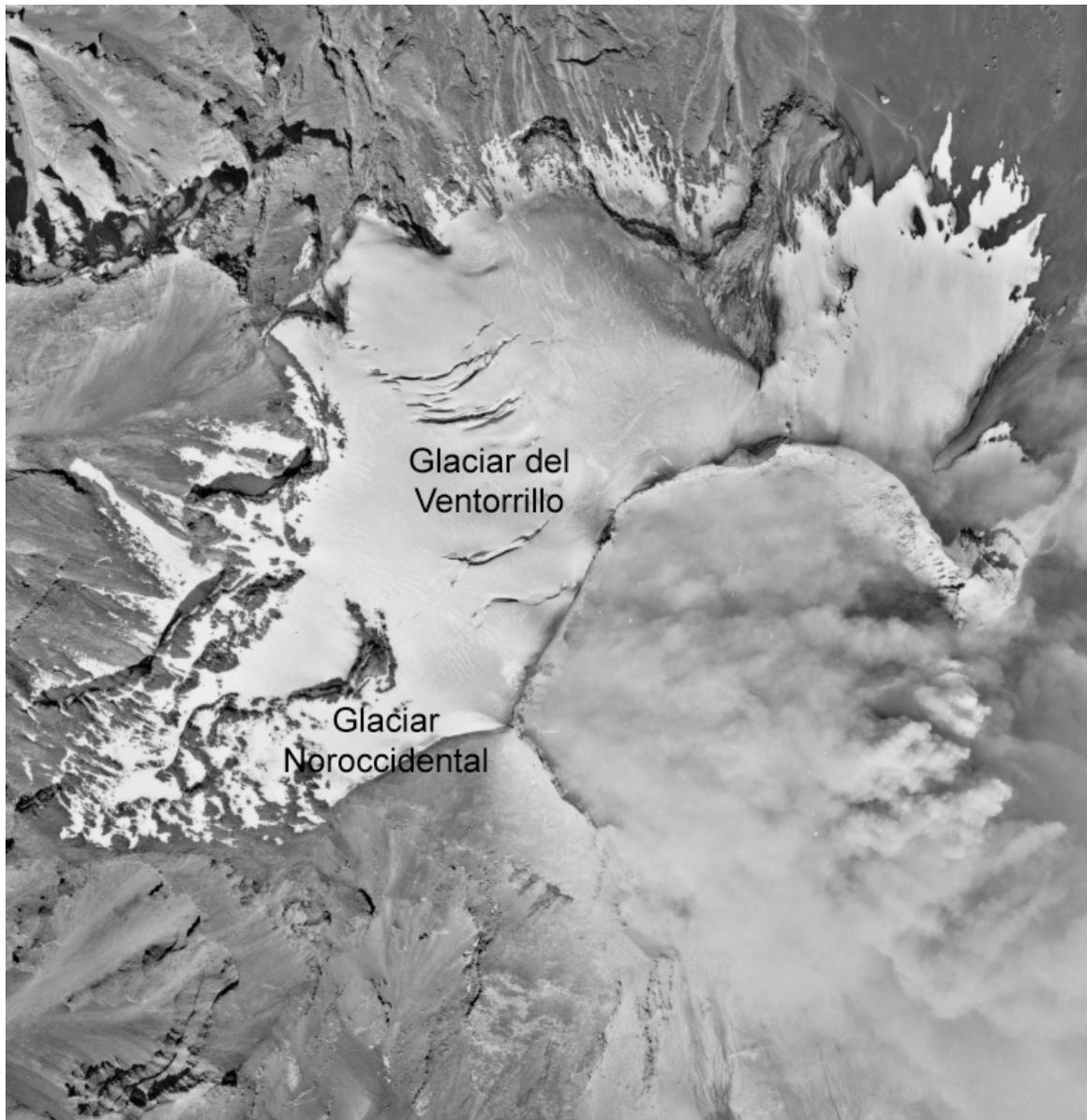


Fig. 24. Área glacial del Popocatépetl el 23 de diciembre de 1994. La mayor parte del área glacial corresponde al Glaciar del Ventorrillo, en el que se aprecian varias grietas transversales. El Glaciar Noroccidental ocupa una pequeña área.

4.2.1. FLUJO DE CALOR

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 de 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 el trabajo de campo en el Glaciar del Ventorrillo se observó la presencia de fumarolas en la parte oeste del glaciar, en un área conocida como la “banda rocosa” (Fig. 25). Mediante un barredor infrarrojo se detectó en septiembre de 1997 una anomalía térmica en la misma zona, asociada a la actividad fumarólica observada. Esta anomalía térmica se presentó durante el crecimiento de un nuevo cuerpo de lava, a mediados de agosto, en el interior del cráter.

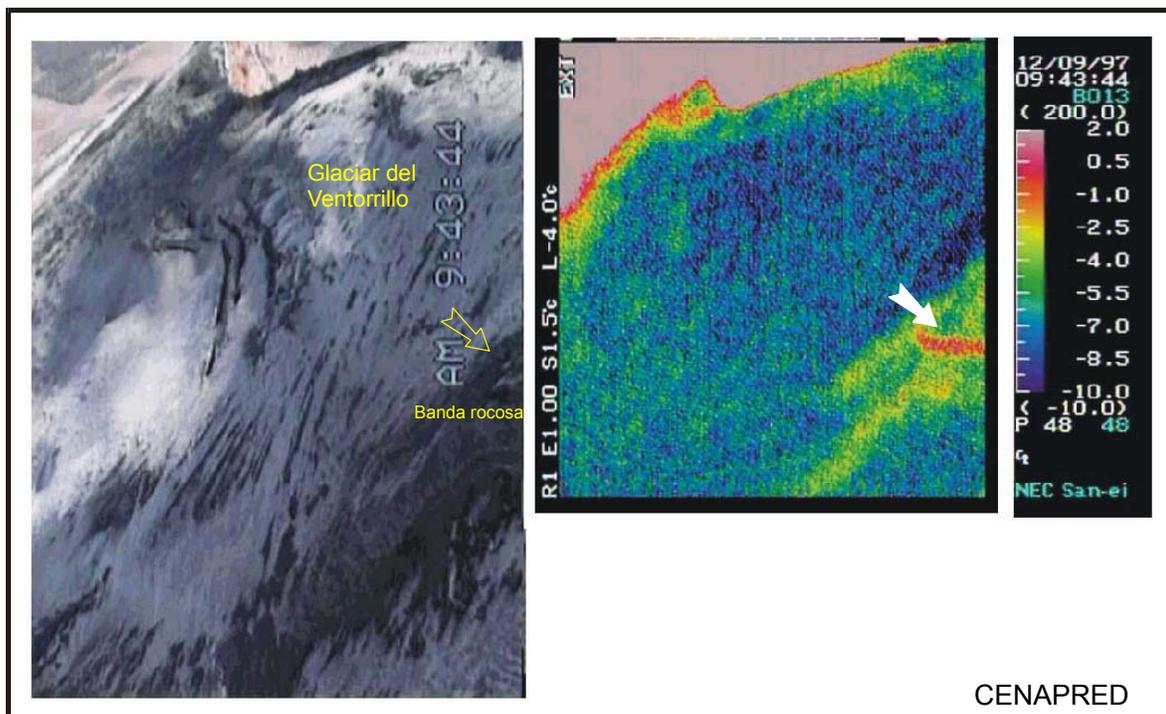


Fig. 25. Anomalía térmica observada en el glaciar del Popocatépetl en septiembre de 1997. En la imagen de la izquierda la flecha amarilla indica el lugar en donde se observaron fumarolas durante el trabajo de campo. En la imagen de la derecha (obtenida con un barredor infrarrojo) la flecha blanca indica el mismo sitio. Composición realizada por el Ing. Lorenzo Orozco.

De lo cual se puede establecer *a priori*, que durante etapas de intensa emisión de lava, el incremento del flujo de calor pudo provocar fusión en la parte basal del glaciar (Fig. 26), al favorecer la ablación, contribuyendo al adelgazamiento y deslizamiento glacial. Este último

proceso pudo contribuir al desplazamiento de masa hacia la parte frontal durante el período de 1996-1997 en la que de acuerdo con la comparación de los MDE correspondientes, se observa la elevación en partes del frente glacial.



Fig. 26. Frente del glaciar del Popocatépetl. En la parte rocosa se observa actividad fumarólica. En el círculo amarillo se observa una persona como escala. Foto Hugo Delgado-Granados.

4.2.2. FLUJOS PIROCLASTICOS

Los flujos piroclásticos son un tipo de corrientes piroclásticas de densidad, son constituídos por mezclas heterogéneas de partículas volcánicas y gas que fluyen debido a la fuerza de gravedad y a que su densidad con respecto a la atmósfera es mayor. Pueden alcanzar velocidades considerables y son capaces de transportar volúmenes de detritos calientes a grandes distancias (Branney y Kokelaar, 2002).

La capacidad erosiva de un flujo piroclástico está determinada por factores como magnitud, densidad y temperatura así como las características del terreno sobre el que se

desplaza. En el caso de la formación de flujos piroclásticos en volcanes cubiertos por glaciares, la interacción con la nieve es producto de una compleja interrelación de procesos térmicos y mecánicos (Walder, 2000).

Sparks et al., (1997) documentaron los rasgos erosivos generados por flujos piroclásticos durante la erupción de abril de 1993 en el volcán Lascar (Chile). Los flujos piroclásticos erosionaron el talud y se llevaron consigo detritos sueltos que ahí se encontraban; también erosionaron las paredes y el lecho rocoso formando estrías, marcas de percusión y canales. Los autores señalan que los controles más importantes en la erosión fueron la topografía, energía de flujo, composición del flujo piroclástico (proporciones de clastos líticos y de pómez), disponibilidad de detritos y la dureza del lecho rocoso. Los flujos piroclásticos presentaron dos facies, una rica en líticos y otra en pómez. Las regiones basales de los flujos ricos en líticos fueron menos móviles pero altamente erosivas, en tanto que las partes ricas en pómez fueron más móviles, pero de menor capacidad erosiva.

El efecto de flujos piroclásticos en un volcán cubierto por glaciares fue estudiado durante la erupción del 13 de noviembre de 1985 en el volcán Nevado del Ruíz (Colombia). Una secuencia de flujos piroclásticos descendió sobre el glaciar (Thouret, 1990) y los efectos térmicos y mecánicos de tales flujos y oleadas piroclásticas provocaron profundos cambios en la morfología glacial. La erupción removió ~16% (4.2 km²) del área glacial y un volumen de 0.06 km³ de hielo y nieve mediante explosiones, avalanchas de hielo, erosión superficial de la nieve y avalanchas de nieve parcialmente fundida. El calor de los flujos y oleadas piroclásticas y sus depósitos fueron responsables de la fusión de nieve y hielo tanto sobre la superficie del glaciar *in situ* como durante el transporte.

Sobre el glaciar se identificaron notables rasgos erosivos originados por los flujos piroclásticos, oleadas piroclásticas y pulsos de agua, sus dimensiones variaron de centímetros a

metros (Fig. 27). Impactos balísticos generaron en el glaciar depresiones de hasta 2 m de diámetro y profundidad. En las regiones con fuerte pendiente la superficie del hielo fue alisada por la abrasión. Los flujos piroclásticos generaron numerosos surcos y canales en la nieve y la congesa, en algunos se observaron levees (bordes) de escoria y lapillo, así mismo cercas dentadas fueron aplanados. En las márgenes de mayor pendiente del glaciar (norte y oeste) varias barrancas de más de 100 m de longitud y de 1-3 m de ancho fueron generadas. Pierson et al. (1990) respecto a la misma erupción y sus efectos sobre el glaciar señalan que los flujos piroclásticos interactuaron de forma más vigorosa que las oleadas piroclásticas.



Fig. 27. La línea negra indica el contacto erosivo sobre la superficie del hielo, originado por procesos térmicos y mecánicos al paso de los flujos piroclásticos durante la erupción del Nevado del Ruíz en 1980. Foto B. Voight. Modificado de Thouret, (1990).

Por otra parte, Thouret (1990) señala que durante la erupción, se produjo la deformación del hielo en la parte Este del cráter Arenas. En este sitio que es donde se presentaron los mayores espesores de los depósitos piroclásticos (4-6 m) se observaron estructuras parecidas a “tumuli” (especie de montículo) con alturas de 1-3 m, formados por

extrusiones de hielo deformado plásticamente a través de la cubierta piroclástica soldada o no soldada de los flujos piroclásticos. La parte superior de cada extrusión presentaba fisuras en forma de estrella.

Es posible que el hielo se deforme ante un aumento repentino de carga, ocasionado por la deposición de considerables espesores de material o bien al paso de flujos piroclásticos densos, como lo menciona Thouret (1990). Se ha documentado que glaciares pequeños sobre pendientes fuertes sufren deformación debido al aumento de carga, hasta tal punto que se desploman y el ciclo inicia nuevamente (Röthlisberger, 1987). Por otra parte, avalanchas de roca pueden depositar sobre la superficie de un glaciar gran cantidad de detritos, en tal caso la carga (peso) del material depositado provoca que el hielo fluya, formando flujos dúctiles, al paso del tiempo el material es incorporado al glaciar por transporte supraglacial, englacial o subglacial. No obstante, el estudio de los efectos (en términos de carga) de los materiales depositados por la actividad volcánica sobre un glaciar son fenómenos escasamente documentados.

En el caso del volcán Popocatepetl, los flujos piroclásticos han sido esporádicos y en su interacción con el área glacial del Popocatepetl han generado lahares. El número de lahares asociados a este fenómeno volcánico se desconoce. Sin embargo, este tipo de interacción ocurrió durante el evento explosivo del 22 de enero de 2001, cuando flujos piroclásticos de pómez (Fig. 28) al descender sobre el área glacial generaron un lahare. Uno de los cuales que fluyó por la barranca Huiloac a lo largo de 14 km, deteniéndose en las afueras del poblado de Santiago Xalitzintla. Después del paso de los flujos piroclásticos no se observaron cambios notables en el área glacial, lo cual puede atribuirse a que la tefra depositada durante la etapa explosiva de los meses de noviembre y diciembre, aminoró el efecto erosivo y térmico

característico de los flujos piroclásticos, a las características mismas del flujo como son temperatura, densidad y dimensiones o a una combinación de ambas.

El trabajo realizado sobre este evento producto de la interacción entre la actividad eruptiva y el glaciar es presentado en el apéndice. De acuerdo con Julio-Miranda, et al. (2005) con el objeto de evaluar el volumen removido del área glacial al paso de los flujos piroclásticos, se realizó la comparación entre los modelos digitales de elevación correspondientes al 22 de enero y el 22 de febrero de 2001. La masa total removida del área glacial fue de $\sim 1.0 \times 10^6 \text{ m}^3$, de la cual $\sim 1.6 \times 10^5 \text{ m}^3$ de agua proveniente del glaciar se incorporó al lahar que descendió por la Barranca de Huiloac y cuyo volumen se estimó en $\sim 4 \times 10^5 \text{ m}^3$. El depósito asociado a este lahar fue de $\sim 2.4 \times 10^5 \text{ m}^3$, y con base en los análisis de componentes se identificó que está formado principalmente por pómez.

El volumen estimado de la masa que fue removida en el área glacial al paso del flujo piroclástico incluye hielo y tefra. La tefra se acumuló en el área glacial durante la actividad eruptiva que tuvo lugar a partir del 11 de diciembre de 2000. Por otra parte, cerca de $8.1 \times 10^5 \text{ m}^3$ de hielo fueron removidos del glaciar pero no participaron en la generación del lahar estudiado. El agua de fusión resultante se sublimó, se infiltró o participó en lahares que descendieron por otras barrancas, tal como ocurrió en la erupción del Nevado del Ruíz (1985) en donde del volumen total de agua de fusión, sólo cerca del 50% participó en la formación de lahares (Thouret, 1990).

El hecho de que $\sim 50\%$ o menos del volumen de agua, producto de la fusión glacial, participe en la formación de lahares, es relevante y debe considerarse al establecer escenarios hipotéticos de fusión y magnitud de lahares, así como en la simulación de éstos.

El volumen del lahar estimado por Julio-Miranda et al. (2005) fue de $\sim 4 \times 10^5 \text{ m}^3$, el cual representa un orden de magnitud menor con respecto a los volúmenes de lahares hipotéticos estimados previamente por Julio-Miranda y Delgado-Granados (2003).



Fig. 28. Fotografías que muestran la interacción entre flujos piroclásticos y el área glacial en el Popocatepetl producida durante el evento explosivo del 22 de enero de 2001. **a.** A la derecha de los zacatonales se observa el depósito de pómez asociado a los flujos piroclásticos. Al fondo, en el límite del bosque, dentro del círculo, se aprecian árboles quemados al paso de los flujos piroclásticos. Foto Ignacio Hernández. **b.** Lóbulo frontal del depósito de lahar, que descendió por la barranca de Huiloac, en las cercanías de Santiago Xalitzintla. Foto Alberto González.

4.2.3. MATERIAL INCANDESCENTE

En este trabajo se aplica el término material incandescente para el material de diversa granulometría y que, debido a su elevada temperatura, muestra incandescencia en la noche, e incluye a los proyectiles balísticos, es decir, material que al ser eyectado sigue una trayectoria cercana a la parabólica (Alatorre-Ibargüengoitia et al., en prensa).

Eventos explosivos de considerable intensidad han ocurrido a lo largo de 1994-2001 en el volcán Popocatépetl, éstos se caracterizaron por la eyección de material incandescente sobre las laderas del volcán y en particular sobre el área glacial. Las distancias máximas alcanzadas, de acuerdo con los reportes del CENAPRED, fueron de 4 km. Conforme el glaciar fue cubierto por mayores espesores de tefra, la fusión glacial debida el impacto de los balísticos disminuyó

Pierson et al. (1989) señalan que se produce fusión pasiva cuando una capa de detritos piroclásticos calientes se deposita sobre la nieve. La fusión es favorecida si hay abundancia de clastos líticos en el depósito piroclástico debido a que tienen una mayor capacidad calorífica que la pómez, así como por la penetración de proyectiles balísticos dentro de la nieve. La fusión estática es más lenta que la asociada a abrasión y mezcla, no obstante puede ser más sostenida y amplia.

Los impactos balísticos sobre un glaciar provocan la fusión puntual de la nieve o hielo. La fusión del glaciar por un proyectil balístico está en función de la energía potencial y cinética involucrada. Desde que el proyectil es expulsado del cráter y hasta su impacto, la relación entre ambas energías cambia pero permanece constante. Una vez que el proyectil impacta en el glaciar, entonces la energía cinética y potencial se transforma en energía calorífica y aunada a la capacidad calorífica del balístico provoca la fusión del hielo o nieve.

Los efectos de los proyectiles balísticos asociados a los eventos explosivos de diciembre de 1998 y 27-30 de enero de 1999 en el Popocatépetl, se pueden observar en la Fig. 29. La

mayor parte del área glacial (422,938 m²) se encuentra cubierta por tefra, con excepción de la parte frontal en donde se observan numerosos cráteres generados por el impacto de los balísticos y la posterior ablación puntual producto de la energía térmica de éstos. En la ortofoto se pueden distinguir algunos flujos de detritos que inician en los cráteres, es posible que la cantidad de agua producida por la fusión ocasionada por la temperatura del balístico, haya sido suficiente para saturar la tefra que se encontraba sobre la superficie, dando lugar a la generación de pequeños flujos de detritos que alcanzaron distancias de hasta 30 m.

Con base en la ortofoto del 2 de febrero de 1999, en la parte frontal del glaciar, que corresponde a un área de 54,100 m², se contaron 185 cráteres de impacto o depresiones con diámetros que variaron en un rango de 1.2-7.5 m.

La caída de los balísticos sobre un glaciar puede generar avalanchas de placa, como ocurrió durante la erupción del volcán Ruapehu durante 1995-1996 (Nueva Zelanda). Las avalanchas fueron clasificadas como clase 3+, consideradas peligrosas para los humanos e infraestructura. Avalanchas menores con volúmenes de 1-10 km³ fueron generadas por los impactos de los balísticos (Manville, et al., 2000). Balísticos calientes también provocaron la suficiente fusión de nieve para generar lahares menores, no peligrosos en la cuenca del cráter (Keys, 1996).

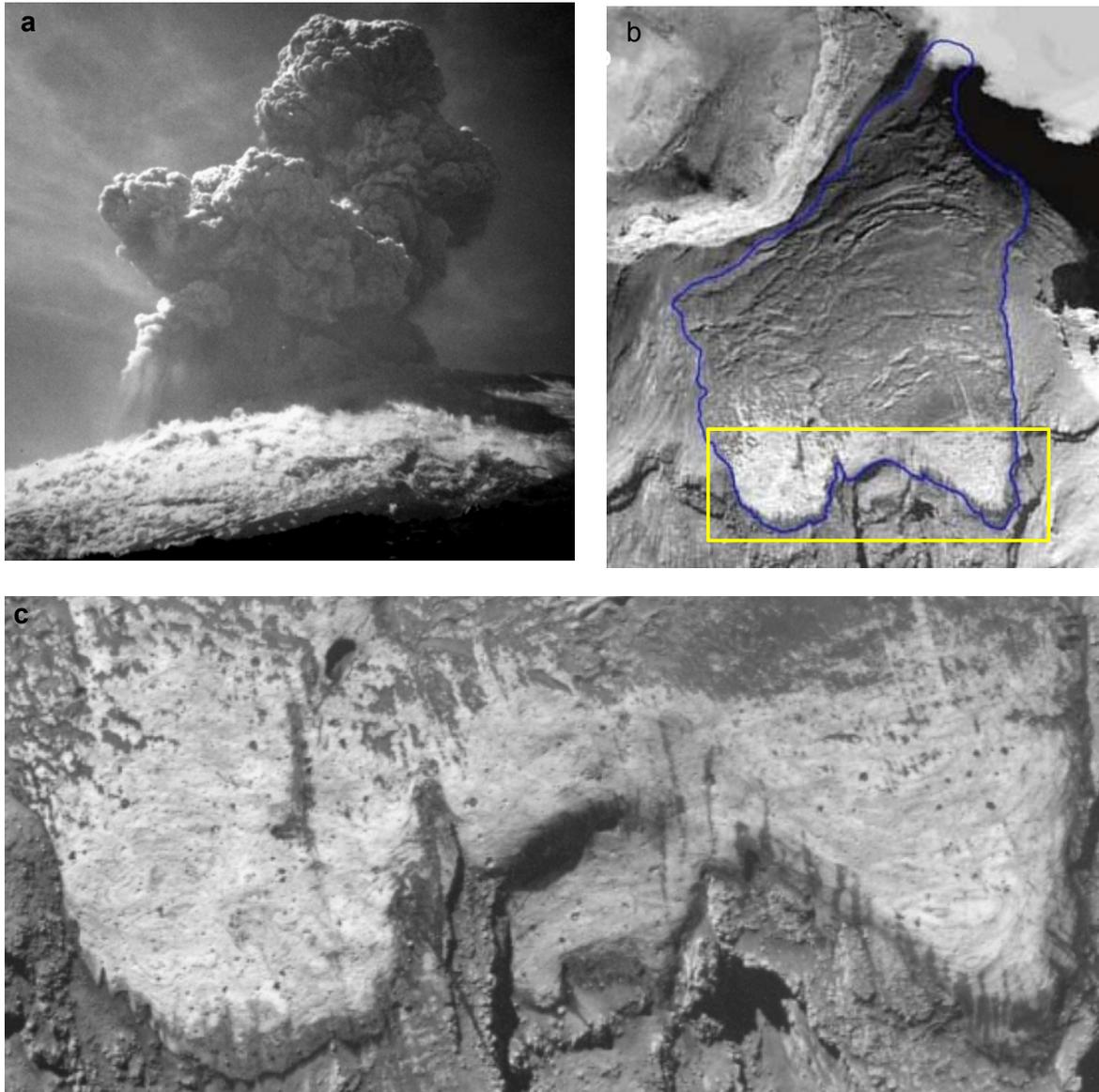


Fig. 29. Efecto de los balísticos sobre el área glacial del Popocatépetl. **a.** Caída de balísticos sobre el área glacial durante una explosión ocurrida el 27 de enero de 1999, obsérvese que los balísticos al impactar sobre la superficie glacial, debido a su temperatura provocan la fusión superficial generando vapor de agua. Foto Enrique Guevara. **b.** Ortofoto correspondiente al 2 de febrero de 1999, el área glacial (delimitada por la línea negra) con excepción de la parte frontal (recuadro blanco), se encuentra cubierta por tefra. **c.** Acercamiento de la parte frontal del glaciar, los puntos negros corresponden a cráteres de impacto generados por los balísticos al caer sobre el glaciar. También se aprecian pequeños flujos de detritos producidos por la ablación del glaciar.

4.2.4. CAIDA DE TEFRA

La deposición de tefra sobre la superficie glacial ha sido, en el caso del Popocatepetl, el fenómeno más frecuente asociado a la actividad eruptiva (Tabla 4). Capas de tefra de milímetros de espesor fueron depositadas sobre su superficie durante fases de baja explosividad, en tanto que durante las fases explosivas intensas la tefra cubrió la totalidad del área glacial con espesores de varios de centímetros o, incluso, espesores superiores a un metro (observaciones de campo y/o vuelos de reconocimiento). Con el paso del tiempo el espesor de tefra fue incrementándose, sin embargo durante la época de acumulación la nieve la cubrió. Dependiendo del espesor de la capa de nieve, ésta pudo preservarse al quedar sepultada por la tefra de explosiones subsecuentes, o en el caso de espesores pequeños, la nieve se fundió por la insolación o por la deposición de espesores de tefra que favorecieron la ablación.

Al ser la deposición de la tefra el evento más frecuente, ésta tuvo una gran influencia en el proceso de retroceso glacial que ya existía antes de diciembre de 1994, así como en la evolución morfológica del glaciar durante el actual período eruptivo. Tanto la deposición de la tefra como su posterior removilización por diversos procesos dieron lugar a complejas interacciones con la nieve y el hielo.

El volumen de tefra depositado sobre el glaciar durante fases explosivas, como la ocurrida durante diciembre de 2000 (Tabla 7), puede ser el causante de la alteración “positiva” del balance de masa registrado por el glaciar durante el período 2000-2001 ya que el glaciar a partir de 1996 no ganó masa debido a la acumulación de nieve. La fase explosiva de diciembre de 2000 culminó con el evento eruptivo del 22 de enero de 2001, durante el cual se produjo una pluma de 18 km de altura que ocasionó caída de ceniza y de pómez al este del volcán, así mismo se generaron flujos piroclásticos, que al descender por el área originaron lahares (Martin-Del Pozzo, et al., 2003). Los flujos piroclásticos a su paso por el área glacial pudieron

depositar material y contribuir también a la elevación de la superficie glacial. El material volcánico se depositó principalmente en la parte superior del área glacial en donde, de acuerdo con la resta de MDE, alcanzó espesores de hasta 3 m (Fig. 14).

4.2.4.1. ALTERACION DE LA ABLACION SUPERFICIAL

El balance de masa documentado para el área glacial del Popocatepetl, a partir de 1996, fue negativo. La deposición de tefra contribuyó a una mayor ablación superficial, en particular durante los períodos de baja actividad, cuando los espesores de tefra, al ser menores, favorecieron la fusión y, en consecuencia, el adelgazamiento del glaciar. La mayor pérdida de volumen glacial se produjo entre el 2 de febrero de 1999 y el 8 de enero de 2000, durante este período ocurrió el menor número de explosiones en comparación con los años 1998, 2000 y 2001 (Fig. 22).

Hasta el momento se han realizado pocas investigaciones tendientes a evaluar el efecto de la tefra sobre la dinámica glacial. En cambio, se han llevado a cabo numerosos trabajos sobre el efecto de cubiertas de detritos en glaciares localizados en áreas montañosas (Nakawo y Young, 1981; Bozhinskiy et al., 1986; Mattson et al., 1992; Lundstrom et al., 1993; Adhikary et al., 1997; Takeuchi et al., 2001).

Mattson et al. (1992) estudiaron la ablación en un glaciar cubierto por detritos en el Punjab, Himalaya. Sus resultados señalan que capas de detritos de entre 10-15 mm de espesor presentaron tasas promedio diarias de ablación de 121-103 mm/día, en tanto que en espesores entre 200-400 mm las tasas de ablación fueron del orden de 10-15 mm/día. Los autores, al comparar sus resultados con los de otros estudios encontraron que en principio, la ablación se incrementa en relación directa con el aumento del espesor de la cubierta, hasta un punto en la que la tendencia se revierte ocasionando que las tasas de ablación disminuyan con el aumento

en el espesor de la capa de detritos (Fig. 30). Esto se debe a que una capa delgada de detritos provoca la disminución del albedo, lo que incrementa la absorción de la radiación de onda corta, y en una capa de poco espesor se transmite eficientemente a la interfase detritos/hielo, contribuyendo a una rápida ablación.

En capas de detritos de mayor espesor, las tasas de ablación superficial disminuyen debido a que el flujo de calor, producto de la absorción de onda corta, no se transmite eficientemente a través de los detritos.

Los objetos que reflejan la mayor parte de la radiación que reciben tienen un elevado albedo. El albedo de un cuerpo blanco perfecto es de 1, el de la nieve es de cerca de 0.80-0.90, aunque este valor puede variar de acuerdo con sus características (Shumskii, 1964).

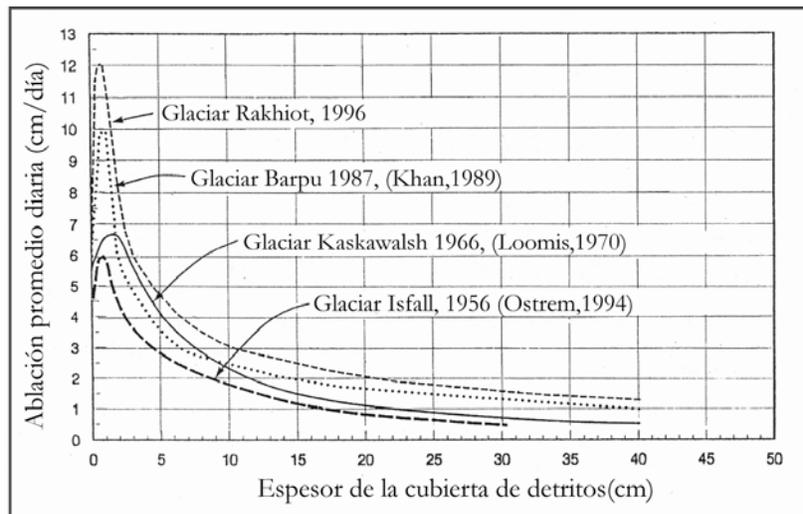


Fig. 30. Relación entre el espesor de la cubierta de ceniza y la ablación promedio para cuatro glaciares. Modificado de Mattson et al., (1992).

Por su parte, Driedger (1981) realizó un experimento para establecer el efecto de capas de ceniza de poco espesor sobre la ablación glacial. Sus resultados señalan que una mayor ablación ocurrió en las parcelas con espesores de ceniza de 2-5 mm, en tanto que la ablación se

detuvo en las parcelas con espesores >24 mm. La máxima ablación ocurrió bajo un espesor de 3 mm, incrementándose cerca del 90%, en comparación con condiciones libres de cenizas (Fig. 31).

Durante la erupción del volcán Ruapehu (Nueva Zelanda) en 1995-1996, se reportó que capas de tefra <5 mm provocaron una rápida fusión, en tanto que capas >20 mm aislaron al glaciar deteniendo la ablación (Manville et al., 2000).

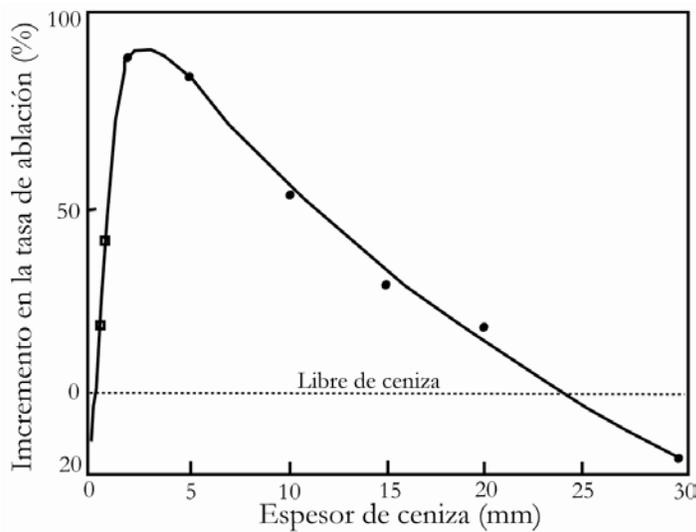


Fig. 31. Cambios en la tasa de ablación de diferentes espesores en el glaciar South Cascade (E.U.A) en agosto 1980. Los círculos indican espesores medidos y los cuadros espesores estimados. Modificado de Driedger, (1981).

En glaciares con cubierta de detritos, el espesor de éstos se incrementa hacia el terminus, lo que provoca que se invierta el gradiente de ablación al reducirse las tasas de ablación en la parte baja del glaciar. La reducción de la ablación provoca que la zona de acumulación aumente (Benn et al., 2003). Los glaciares cubiertos por detritos en condiciones de equilibrio presentan cocientes de área de acumulación (área de acumulación/área de ablación) entre 0.2-0.4, significativamente menores a los valores 0.6-0.7 para glaciares limpios (Benn y Evans, 1998).

La respuesta de un glaciar a las fluctuaciones climáticas está fuertemente influenciada por el grado de la cubierta de detritos supraglaciales. Para glaciares limpios, los cambios de volumen son reflejados en las oscilaciones del *terminus* glacial. La respuesta de glaciares cubiertos por detritos a los cambios climáticos es amortiguada por el efecto aislante de éstos. La idea común de que los glaciares cubiertos por detritos no responden al clima no es estrictamente cierta. Investigaciones en este tipo de glaciares enfatizan condiciones de balance de masa negativo donde el hielo es aislado bajo espesores considerables. En el caso de balance de masa positivo, donde los gradientes y velocidades se incrementan, la cubierta de detritos puede acentuar los efectos de ondas cinemáticas. Las variaciones en el balance de masa de glaciares cubiertos por detritos comúnmente se manifiestan en procesos que provocan aumento del espesor o adelgazamiento del glaciar, a diferencia de los glaciares que no presentan cubierta de detritos y en los que las pérdidas se manifiestan como avance o retroceso (Benn et al., 2003).

4.2.4.2. ABLACION DIFERENCIAL

La cubierta de detritos sobre la superficie glacial generalmente no es homogénea, el espesor tenderá a ser mayor en unas zonas que en otras, dependiendo incluso de la topografía superficial del glaciar en la que son depositados los detritos. La variabilidad del espesor de los detritos sobre la superficie genera grandes diferencias en las propiedades térmicas del glaciar en cortas distancias, lo que provoca una ablación diferencial (Benn y Evans, 1998).

La ablación diferencial remueve más hielo de unas áreas que otras, produciendo el desarrollo de montículos sobre la superficie glacial. Los montículos continúan creciendo hasta que el gradiente de sus flancos es suficiente para provocar el movimiento, por gravedad, de los sedimentos, exponiendo el hielo y reanudándose la fusión.

La distribución de la tefra sobre la superficie glacial en el Popocatépetl fue irregular a lo largo de los años, como se puede apreciar en las numerosas fotografías aéreas e imágenes del área glacial (Fig. 32). Su distribución y espesor fueron determinados por la irregular morfología de la superficie glacial, intensidad del evento eruptivo, así como la dirección de los vientos dominantes.



Fig. 32. Distribución de tefra en el área glacial del Popocatépetl en 1997. Se observa una distribución heterogénea de la tefra, la mayor acumulación ocurrió en las áreas deprimidas o de poca pendiente de la superficie glacial. Foto Hugo Delgado-Granados.

La superficie glacial mostraba grandes irregularidades, especialmente durante el período de máxima ablación, cuando las grietas incrementaban sus dimensiones y la superficie mostraba ondulaciones transversales a la pendiente (Fig. 33). Esto favoreció la acumulación de tefra en las partes deprimidas y con menor pendiente; en cambio, en las partes de mayor pendiente la acumulación fue menor.

La distribución de la tefra ocasionó diferencias en las características térmicas del glaciar, resultando en una ablación diferencial, unas partes experimentaron más ablación que otras. El borde superior del glaciar, en contacto con el cráter, fue progresivamente cubierto por

espesores considerables de tefra. Como consecuencia, quedó aislado y experimentó pocas pérdidas y formó a través del tiempo, una parte casi plana delimitada al frente por un escarpe.



Fig. 33. Morfología del área glacial del Popocatópetl. La fotografía aérea fue tomada el 25 de julio de 1996, y corresponde a la época de ablación. La superficie muestra zonas elevadas y deprimidas transversales a la pendiente. Se observa una cubierta delgada de tefra.

Algunas áreas deprimidas en la parte frontal del glaciar, al paso del tiempo se fueron cubriendo con una capa de tefra cuyo espesor detuvo la ablación superficial, lo que produjo la inversión del relieve. En estos sitios se desarrollaron bloques elevados con respecto a la superficie que los rodeaba. El resto del área glacial desarrolló una morfología de bloques elongados transversales a la pendiente como resultado de la distribución heterogénea de tefra, así como por procesos de removilización de ésta (Fig. 34).



Fig. 34. Vista del área glacial del Popocatepetl. Se observan los numerosos escarpes de los bloques elongados y perpendiculares a la pendiente, que conformaban el área glacial. Foto Lucio Cárdenas.

4.2.4.3. REMOVILIZACION DE TEFRA

Los detritos acumulados sobre la superficie glacial sufren varios ciclos de movimiento y removilización antes de su deposición final. Los dos procesos más importantes de retrabajo de detritos son el transporte por agua y el gravitacional. En superficies glaciales cubiertas por detritos, la ablación diferencial provoca que en algunas partes la pendiente aumente, a grado tal, que se inicia la caída y movimiento de masa de los detritos mediante flujos de detritos, deslizamiento o por procesos gravitacionales.

Los flujos de detritos son particularmente comunes debido a la abundancia de agua de fusión. Los flujos inician cuando el esfuerzo cortante ejercido por el peso y la pendiente de la capa de detritos excede la resistencia crítica del sedimento. El flujo ocurrirá si: a) la resistencia crítica del sedimento es reducida por un incremento en la presión de poro; b) el esfuerzo cortante se incrementa debido al incremento en el ángulo de pendiente debido a la ablación diferencial; o c) el esfuerzo cortante se incrementa debido al incremento en el espesor de la capa de detritos. Estudios sobre el retrabajo de detritos establece que el comportamiento,

morfología y las características sedimentológicas de los flujos son fuertemente dependientes del contenido de agua (Benn y Evans, 1998).

El retrabajo de los sedimentos y hielo rico en detritos mediante agua de fusión puede tener lugar sobre y dentro del glaciar y sus márgenes. El retrabajo tiene lugar a micro y macroescala. Siendo la más obvia ésta última, en donde el movimiento del agua sobre la superficie ya sea de manera difusa o concentrada remueve los detritos previamente depositados.

Los procesos de ablación diferencial, retrabajo de detritos y desarrollo de drenaje en glaciares cubiertos por detritos dan como resultado una topografía muy distintiva, característica de las épocas posteriores a las glaciales. El desarrollo de montículos y el retrabajo de detritos asociado, redistribuye el sedimento sobre la superficie glacial, cambiando el patrón espacial de la ablación diferencial dando lugar a una inversión topográfica del relieve sobre la superficie glacial. Altos topográficos son formados debido a que la elevada concentración de detritos protege ciertas áreas. Al incrementarse la pendiente de estos altos topográficos y debido a que en las partes bajas de la superficie glacial empiezan a ocurrir flujos de detritos, el hielo de los montículos es expuesto a la atmósfera, provocando que la ablación se incremente. El sedimento de los flujos es depositado en las partes deprimidas de la superficie glacial, de manera que protege al hielo de la ablación. La ablación actúa entonces en las partes expuestas de los montículos y se reducen en las partes bajas que han sido cubiertas por detritos. La inversión topográfica es un proceso importante cuando la cubierta de detritos es suficientemente irregular para permitir ablación diferencial. El desarrollo de cubiertas de detritos muy gruesas reduce las tasas de ablación sobre toda la superficie del glaciar de forma que no permite la inversión de la topografía (Benn y Evans, 1989).

La erupción del volcán Ruapehu (Nueva Zelanda) en 1995-1996, tuvo un significativo impacto en la capa de hielo de la cima y en los valles glaciales tanto durante la erupción como después de ésta. Importantes espesores de tefra fueron depositados sobre los glaciares y en las cuencas hidrográficas. La tefra fue depositada en los flancos norte y este del volcán Ruapehu. Durante 1995-1997 las interacciones de tefra-nieve-hielo-agua post-eruptivas originaron eventos que involucraron tefra, nieve, hielo y agua en diversas proporciones y combinaciones, sobre diferente pendiente y orientación y bajo diferentes condiciones estacionales.

En depósitos de tefra de grano fino (<3 mm) la insolación diurna generó la fusión del sustrato de nieve en contacto con la ceniza. La tefra depositada sobre la superficie glacial se humedeció y debido a la tensión superficial se acreció formando lóbulos (Fig. 35a). La migración de las partículas finas de ceniza originó un contacto difuso entre la tefra y la nieve. Durante los inviernos de 1995 y 1996 los procesos de soliflucción diurna y los de acreción por tensión superficial actuaron juntos causando la reptación de los depósitos de tefra.

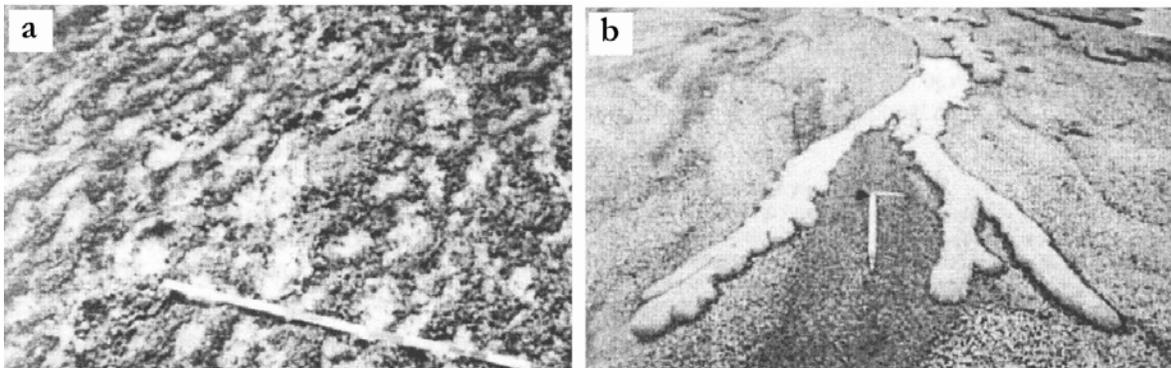


Fig. 35. Respuestas sedimentarias post-eruptivas observadas en el volcán Ruapehu, Nueva Zelanda, 1995-1996. **a.** Acreción de la ceniza depositada sobre la nieve, **b.** Flujos de detritos (obsérvese el piolet como escala). Modificado de Manville, et al., (2000).

La fusión más intensa ocurrió debajo de paquetes de nieve cubiertos por delgadas capas de ceniza fina, lo que dio origen a pequeños flujos de detritos (Fig. 35b). Estos flujos causaron

la separación de los depósitos de tefra con base en su granulometría, las partículas finas fueron transportadas, dejando atrás las partículas más gruesas. Los flujos cesaron cuando la pendiente de los canales disminuyó o cuando la concentración de sedimentos llegó a ser demasiado alta debido a la entrada de más material o la percolación del agua dentro de la nieve permeable o la regolita.

La esorrentía se presentó en capas de tefra de grano fino relativamente impermeables y sobre las superficies de los depósitos de lahar. Los surcos se desarrollaron pocos días después de la deposición de la tefra. Una vez producidos, empezaron a aumentar sus dimensiones pendiente abajo. La esorrentía se canalizó a través de los surcos más largos, erosionando la regolita, incorporando material pre-eruptivo viejo y formando pequeños abanicos.

En el volcán Ruapehu, la tefra indujo la generación de avalanchas de nieve, una tercera parte de este tipo de eventos se registró durante la secuencia eruptiva de 1996. Las avalanchas inducidas por tefra involucraron <10-100 tons. de nieve. Al parecer, las capas de tefra afectaron los paquetes de nieve debido al metamorfismo de grano y al debilitamiento de los enlaces entre granos. El descenso del punto de congelación debido a sales solubles presentes en las capas de tefra también debilitaron los paquetes de nieve.

Entre octubre de 1995 y mayo de 1996, ~34 lahares fueron disparados por lluvia en el volcán Ruapehu. El más largo fue comparable en su descarga y volumen a lahares generados durante la erupción. La magnitud y frecuencia de los lahares disparados por lluvia se relacionó de manera directa con el espesor de la tefra en el área fuente. Los flujos llegaron a ser progresivamente más pequeños y requirieron episodios de lluvias más intensas para generarse. El examen de las áreas fuente de los lahares disparados por lluvia indica que la removilización ocurrió en el contacto entre la capa de ceniza fina cohesiva de septiembre de 1995 y la capa sobreyacente de tefra gruesa de octubre de 1995. Durante la lluvia, el deslizamiento ocurrió

cuando el agua se infiltró a los depósitos de tefra gruesa, creando una zona saturada arriba de las cenizas de grano fino.

Diversos procesos de removilización de tefra ocurrieron en el Popocatepetl durante el período eruptivo actual. La removilización por el viento, la fusión de hielo y nieve y la gravedad fue constante desde el inicio de la actividad eruptiva.

La removilización de tefra por agua de fusión fue el proceso más frecuente y ocurrió en diversas escalas temporales y espaciales, tal como se pudo determinar mediante la fotointerpretación de fotografías aéreas (Tabla 4). La fusión generada por la ablación diaria, favorecida por la deposición de capas delgadas de tefra e intensificada durante los períodos de ablación fueron responsables de procesos que variaron desde la simple aglomeración de la tefra hasta la generación de flujos de variadas dimensiones, que con el paso del tiempo formaron surcos sobre la superficie glacial, la cubierta de tefra y sobre el lecho rocoso en que se encontraba el glaciar, lo que contribuyó de manera significativa a los cambios morfológicos que se produjeron progresivamente en el glaciar.

La ablación en el área glacial del Popocatepetl ocurría a lo largo de todo el año, intensificándose durante la primavera, como se observa en la Fig. 36. La fotografía fue tomada el 4 de abril de 1998, en ésta se aprecia intensa ablación en la parte frontal y en los bordes laterales del glaciar. El área glacial se encuentra cubierta por tefra, sin embargo se pueden observar zonas en donde el glaciar está expuesto a la insolación. Un acercamiento a esta fotografía permite distinguir que los numerosos flujos de detritos son generados por el agua de fusión producida por la insolación al actuar sobre las zonas libres de tefra.

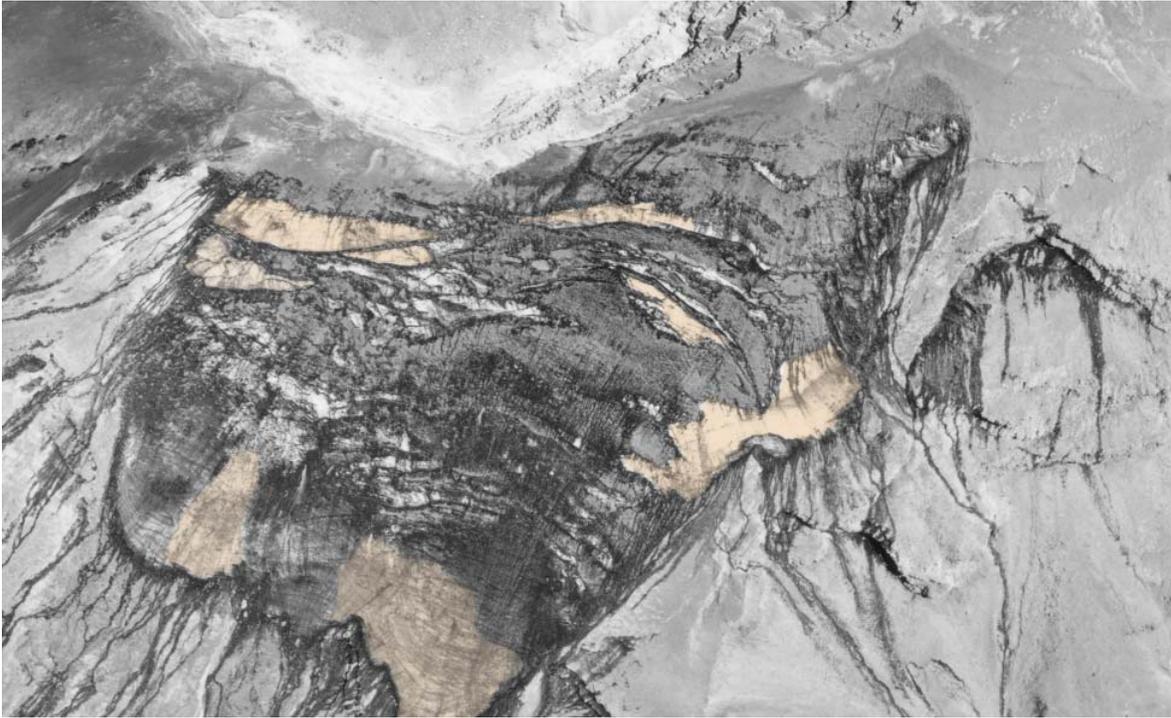


Fig. 36. Área glacial del Popocatépetl durante la época de mayor ablación (primavera). Las áreas cubiertas por un espesor mayor de tefra (gris oscuro) fueron aisladas de la ablación, sin embargo aquellas con una delgada capa o libres de tefra (amarillas) son objeto de intensa ablación. El agua producida por la fusión generó pequeños flujos de detritos que removilizan la tefra depositada previamente. La foto fue tomada el 4 de abril de 1998.

El agua de fusión provocó en repetidas ocasiones la saturación de la tefra y la subsecuente generación de flujos, incluso durante el invierno. En la ortofoto del 21 de febrero de 2001 (Fig. 37), se aprecia una abundante escorrentía sobre el remanente del área glacial, a pesar de que la mayor parte se encuentra cubierta por tefra. Se observa la generación de flujos debido a la fusión superficial del glaciar en las partes con menor espesor de tefra, así como por la ablación en la parte frontal de los bloques glaciales. La parte frontal de los bloques glaciales quedó expuesta a la insolación diaria y conforme el número de bloques aumentó, el área exposición también, lo cual produjo mayor cantidad de agua de fusión.

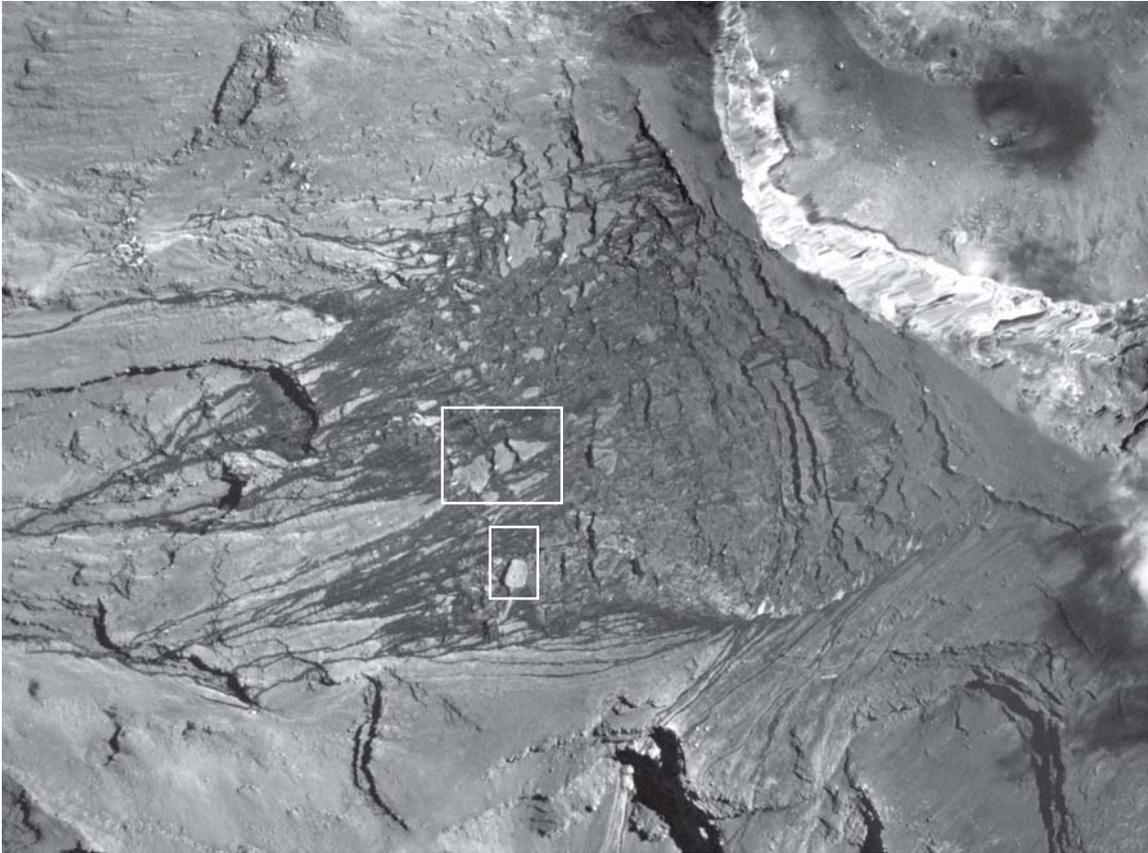


Fig. 37. Acercamiento del área glacial del Popocatépetl. La foto fue tomada el 21 de febrero de 2001, durante la estación invernal. No obstante, se aprecia considerable ablación sobre su superficie, a pesar de que ésta se encuentra cubierta por tefra. También se observa la generación de numerosos flujos de detritos. En la parte frontal se observan bloques (recuadros) producidos por la ablación diferencial.

El retrabajo gravitacional de la tefra inició cuando el glaciar se fragmentó (Fig. 34). Al fragmentarse el glaciar y desarrollar paredes de hielo, éstas quedaron expuestas a la ablación diaria, lo que fue provocando el colapso gradual de la parte superior de los bloques que se encontraba cubierta de tefra. Al caer la tefra, se depositó en la base de las paredes, ya sea sobre el techo del bloque inmediato inferior o sobre el basamento rocoso y formó conos de deyección (Fig. 38).

A diferencia de la atención que ha recibido la interacción sin-eruptiva entre la actividad eruptiva y los glaciares debido a los peligros inherentes, la interacción post-eruptiva ha recibido menos atención. Los procesos sedimentarios post-eruptivos intervienen en la redistribución del

material piroclástico, influyen en su preservación y, a largo plazo, en la hidrología de las vertientes y por tanto en la estabilidad del glaciar. Estos procesos involucran complejas interacciones entre tefra, nieve, hielo y agua bajo diferentes condiciones climáticas estacionales (Manville et al., 2000).

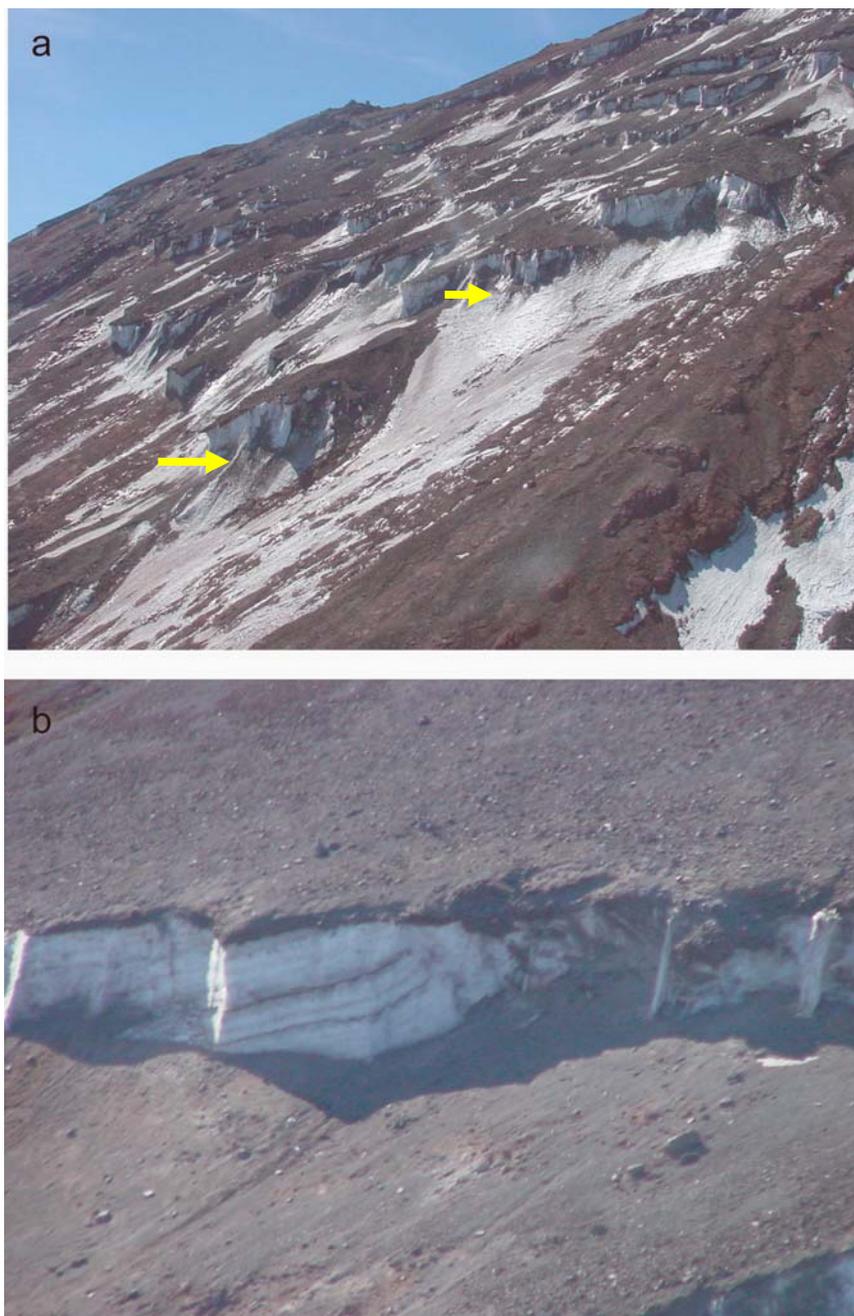


Fig. 38. Acercamientos del área glacial del Popocatepetl (abril, 2004) **a.** Vista lateral de los bloques de hielo, las flechas indican los conos de deyección formados en la base de los bloques. **b.** acercamiento a la parte frontal de un bloque, se observa la gruesa capa de tefra que los cubre, así como la intercalación de tefra y neviza. Fotos Isaac Farraz.

4.2.5. GENERACION DE LAHARES

Numerosos lahares han ocurrido durante el período eruptivo actual del Popocatépetl, sin embargo destacan los ocurridos en junio de 1997 y febrero de 2001. Estos eventos fueron notables debido a que llegaron a las inmediaciones de la población de Santiago Xalitzintla, que se encuentra localizado a 14 km del cráter. De acuerdo con el mapa de peligros del Popocatépetl (Macias et al., 1995) este poblado se ubica en una zona de elevada probabilidad de ocurrencia de lahares debido a que está situado en la barranca de Huiloac, en la que confluyen las barrancas de Tlamacas, Tenenepanco, La Espinera y Tetepeloncocone que drenan directamente el área glacial.

4.2.5.1. EL LAHAR DEL 1º DE JULIO DE 1997

El 30 de junio de 1997 se produjo un intenso evento eruptivo que dio origen a una columna >10 km de altura (Tabla 9). Los vientos predominantes la dispersaron hacia el sector oeste del volcán y se reportó caída de cenizas en numerosos poblados alrededor del volcán, e incluso en la Ciudad de México (a 70 km), en donde la lluvia precipitó las cenizas. Fragmentos de hasta 10 cm de diámetro cayeron en paso de Cortés (CENAPRED). Adicionalmente, se reportó la ocurrencia de un lahar que cubrió parcialmente algunas zonas de cultivo y una casa en la periferia de Santiago Xalitzintla.

Al respecto del depósito asociado a este lahar, Capra et al. (2004) señalan que se trató de un flujo de detritos que fue originado después de la prolongada emisión de ceniza lo cual provocó la fusión del glaciar y la rápida liberación de agua ($1 \times 10^7 \text{ m}^3$). Considerando un espesor promedio de 1.2 m, estimaron un volumen de $\sim 4 \times 10^5 \text{ m}^3$. Determinaron que inició como un flujo de detritos y se transformó gradualmente en un flujo hiperconcentrado.

Por su parte Sheridan et al. (2001) apuntaron que en días previos al flujo, se registraron lluvias en Amecameca, pero que al parecer no se registraron lluvias en Santiago Xalitzintla. Este flujo y otro reportado el 14 de junio se originaron en la parte externa de la lengua del Glaciar del Ventorrillo, a una elevación de 4,800 m. Considerando un espesor de 1 m y un área planimétrica de $3.3 \times 10^5 \text{ m}^2$, se estimó un volumen de $3.3 \times 10^5 \text{ m}^3$.

Al día siguiente del evento, durante trabajo de campo, los pobladores de Santiago Xalitzintla comentaron que había habido lluvias, pero que no habían sido muy fuertes. Los datos de los pluviómetros del CENAPRED no registraron gran volumen de agua. Un reconocimiento al frente del glaciar permitió observar pequeños desprendimientos debajo de la lengua glacial, producto de la salida de agua. Esto permite inferir que bolsas internas de agua existentes en el glaciar fueron liberadas luego la explosión del 30 de junio. En volcanes activos con glaciares, puede ocurrir el almacenamiento, englacial o subglacial, de agua producida por actividad fumarólica o por las condiciones climáticas (Pierson, 1989). El almacenamiento de bolsas de agua dentro de un glaciar templado es una característica común (Alvarez y Delgado-Granados, 2002), debido en parte a que el hielo se encuentran a una temperatura cercana al punto de fusión.

La comparación de las fotografías aéreas del 11 de junio, 4 y 12 de julio de 1997, permiten observar los cambios producidos (Tabla 4). En la foto del 11 de junio se observa nieve fresca, y numerosos surcos sobre la superficie glacial, la lengua del Ventorrillo, al parecer se elevó, formando una especie de escarpe.

Cabe señalar que en esta fecha se registró un evento explosivo que generó una columna eruptiva que alcanzó 9 km de altura (Tabla 9). En tanto, la foto tomada el 1° de julio, permite apreciar numerosos surcos a lo largo del área glacial, con excepción del sector suroeste, en donde se aprecian varias grietas transversales. La lengua del Ventorrillo no se aprecia porque

estaba cubierta por una nube meteorológica. Finalmente, la foto del 12 de julio muestra que la mayor parte del área glacial se encuentra cubierta por tefra, con excepción de las lenguas. Cabe señalar que la lengua de Ventorrillo ya no muestra el levantamiento y el escarpe observados en la fotografía del 11 de junio.

Con respecto al volumen de agua de fusión involucrado en la generación del lahar, Capra et al. (2004) establecen que en el caso del lahar de 1997 fue de $1 \times 10^7 \text{ m}^3$. Este dato fue tomado del trabajo de Sheridan et al. (2001), quien realizó una estimación del volumen con base en el área glacial superficial existente en abril de 1995 (0.559 km^2) y un espesor de 50 m, determinado mediante cálculos basados en la teoría de flujo glacial y modelos digitales de elevación. El volumen total de hielo estimado fue de $2.8 \times 10^7 \text{ m}^3$. El volumen de agua disponible fue de $\sim 1 \times 10^7 \text{ m}^3$. En consecuencia, el volumen de agua involucrado en el lahar de julio de 1997 debió ser menor, debido a la reducción de área y volumen glacial a lo largo de dos años.

4.2.5.2. EL LAHAR DEL 22 DE ENERO DE 2001

Sheridan et al. (2001) señalan que durante este evento eruptivo se generó una columna eruptiva de al menos 8 km de altura. Se produjeron dos flujos piroclásticos que interactuaron con el glaciar formando un lahar que descendió por la barranca de Huiloac, alcanzado los límites de Santiago Xalitzintla.

De acuerdo con Martín-Del Pozzo, et al. (2003) La fase explosiva de diciembre de 2000 culminó con el evento eruptivo del 22 de enero de 2001, durante el cual se produjo una pluma de 18 km de altura que ocasionó caída de ceniza y de pómez al este del volcán, así mismo se generaron flujos piroclásticos, que al descender por el área glacial originaron lahares.

Capra et al. (2004) clasificaron el depósito asociado al lahar como un flujo de detritos, considerando un espesor de 0.7 m, estimaron un volumen de $2.3 \times 10^5 \text{ m}^3$, equivalente a la mitad del volumen del depósito de julio de 1997.

Por su parte Julio-Miranda et al. (2005) indican, que durante el evento explosivo del 22 de enero, flujos piroclásticos descendieron sobre el área glacial generando un lahar en la Barranca de Huiloac. Se estimó un volumen de $\sim 2.4 \times 10^5 \text{ m}^3$ para el depósito asociado al lahar y un volumen $\sim 1.6 \times 10^5 \text{ m}^3$ de agua de fusión que se incorporó al lahar (ver Secc.4.2.2).

4.2.5.3. LAHARES MENORES

La fusión de hielo glacial y la remoción de tefra dieron origen a generación de flujos con longitudes en un rango de centímetros a varias decenas de metros. La remoción de la tefra fue intensa sobre el área glacial y en el sistema de barrancas que drena el área glacial. Es un hecho que numerosos flujos producidos por fusión superficial del glaciar, asociada a la deposición de la tefra, así como por la fusión del glaciar durante la temporada de ablación fueron originados (Tabla 4).

Por otra parte, la evolución morfológica favoreció la generación de flujos. La aparición de bloques permitió que la insolación actuara sobre las paredes de éstos, generando así agua suficiente. No obstante, la intensa ablación a lo largo del actual periodo eruptivo, los flujos debido a sus dimensiones no representaron peligro, en especial para la población de Santiago Xalitzintla.

La tefra producida desde diciembre de 1994, ha sido parcialmente removida por la fusión glacial, sin embargo un volumen importante se ha adicionado a las vertientes del volcán. El tiempo de residencia de la tefra en el volcán, el impacto de ésta en las tasas de erosión y en la formación de lahares disparados por lluvias, son aspectos a evaluar en investigaciones

posteriores. Manville et al. (2004) señalan que la evaluación de peligros potenciales en volcanes cubiertos por glaciares se ha centrado en los peligros asociados a la fusión sin-eruptiva del glaciar, sin embargo, existen peligros adicionales significativos asociados a eventos eruptivos que pueden producirse después de prolongados lapsos de tiempo.

4.3. MODELO DE EVOLUCION GLACIAL EN EL POPOCATÉPETL

Los cambios en la geometría y morfología del glaciar fueron determinados, de manera preponderante por el comportamiento eruptivo del Popocatepetl, sus efectos han sido abordados en la sección anterior. No obstante, el aspecto climático siguió jugando un papel en la fusión glacial, en particular durante el período de máxima ablación.

Con base en las observaciones realizadas y los resultados obtenidos, se plantea un modelo de evolución glacial (Fig. 39). El modelo consiste de cuatro fases, mismas que se caracterizan a continuación.

4.3.1. FASE DE AJUSTE

La deposición de tefra, dependiendo del espesor, favoreció o detuvo la ablación alterando las tasas de ablación superficial. No obstante, a lo largo de 1996-1997 y a pesar de la actividad eruptiva, no se produjeron pérdidas importantes en la masa glacial. La tefra producto de las explosiones fue depositándose de manera heterogénea sobre la parte media y superior del área glacial, a diferencia de la parte frontal, la cual se mantuvo limpia de tefra por largos períodos (Tabla 4). Un rasgo notable, producto de la dinámica glacial y su interacción con la actividad eruptiva, fue la elevación de la superficie en la parte frontal del glaciar (Fig. 11).

Las causas que dieron origen a la elevación de esta parte del glaciar pueden relacionarse con la deposición de la tefra y su efecto en términos de la alteración de la ablación superficial y de la carga que ejercen sobre la masa glacial. La tefra al acumularse sobre las partes superior y

media del glaciar actuó como si una capa de nieve hubiese sido depositada. Una acumulación extraordinaria de nieve en el área de acumulación de un glaciar, bajo condiciones normales,

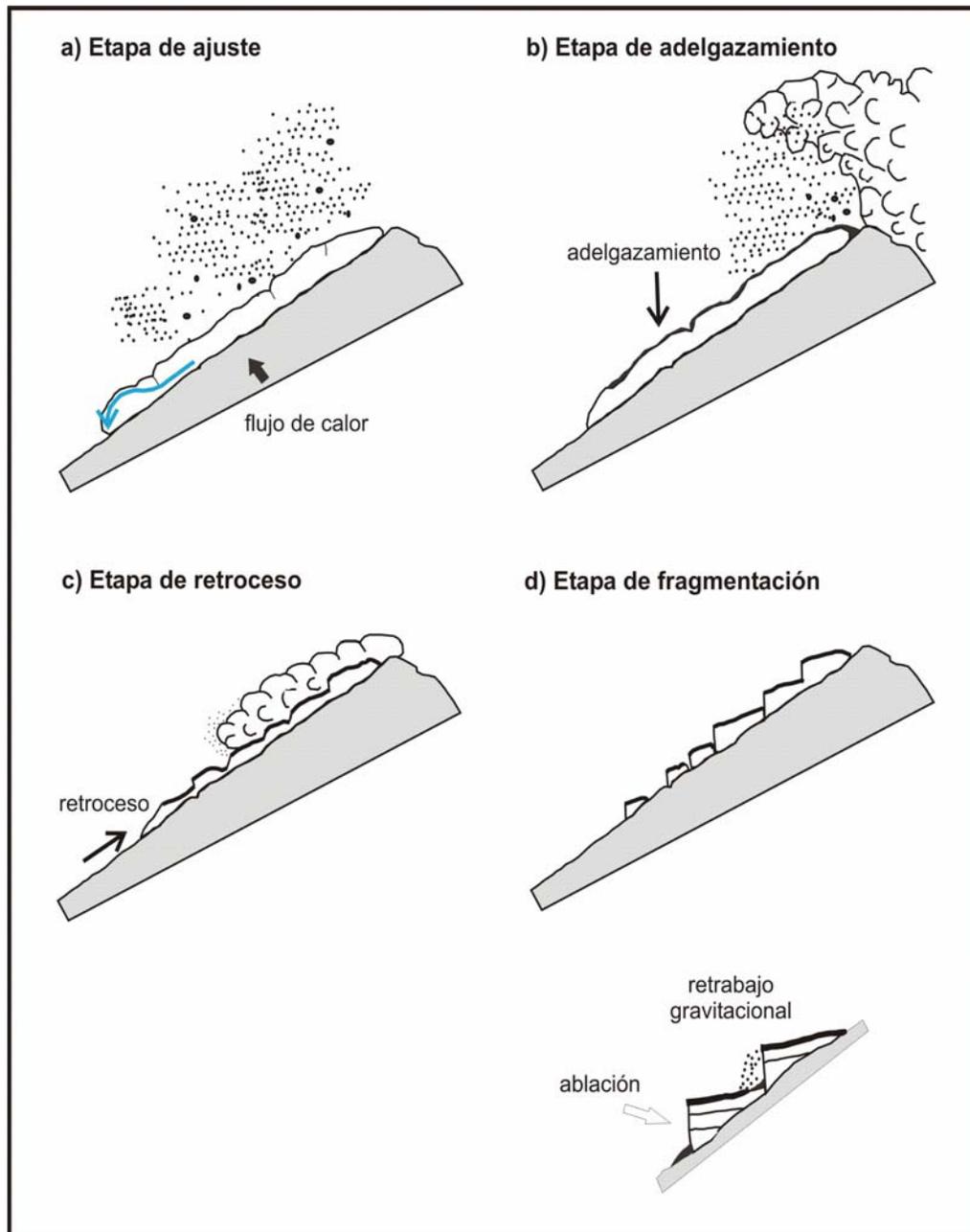


Fig. 39. Esquema que muestra las cuatro fases del modelo de evolución glacial propuesto para el Popocatépetl durante la actual etapa eruptiva.

aumenta el espesor del glaciar e incrementa el gradiente superficial generando un elevado esfuerzo, que resulta en un incremento de velocidad, lo cual provoca que el glaciar descargue el exceso de masa hacia la zona de ablación. El incremento de masa en el área de acumulación es transmitido hacia la parte baja del glaciar en forma de ondas de incremento de velocidad, las cuales son conocidas como ondas cinemáticas. Paquetes individuales de hielo viajan hacia la parte baja del glaciar, acelerando y desacelerando al paso de las ondas (Benn y Evans, 1998).

La actividad eruptiva en el Mt. Redoubt entre 1966-1968 redujo el flujo glacial en la parte baja del glaciar Drift en más de un 50%. El flujo entre la parte superior e inferior fue eliminado durante 8 años, después de lo cual el glaciar se reconectó. Esto produjo una onda cinemática que se propagó a lo largo del glaciar. Después de que la onda cinemática pasó, el glaciar retornó a su condición de equilibrio previa a la erupción (Sturm, et al., 1986).

La actividad eruptiva en el Popocatépetl provocó el abombamiento de la parte frontal del glaciar entre 1996-1997. La tefra producto de la actividad eruptiva fue depositada sobre la superficie glacial, ésta inhibió la ablación y adicionó masa al glaciar, lo que provocó un cambio en el espesor y como consecuencia en la tasa de esfuerzo. La dinámica glacial se ajustó a esta nueva condición transmitiendo masa hacia la parte frontal del glaciar. De manera que, la masa glacial desplazada hacia el terminus fue expuesta a la insolación diaria y estacional sin que se produjera acumulación de nieve. Lo que dio como resultado un balance de masa negativo. El levantamiento de la superficie glacial observado puede corresponder a la parte final de la transmisión de una onda cinemática.

4.3.2. FASE DE ADELGAZAMIENTO

Durante 1997-1999 el glaciar experimentó un considerable adelgazamiento. El glaciar perdió masa a elevadas tasas debido a la ablación diferencial como consecuencia de la irregular

distribución del material piroclástico depositado sobre su superficie. Para el período 1999-2000, el adelgazamiento continuó, pero fue menos intenso como consecuencia de la baja actividad eruptiva ocurrida a lo largo de 1999.

La parte frontal fue la más afectada, las lenguas glaciales se adelgazaron considerablemente (Fig. 7 y 8) debido a la transmisión de masa hacia estas partes y como consecuencia de la deposición de tefra sobre su superficie. El sector este también sufrió considerable adelgazamiento. Así mismo, los bordes laterales del glaciar experimentaron pérdidas debido al adelgazamiento generalizado que ocurría. El incremento del flujo de calor, no obstante que no se ha cuantificado, puede considerarse como un factor que pudo haber favorecido la ablación de la parte basal del glaciar, en particular durante las fases de formación de domos.

Como consecuencia de la ablación diferencial la superficie glacial desarrolló una superficie irregular conformada por partes elevadas y deprimidas escalonadas de manera transversal a la pendiente. La parte superior fue aislándose paulatinamente, tanto de los efectos de la actividad eruptiva como de la insolación diaria, debido al incremento en el espesor de la cubierta de tefra que fue aumentando al paso del tiempo como consecuencia de su cercanía al cráter.

4.3.3. FASE DE RETROCESO

Como consecuencia del adelgazamiento ocurrido en los años previos en el área glacial y que provocó la pérdida considerable del volumen glacial, entre 1999-2000 se presentó un notable disminución de área, cerca del 19% del área que existía en mayo de 1996 se perdió. La mayor pérdida ocurrió en el frente, las lenguas desaparecieron. Los bordes laterales también

retrocedieron, en particular el del sector este, en donde ya se podían observar partes del lecho rocoso sobre el que se encontraba el glaciar.

4.3.4. FASE DE FRAGMENTACION

La fase de fragmentación fue producida por una combinación de procesos. Por un lado la ablación diferencial ocasionada por la distribución desigual de la tefra sobre la superficie glacial y por otro la removilización recurrente de la tefra, ya sea por la actividad eruptiva o por la insolación diaria o estacional. La ablación diferencial provocó que la superficie glacial desarrollara una morfología de bloques escalonados transversales a la pendiente. En tanto que, la removilización de la tefra mediante la generación de flujos debido al agua de fusión y la saturación de ésta, fue disectando la superficie glacial. Los bloques iniciales fueron cortados transversalmente, dando origen a bloques más pequeños. Ambos procesos fueron actuando y dieron como resultado la fragmentación en bloques del área glacial.

Para febrero de 2001 el glaciar se fragmentó completamente. En la parte superior del área glacial se formó una pared que la dividió en dos partes. La parte superior era casi completamente plana y estaba cubierta por un espesor considerable de tefra, en el frente desarrolló un escarpe, que era fácilmente identificable debido a la tonalidad blanca, en contraste con el tono oscuro del resto del área glacial debido a la cubierta de tefra que se había formado. La parte inferior del área glacial quedó conformada por una superficie irregular que dio origen a la formación de bloques de diversos tamaños.

Numerosos bloques de hielo se fueron formando, su parte superior estaba cubierta por tefra, lo cual los aislaba de la actividad eruptiva y de la insolación. Sin embargo, tanto las paredes laterales y frontales quedaron expuestas, de manera que la ablación empezó a actuar en estos sitios. La ablación produjo agua, que dio origen a posteriores procesos de remoción de la

tefra, pero en este caso sobre el techo de los bloques que encontraban a la base de esas paredes y en el cual el espesor de tefra era considerable, tal como se aprecia en la Fig. 32.

Los bloques de la parte frontal eran de dimensiones menores que los de la parte superior, por lo que rápidamente fueron reduciendo sus dimensiones y desapareciendo, especialmente durante la temporada de ablación. Los bloques de mayores dimensiones lograron conservarse por varios años, gracias a la gruesa capa de tefra que los aislaba (Fig. 40). La ablación sobre las paredes de los bloques provocó la remoción de la tefra por procesos gravitacionales y la formación de pequeños conos de eyección al pie de las paredes de hielo.

Al final del proceso de fragmentación el área glacial que existía en diciembre de 1994 quedó reducida a una serie de bloques de hielo adheridos al lecho rocoso. Los bloques han podido preservarse por varios años gracias a la cubierta de tefra que los cubre, no obstante la ablación ha seguido actuando sobre sus paredes. Los que se encuentran a menor altitud han ido perdiendo masa hasta fragmentarse en bloques más pequeños o bien han desaparecido.

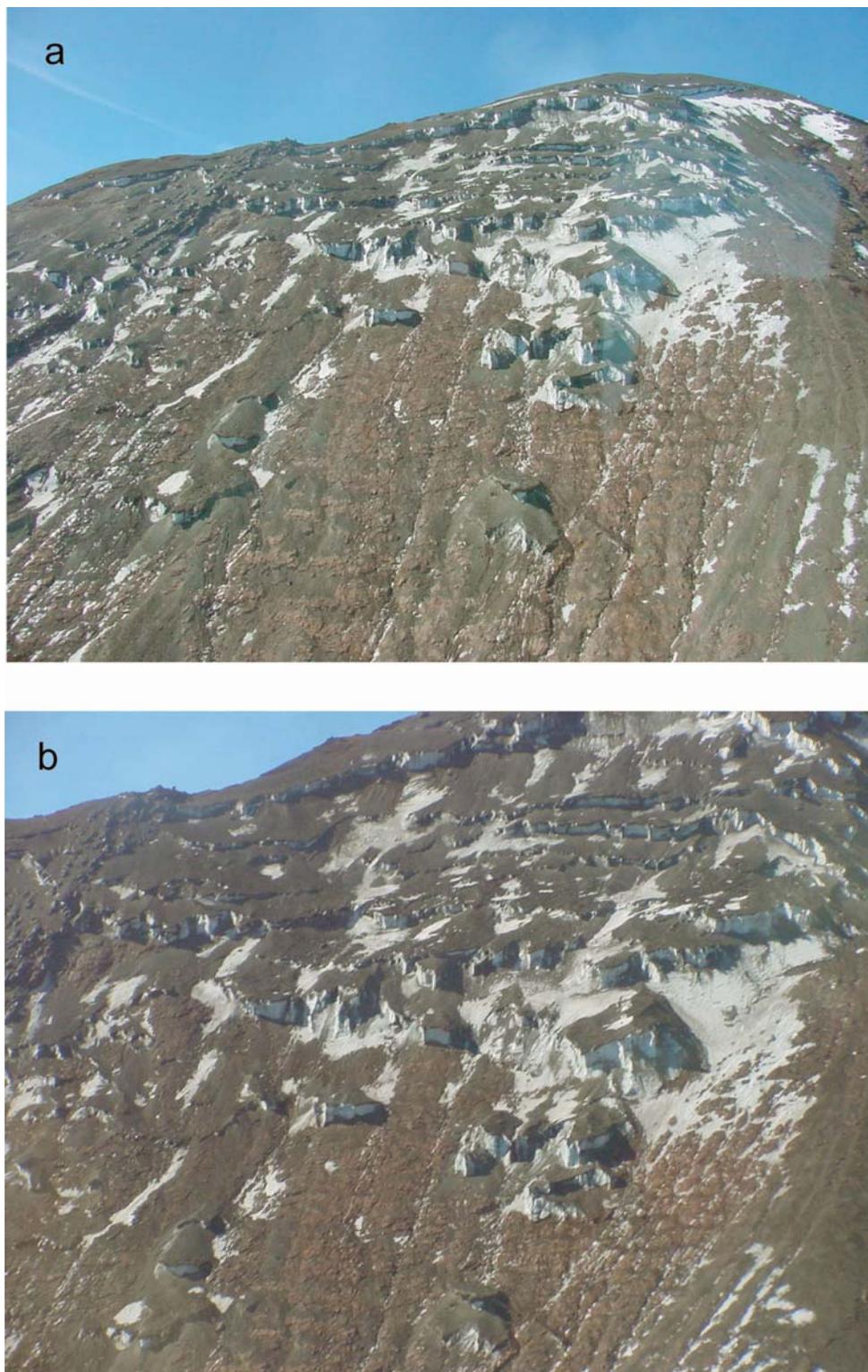
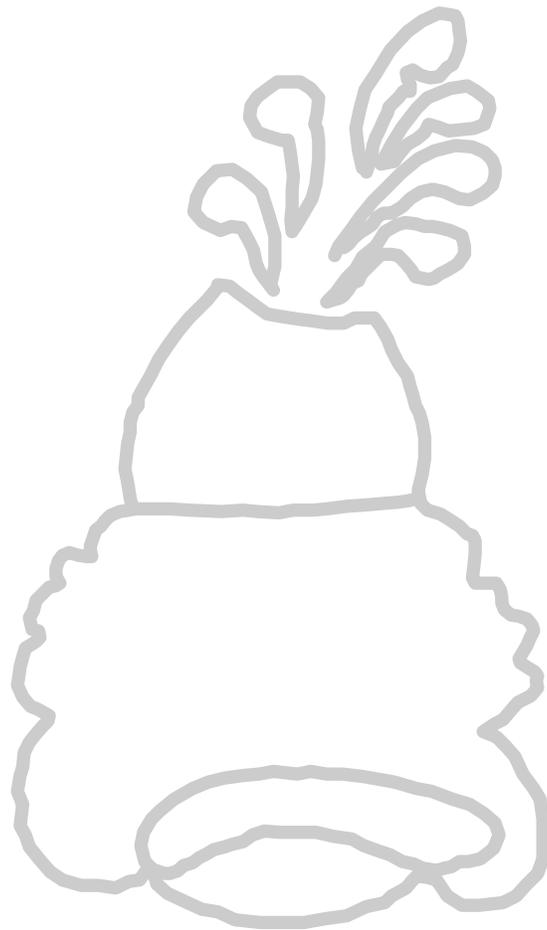


Fig. 40. Fase final de fragmentación del área glacial del Popocatépetl. (abril, 2004) **a.** Vista frontal de la vertiente noroeste. **b.** Acercamiento que permite observar los bloques de hielo de lo que fue el área glacial. Fotos Isaac Farraz.

CONCLUSIONES



El desarrollo del presente trabajo permite esbozar conclusiones con respecto a la metodología empleada y los resultados obtenidos. La aplicación de la fotogrametría digital al estudio de la interacción entre la actividad eruptiva y el área glacial en el Popocatépetl permitió estimar los cambios de área y volumen, así como los cambios de la superficie glacial ocurridos durante el período de estudio, mediante un procedimiento relativamente sencillo. Adicionalmente, la utilización de esta técnica para el estudio de glaciares de pequeñas dimensiones es altamente redituable, en términos de la información que es posible obtener mediante la generación de los modelos digitales de elevación y su posterior comparación.

La pérdida de área glacial del Popocatépetl se incrementó gradualmente. Entre el 21 de mayo de 1996 y el 21 de febrero de 2001 se perdieron 294,370 m² de área superficial. En comparación, para el mismo período se perdieron 223,150 m² de área glacial planimétrica. Las principales pérdidas ocurrieron en el frente del glaciar, el cual retrocedió hasta la desaparición de las lenguas glaciales. Los bordes laterales también mostraron un retroceso importante. En cambio el borde superior del área glacial, en contacto inmediato con el cráter mostró un retroceso menor.

La comparación de los datos del área planimétrica obtenidos en el presente estudio y los de trabajos previos permiten establecer que, en 38 años (1958-1982) se perdieron 293,800 m², en tanto que en cinco años de actividad eruptiva (1996-2001) se perdieron 223,800 m² de área glacial.

El balance de masa a lo largo de 1996-2000 fue negativo, la mayor pérdida ocurrió entre el 2 de febrero de 1999 y el 8 de enero de 2000. Los procesos volcánicos como incremento en el flujo de calor y deposición de tefra sobre la superficie glacial aceleraron la fusión e inhibieron la acumulación, alterando así el balance de masa glacial. No obstante, para el período del 8 de enero de 2000 al 21 de febrero de 2001 se registro un balance de masa

“positivo”. Un glaciar bajo condiciones normales registra un balance positivo cuando la acumulación excede a la ablación a lo largo del año, sin embargo en el caso del área glacial del Popocatepetl se encuentra bajo condiciones anormales, de modo que el balance positivo fue producido por la acumulación de material piroclástico sobre la parte superior del área glacial por los eventos eruptivos que se verificaron en diciembre de 2000 y que culminaron con el evento eruptivo del 21 de enero de 2001 durante el cual se produjeron flujos piroclásticos que al descender por el área glacial generaron lahares.

Los cambios altitudinales producidos en la superficie glacial a lo largo de 1996-2002 indican que el glaciar se fue adelgazando, sobretodo durante el período 1999-2000 (Fig. 13). Observaciones de campo sobre la actividad fumarólica y las anomalías térmicas detectadas mediante instrumentos en el área glacial, permiten establecer que durante las etapas de formación de domos, debido a la emisión de lava, el incremento del flujo de calor provocó fusión en la parte basal del glaciar, lo que contribuyó a su adelgazamiento.

Sin embargo, entre 1996 y 1997 se observó una elevación en la parte frontal del área glacial. Esta elevación se ha interpretado como una respuesta de la dinámica glacial para ajustarse a los cambios producidos por la actividad eruptiva. La deposición de tefra sobre la superficie glacial actuó como un incremento en la acumulación, en respuesta el glaciar empezó a desplazar masa hacia la parte frontal, lo que provocó la elevación observada en la resta de MDE correspondientes (Fig. 12). Este desplazamiento de masa hacia el frente provocó una pérdida adicional de masa glacial.

Durante 2000-2001 la superficie se elevó de nuevo, pero esta vez la elevación ocurrió en la parte superior del glaciar. La causa fue la acumulación de material piroclástico depositado en su superficie durante la fase explosiva que se verificó a finales de 2000 así como por el evento

eruptivo del 22 de enero, durante el cual se generaron flujos piroclásticos que probablemente adicionaron material a la superficie glacial.

El comportamiento eruptivo del Popocatepetl durante 1994-2002 se ha caracterizado por la alternancia de fases de construcción y destrucción de domos. Los fenómenos volcánicos asociados como incremento en el flujo de calor, flujos piroclásticos, eyección de material incandescente y emisión de tefra, aceleraron el proceso de extinción glacial al favorecer los procesos de ablación e inhibir los procesos de acumulación.

Los flujos piroclásticos fueron esporádicos y en su interacción con el área glacial generaron lahares. El número de lahares asociado a este fenómeno se desconoce. Sin embargo, durante el desarrollo del presente estudio, se documentó la ocurrida durante el evento explosivo del 22 de enero de 2001, cuando un flujo piroclástico de pómez, descendió sobre el área glacial formando un lahar que fluyó por la Barranca de Huiloac. El volumen removido del área glacial por los flujos piroclásticos fue de $\sim 1.0 \times 10^6 \text{ m}^3$, de la cual $\sim 1.6 \times 10^5 \text{ m}^3$ de agua proveniente del glaciar se incorporó al lahar, cuyo volumen se estimó en $\sim 4 \times 10^5 \text{ m}^3$. El depósito asociado al lahar fue de $\sim 2.4 \times 10^5 \text{ m}^3$ y estaba formado principalmente por pómez. El hecho de que $\sim 50\%$ o menos del volumen de agua, producto de la fusión glacial, participe en la formación de lahares, es relevante y debe considerarse al establecer escenarios hipotéticos de fusión y magnitud de lahares, así como en la simulación de éstos.

Los eventos explosivos arrojaron material incandescente sobre el área glacial, en particular proyectiles balísticos, los cuales provocan la fusión puntual de la nieve y hielo. Los proyectiles balísticos asociados a los eventos explosivos ocurridos entre diciembre de 1998 y del 27-30 de enero de 1999 produjeron 185 depresiones, que fueron contadas en la parte frontal del glaciar. El agua e fusión saturó la tefra dando lugar a numerosos flujos de detritos.

La caída de tefra fue el fenómeno volcánico más frecuente, por lo que su deposición sobre la superficie glacial tuvo un impacto determinante en la extinción y en la evolución morfológica del área glacial. La deposición de capas delgadas de tefra favoreció la ablación superficial del glaciar. Al paso del tiempo, la tefra fue acumulándose sobre la superficie formando una capa de irregular distribución y espesor. Esto provocó que la ablación superficial no tuviera la misma intensidad, las áreas con menor espesor experimentaron menos pérdidas y aquellas con mayor espesor fueron aisladas, esto dio lugar a un proceso de ablación diferencial, que después de un tiempo de actuar produjo, en algunas partes del glaciar, a una inversión del relieve.

Una vez que la tefra fue depositada sobre la superficie glacial, fue removilizada por el agua producto de la fusión superficial. La removilización de la tefra se produjo en un rango variado de escalas espaciales y temporales. Durante las épocas de máxima ablación, la removilización de la tefra fue intensa. El agua de fusión producida ocasionó la saturación de la tefra y en consecuencia la generación de flujos de detritos de variadas dimensiones.

La frecuente generación de flujos fue disectando la superficie glacial, lo que aunado a la ablación diferencial, produjo una morfología de bloques transversales. La parte frontal éstos bloques quedó expuesta a la insolación, lo que favoreció la ablación y la consiguiente removilización de la tefra por agua de fusión. Adicionalmente, la insolación sobre las paredes de los bloques provocó el derrumbe de la parte superior y la removilización de la tefra que los cubría mediante procesos gravitacionales.

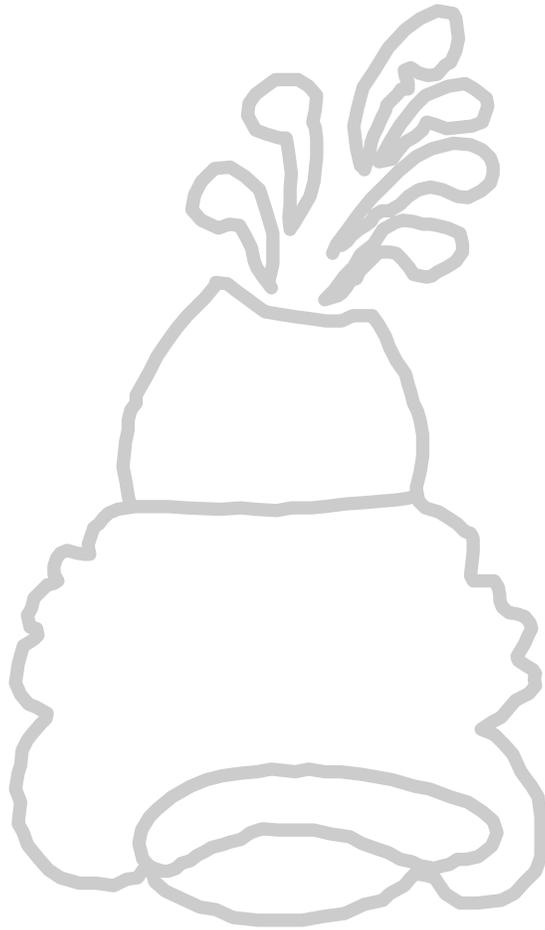
La tefra producida desde diciembre de 1994, ha sido parcialmente removida por la fusión glacial, sin embargo un volumen importante se ha adicionado a las vertientes del volcán. El tiempo de residencia de la tefra en el volcán, el impacto de ésta en las tasas de erosión y en la

formación de lahares disparados por lluvias, son aspectos que podrían ser estudiados y que aportarían información acerca de procesos sin-eruptivos y/o post-eruptivos.

Los resultados estimados acerca de los cambios de área superficial y el balance de masa del área glacial del Popocatépetl, así como los cambios morfológicos producidos por los diversos fenómenos volcánicos a los largo de 1994-2002 en el Popocatépetl, permiten establecer que la actividad eruptiva aceleró el proceso de retroceso, que estaba ocurriendo desde el inicio de los ochentas, y que culminó con la extinción de los glaciares.

La evolución morfológica del glaciar no permitió su aislamiento, a pesar de los considerables espesores de tefra que lo cubrieron. De esta manera el factor climático, aunque en menor medida, se sumó a la acción de los fenómenos eruptivos. La actividad eruptiva no fue el único factor, pero ha jugado un papel determinante al acelerar el retroceso que condujo a la extinción del área glacial del Popocatépetl.

REFERENCIAS



ADHIKARY, S., Seko, K., Nawawo, M., Ageta, Y. and Miyazaki, N., 1997, Effect of surface dust on snow melt, *Bull. Glacier Research* 15: 85-92.

ALATORRE-IBARGÜENGOITIA, M. A., Delgado-Granados H., Farraz Montes I. A. Hazard zoning for ballistic impact during volcanic explosions at Volcán de Fuego de Colima (Mexico), GSA special paper on Neogene Quaternary Continental Margins Volcanism, in press..

ALVAREZ, R., and Delgado-Granados, H., 2002, Characterization of a tropical ice body on Iztaccíhuatl volcano, Mexico, Ninth International Conference on Ground Penetrating Radar, in S.K. Koppenjan and H. Lee (Eds.), *Proceedings of SPIE*, 4758: 438-442.

BENN, D.I., and Evans, D.J.A., 1998, *Glaciers and Glaciation*, Ed. Arnold, 734 p.

BENN, D.I., Kirkbride, M. P., Lewis, O., and Brazier, V., 2003, Glaciated valley landsystems in Evans, D.J. (Ed.), *Glacial Landsystems*, Ed. Arnold, 372-379 p.

BENSON, C.S. and Follet, A.B., 1986, Application of photogrammetry to the study of volcano-glacier interactions on Mount Wrangell, Alaska, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 52: 813-827.

BOZHINSKIY, A.N., Krass, M.S. and Popovnin, V.V., 1986, Role of debris cover in the thermal physics of glaciers, *J. Glaciology* 32: 255-266.

BRANNEY, M. and Kokelaar, P., 2002, Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites, *Geol. Soc. of London Memoir* 27:136.

BRECHER, H. and Thompson, L., 1993, Measurement of the retreat of Qori Kalis Glacier in the Tropical Andes of Peru by terrestrial photogrammetry, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 59: 1017-1022.

BRUGMAN, M. and Meier, M., 1981, Response of glaciers to the eruptions of Mt. St. Helens, in Litman, P.W., Mullineaux, D.R. (Eds.), *The 1980 eruptions of Mt. St. Helens, Washington, USA*, 743-756.

BRUGMAN, M., 1990, How Do Fire and Ice Interact on a volcano?, *Geoscience Canada* 17:126.

CAPRA, L., Poblete, M.A. and Alvarado, R., 2004, The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 131: 351-369.

CENAPRED, Centro Nacional de Prevención de Desastres, una base de datos sobre la actividad eruptiva en el Popocatepetl a partir de 1997 está disponible en www.cenapred.unam.mx.

DELGADO-GRANADOS, H., Arciniega, R. y Calvario, D., 1986, Los glaciares del Popocatepetl y el Iztaccíhuatl, *Comunicaciones Técnicas, Serie Investigación, I. de Geofísica, UNAM*, 20 p.

DELGADO-GRANADOS, H., 1986, Los glaciares de México: metodologías para su estudios, *Comunicaciones Técnicas, Serie Investigación, I. de Geofísica, UNAM*, 20 p.

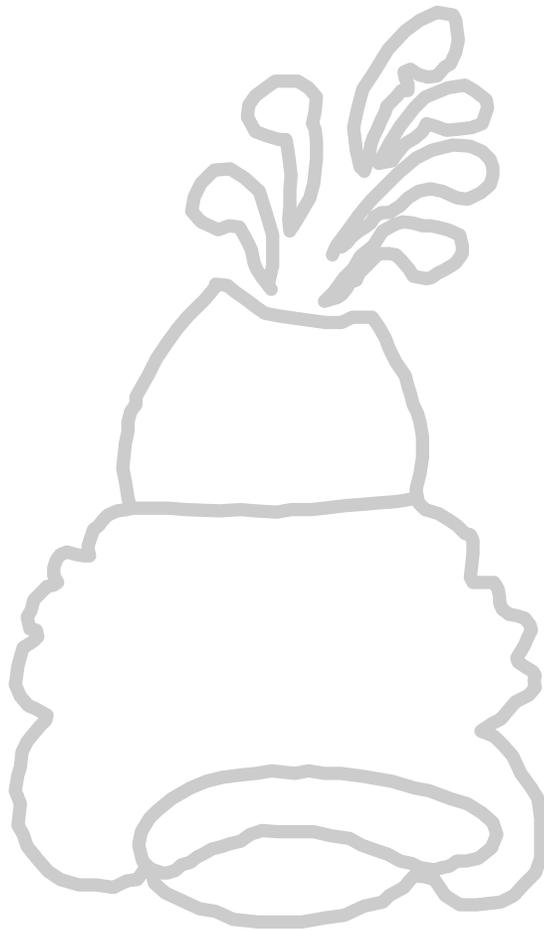
- DELGADO-GRANADOS, H. y Brugman, M., 1996, Monitoreo de los glaciares del Popocatepetl, en: UNAM- CENAPRED (Eds.) Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, 221-244 p.
- DELGADO-GRANADOS, H., 1997, The glaciers of Popocatepetl volcano (Mexico): changes and causes, *Quaternary International* 43: 53-60.
- DELGADO-GRANADOS, H., Cárdenas-González, L., Piedad-Sánchez, N., 2001. Sulfur dioxide emissions from Popocatepetl volcano (Mexico): case study of high-emission rate, passively degassing erupting volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 108: 107-120.
- DELGADO-GRANADOS, H., Julio-Miranda, P., Álvarez, R., Cabral-Cano, E., Cárdenas-González, L., Correa-Mora, F., Luna Alonso, M. and Huggel, C., Study of Ayoloco Glacier at Iztaccíhuatl volcano (Mexico): hazards related to volcanic activity – ice cover interactions, *Z. Geomorph. N.F.* 140: 181-193.
- DRIEDGER, C.L., 1981, Effect of ash thickness on snow ablation, in Litman, P.W. and Mullineaux, D.R. (Eds.), *The 1980 eruptions of Mt. St. Helens, Washington, USA*, 757-760.
- ESPINAZA-PEREÑA, R., and A. L. Martin del Pozzo, Evolution of Popocatepetl Volcano: Morphostratigraphic Studies, GSA, in press.
- FINSTERWALDER, R. 1954, Photogrammetry and glacier research with special reference to glacier retreat in eastern Alps, *J. of Glaciology* 2: 306-312.
- FOX, A. and Nutall, A.M. 1997, Photogrammetry as research tool for glaciology, *Photogrammetric Record* 15: 725-737.
- FUDALI, R.F., Nelson, W.G., 1972, Ejecta velocities, magma chamber pressure and kinetic energy associated with the 1968 eruption of Arenal volcano, *Bull Volcanology* 35: 383-401.
- GAO, J. and Lui, Y. 2001, Applications of remote sensing, GIS and GPS in glaciology: a review, *Progress in Physical Geography* 25: 520-540.
- GUZLER, D.S., 2000, Evaluating global warming: a post-1990 perspective, *GSA Today* 10: 2-7.
- HAEBERLI, W. and Beniston, M., 1998, Climate change and its impact on glaciers and permafrost in the Alps, *Royal Swedish Academy of Sciences, Ambios* 27: 258-265.
- HAEBERLI, W., Hoelzle, M. and Maisch, M., 2001, Glaciers as key indicator of global climate change in *Climate of the 21st Century: Changes and Risk*, Lozán, J.L., GraBl, H. and Hupfer, P. (Eds.), *Wissenschaftliche Auswertungen*, 212-220.
- HUGGEL, C. and Delgado-Granados H., 2000, Glacier monitoring at Popocatepetl volcano, Mexico: glacier shrinkage and possible causes. In: Hegg, C., Vonder Muehll, D. (Eds.) *Beitraege zur Geomorphologie, Proceedings der Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft vom 8.-10. Juli 1999 in Bramois (Kt. Wallis), Birmensdorf, Eidgenoessische Forschungsanstalt WSL*, 97-106.

- HUGGEL, C., 2004, Assessment of glacial hazards based on remote sensing and GIS modeling, *Schriftenreihe Physische Geographie Glaziologie und Geomorphodynamik* 44: 75.
- JACOBSEN, F.M. and Theakstone, W.H., 1995, the use of planimetric surface area in glacier mass-calculations: a potential source of errors, *J. Glaciology* 41: 441-444.
- JULIO-MIRANDA, P. and Delgado-Granados, H., 2003, Fast hazards evaluation employing digital photogrammetry: Popocatépetl glaciers. *México, Geof. Internacional* 42: 275-283.
- JULIO-MIRANDA, P. González-Huesca, A.E. and Delgado-Granados, H. and Kääb, A., 2005, Glaciar melting and lahar formation during January 22, 2001 eruption, Popocatépetl volcano (México), *Z. Geomorph. N.F.* 140: 93-102.
- JONES, P.D., New, M., Parker, D.E., Martin, S. and Rigor, I.G., 1999, Surface air temperature and its changes over the past 150 years, *Reviews of Geophysics* 37: 173-199.
- JONES, P.D. and Moberg, A., 2003, Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2001, *Journal of Climate* 16: 206-223.
- KÄÄB, A., Haeberli, W. and Gudmunsson, H., 1997, Analyzing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben Rock Glacier, Swiss Alps, *Permafrost and Periglacial Processes* 8: 409-426.
- KÄÄB, A., 2000, Photogrammetry for early recognition of high mountain hazards: new techniques and applications, *Phys. Chem. Earth* 25: 765-770.
- KEYS, J.R., 1996, Secondary alpine hazards induced by the 1995-1996 eruption of Ruapehu volcano, New Zealand, in *Proc. International Snow Science Workshop, Banff, Canadian Avalanche Association*, 279-284.
- KNIZHNIKOV, F., Gelman, R.N., Osipova, G.B. and Tsvekov, D.G., 1998, Aerophotogrammetric study of ice movement in surging glaciers, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 34: 69-84.
- KRAUS, K., 1990, *Photogrammetrie*, Bonn, Dummler
- LARA, L., 2004, Overview of Villarrica Volcano, in *Villarrica Volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile*, Lara, L. and Clavero, J. (Eds.), *Servicio Nacional de Geología y Minería* 61, p.5-12.
- LACHNIET, M.S. and Vazquez-Selem, L., Last Glacial Maximum equilibrium line altitudes in the circum-Caribbean (Mexico, Guatemala, Costa Rica, Colombia, and Venezuela), *Quaternary International*, in press.
- LORENZO, J.L., 1964, Los glaciares de México, *Monografías del Instituto de Geofísica, UNAM*, 2ª. ed., 123 p
- LUNDSTROM, S.C., McCafferty, A.E. and Coe, J.A., 1993, Photogrammetric analysis of 1984-89 surface altitude change of the partially debris-covered Eliot Glacier, Mount Hood, Oregon, U.S.A., *Annals of Glaciology* 17: 167-170.

- MACÍAS, J.L., Carrasco, G., Delgado, H., Del Pozzo, A.L., Siebe, C., Hoblitt, R., Sheridan M.F., Tilling, R.I., 1995, Mapa de peligros volcánicos del Popocatepetl. Instituto de Geofísica, UNAM.
- 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: 1-27.
- MANVILLE, V., Hodgson, K.A., Houghton, B.F., Keys J.R. and White, J.D.L., 2000, Tephra, snow and water: complex sedimentary responses at an active snow-capped stratovolcano, Ruapehu, New Zealand, *Bull. Volcanology* 62: 278-293.
- MARTIN-DEL POZZO, A.L., Cifuentes, G., Cabral-Cano, E., Bonifaz, R., Correa, F. and Mendiola, I.F., 2003, Timing magma ascent at Popocatepetl Volcano, Mexico, 200-2001, *J. Volcanology and Geothermal Research* 125: 107-120.
- MATTHEWS, J.A., Barclay, J., 2004, A thermodynamical model for rain fall-triggered volcanic dome collapse, *Geophysical Research Letters*, 31.
- MATTSON, L.E., Gardner, J.S. and Young, G.J., 1992, Ablation on debris covered glaciers: an example from Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya, *Snow and Glacier Hydrology, Procc. Kathmandu Symposium, November 1992*, IAHS 218: 289-295.
- NAKAWO, M. and Young, G., 1981, Field experiments to determine the effect of a debris layer on ablation of glacier ice, *Annals of Glaciology* 2: 85-91.
- NEŠJE, A. and Dahl, S.V., 2000, *Glaciers and environmental change*, Arnold-Oxford University Press, 203 p.
- PALACIOS, D., 1996, Recent geomorphologic evolution of a glaciovolcanic active stratovolcano: Popocatepetl (México), *Geomorphology* 16: 319-335.
- PALACIOS, D., Zamorano, J.J. y Gómez, A., 1998, La formación de lahares: reacción del glacial del glaciar del Popocatepetl (México) ante la presente actividad volcánica en Gómez, A. y Franch., S. (Eds.), *Investigaciones recientes de la geomorfología española*, 87-96 p.
- PIERSON, T.C., 1989, Hazardous hydrologic consequences of volcanic eruptions and goals for mitigative action: an overview, in: Starosolsky, O. and Melder, O.M. (Eds.), *Hydrology of disasters, Proceedings of the Technical Conference in Geneva*, WMO, James and James, London, 220-236.
- PIERSON, T.C., Janda, R.J., Thouret, J.C. and Borrero, C.A., 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, *J. Volcanology and Geothermal Research* 41: 177-201.
- RÖTHLISBERGER, H. 1987. Sliding phenomena in a steep section of Balmhorngletscher, Switzerland. *J. Geophysical Research* 92 (B9): 8999-9014.

- SHERIDAN, M., Hubbard, B., Bursik, M., Abrams, M., Siebe, C., Macías, J.L., Delgado, H., 2001, Gauging short-term volcanic hazards at Popocatépetl, EOS, Transactions, American Geophysical Union 82: 16.
- SHUMSKII, P. A., 1964, Principles of structural glaciology, Dover Pub., 497 p.
- SMELLIE, J.L., 2000, Subglacial eruptions, en Encyclopedia of Volcanoes, in Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, R.S, Rymer, H. and Stix, J. (Eds.), Academic Press, 403-418.
- SPARKS, R.S.J., Gardeweg, M.C., Calder, E.S., and Matthews, S.J., 1997, Erosion by pyroclastic flows on Lascar Volcano, Chile, Bull. Volcanology 58: 557-65.
- STURM, M., Benson, C. and Mackeith, P., 1986, Effects of the 1966-68 eruptions of Mount Redoubt on the flow of Drift Glacier, Alaska, U.S.A., J. Glaciology 32(112): 355-362.
- TAKEUCHI, Y., Kayastha, R.B., Naito, N., Kadota, T. and Izumi, K., 2001, Comparison of meteorological features in the debris-free and debris-covered areas at Khumbu Glacier, Nepal Himalayas, in the premonsoon season, 1999, Bull. Glaciological Research 18: 15-18.
- THOURET, J.C, 1990, Effects of the November 13, 1985 eruption on the snow pack and ice cap of Nevado del Ruíz volcano, Colombia, J. Volcanol. Geotherm. Res 41: 177-201.
- WAITT R.B. Jr, Pierson, T.C., MacLeod, N.S., Janda, R.J., Voight, B. and Holcomb, R.T., 1983, Eruption-triggered avalanche, flood and lahar at Mt. St. Helens – effects of winter snowpack, Science 221: 1394-1397.
- WAITZ, P., 1921, La nueva actividad y el estado actual del Popocatépetl, Memoria, Sociedad Científica A. Alzate 37: 259-313.
- WALDER, J.S, 2000, Pyroclast/snow interactions and thermally driven slurry formation. Part 1: theory for monodisperse grains beds, Bull Volcanology 62: 105-118.
- WEITZBERG, W., 1923, El ventisquero del Popocatépetl, Memoria Sociedad Científica A. Alzate 41: 65-90.
- WHITE, S.E., 1954, The firn of the Popocatépetl volcano, J. Glaciology 2: 389-392.
- WHITE, S.E., 1981, Neoglacial and recent fluctuations on the Popocatépetl, México, J. Glaciology 27: 359-363.
- WHITE, S.E., 2002, Glaciers of México, in Williams, R. Jr. and Ferrigno, J. (Eds.), Satellite Image Glaciers of the World, U.S.G.S Professional Paper 1386: J383-J405.

APÉNDICE



Fast hazard evaluation employing digital photogrammetry: Popocatépetl glaciers, Mexico

Patricia Julio Miranda and Hugo Delgado Granados

Instituto de Geofísica, UNAM, México, D. F., México

Received: April 15, 2002; accepted: June 11, 2002

RESUMEN

La generación de flujos laháricos originados por la fusión de nieve y hielo es uno de los principales peligros asociados a erupciones en volcanes cubiertos por glaciares. En estos casos, la evaluación de los peligros asociados debe realizarse de manera rápida y segura, por lo que se hace necesario el empleo de la percepción remota. La fotogrametría digital es una rama de la percepción remota que permite el estudio de la interacción glaciares/actividad volcánica mediante el empleo de software especializado, orientado al tratamiento de imágenes a partir de fotografías aéreas, con lo cual se obtiene en poco tiempo información confiable, que posibilita el monitoreo de la evolución de los procesos y en consecuencia la evaluación de peligros.

Antes de la actual actividad eruptiva, los glaciares del Popocatépetl fueron estudiados con métodos directos, pero después de 1994 el trabajo de campo se tornó riesgoso, por lo que fue necesario implementar un método basado en la percepción remota que permitiera continuar con el estudio de los cambios que se presentan en estos glaciares. En este trabajo se discute la aplicación de la fotogrametría digital a la evaluación de peligros mediante su aplicación a un problema específico: la medición de las áreas glaciales del Popocatépetl para diciembre del 2000 con el objeto de estimar el volumen equivalente de agua, así como plantear diversos escenarios de fusión glacial y los volúmenes laháricos correspondientes. Este trabajo muestra que incluso una fusión del 100% de hielo no generaría un evento lahárico de magnitud comparable con el lahar San Nicolás, o del evento del Nevado del Ruíz.

PALABRAS CLAVE: Volcán Popocatépetl, glaciares, fotogrametría digital, evaluación de peligros, monitoreo glacial.

ABSTRACT

Lahar floods are among the main hazards originated by ice and snow melting during eruptions of glacier-clad volcanoes. Hazard evaluation can be fast and safe by using remote methods such as digital photogrammetry, using software for image processing of scanned aerial photographs. Digital photogrammetry also allows monitoring of the evolution of geological processes.

Before the onset of the current eruptive activity, Popocatépetl glaciers were studied by direct methods. After December 1994, it became necessary, for safety reasons, to find a remote method to continue with the study of glacier changes. In this paper, a hazard evaluation methodology is discussed and applied to measurement of glacier areas at Popocatépetl on December 2000 with the aim to determine equivalent water volume and to estimate maximum and minimum laharcic volumes for different ice-melting scenarios. Our results show that even a 100% ice melting would not produce a laharcic event of the size of the catastrophic lahars at Nevado del Ruíz or San Nicolás.

KEY WORDS: Popocatépetl volcano, digital photogrammetry, glaciers, hazard evaluation, glacier monitoring.

INTRODUCTION

Volcanic activity produces morphological changes occurring within specific places and time scales. Lava flow movement and emplacement, dome growth, ground deformation or glaciers/volcanic activity interaction produce morphological modifications on volcanoes or over nearby areas in short periods of time. These processes can evolve rapidly, endangering people and infrastructure. Fast evaluation of changes is needed for hazard assessment.

Studies of morphodynamic processes associated with volcanic activity require the use of new methodologies for obtaining reliable data to be used in evaluation and forecasting

of associated hazards. For instance, during dome-growth episodes at large stratovolcanoes, a knowledge of the effusion rate is needed in order to anticipate a change in eruptive style. A change from effusive activity alone to effusive activity accompanied with pyroclastic flows phase may mean different hazards and require a different response.

The study of glacier/volcanic activity processes is very important for hazard assessment. Lahar generation is the principal hazard originated by snow and ice melting during volcanic eruptions in the presence of ice bodies. Debris flows and hyperconcentrated flows occurring at volcanoes are collectively referred to as lahars (Smith and Fritz, 1989). Major and Newhall (1989) studied 108 historical eruptions

where snow and ice were involved. They concluded that 60% of the laharcic flows were produced by lava flows increasing the heat flow at the base of glaciers, by ejection of hot water from a crater lake or by tephra fall; the other 40% were produced by pyroclastic flows, surges, heat blasts or rock avalanches. Among volcanic phenomena, lahars have caused a large number of deaths (Blong, 1984). The volume and range of the lahars depend on the available water and thus, for hazard assessment at glacier-clad volcanoes the volume of ice should be known. Also, during simulations of laharcic events it is important to estimate the amount of water in the form of ice or snow in order to estimate possible volumes of laharcic flows and identify the likely affected area (Delgado and Brugman, 1996). Available volcanic sediments is another important parameter for laharcic volume assessment for events occurred in the past, although this may not allow a close estimate as in the case of ice volume determination.

On the other hand, morphological changes in a glacier may be premonitory of changes in volcanic activity. Unusual crevasse patterns, ice deformation or thickness changes may indicate an increase of basal heat flow or deformation of the volcano under the glaciated area (Brugman and Meier, 1981). Ideally, timely detection of changes to evaluate processes occurring beneath the glacier could help forecast glacier collapse and prevent a laharcic event.

Ice volumes may be estimated in a number of ways, including remote sensing and geodetic methods. The choice of the study method at volcanoes depends on the eruptive behavior and thus, on the risk level. If the risk is high, fieldwork is not feasible and remote sensing is the only safe tool. At high-altitude mountains photogrammetry has been employed for recognition of hazards such as glacier floods, ice avalanches, glacier length variations, creeping and thawing frozen debris, and rock slope instability (Haeberli *et al.*, 1989; Käab *et al.*, 1997; and Käab, 2000), and also for glaciological studies (Østrem and Brugman, 1991; Paterson, 1994; Käab *et al.*, 1999). On volcanoes, photogrammetry has been used for glacier monitoring during eruptions aiming for early recognition of hazards related to bulging and glacier shrinkage (Moore and Albee, 1980; Huggel and Delgado, 2000).

In Mexico, three large stratovolcanoes are ice-capped: Citlaltépetl or Pico de Orizaba (5700 m.a.s.l.), Popocatépetl (5452 m.a.s.l.) and Iztaccíhuatl (5282 m.a.s.l.). Popocatépetl is currently under eruption since 1994. The glaciers of Popocatépetl volcano are the best-known Mexican glaciers (Lorenzo, 1964; Delgado *et al.*, 1986; Delgado, 1993; Delgado and Brugman, 1996; Delgado, 1997, Palacios, 1995; Palacios *et al.*, 1998 and Huggel and Delgado, 2000). However, since the onset of the eruption, fieldwork has turned highly risky.

Before the onset of the current eruption (December, 1994) Popocatépetl's glaciers showed a shrinking trend. The causes were claimed to be global and regional climatic factors (Delgado, 1993). However, during the current eruptive activity most glacier changes are attributable to volcanic activity (Huggel and Delgado, 2000).

Since eruptive activity began, glacier studies at Popocatépetl volcano became more relevant under two perspectives: glaciological and volcanological. The first, because of the strong influence of eruptive activity on the extent of glaciers and regime, i.e. retreat, glacier surging. The second, because possible melting and collapse of the glacier may trigger laharcic events of a wide range of magnitudes depending on the ice mass involved. During the current volcanic activity several lahars have been generated. The most important occurred on July 1, 1997, reaching the village of Santiago Xalitintla 13 km from the source on the northeast slope. On January 22, 2001 an explosive event generated a more than 20 km high column and small pyroclastic flows interacted with the glacier. This interaction provoked a laharcic flow that reached the vicinity of Santiago Xalitintla again.

Study of interaction between eruptive activity at the volcano and glaciers is of great importance for laharcic hazards assessment. Part of these studies is the measurement of the ice volume body and related changes.

Early studies of Popocatépetl glaciers were done by direct methods, but after 1994 the risk associated to fieldwork increased, and a methodological change was needed. Indirect or remote sensing methods for measuring glacier changes were sought in order to avoid exposure of researchers' life.

This paper deals with the implementation and application of image processing techniques for glacier area measurements. The objective is to estimate glacier areas for 16 December 2000 airphotos from Popocatépetl volcano by using digital photogrammetry, in order to figure out related hazards due to sudden ice melting.

POPOCATÉPETL VOLCANO AND ITS GLACIERS

Popocatépetl is an active stratovolcano in central Mexico (Figure 1), 60 km southeast of Mexico City, one of the largest cities in the world. There are numerous villages around the volcano. Santiago Xalitintla is the nearest village, with 33 000 inhabitants, near the outlet of the streams that drain glacier watersheds. Evaluation of laharcic hazards related to the interaction between volcanic activity and glaciers is of great local importance.

The first glacial inventory was due to Lorenzo (1964). Later Delgado (1993) and Huggel and Delgado (2000) con-

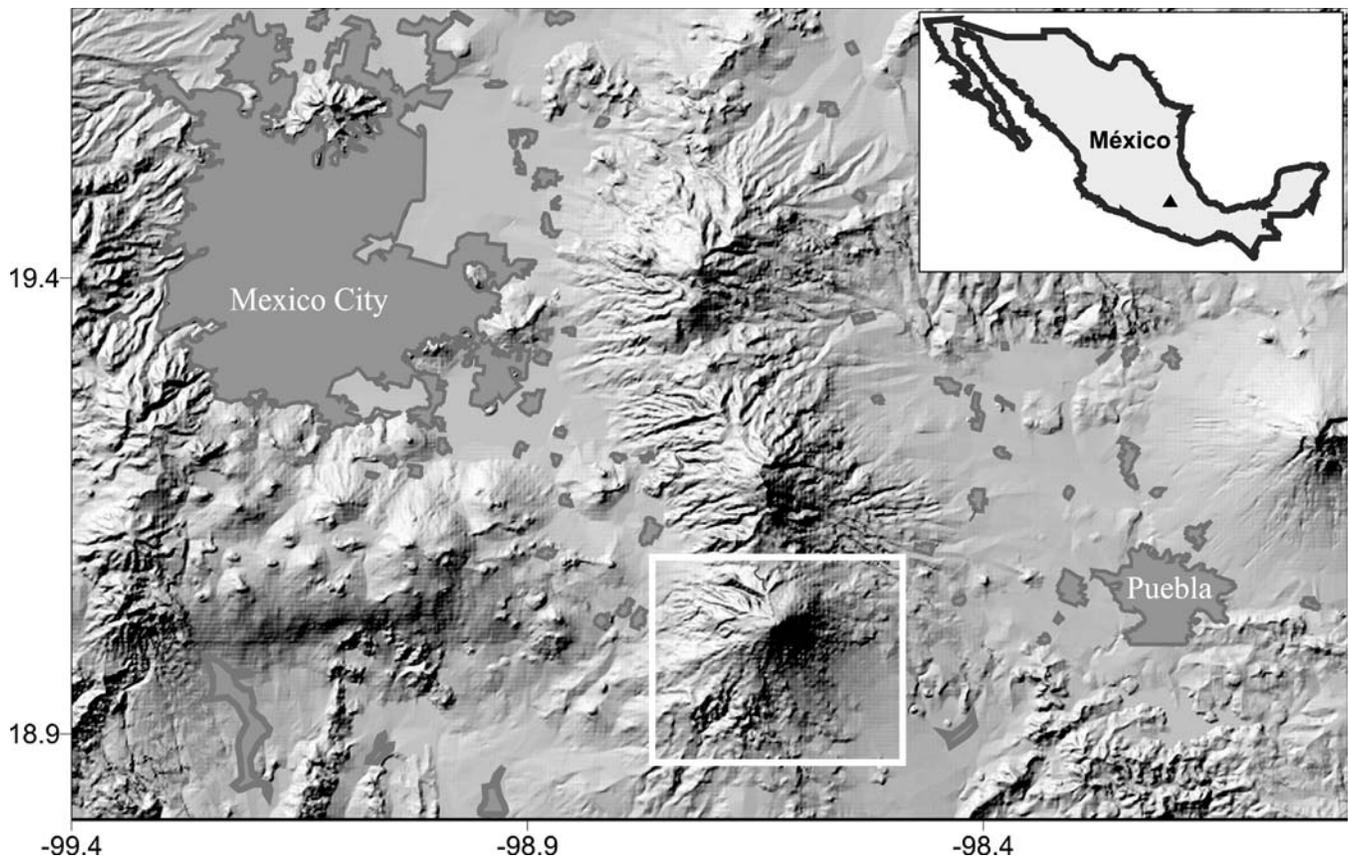


Fig. 1. Location of Popocatépetl volcano (inside of white square), surrounded by several cities and villages.

tinued glacier studies with the aim of quantifying glacier changes in time.

There are two glaciers at Popocatépetl volcano: Glaciar del Ventorrillo and Glaciar Noroccidental. Andesitic lava flows constitute the bedrock although the easternmost part lies on recent volcanic ash and lava flows. Glaciar del Ventorrillo is a simple basin mountain glacier on the northern slope, characterized by a single accumulation area and a multi-lobed tongue. The major source of nourishment is snow and hail. The glacier develops an intricate crevasse system. Glaciar Noroccidental is a glaciarete on the northwest side of the volcano. It is bounded downslope by a steep cliff where the tongue is suddenly interrupted. To the east, the boundary with Glaciar del Ventorrillo is marked by a ridge know as El Ventorrillo. To the west, the glacier dies out on the steep lava slopes. Most of this glacier is black ice. The lack of crevasses in most of the glacier suggests a stationary glacier. It is the remnant of a hanging glacier fed mainly by snow, and shares its accumulation area with Glaciar del Ventorrillo. Both glaciers are considered to be part of the same glacier except for the fact that Glaciar del Ventorrillo drains to the northeast and eventually to the east, toward the State of Puebla (Delgado, 1997).

IMAGE PROCESING

Digital Orthorectifying Process. Aerial photographs must be geometrically corrected before the photos can be employed for measurements. Lens distortion, earth curvature, refraction, camera tilt and terrain relief must be corrected or minimized (Welch and Jordan, 1996). For small areas the earth curvature correction is not needed. The process of correcting and removing these distortions consists in a) correction of systematic displacements, and b) rectification. This removes geometric distortion of photos and establishes a working scale. As a part of the rectification process, an affine transformation between a reference coordinate map and the digitized aerial photograph is established. The digitized photograph is resampled to create a rectified image. Differential rectification adds a further correction for terrain relief, through the use of a digital elevation model (Welch and Jordan, 1996). The digital orthorectifying process requires the following inputs: aerial photographs, camera-specific parameters, a set of ground control points (GCP), and a digital elevation model (DEM). The following general steps are required (Welch and Jordan, 1996): a) The aerial photograph is scanned and converted to raster image; b) Location of fiducial marks and GCPs on the image; c) Rectification,

employing mathematical transformation parameters to establish the relationship between the ground and the image; and d) An additional differential rectification employing terrain height data from a DEM in order to correct relief displacements in the image.

Airphotos. Aerial photographs must be scanned and converted to raster format before they can be used in digital image processing. A decision concerning the scanning process will determine, among other things, the geometric accuracy of the resulting images, the information content and processing speed of the image analysis. During digitization, the reflectivity of the set of instantaneous fields (IFOV) is sampled and quantified.

Two kinds of scanners can be used for digitization depending on the photographs. Aerial photographs may be available sometimes as prints on paper or as film transparencies. Most commercial photographs are sold as paper prints but transparencies are best for digitization. Transparencies result in higher spatial resolution and greater range of gray values as compared with the results from using paper-prints (Welch and Jordan, 1996).

It is necessary to compile some details at the moment of photograph acquisition, such as flight altitude. Scale is given by altitude above ground and focal length, such data usually appear on the data strip. Also, data on camera calibration is needed and can be obtained from the calibration report (camera type, fiducial marks, focal length, calibration date, etc.). This report is supplied by the aerial photograph provider. Scale is important, large scales are more useful to identify glacier changes, especially in small glaciers.

For glacier studies the use of aerial photographs taken during the ablation season is suggested as glaciers are uncovered by seasonal snow, the morphology is clear and the recognition of glaciated areas is relatively easy. Accuracy is much higher when the photographs are made without meteorological or volcanological cloud cover.

Ground Control Points (GCP). A ground control point is a point with coordinates (X, Y, Z) obtained by conventional ground surveys from published maps, aerotriangulation, or by using a Global Position System (GPS). GCPs are required as parameters for the affine transformation. GCPs should be a set of geographical features of known location recognizable on the images.

Digital Elevation Model. A DEM consists of a network of sampled object values in the XY plane with Z-values at every node of the network. A DEM may include rules

of interpolation of Z-values at arbitrary XY locations. The network data structure may be a raster, a quad tree, a triangular irregular network (TIN), or any combination of the three. DEM allows the geometrical description of the entire surface of an object by three-dimensional coordinates. DEM data can be obtained by several methods; photogrammetry is among the most common procedures. A DEM is a very important tool for glacier studies. The combination of a DEM with digital image-processing techniques provides a better interpretation of glacial phenomena at inaccessible regions or areas under risk (Rentsch *et al.*, 1990).

Software for Orthorectifying. Commercial software for image processing is available with varying capabilities and costs. Limp (1999) provides a review of this software, considering GIS interoperability, multiple format interoperability, CAD operations, visual display and enhancement, classification methods, geometric rectification, orthophoto generation, radar analysis, classification and processing of hyperspectral data, cost and performance. Packages such as ENVI™, ERDAS IMAGINE®, ER Mapper™, Image Analyst™, PCI and TNTmips™ are described. In relation to photogrammetric capabilities, OrthoEngine Airphoto Edition (OEAE) by PCI Geomatics® is well suited for orthoimage generation from scanned aerial photographs.

OrthoEngine® has several modules which can be selected according to the user preferences. OEAE contains an efficient triangulation method to generate precise orthophotos from scanned or digital camera aerial photographs.

MEASUREMENT OF POPOCATÉPETL GLACIATED AREA

The aerial photographs used in this research were obtained from Secretaría de Comunicaciones y Transportes, and the date of acquisition was December 16, 2000. The scale of the photographs is 1: 5,000. A pair of photographs was scanned at 600 dpi (24 µm) resolution and quantified at 8 bits gray values. A flatbed scanner was employed assuming that the deformation induced during digitization was negligible.

Orthoimage Production. For this study we used PCI Geomatics® software. The process to obtain orthoimages and area determinations was as follows.

1. *Set projection.* The cartographic projection used was UTM, zone 14, line D121 and horizontal Datum NAD 27, for both orthoimage projection and GCP projection.
2. *Camera calibration information.* A Wild RC20, of 9" x 9" camera was used to take the photographs, with a focal

length of 153.10 mm and a distance between fiducial marks of 212.00 mm.

3. *Location of ground control points.* A set of 6 GCP was located on the corresponding images of the scanned pair of photographs. The GCP were obtained from Secretaría de Comunicaciones y Transportes. Once all GCP are gathered, a report of residual errors may be displayed; in this report, information about X and Y errors is available. By trial and error, the root mean-square error (rms) can be reduced by adjusting the GCP locations. The rms corresponding to GCP location was 0.5 pixels. After each GCP has been located it is also necessary to collect tie points. A tie point (TP) represents a surface feature easy to identify selected and marked as a reference point on the images.
4. *DEM generation.* OrthoEngine has several options to create a DEM; one of them uses the located GCP and TP of the previous step. DEM elevations are calculated from the parallax of the GCP and TP. For DEM generation, collection of match points is needed. A match point is an identifiable point on the images. In this case, 1000 match points were collected for DEM generation.
5. *Orthoimage production.* Once a DEM was generated, the orthoimage was produced. However, it is still necessary to apply a resampling routine. Resampling extracts and interpolates gray levels from the original pixels locations to corrected locations. This is achieved by applying a bilinear interpolation rule. This rule determines the gray level from a weighted average of the four closest pixels' to the specified input coordinates and assigns the value to the output coordinates.
6. *Area measurement.* The database containing the glacier boundaries was extracted from orthoimage and overlapped to a topographic database previously obtained from Secretaría de Comunicaciones y Transportes (Figure 2). This topographic base was made by using altitude contour lines extracted during photogrammetric processing; the altitude contours were fixed every 10 m. Further, a weighted average interpolation algorithm (Kriging) was applied to interpolate the contours and to generate the contours and calculate a rectangular grid with 5 m spacing. The errors introduced during DEM construction can be up to 1.5 m in a horizontal sense and 1.25 m in a vertical sense (Huggel and Delgado, 2000). The glaciated area (raw area) was extracted and measured using Surfer® (V.7) software. The glaciers of Popocatépetl volcano lie on a steep slope of 35° on the average. The calculated raw area was obtained as a planimetric surface. However, in order to get a realistic area, it is necessary to take into account the slope. Commonly, planimetric areas are obtained worldwide (C. Huggel and A. Käab, personal communication), but the actual area eventually helps to estimate

the ice volume if the thickness is known. Ice volume is the final objective for risk assessment because equivalent water volume can be estimated for flow generation modeling and simulation. The total glaciated area on December 16, 2000 was 209,138 m² (raw area), but considering the slope, real area is 255,310 m².

Error estimation. We assume that errors involved in the area estimation are statistically independent, because every step in image analysis is formally independent to each other. Errors related to camera lens and printing are negligible. To estimate the total error we considered the following errors: photo acquisition (E_1), digitization process (E_2) and geocoding process (E_3). E_1 corresponds to the photographic resolution of the film employed: 7100 lines/cm (calibration report), therefore $E_1 = 0.007$ mm (0.035 m when taking into account the airphoto scale). E_2 was produced during the digitization process. The photos were digitized at 600 dpi, equivalent to 236 points/cm, and hence, E_2 is 0.020 mm (equivalent to 0.10 m). E_3 results from the georeferentiation process and corresponds to 0.524 pixel. If the pixel size is 5 m, the E_3 error corresponds to 2.6 m. Since E_1 , E_2 and E_3 are independent, the total error is obtained by means of the following expression:

$$E_t = \sqrt{E_1^2 + E_2^2 + E_3^2} \quad (1)$$

This equation yields a total error of ± 2.6 m, quite acceptable for the magnitude of glacial area changes. This figure represents 0.001% of the total area.

HAZARDS ASSESMENT

Lahar and flood generation are the main hazards originated by snow and ice melting during volcanic eruptions in the presence of ice bodies (Major and Newhall, 1989). The volume and range of the lahars depend on the available water. Thus, for hazard assessment at glacier-clad volcanoes the volume of equivalent water must be estimated.

In order to figure out the likely volume of a laharc flow produced by ice melting at Popocatépetl volcano, determination of equivalent water volume is needed. By using the value of 255,310 m² of glaciated area calculated above, and considering a mean ice thickness of 15 m, the ice volume is 3 829 650 m³. Glacier ice density of 950 kg/m³ (H. Delgado, unpublished data) is used to obtain the volume of equivalent water (3 638 167 m³).

A lahar flow may contain 40% to 65% volume of water, and thus, laharc volume may be assessed. Lahars may be debris flows and hyperconcentrated flows. The first contain between 40% and 45% (Pierson and Scott, 1985; Pierson, 1986) volume of water, and the second, between 60% and 65% (Fei, 1993; Major and Pierson, 1992). Table 1 shows figures for maximum and minimum laharc volumes accord-

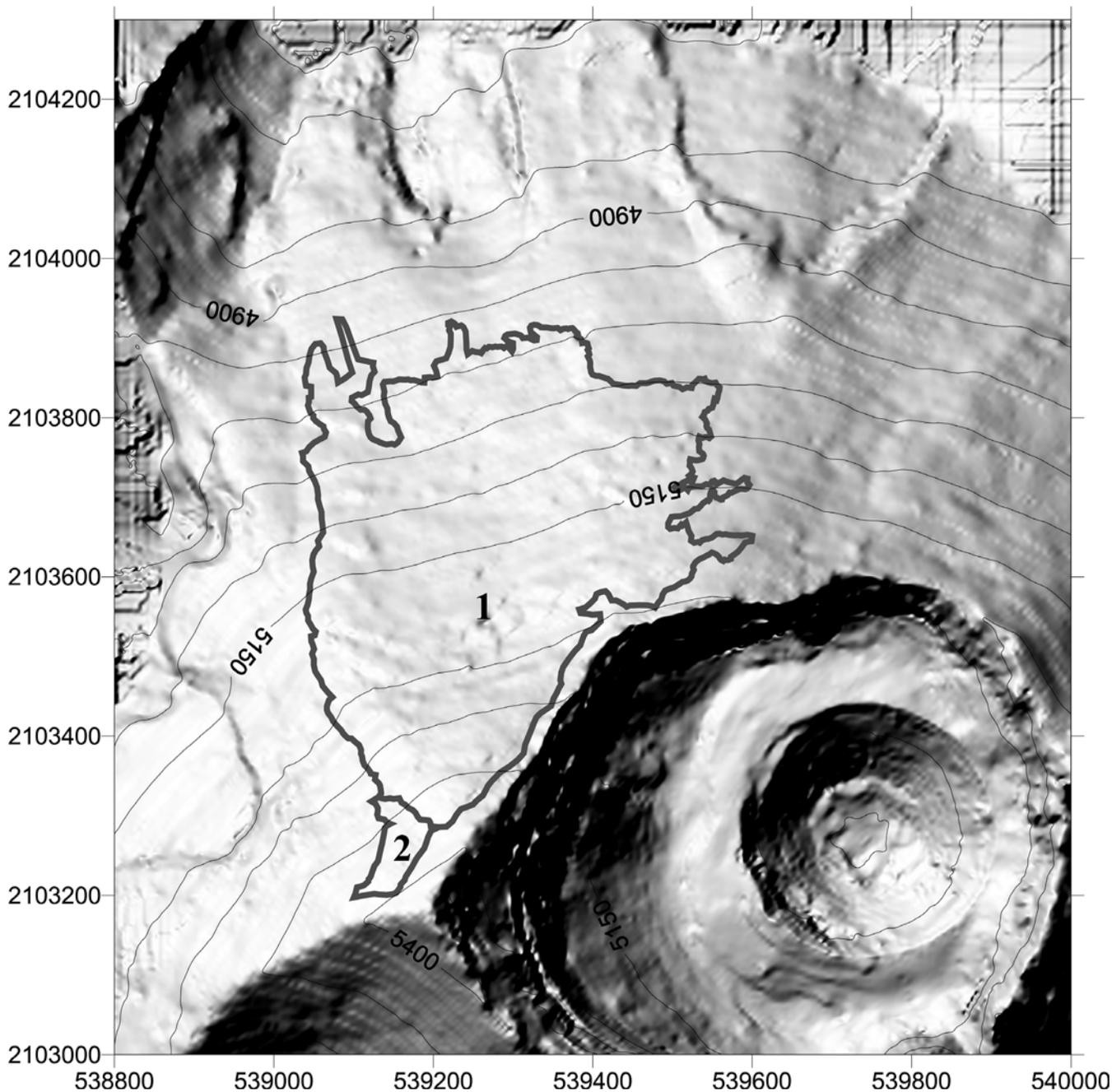


Fig. 2. Glaciated areas of Popocatepetl volcano (December, 2000); (1) Ventorrillo glacier, (2) Noroccidental glacier.

Table 1

Hypothetic volume of lahars by glacier melting

% Glacier melting	Volume lahar 40% water (m ³)	Volume lahar 65% water (m ³)
100	9.0 x 10 ⁶	5.5 x 10 ⁶
50	4.5 x 10 ⁶	2.7 x 10 ⁶
25	2.2 x 10 ⁶	1.3 x 10 ⁶
5	2.4 x 10 ⁶	0.3 x 10 ⁶

ing to different ice melting scenarios. Table 2 shows calculated volumes of documented laharc flows produced by ice or snow melting during eruption at volcanoes.

CONCLUSIONS

The use of digital photogrammetry for glacier monitoring is a useful tool, specially when a glacier is located on an active volcano. Volcanic activity implies a methodological change in glacier studies in order to protect researcher's life. Popocatepetl glaciers have changed strongly during the

Table 2

Laharic volumes for historic events

Flow type, Name	Location, Date	Origin	Flow volume (m ³)	Reference
debris flow San Nicolás Lahar	Popocatépetl volcano 1300 yr B.P.	snowmelt	7.0 x 10 ⁷	González-Huesca (2000)
debris flow S. Fork Toutle R	Mt. St. Helens volcano USA, 1980	rapid snowmelt during eruption	1.3 x 10 ⁷	Cummins, 1981
debris flow	Mt. Hood volcano USA, 1980	rainfall-and snowmelt- triggered landslide	7.6 x 10 ⁴	Gallino and Pierson, 1985
debris flow Río Azufrado	Nevado del Ruiz volcano Colombia, 1985	rapid snowmelt during eruption	5.5 x 10 ⁷	Pierson, 1986

current volcanic activity and, as a consequence, their monitoring is of great importance for hazard assessment.

Digital photogrammetry has important advantages. Small glaciers (such as Mexican glaciers) can be studied employing large-scale aerial photographs. This provides quantitative information about areas and volumes of glaciers in a relative short time allowing comparisons for different dates.

We show that measured areas can be obtained with an estimated error of ± 2.6 m. Taking into account the size of

the measured areas (raw area 209 139 m², real area 255 310 m²) the error is acceptable.

Using the water equivalent data we can work out scenarios for hypothetical volume of lahars. Figure 3 compares the volume shown in Table 2 with the range of volumes estimated and shown in Table 1. This figure evidences that even a 100% melting of Popocatépetl’s glacier should not generate a laharic event such as San Nicolás Lahar in terms of the estimated volume values, not even as Saint Helens or Nevado del Ruiz catastrophic lahars. A more likely ice melting of 25% would produce fairly small laharic events.

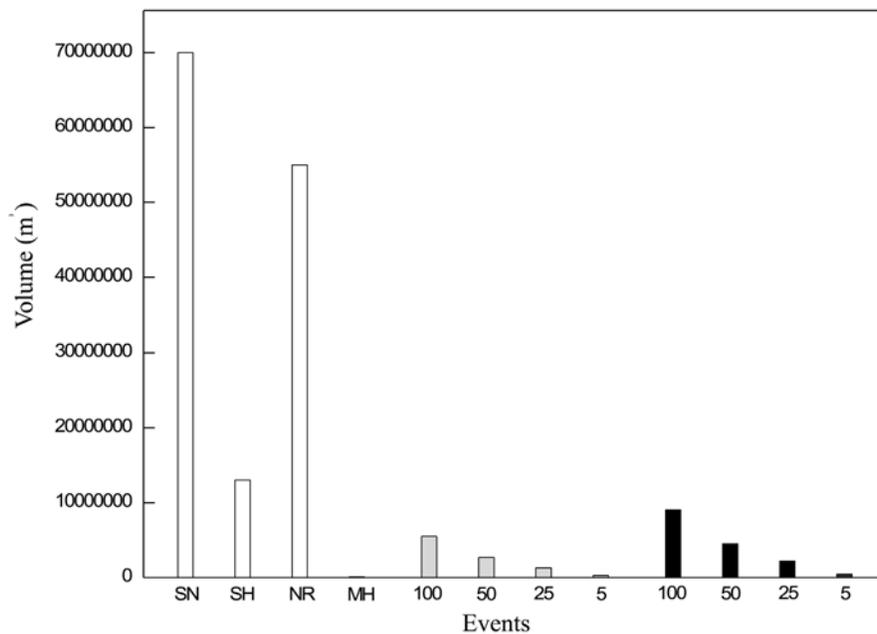


Fig. 3. Comparison of laharic volumes. SN: San Nicolás Lahar (Popocatépetl volcano); SH: South Fork Toutle river lahar at Mt. St. Helens volcano (Cummins, 1981); NR: Río Azufrado lahar at Nevado del Ruiz volcano (Pierson, 1986); MH: lahar at Mt. Hood volcano, 1980 (Gallino and Pierson, 1985). Numbers indicate percent melting of ice (gray for 65% water content in lahar and black for 40% water content).

ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by CONACYT (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología) through projects 074ÑP and 32527-T. Ing. Bulmaro Cabrera Ruiz assistant director of Federal Highways Project of the Ministry of Communications and Transportation (Secretaría de Comunicaciones y Transportes, SCT) and Ing. Roberto Quaas Weppen director of the National Center for Disaster Prevention (CENAPRED-SEGOB) are greatly acknowledged for aerial photography flight and access to air photographs. The authors are deeply indebted to Lucio Cárdenas, Marcos Luna and several other enthusiastic mountain climbers for field work assistance. We acknowledge technical support by Isaac Abimelec (IGEOF) and Patricio Chicati (Secretaría de Comunicaciones y Transportes). Revisions by Dr. Jorge Lira Chávez and Christian Huggel greatly improved the manuscript.

BIBLIOGRAPHY

- BRUGMAN, M. and M. MEIER, 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, 743-756.*
- BLONG, R. J. and R. W. JOHNSON, 1986. Geological hazards in the southwest Pacific and southeast Asian region: identification, assessment, and impact. *BMR J. of Australian Geol. and Geophysics 10*, 1-15.
- CUMMANS, J., 1981. Chronology of mudflows in the South Fork and North Fork Toutle River following the May 18 eruption. *In: Litman, P. W. y Mullineaux, D. R., (Eds.), The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, US., 479-486.*
- DELGADO, H., R. ARCINIEGA and D. CALVARIO, 1986. Los glaciares del Popocatepetl y el Iztaccíhuatl, Comunicaciones Técnicas, Serie Investigación, Instituto de Geofísica, UNAM, 20.
- DELGADO, H., 1993. The glaciers of Popocatepetl volcano (Mexico): changes and causes. First International Conference on Climatic Change in Mexico, Taxco, Guerrero, Mexico, Abstracts, 27.
- DELGADO, H. and M. BRUGMAN, 1996. Monitoreo de los glaciares del Popocatepetl en volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, CENAPRED (Secretaría de Gobernación)-UNAM, 221-244.
- DELGADO, H., 1997. The Glaciers of Popocatepetl Volcano (Mexico): changes and causes. *Quaternary International 43*, 1-8.
- FEI, X., 1983. Grain composition and flow properties of heavily concentrated suspensions. *Proceeding of the Second International Symposium on River Sedimentation, Water Resources and Electrical Power Press, China, 307-309.*
- GALLINO, G. L. and T. C., PIERSON, 1985. Polallie Creek debris flow and subsequent dam-break flood of 1980, East Fork Hood River Basin, Oregon: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2273, 22.
- GONZÁLEZ-HUESCA, A. E, 2000. Estudios de detalle estratigráfico y sedimentológico del lahar de San Nicolás en el flanco noreste del volcán Popocatepetl, UNAM-Facultad de Ingeniería (Tesis licenciatura), 109.
- HAEBERLI, W., J. C. ALEAN, P. MÜLLER and M. FUNK, 1989. Assessing risks from glacier hazards in high mountain regions: some experiences in the Swiss Alps, *Annals of Glaciology 13*, International Glaciology Society, 1-7.
- HUGGEL, C. and H. DELGADO, 2000. Glacier monitoring at Popocatepetl volcano, Mexico: glacier shrinkage and possible causes. *In: Hegg, Ch., Vonder Mühl, D. (Hrsg: Beiträge zur Geomorphologie. Proceedings der Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft vom 8–10 Juli 1999 in Bramois (Kt. Wallis) Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL 97-106.*
- KÄÄB, A., 2000. Photogrammetry for Early Recognition of High Mountain Hazard: New Techniques and Applications. *Bull. Phys. Chem. Earth 25*, 9, 765-770.
- KÄÄB, A. and M. FUNK, 1999. Modeling mass balance using photogrammetric and geophysical data: a pilot study at Griesgletscher, Swiss Alps. *J. Glaciol.*, 45, 151, 575-583.
- KÄÄB, A., W. HAEBERLI and G. H. GUDMUNSON, 1997. Analyzing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruber rock glacier. *Permafrost and Periglacial Processes 8*, 409-426.
- LIMP, F. W., 1999. Image Processing Software. GeoWorld, 36-46.
- LORENZO, J. L., 1964. Los glaciares de México, UNAM, Instituto de Geofísica, 114.
- MAJOR J. J. and G. C. NEWHALL, 1989. Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and

- the formation of lahars and floods. *Bull. Volcanol.*, 52, 1-27.
- MAJOR J. J and T. C., PIERSON, 1992. debris flow rheology: experimental analysis of fine-grained slurries. *Water Res. Res.*, 28, 841-857.
- MOORE, J. and W. ALBEE, 1980. 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.*, 123-134.
- ØSTREM G. and M. BRUGMAN, 1991. Glacier Mass-Balance Measurements. *NHRI Science Report 4*, 224.
- PATERSON, W. S. B, 1994. *The Physics of Glaciers*, 3^a ed., Oxford, Pergamon, 480 p.
- PIERSON, T. C. and K. M. SCOTT, 1985. Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Wat. Res. Res.*, 21, 1511-1529.
- PIERSON, T. C., 1986. Flow behavior of channelized debris-flows, Mount St. Helens, Washintong. *In: Abrahams, A. D.*, ed., *Hillslope Processes: Allen and Unwin*, Boston, 269-296.
- PALACIOS, D., J. J. ZAMORANO and G. PARRILLA, 1998. Proglacial debris flows in Popocatépetl north face and their relation to 1995 eruption. *Z. Geomorph., N.F* 42-3, 273-295.
- PALACIOS, D. 1995. Rockslide Processes on the North Slope of Popocatépetl volcano, México. *Permafrost and Periglacial Processes* 6, 345-359.
- RENTSCH, H., W. WELCH, C. HEIPKE and M. MILLER, 1990. Digital terrain models as a tool for glacier studies. *J. Glaciol.*, 36-124, 273-278.
- SMITH, G. A. and W. J. FRITZ, 1998. Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology* 17, 375-376
- WELCH, R. and T. R. JORDAN, 1996. Using scanned air photographs. *Raster Imagery in geographic Information Systems* (S. Morain and S.L. Baros, eds), Onward Press, 55-69.
-
- Patricia Julio Miranda and Hugo Delgado Granados
Instituto de Geofísica, UNAM, Cd. Universitaria, México, D.F 04510, México
Email: pjulio@quetzalcoatl.igeofcu.unam.mx
pjulio@correo.unam.mx
hugo@geofisica.unam.mx

Glacier melting and lahar formation during January 22, 2001 eruption, Popocatépetl volcano (Mexico)

Patricia Julio Miranda, Alberto E. González-Huesca, Hugo Delgado Granados,
and Andreas Käab, Zürich

with 6 figures and 2 tables

Summary. During an explosive event that occurred on January 22, 2001, at Popocatépetl volcano, small pyroclastic flows melted part of the glacier and generated a lahar. To evaluate the volume removed from the glacier, before and after the event, digital terrain models were compared. Total removed mass was $\sim 1.0 \times 10^6 \text{ m}^3$, but a part of it was incorporated in the $\sim 4 \times 10^5 \text{ m}^3$ lahar as meltwater ($\sim 1.6 \times 10^5 \text{ m}^3$). The $\sim 2.4 \times 10^5 \text{ m}^3$ deposit included more than 50% of pumiceous material. An important issue for hazard assessment at ice-clad volcanoes is that not all meltwater plays a role in laharc events.

Résumé. Pendant un événement explosif au volcan Popocatépetl le 22 janvier 2001, des écoulements pyroclastiques de volume modeste ont fondu une partie du glacier et ont engendré un lahar. Pour évaluer le volume du glacier perdu, des modèles numériques de terrain avant et après l'événement ont été comparés. Le volume de glace disparue était de $\sim 1.0 \times 10^6 \text{ m}^3$, alors que une partie de ce volume ($\sim 1.6 \times 10^5 \text{ m}^3$) a été retenu comme eau de fonte dans le lahar de $\sim 4 \times 10^5 \text{ m}^3$. Le dépôt de $\sim 2.4 \times 10^5 \text{ m}^3$ contenait plus de 50% de ponces. Un élément important pour qui doit évaluer les risques sur les volcans couverts de glace est le fait que toute l'eau de fusion des glaciers ne participe pas à la genèse des lahars.

1 Introduction

Popocatépetl is a large stratovolcano (5452 a.s.l.) comprising an accumulation of lavas, alternating with pyroclastic deposits of andesitic to dacitic composition. Laharic processes have also been present on the volcano even during episodes of quiescence (Fig. 1). The volcano started to erupt on December 21, 1994, and has not yet ended. The eruption has consisted of an alternation of vulcanian explosions with dacitic lava extrusions (DELGADO et al. 2001).

During the last decade, the presence of a body of ice at the summit of the volcano has represented a hazard due to possible laharc events caused by ice-melting during eruptive events (DELGADO & BRUGMAN 1996). The endangered population of $\sim 8,000$ inhabitants lives in towns and villages on the northeastern flank of the volcano and, in particular, in those places located in the vicinity of the glacier-related drainage system. Santiago Xalitzintla (2,327 inhabitants) is a village situated 14 km from the crater, at the outlet of the main drainage from the glacier area. Since the beginning of the eruption several laharc events have occurred (PALACIOS et al. 1998). Most of them have reached less than 4 km from the source (DELGADO et al. 2000), and some of which are suspected to have been generated by eruptive activity-glacier interaction. Major laharc events were registered in June 1997 and January 2001. Both traveled as far as 14 km from the summit, reached the outskirts of Santiago Xalitzintla Village.

This study describes the role of ice melt in the January 2001 eruptive event by studying the ice-body size and the magnitude of the laharcic event. This type of study seeks to evaluate hazards that might occur on other ice-clad volcanoes in Mexico and elsewhere.

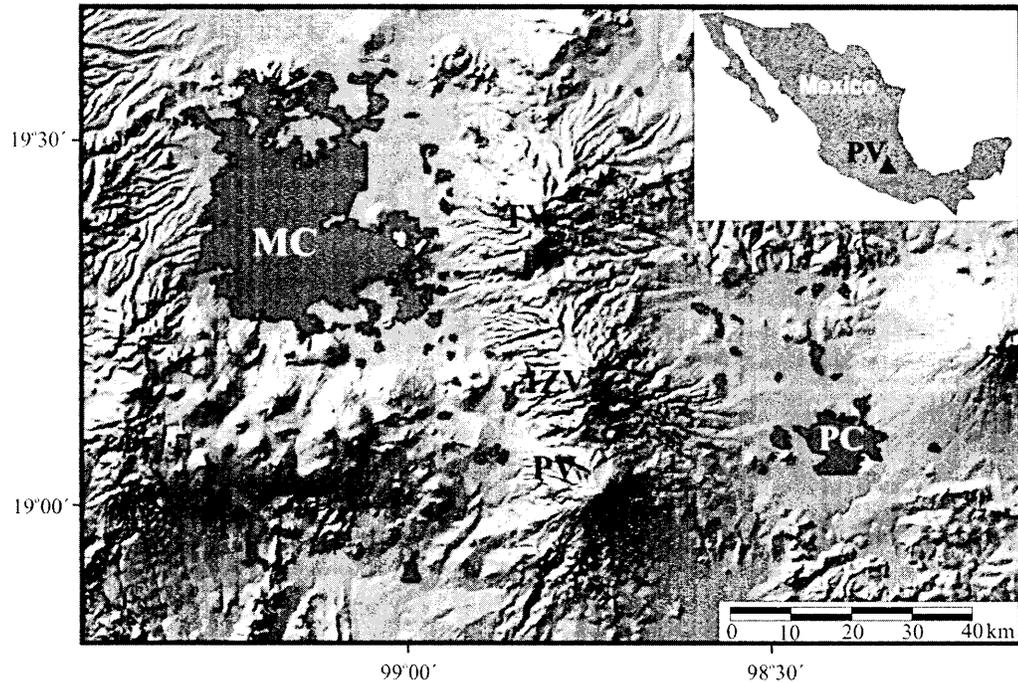


Fig. 1. Location map. Popocatepetl (5,452 a.s.l) is an ice-clad volcano located 70 km southeast of downtown Mexico City and 40 km west of the city of Puebla. It represents the southern end of a north-south volcanic chain known as Sierra Nevada. TV: Telapón volcano; IZV: Iztaccihuatl volcano; PV: Popocatepetl volcano; MC: Mexico City; PC: Puebla City.

2 Methodology

2.1 Glacier evaluation

One way to determine the amount of water present on the volcano before and after an eruption is by calculation of the volume of ice. JULIO-MIRANDA & DELGADO-GRANADOS (2003) have tackled this issue by applying digital photogrammetry to produce digital terrain models (DTM) and ortho-photos, as tools to determine precisely the amount of mass gained and/or lost over a time interval. We have used the [®]OrthoEngine software to process aerial photographs taken two days before the explosive event of January 22, 2001 (scale 1:11000), and a month after on February 22, 2001 (scale 1:13000). After digital photogrammetric restitution, DTMs were obtained and the contours of the ice-bodies were digitized. Volumes of ice were extracted by subtracting DTMs using [®]Surfer software.

2 Lahar estimate

The January 22, 2001, explosion generated several small-size lahars that reached different distances from the source, on the northern and northwestern flanks. The lahars travelled along the gorges: Tlamacas; Tenenepanco; La Espinera and Tetepeloncocone.

These are located on the northeastern flank of Popocatépetl (Fig. 2). Outcrops located in the Tenenepanco (O1) and Huiloac (O2 and O3) gorges were studied, and selected samples from those deposits were analyzed. At the outcrops, three sections (I, II and III) were constructed at proximal, middle and distal locations from the source. These sections were used to estimate the area and volume of the laharcic deposits.

The laharcic volume was calculated by measuring the lahar travel distance along each gorge and considering the cross sectional area at each outcrop (IVERSON et al. 1998). Grain size analyses were carried out by dry sieve analysis. Results for the smaller laharcic deposits are not shown.

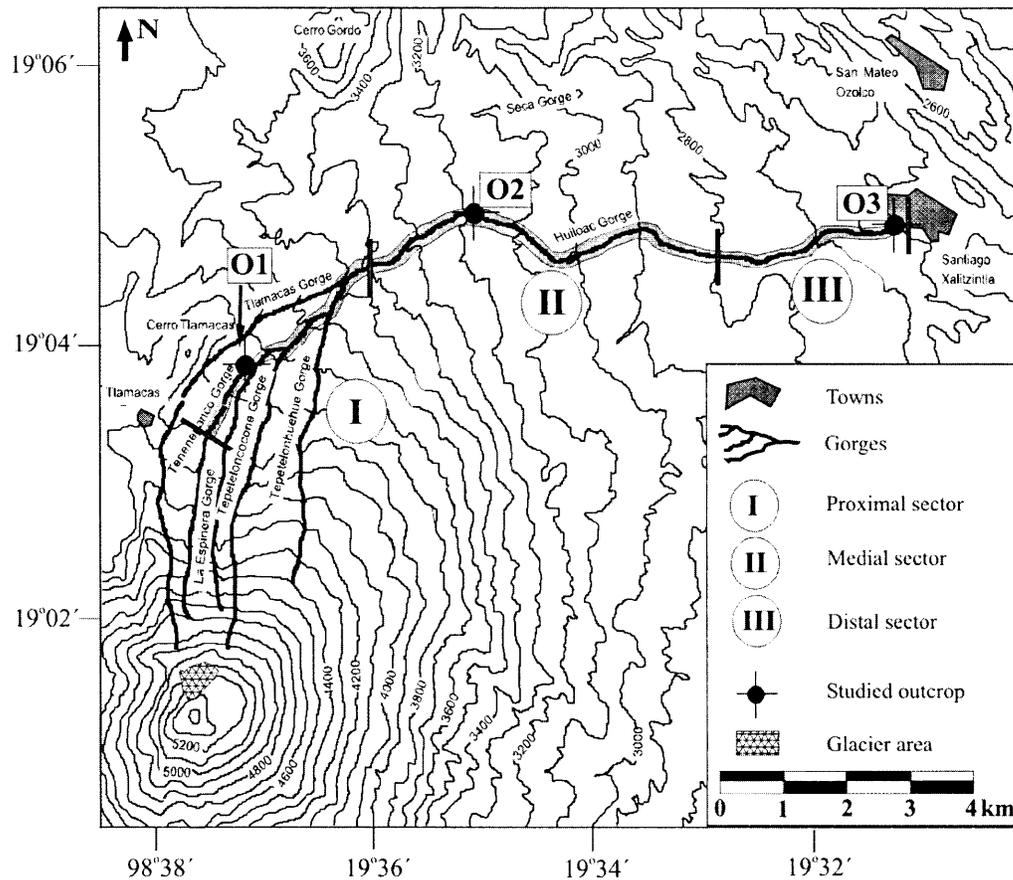


Fig. 2. Map of Popocatépetl's northeastern flank. Location of the lahar deposit outcrops (O1, O2, O3) studied and sectors (I, II, III) in Tenenepanco and Huiloac Gorges.

3 *Ice bodies and eruptive activity*

Two glaciers existed on the northern flank of Popocatépetl (Ventorrillo and Noroccidental), together with small permafrost fields. Before December 1994, glaciers were inactive and showed a retreat trend caused by regional and global climate change (DELGADO 1997). By 1996 40% of the 1958 glacier area disappeared, while 1996–1999 period 22% of the glacier area was lost (HUGGEL & DELGADO 2000). After the eruption started, glacier retreat was accelerated by several processes: temporal and local heat flow increase at glacier bed; pyroclastic material accumulation on glacier's surface; ejection of incandescent material and pyroclastic flow generation, were among the main causes. (DELGADO et al., submitted). The glaciers thinned and shrank. Differential ablation due to heterogeneous distribution of the tephra induced reduction of the glacier, leaving elongated blocks of ice covered by tephra and with frontal ice cliffs (Fig. 3).



Fig. 3. Photograph of the northern flank of Popocatépetl on February 22, 2003. The white line indicates the area covered by the ice blocks; the dark color is due to a pyroclastic layer on top of the blocks.

A dome-destruction phase starting on December 11, 2000 is of particular interest. During this explosive phase several high eruptive columns were generated and incandescent material was ejected as far as 1 km from the summit. Ashes and blocks were deposited on the glacier's surface. By December 16 the glacier was completely covered by tephra. The explosive activity continued until early January 2001.

On January 22, 2001, at 15:15 (local time), a degassing event began and emission of ash was observed an hour later. At 16:23, the emission of gases and ash continued and incandescent fragments were ejected out the crater. Pyroclastic flows were emplaced on the northern flank, reached 6.5 km from the crater (ROMÁN-CASTILLO et al. 2003). A flow moved down over the glacierized area triggering a lahar. At 20:45, an army brigade, located 5 km from the volcano, reported "a mud flood in the Huiloac Gorge" (CENAPRED reports).

4 Results

4.1 Glacier changes

Table 1 shows differences in surface areal determinations using DTMs constructed for dates before and after the January 22 2001 event. The areal loss reflects the retreat pattern observed in previous studies (DELGADO 1997, HUGGEL & DELGADO 2000, JULIO-MIRANDA & DELGADO-GRANADOS 2003). DTM subtraction allowed us to estimate a lost volume of $1\,109\,804\text{ m}^3$ ($\pm 11\%$), equivalent to nearly $1.0 \times 10^6\text{ m}^3$ of water.

Table 1. Area lost at glaciers on Popocatepetl volcano.

Date	Surface area (m ²)	Lost surface area (m ²)
01/20/2001	280357	
02/21/2001	252262	28095

4.2 Lahar characteristics

The January 22, 2001, laharic event was associated with the explosive activity and generated presumably by a pyroclastic flow that flowed over glacier's area. The lahar had the characteristics of a debris flow as shown by the deposits studied at three different locations (Fig. 2).

At the proximal zone (Section I), gravel size clasts are the main component at the river bed and border, but sand increases as the main component in the central part of the river bed (Fig. 4, section I). The histograms (Fig. 5) mostly show bimodal distributions, the principal modes are -5ϕ to 3ϕ and a mean grain size between -1.77ϕ and 1.19ϕ . The largest clast size is 1.10 m. The deposit exhibits very poor sorting, which are a characteristic of laharic deposits. The skewness of the deposit reflects fine asymmetry at the border of the river bed and high coarse asymmetry in the center of the river bed. Platykurtic values indicate the broad size distribution of the sediments (Fig. 6).

In the middle zone (Section II) gravel size clasts are the main component at the centre and margins of the river bed (Fig. 4), the sand is the main component in the central channel of the river bed and in the lobate zone. A bimodal distribution (Fig. 5); shows main modes varying from -5ϕ to 3ϕ , and a mean size between -2.77ϕ and 3ϕ . Field observations show that the largest clast size was 40 cm. Values show poor sorting (Fig. 6). The skewness of the middle zone does not establish a clear trend. Platykurtic values reflect the broad size distribution of sediment (Fig. 6).

In the distal zone (Section III) gravel size clasts form the principal component, but in the centre of the channel sand is the main component (Fig. 4). The histograms indicate a bimodal distribution (Fig. 5), at the proximal and middle zones, but in the small central channel of the river the distribution is unimodal. The principal modes vary from -2ϕ to 4ϕ . The mean grain size values are in a range of $0.2\phi - 3.43\phi$. A maximum size of 2 cm was observed in the field. The sorting varies from very poor to poor. The skewness reflects fine asymmetry in the deposit and a high coarse asymmetry in the small central channel. The platykurtic values show a broad size distribu-

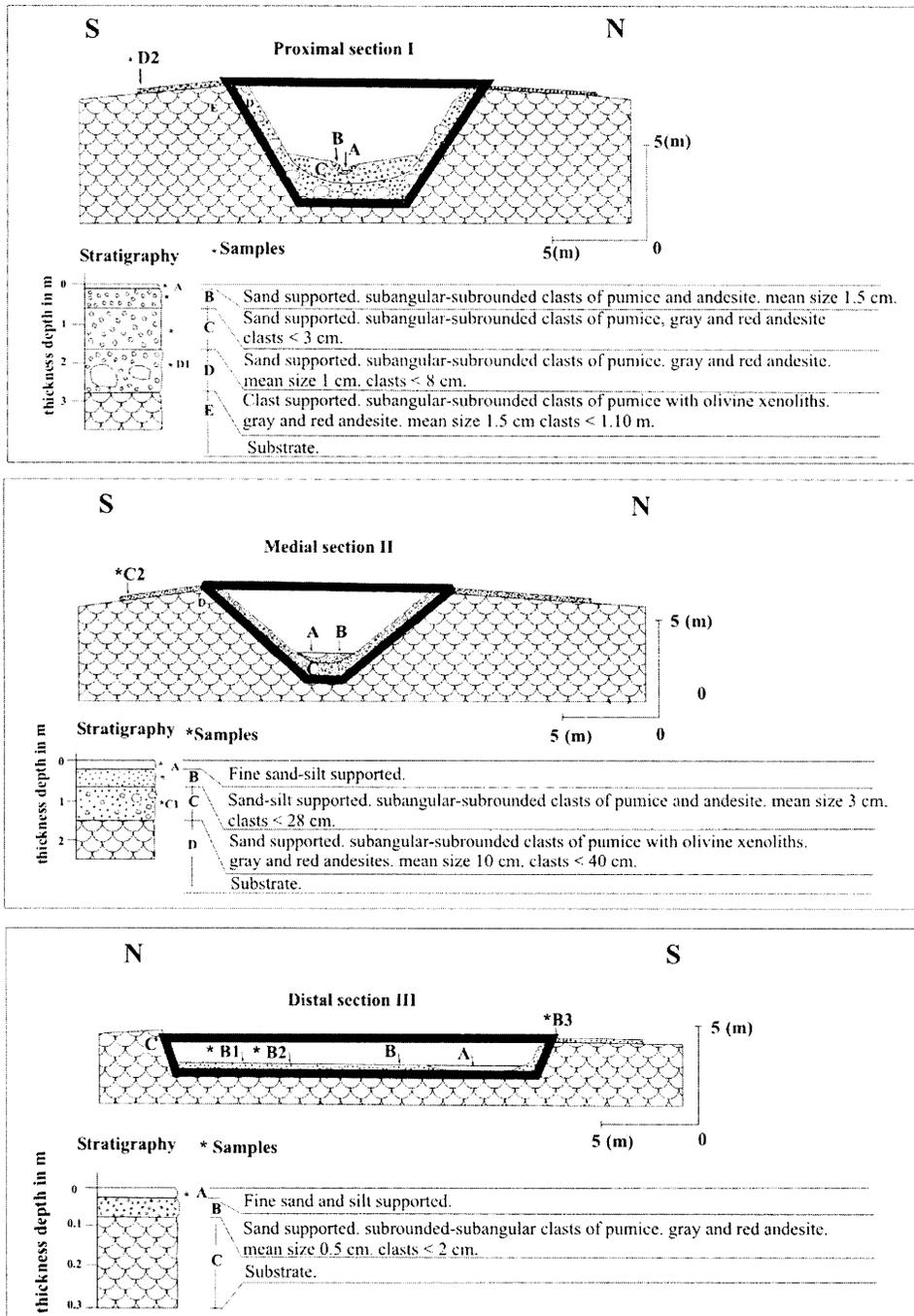


Fig 4. Sections studied on the northeastern flank of Popocatépetl volcano, at 5.5 km, 10 km and 17 km from the vent area. The stratigraphy of the outcrops is described in detail per unit. See location map in Fig. 2.

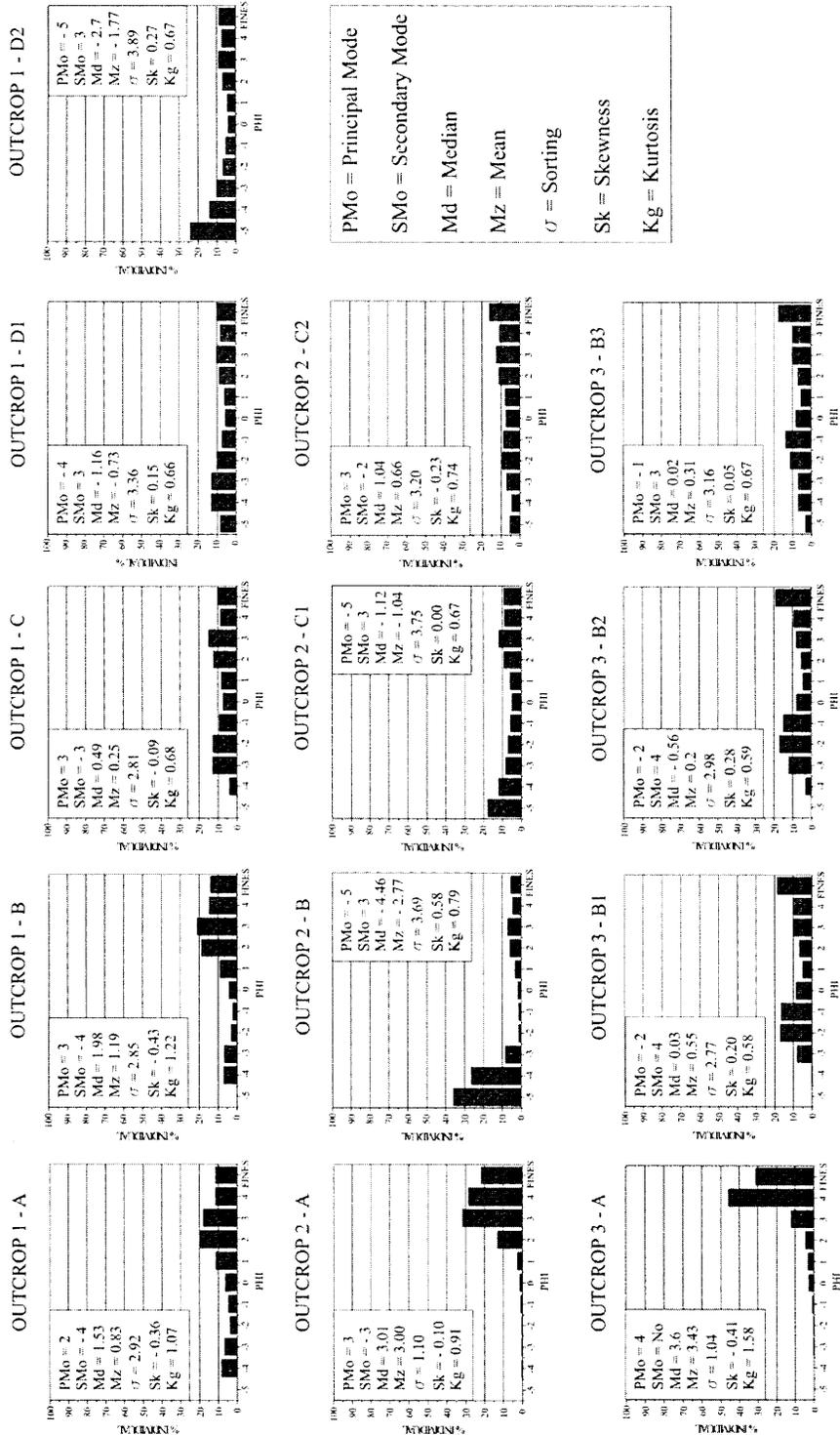


Fig 5. Histograms and statistical parameters calculated following FOLK & WARD (1957) of the samples obtained at every outcrop of the sections, every histogram corresponds to a different unit as named in the section and the stratigraphic column. a. Section I & outcrop 1, b. Section II & outcrop 2 and c. Section III & outcrop 3.

tion of the deposit and a leptokurtic value in the small central channel of the river bed, reflect a restricted distribution (Fig. 6).

The sections indicated in Fig. 4 were used to obtain the volume of the laharc deposit of January 22, 2001, according to the parameters shown in Fig. 5. Considering an average sediment content of nearly 60% in debris flow volume, we obtained a volume of sediment of $\sim 2.4 \times 10^5 \text{ m}^3$ (Table 2). The main components of the flow deposit are pumice, gray and red andesite. Among all these components, pumice represents more than 50% of the total volume as both clasts and matrix. This fact supports the idea that most of the material participating in the laharc event corresponded to a pumice-rich pyroclastic flow that triggered melting of the ice and transported them together as a debris flow. Andesite and dacitic clasts were also incorporated in the debris flow.

Table 2. Lahar volume estimate. The lengths (Fig. 2) were multiplied by the corresponding sectional area (Fig. 4) to obtain the laharc volume of every sector.

Sector	Distance (m)	Section area (m ²)	Lahar volume (m ³)
I	3571	59.21	211439
II	5710	34.54	197223
III	2860	0.34	972
Total	12141	94.09	409634

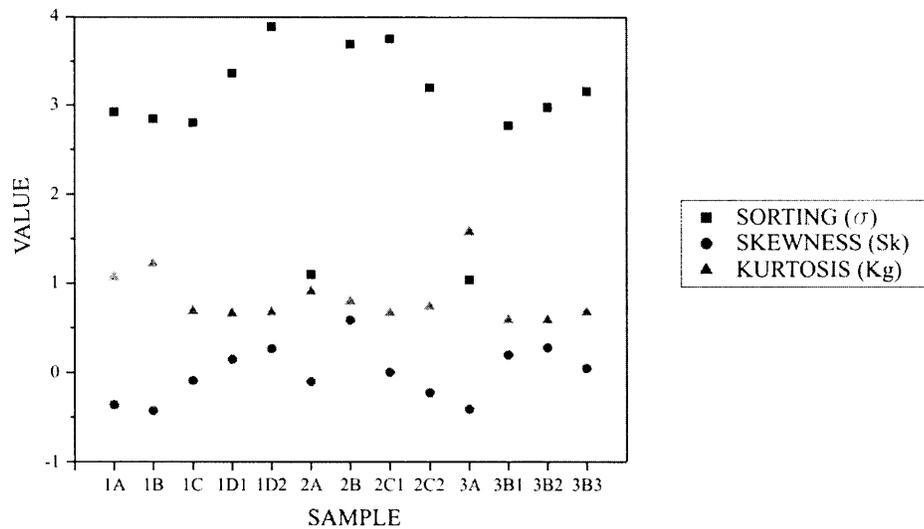


Fig. 6. Sorting, skewness, and kurtosis values for every sample. Explanation in the text.

5 Discussion

Description and characterization of the laharic event of January 22, 2001, and resulting deposit were important for identification of the role of the glacier's meltwater and the interactions between the glacier and volcanic activity. Clast size, sorting, skewness and kurtosis indicate that the studied laharic deposits are debris flow related. The contents of the deposit indicate that more than 50% of the clasts are made of pumice as a consequence of the pumiceous pyroclastic flows.

The estimated laharic volume in this study differs from those of other authors. CAPRA et al. (2003) estimated a flow volume of $2.3 \times 10^5 \text{ m}^3$. In this study a laharic volume of $4 \times 10^5 \text{ m}^3$ is reported. The differences in volume are explained in terms of the delineation of proximal zone of the deposit. A day after January 22nd eruptive event an important deposit was recognized upstream of the Huiloac Gorge in the feeding Tenenepanco Gorge. This was considered the proximal area in this study, whereas CAPRA et al. (2003) considered the proximal area to be in the Huiloac Gorge.

The total volume of meltwater released during eruptions does not fully participate in the generation of lahars. During the November 13, 1985, eruption of Nevado del Ruíz (Colombia) the meltwater released was estimated in $43 \times 10^6 \text{ m}^3$ (THOURET 1990), but nearly 50% of that water did not contribute to lahar generation. The water was incorporated to snow avalanches, sediment-laden avalanches, phreatic explosions, sublimation generated by pyroclastic flows or it was stored in the glacier. Similar processes, including percolation, might have occurred at Popocatepetl volcano where total mass removed ($\sim 1.0 \times 10^6 \text{ m}^3$) was larger than the water in the lahar ($\sim 1.6 \times 10^5 \text{ m}^3$).

Calculated removed mass include melted ice and tephra. During the volcanic activity that took place since December 11 2000, was accumulated on the glacier's surface. The early January DTM represents a surface modified by deposition of volcanic materials. The February DTM shows a landscape transformed by the removal of both volcanic debris and ice.

The mass difference among DTMs as compared to the volume of the laharic deposit and particularly to the sediment (less than $1.2 \times 10^5 \text{ m}^3$ of tephra) and water ($\sim 1.6 \times 10^5 \text{ m}^3$) allow us to establish that $\sim 8.1 \times 10^5 \text{ m}^3$ of ice were removed from the glacier but did not participate in the laharic event. The resulting melting water was sublimated by the pumiceous pyroclastic flow or percolated.

6 Conclusions

The subtraction of DTMs allowed the calculation of the total mass removed from the glaciated slopes of Popocatepetl volcano ($\sim 1.0 \times 10^6 \text{ m}^3$) by the explosive event of January 22, 2001. The meltwater and pumice from the collapsing explosive column, together with volcanic materials accumulated on the glacier in December 2000, participated in a lahar (a debris flow) that traveled along the northern gorges of the volcano. The laharic event left behind a deposit of $\sim 2.4 \times 10^5 \text{ m}^3$, consisting of more than 50% of pumiceous material, and $\sim 1.6 \times 10^5 \text{ m}^3$ of meltwater ($1.7 \times 10^5 \text{ m}^3$ of removed ice) was incorporated in the lahar. This represents $\sim 17\%$ of the total ice mass removed.

Acknowledgements

The National Center for Disaster Prevention and the Ministry of Communications and Transport provided aerial photographs. We thank Isaac A. Farraz, Carrlos Linares, Patricio Chicati, Demian Schneider and F. Graffe, for field, laboratory and abstract translation assistance. This study was funded by CONACYT (grants 074-PÑ and 32527-T).

References

- CAPRA, L., POBLETE, M.A. & ALVARADO, R. (2004): The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **131**: 351–369.
- CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres): Reports of Popocatepetl's eruptive activity. – Available from: www.cenapred.unam.mx
- DELGADO, H. (1997): The Glaciers of Popocatepetl Volcano (Mexico): changes and causes. – *Quatern. Internat.* **43**: 1–8.
- DELGADO, H. & BRUGMAN, M. (1996): Monitoreo de los glaciares del Popocatepetl. – In: UNAM & CENAPRED (eds.): Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994–1995. – Secretaría de Gobernación: 221–244.
- DELGADO, H., CÁRDENAS-GONZÁLEZ, L. & PIEDAD-SÁNCHEZ, N. (2001): Sulfur dioxide emissions from Popocatepetl volcano (Mexico): case study of a high-emission rate, passively degassing erupting volcano. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **108**: 107–120.
- DELGADO, H., GONZÁLEZ-HUESCA, L.A.E. & OROPEZA-VILLALOBOS, B. (2000): Possible linkage between laharc events and glacier ice melting at Popocatepetl volcano, Mexico. – In: GULICK, V.C. & GUDMUNSSONN, M. (eds.): Volcano/Ice Interaction on Earth and Mars. – Abstracts, August 13–15, 2000, p. 10; Reykjavík, Iceland.
- DELGADO-GRANADOS, H., HUGGEL, C., JULIO-MIRANDA, P., CÁRDENAS-GONZÁLEZ, L., ORTEGA DEL VALLE, S. & ALATORRE-IBARGÜENGOITIA, M.A.: Chronicle of a death foretold: extinction of the small-size tropical glaciers of Popocatepetl volcano (Mexico) – *Geology* (Submitted).
- HUGGEL, C. & DELGADO, H. (2000): Glacier monitoring at Popocatepetl volcano, Mexico: glacier shrinkage and possible causes. – In: HEGG, C. & VONDER MUEHLL, D. (eds.): Beiträge zur Geomorphologie. – Proceedings der Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft vom 8.–10. Juli 1999 in Bramois (Kt. Wallis), pp. 97–106; Birmensdorf, Eidgenöss. Forschungsanstalt WSL.
- IVERSON, R.M., SCHILLING, S.P. & VALANCE, J.W. (1998): Objective delimitation of lahar-inundation hazards zones. – *GSA Bull.* **110** (8): 972–984.
- JULIO-MIRANDA, P. & DELGADO-GRANADOS, H. (2003): Fast hazard evaluation, employing digital photogrammetry: Popocatepetl glaciers, Mexico. – *Geofís. Internac.* **42** (2): 275–283.
- ROMÁN-CASTILLO, J., MACÍAS-VÁZQUEZ, J. & ARCE-SALDAÑA, J.L. (1990): El flujo piroclástico Tenenapanco, ocurrido el 22 de enero de 2001 en el volcán Popocatepetl. – IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes, 31 Octubre–5 Noviembre, 2003, p. 221; México.
- THOURET, J.C. (1990): Effects of the November 13, 1985 eruption on the snow pack and ice cap of Nevado del Ruiz volcano, Colombia. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **41**: 117–201.

Authors' addresses: P. Julio-Miranda, A.E. González-Huesca and H. Delgado-Granados, Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510, Coyoacán, México, D.F., México.

A. Käab, Department of Geography, University Zürich-Irchel, Wintherturerstrasse 190, 8057 Zürich, Switzerland.

Study of Ayoloco Glacier at Iztaccíhuatl volcano (Mexico): hazards related to volcanic activity – ice cover interactions

Hugo Delgado Granados, Patricia Julio Miranda, Román Álvarez, Enrique Cabral-Cano,
Lucio Cárdenas González, Francisco Correa Mora, Marcos Luna Alonso,
Coyoacán, and Christian Huggel, Zürich

with 4 figures and 2 tables

Summary. Iztaccíhuatl (5286 masl) is an active volcano in central Mexico capped by several ice bodies. We carried out a series of glaciological and volcanological studies in order to assess hazards associated with eruptive products interacting with ice. Measurement of the areal extent of Ayoloco glacier for 1982 and 1998, allows retreating patterns to be recognised. The likely causes of this retreat are global and regional warming, although volcanic forcing is not ruled out due to the presence of a diffuse-degassing field nearby. A ground penetrating study allowed us to calculate the volumes of Ayoloco glacier ice in 1998. Using these volumes we estimated possible volumes for lahars that might be generated during a future eruptive activity.

Résumé. Le volcan Iztaccíhuatl (5286 msnm), volcan actif du Mexique central, est couvert de plusieurs glaciers. Nous avons réalisé une série d'études glaciologiques et volcaniques, afin de pouvoir évaluer le risque d'un probable interaction entre les produits éruptifs et la glace. Les mesures de surface du glacier Ayoloco réalisées entre 1982 et 1998 montrent une réduction de l'extension glacée due probablement à un réchauffement global et local sans pour autant écarter les forces volcaniques dues à la proximité d'une dégazification diffuse. Des études profondes du terrain réalisées en 1998 ont permis de calculer le volume du glacier Ayoloco. Prenant en considération ce volume, nous avons estimé le volume probable des lahars qui pourraient se produire pendant une éventuelle éruption volcanique.

1 Introduction

Iztaccíhuatl volcano (*White Woman* in the náhuatl language, also known as the *Sleeping Woman*), is the third highest mountain in the country (5286 masl), is located 45 km southeast of Mexico City (Fig. 1) and is one of the ice-capped volcanoes of Mexico, together with Citlaltépetl and Popocatepetl (LORENZO 1964). Even though Iztaccíhuatl has been considered for a long time to be extinct volcano (MOOSER 1958), recent reports on diffuse degassing and seismic events at the volcano and its vicinity indicate that this is, in fact, an active, yet dormant volcano (DELGADO 2001).

Volcanic activity-ice interaction is a very important issue that should be studied at any ice-clad volcano. The consequences of this interaction might be catastrophic, as was shown during the debris-flow event of November 1985 at Armero (Colombia) where a relatively moderate eruptive event of Nevado del Ruíz volcano made evident the need to study interaction at active volcanoes (PIERSON et al. 1990, THOURET 1990).

Categorization of Iztaccíhuatl as an active volcano and the presence of glaciers at its summit make it an important target for the study of related hazards. Most glaciers in the world are retreating

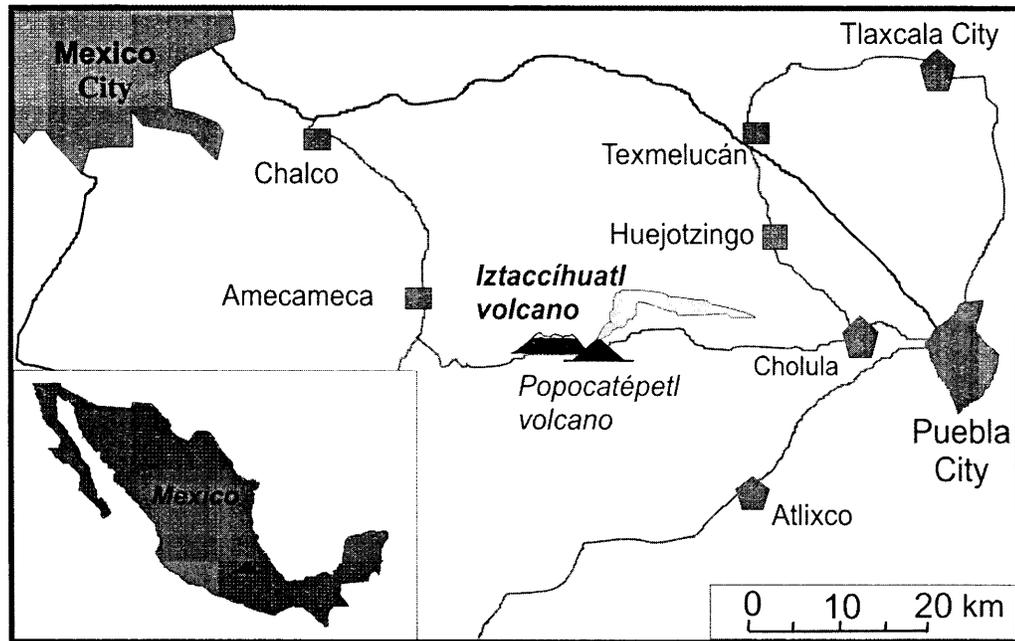


Fig. 1. Location map. Iztaccíhuatl volcano and vicinity.

(HAEBERLI et al. 2002), however the retreat at active volcanoes might not only be caused by climatic forcing, but also by volcanic-related causes (DELGADO 1996/1997). Therefore, it is important to study these tropical glaciers in order to discriminate the likely influence of increasing volcanic activity from climatic effects. These studies should include mapping of specific glacierized areas and periodic observations of them. Results should yield conclusions on the evaluation of associated hazards. This work reports a study of Ayoloco glacier of Iztaccíhuatl volcano (Fig. 2). Glaciological and volcanological observations are considered in order to produce a first attempt at evaluating volcano-related hazards.

2 Previous studies

Important advances in the study of intertropical glaciers have been made though the matter has not been fully researched (KASER & OSMASTON 2001) in spite of evidences for retreat of small intertropical glaciers (RAMÍREZ et al. 2001, DELGADO 1996/1997).

In Mexico, the efforts have been directed to the study of the impact of eruptive activity on the glaciers of Popocatepetl volcano and the hazards inherent to the melting of glacier ice (DELGADO & BRUGMAN 1995, PALACIOS et al. 1998, HUGGEL & DELGADO 2000, JULIO MIRANDA & DELGADO 2003, JULIO MIRANDA et al. 2005).

Even though the first reference to the glaciers of Iztaccíhuatl volcano was made in 1781–1789 (ALZATE 1831), their formal study and measurement were firstly tackled by LORENZO

(1964). For the first time, this author measured the size of the glaciers of Iztaccíhuatl volcano by using aerial photographs which were re-stituted photogrammetrically. Twelve glaciers were described and measured and Lorenzo reported a total glacierized area of 1,164,550 m², out of which Ayoloco glacier had an area of 247,500 m². The equilibrium line was at 4895 m. a.s.l. (WHITE 1981). This study was continued in 1984–1985 (DELGADO & ARCINIEGA 1985, DELGADO et al. 1985). This time, three glaciers were considered extinct, and the rest were described and classified. Finally, ÁLVAREZ & DELGADO (2002) applied ground penetrating radar (GPR) techniques to study the morphology of the ice at depth and investigate the buried volcanic landforms.

3 *Glacier measurements*

3.1 *GPS survey*

We carried out a GPS survey of selected locations in order to obtain a precise positioning of GPR start and endpoint surveys for accurate profile length calculation and elevation difference corrections.

This GPS survey in fast-static mode was done with Trimble 4000 SSe receivers and geodetic L1/L2 antennas recording at 5sec sampling frequency. A reference site at Cerro Alzomoni was also established. The Alzomoni site was processed using ambiguity resolution and a solution into ITRF97 (International Terrestrial Reference Frame), while glacier sites were processed using a double difference method and referred to the Alzomoni permanent station UTM coordinates (536365 m, 2114136 m, 4029 m).

3.2 *Glacierized areas*

We determined the area of Ayoloco glacier by using a 1:20,000 scale orthophoto map with contour lines every 20 m produced by the Mexican Mapping Agency (INEGI 1982). This orthophoto allowed the extraction of a digital elevation model (DEM). On the DEM, the boundaries of the glacier were digitized (Fig. 2), and its area was obtained. Using a series of photographs obtained during fieldwork, the boundaries of the glacier in 1998 were also digitized in order to estimate the glacierized area for 1998 (with ± 30 m uncertainty). Ice temperatures were obtained by installing thermometers (suitable for maximum-minimum record) at various depths into ice holes drilled with a hot-point driller to a maximum depth of 6 metres.

3.3 *GPR profiling*

In order better to estimate ice body volumes, a ground penetrating radar (GPR) profile was carried out following a transect with minor elevation differences (Fig. 2).

Profiling of glaciers has been one of the most successful applications of the GPR. This is due to the low electromagnetic losses in ice, as well as to the signal contrast among low-density material (~ 0.9 g/cm³), compared with volcanic rocks (commonly 2.5–3.1 g/cm³). For this reason, GPR profiling was chosen for the task of determining glacier thickness using an Ekko IV radar system.



Fig. 2. DEM of Iztaccíhuatl volcano showing the extent of Ayoloco glacier in 1982 and 1998 (dashed and solid line, respectively). The GPR profile location is indicated with a black line, and the dotted area is the diffuse-degassing field.

A radar profile, 415 m in length with orientation of 190° in azimuth, was carried out using 100 Mhz antennas in the reflection mode, with a separation of 2.5 m and a step size of 2.5 m; signal-recording time was from 0 to 900 ns. No crevasses were intersected along the profile line.

A common mid-point (CMP) survey was performed containing 12 stations, with a separation of 0.5 m, to determine wave velocity propagation in the glacier's ice. Results yielded a value of 0.17 m/ns, which is close to the reported value for ice of 0.16 m/ns (e.g., ARNONE et al. 1998). The antennas were in close contact with the ice cover. Fig. 3a shows the radargram obtained along the profile. Saturation correction, first break point correction, and first break shift were applied. The average trace has been subtracted from all the records in order to enhance dipping layers. A constant gain of 5.0 was applied and an interpolated section was constructed. Data have been suppressed at various intervals, since the radar response contained spurious signals at those locations, and replaced with interpolated values, yielding a more continuous radargram.

Fig. 3b shows the GPR interpretation. The profile may be described in general as a layered medium with thin surface layering (0.3–0.5 m), and thicker layering (1.5–2.0 m) underneath, which is perturbed by faulting. A earlier interpretation (ÁLVAREZ & DELGADO 2002), placed emphasis on the identification of the thinner layering in the glacier. Herein (Figs. 3a and 3b) the major trends of interphases and faulting are highlighted, confirming the hypothesis that the GPR line cut across one of the several volcanic craters at the summit. The dominant faulting pattern inside the crater dips from south to north at the bedrock (Fig. 3b, lower right). Besides fissures and crevasses, faults also exist in the glacier ice and start near to the surface, cut the layers, and die out at depths of 30 to 50 m. Some of them are listric faults. This region behaves as brittle ice and the deepest crevasses have deep roots. At the southern tip of the profile, beneath the bottom of the glacier, a series of layered structures are also observed, these are probably layers of volcanic material.

The lower part (below 50 m deep) is thought to be related to the presence of ductile ice since fractures are absent. A transitional region from the brittle to the ductile ice is inferred under locations 60 to 230 m and at 50m depth. Projection of the glacier-bedrock interface, marked as C, suggests a depth of approximately 85 m at location 150 m when the ice propagation is taken as 0.17 m/ns. Interphase I is interpreted as tephra cemented by ice, altered rock or a combination of both. This interpretation is based on observations made at the northern and southern ends of the profiles where tephra and altered rocks were seen.

Since the survey line was bounded by rock outcrops at both ends, the crater's length must be close to the size of the line (i.e., ~ 500 m). This geometry allows for a preliminary estimate of the volume of the ice body of the Ayoloco glacier.

4 *Ayoloco glacier*

La Panza is the source zone of Ayoloco glacier (at ~ 5100 masl) and two other glaciers: Centro Oriental (Central-eastern); and Sur Oriental (South-eastern). The western edge of La Panza is the beginning of a steep slope where Ayoloco glacier discharges towards the Milpulco valley ending at an altitude of 4890 masl (Fig. 2). At the place where the steep slope begins, a crevasse field is present. At this field séracs are sometimes produced, being another way for the glacier to lose mass.

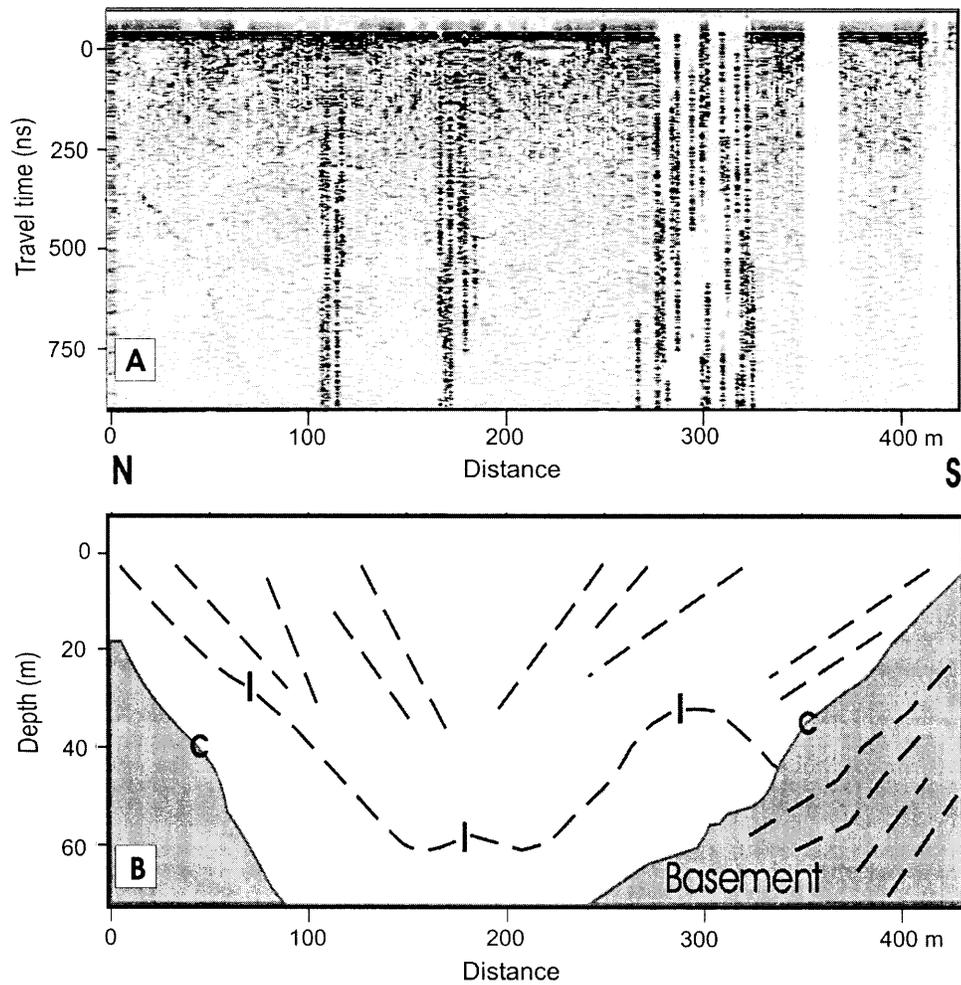


Fig. 3. GPR profile for upper Ayoloco glacier. (A) radargram. (B) interpretation.

La Panza is a flat plateau where snow accumulation takes place due to its morphology (Fig. 4). Most of the snow melts extensively during the dry season (January–May) due to intense radiation at this altitude. Part of the snow on the surface sublimates, resulting in ice conical shapes (*penitents*) and water ponds at their base. The resulting water progressively refreezes during the night and is, thus, converted into glacier ice. Such glacier ice has no internal structure, and is rather a glass-type glacier ice. The average temperature of the glacier ice is $\sim -1.5^{\circ}\text{C}$ (ranging from -2.0°C to 0.5°C) and therefore, the existence of englacial water bodies (described as water pockets by ÁLVAREZ & DELGADO 2002) is likely inside the uppermost part of the glacier. This is implied by the GPR profile. The average density of glacier ice was measured at $\sim 910\text{ kg/m}^3$.

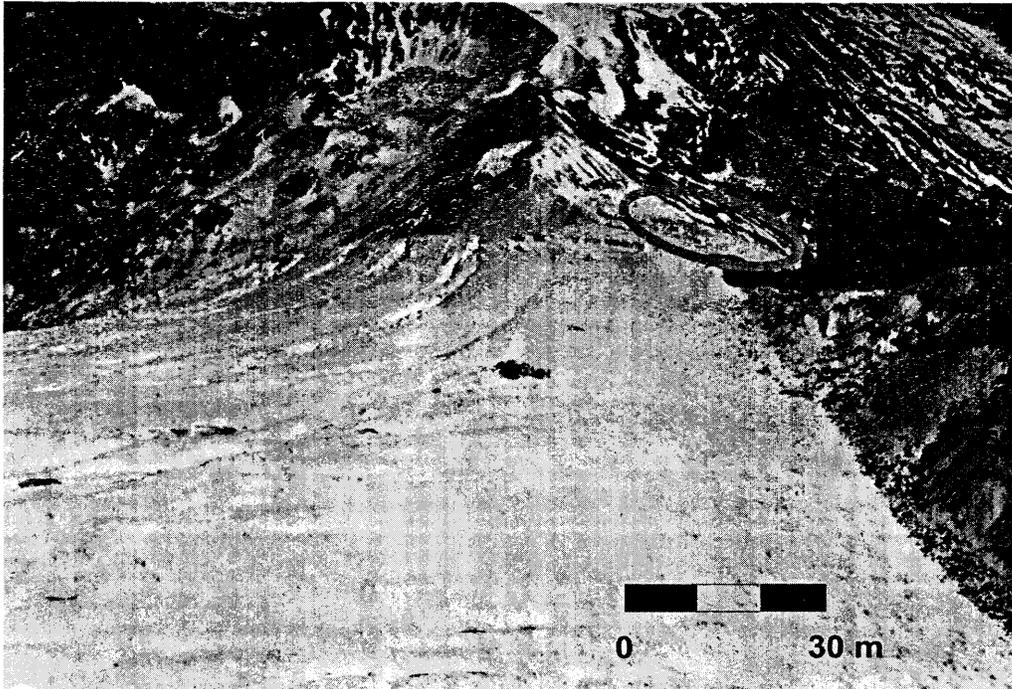


Fig. 4. La Panza is an almost flat region where three glaciers meet. The diffuse-degassing field is indicated. View from the south.

An area of 251000 m² was obtained preliminarily for 1982 by combining the use of topographic maps and ASTER imagery (ÁLVAREZ & DELGADO 2002). We reported in this study an area of 218340 m² for 1982 by using an orthophoto as described above. Also, an area of 140890 m² is reported for 1998 (<10% error for both). In this case, the use of the DEM allowed us to estimate the areas of the upper and lower Ayoloco glacier. The area of the upper Ayoloco glacier is estimated in 84930 m² while the area of the lower part is 55960 m².

The maximum thickness could not be detected with our GPR profiling, but is more than 70 m. However, the thickness obtained in the profile indicates the maximum thickness for the upper Ayoloco glacier whose average is ~40 m. In the case of the lower Ayoloco glacier the average thickness is estimated at ~20 m according to direct observations. With these figures, the total volume of the glacier ice at Ayoloco glacier in 1998 was ~4516400 m³.

Ayoloco glacier has been strongly retreating during the past few decades. In 24 years (1958–1982) the glacier lost 12% from the 1958 total area (Table 1), whereas from 1982 to 1998 it lost 43%. It is worth noticing that retreat is located mainly at the northern and western sides of Ayoloco glacier because these are the parts that are more exposed to heat from the diffuse degassing area and sunlight.

5 Volcanic activity

Iztaccíhuatl is an old volcano (NIXON 1989). The construction of the cone started about 0.9 Ma. During the first construction stage (between 0.9–0.6 Ma) Llano Grande and Los Pies volcanoes were formed and at the end of this stage, the latter collapsed towards the southeast (SIEBE et al. 1995). The remains of this collapse may be seen at the town of Atlixco. After 0.6 Ma, during the second constructive stage, the current Iztaccíhuatl volcano was formed in between the two previous structures. Afterwards, two lava domes were formed (El Solitario and Los Yautemes). At about 0.27 Ma, lavas and scoria were emitted from the south (at La Joya), whilst dacitic lavas were extruded at El Tēyotl 80000 years ago (NIXON 1989). 5000 years ago, more lava domes were extruded south of Los Pies volcano (SIEBE et al. 1995).

Table 1. Areal retreat of Ayoloco glacier from 1958 to 1998.

Year	Area (m ²)	No. of years	Areal difference (m ²)	Average retreat rate (m ² /year)	% from total	% retreat
1958	247.500					
1982	218.340	24	-29.160	-1.215	88	12
1998	140.890	16	-77.450	-4.841	57	43

Iztaccíhuatl volcano has been showing signs of activity whilst dormant. The evidences of its activity are: the occurrence of earthquakes and degassing. Volcano tectonic earthquakes have been observed during the last few years at the edifice surroundings by the National Seismological Service at the University of Mexico (UNAM). However, precise location laterally and at depth is difficult due to a lack of a seismic network dedicated to monitor this volcano. The nearby seismic network devoted to Popocatepetl volcano, operated by the National Center for Disaster Prevention and UNAM (PACHECO, pers. comm.), also records some data relevant to the study area. Nevertheless, the most evident sign of volcanic activity at Iztaccíhuatl is degassing. Degassing at Iztaccíhuatl volcano has been recognized for long time by mountaineers because of the presence of a strong 'rotten-eggs' odour at the northern part of La Panza. But it was not until recently when the source of degassing was discovered. This is a relatively wide area where diffuse degassing occurs (Fig. 4), but no fumarolic vent exists.

Centro Oriental glacier once covered this same area; however the glacier has almost disappeared due to the heat flow at the degassing area. The ground temperatures are between 0–10°C (measured with a thermocouple) and any snow cover only lasts very short time.

We located a volatile trap (or alkaline trap) station at this diffuse-degassing field for volcanic gas sampling and collected wind-dispersed volcanic vapours (NOGUCHI & KAMIYA 1963). This method has been successfully applied at several volcanoes (e.g. WILLIAMS et al. 1990, ITALIANO et al. 1991, GOFF et al. 1998), especially when direct volcanic-gas-sampling is not feasible. The alkaline trap sampled volcanic vapours for a month and the bulk concentrations of several anions and cations in the sample were measured. The trap consisted of a plastic beaker (20 cm high, 15 cm

wide) containing 4N KOH, put beneath an inverted and ventilated bucket. Ventilation of the bucket allows the gases to contact the caustic solution.

The results of chemical analyses for samples of April–May, 1999 indicate the presence of magmatic components. The presence of Na^+ , K^+ , Ca^+ , Mg^+ and SiO_2 (with concentrations between 0.5 to 4.2 ppm) is ambiguous, and might be related to other processes. However, the presence of F^- , in spite of its low concentration (<0.5 ppm), suggests a magmatic source for the vapours. Furthermore, the presence of sulfur (analyzed as $\text{SO}_4^{=}$) was present at more than 20 ppm. There are several spots on the mountain where the intense odour is felt suggesting their existence. Another pointer to their likely existence is that some volatile species, such as sulfur dioxide, can be detected remotely.

Diffuse degassing can be so intense that SO_2 emissions may be measured by correlation spectrometry. Determination of SO_2 emission rates at Iztaccíhuatl volcano has been made using a *Barringer* correlation spectrometer (COSPEC) model V. The methodologies used for these determinations are described by STOIBER et al. (1983), WILLIAMS-JONES & STIX (in press), or STIX et al. (in press). All measurements made at Iztaccíhuatl volcano were airborne, using fixed-wing twin-engine planes, making three traverses beneath and perpendicular to the gas plume. Volcanic plume direction and velocity were assumed to be the same as the wind determined using air navigational GPS. Distances from the summit of the volcano to the closest point of the traverse were about 10 km.

Even though the emissions may not be compared with those of its southern neighbour, Popocatepetl volcano, the emissions are in the high range for dormant volcanoes (DELGADO et al. 2001). The results are 130 tons/day in average for a period between 1996 and 2000. Considering the lack of a fumarolic vent for the volcano, these emission rates are high but little is known on emissions from diffusively degassing volcanoes due to a lack of measurements.

The volcano, in summary, shows signs of activity and, though dormant, these indications should be taken into account for the evaluation of hazards related with its likely eruptive activity.

6 *Potential future volcano and glacier interactions*

In the previous sections we have described the size of Ayoloco glacier. Also, we have shown evidence of the activity of Iztaccíhuatl volcano that indicate that this is a dormant, yet not an extinct, volcano. Furthermore, the GPR profile suggests that Ayoloco glacier is nested within a volcanic crater.

The glacier retreat at Iztaccíhuatl volcano could be the response to global change and the influence of nearby largely polluted areas such as Mexico City and Puebla. However, the four-fold increase in the retreat rate within the last decades (1958–1982 in comparison to 1982–1998) might also be the combined effect of the previous factors, plus a manifestation of slight increase in the signs of volcanic activity.

This evidence, together with the fact that diffuse-degassing occurs within the boundaries of the recognized crater; suggest that future eruptive activity might produce ice melting. If such scenario occurs, then the generation of laharcic events is one of the possibilities.

The magnitude of a possible future eruption can not be forecasted at present nor its location, size or date. But, if were the active vent were to be La Panza crater, then melting of Ayoloco glacier

ice is a real possibility. We have calculated the equivalent water for the volume of ice present at Ayoloco glacier in 1998 and have used the proportions of water/clasts (40–65%) existing in the literature to calculate the volume of lahars (debris flows and hyper-concentrated flows) that can be generated if the Ayoloco glacier was melted in 5, 25, 50, or 100% by the presumed eruptive activity (PIERSON & SCOTT 1985, PIERSON 1986, JULIO MIRANDA & DELGADO 2003), assuming that all melted water participates in the lahar (Table 2). Noticeably, 50–100% glacier melting has not been witnessed on active volcanoes so far and rarely all melted water from glaciers participates in a lahar, but we show the related to figures for comparison. The magnitude of the ‘worst-case-scenario lahars’ (almost impossible to occur) resulting from melting of 50–100% Ayoloco glacier ice (not taking into account other glaciers on this volcano), in terms of volume would compare at maximum to the laharic events that occurred in 1980 during the eruption of Mt. St. Helens.

Table 2. Volumes of documented laharic events compared to hypothetical laharic volumes generated by glacier-volcanic activity interaction at Ayoloco glacier at indicated ice-melt percentages. DF: debris flow, HF: hyperconcentrated flow. Data from 1) GONZÁLEZ HUESCA (2000), 2) PIERSON et al. (1990), 3) PIERSON (1986), CUMMANS (1981), 4) GALLINO & PIERSON (1985), and 5) this study.

Volcano/Country	Lahar	Volume (m ³)
Popocatepetl, MX (1)	San Nicolás Lahar	70.000.000
Nevado del Ruíz, CO (2)	Río Azufrado	55.000.000
Mt. St. Helens, USA (3)	S. Fork Toutle R.'80	13.000.000
Mt. Hood, USA (4)	Mt. Hood 1980	76.000
Iztaccíhuatl, MX (5)	Ayoloco 100% DF	10.161.900
Iztaccíhuatl, MX (5)	Ayoloco 100% HF	6.253.477
Iztaccíhuatl, MX (5)	Ayoloco 50% DF	5.080.950
Iztaccíhuatl, MX (5)	Ayoloco 50% HF	3.126.738
Iztaccíhuatl, MX (5)	Ayoloco 25% DF	2.540.475
Iztaccíhuatl, MX (5)	Ayoloco 25% HF	1.563.369
Iztaccíhuatl, MX (5)	Ayoloco 5% DF	508.095
Iztaccíhuatl, MX (5)	Ayoloco 5% HF	312.674

The probability of the 5–25% scenarios, however, is higher and could also be produced by strong non-volcanic melting, or sudden release of subglacial water. An issue not specifically analyzed in this study relates to the stability of Ayoloco glacier. Increasing heat flux at the base of the glacier by volcanic activity and/or increasing temperatures due to atmospheric warming may make this steeply inclined glacier (35–70°) prone to failure which could result in major ice/rock avalanches.

7 Conclusions

Iztaccíhuatl volcano is a dormant volcano showing signs of activity. The disastrous consequence of the interaction between potential eruptive activity and the presence of glaciers is an important motivation to carry out research in the volcano-glacier environment.

Iztaccíhuatl volcano has several glaciers on its upper region, Ayoloco glacier among them. This glacier is nested in an old crater that shows diffuse degassing. Thus, we attempted a hazard evaluation of likely laharcic flows produced by melting of glacier ice during hypothetical eruptive activity.

This 140890 m² glacier has an average thickness of ~40 m at the upper part and ~20 m in the lower part. The separation of the two sections of the glacier, assisted by a DEM, allowed the calculation of the total volume of ice (~4516400 m³). Considering its equivalent water and scenarios of 5–25% of melting during a potential eruptive event, we obtained laharcic volumes up to ~2540000 m³, that are far smaller from those occurred during the eruption of Mt. St. Helens in 1980 (~13000000 m³). Caution is required for this kind of computed ice volumes due to errors that are difficult to evaluate during the calculation process (i.e. errors in orthophoto map construction).

Acknowledgements

We are indebted to R. Meli and R. Quaas directors of CENAPRED for logistic support. A helicopter was provided by CFE. Field assistance of A. Díaz, J. M. Leal, L. Ortíz, E. Reynoso, I. Rivero, R. Rojas, A. Romo, and A. Velázquez is greatly thanked. A. Aguayo, N. Cenicerros and O. Cruz (UNAM) performed chemical analyses. Support from I.A. Farraz is also acknowledged. F. Graffé kindly translated the abstract into French. We thank J. Hermance for processing the radargram. The manuscript was improved by two anonymous reviewers, J.-C. Thouret, and Dave Chester. This study was funded by CONACYT (grants 074-PÑ and 32527-T).

References

- ÁLVAREZ, R. & DELGADO, H. (2002): Characterization of a tropical ice body on Iztaccíhuatl volcano, Mexico. – In: KOPPENJAN, S.K. & LEE, H. (eds.): Ninth International Conference on Ground Penetrating Radar. – Proceeding of SPIE **4758**: 438–442.
- ALZATE, J.A. (1831): Observaciones físicas ejecutadas por Don José Antonio Alzate en la Sierra Nevada. – *Gaceta de Literatura* **I**: 99–107.
- ARCONE, S.A., LAWSON, D.E., DELANEY, A.J., STRASSER, J.C. & STRASSER, J.D. (1998): Ground-penetrating radar reflection profiling of groundwater and bedrock in an area of discontinuous permafrost. – *Geophysics* **63**: 1573–1584.
- CUMMANS, J. (1981): Chronology of mudflows in the South Fork and North Fork Toutle River following the May 18 eruption. – In: LIPMAN, P.W. & MULLINEAUX, D.R. (eds.): The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. – US Geol. Surv. Prof. Paper **1250**: 479–486.
- DELGADO, H. (1996/1997): The Glaciers of Popocatepetl Volcano (Mexico): changes and causes. – *Quatern. Internat.* **43/44**: 1–8.
- DELGADO, H. (2001): Iztaccíhuatl. – In: DELGADO, H. (ed.): Los Volcanes de México. – Chapter “Los Silenciosos”, pp. 116–119; Dirección General de Publicaciones UNAM.

- DELGADO, H. & ARCINIEGA, R. (1985): Los glaciares de México: metodologías para su estudio. – Memorias de la Reunión Anual de la U.G.M. 1985: 194–204.
- DELGADO, H. & BRUGMAN, M.M. (1995): Monitoreo de los glaciares del Popocatepetl en Volcán Popocatepetl. – In: CENAPRED (Secretaría de Gobernación)-UNAM: Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994–1995. – 221–244.
- DELGADO, H., ARCINIEGA, R. & CALVARIO, D. (1985): Los glaciares del Popocatepetl e Iztaccíhuatl. – Memorias de la Reunión Anual de la U.G.M. 1985: 178–193.
- DELGADO, H., PIEDAD SÁNCHEZ, N. & CÁRDENAS GONZÁLEZ, L. (2001): Sulfur dioxide emissions from Popocatepetl volcano (Mexico): case study of a high-flux passively-degassing erupting volcano. – *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* **108**: 107–120.
- GALLINO, G.L. & PIERSON, T.C. (1985): Polallie Creek debris flow and subsequent dam-break flood of 1980, East Fork Hood River Basin, Oregon. – *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper* **2273**: 22 pp.
- GOFF, F., JANIK, C.J., DELGADO, H., WERNER, C., COUNCE, D., STIMAC, J.A., SIEBE, C., LOVE, S.P., WILLIAMS, S.N., FISCHER, T. & JOHNSON, L. (1998): Geochemical surveillance of magmatic volatiles at Popocatepetl volcano, Mexico. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* **110**: 695–710.
- GONZÁLEZ HUESCA, A.E. (2000): Estudios de detalle estratigráfico y sedimentológico del lahar de San Nicolás en el flanco noreste del volcán Popocatepetl. – Thesis, 109 pp.; Facultad de Ingeniería UNAM.
- HAEBERLI, W., MAISCH, M. & PAUL, F. (2002): Mountain glaciers in global climate – related observation networks. – *WMO-Bulletin* **51**: 18–25.
- HUGGEL, C. & DELGADO, H. (2000): Glacier monitoring at Popocatepetl volcano, México: glacier shrinkage and possible causes. – In: HEGG, CH. & VONDER MÜHLL, D. (eds.): *Beitrage zur Geomorphologie*. – pp. 97–106; *Proceedings der Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft vom 8. bis 10. Juli 1999, Bramois. WSL Birmensdorf*.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática) (1982): Fotomapa del Volcán Iztaccíhuatl, scale 1:20,000.
- ITALIANO, F., NUCCIO, P.M., PECORAINO, G. & VALENZA, M. (1991): Monitoring of acid gases at the crater of Vulcano using the method of alkaline traps. – *Acta Vulcanol.* **1**: 249–254.
- JULIO MIRANDA, P. & DELGADO, H. (2003): Fast hazards evaluation employing digital photogrammetry: Popocatepetl glaciers, México. – *Geof. Internat.* **42**: 275–283.
- JULIO MIRANDA, P., GONZÁLEZ HUESCA, A.E., DELGADO, H. & KÄÄB, A. (2005): Glacier melting and lahar formation during January 22, 2001 eruption, Popocatepetl volcano (Mexico). – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Vol.* **140**: XXX–XXX.
- KASER, G. & OSMASTON, H. (2001): *Tropical Glaciers*. – 228 pp.; Cambridge University Press.
- LORENZO, J.L. (1964): Los Glaciares de México. – *Monografías del Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México* **I**: 123 pp.
- MOOSER, F. (1958): Active Volcanoes of Mexico. – In: MEYER, A.H. & MACBIRNEY, A.R. (eds.): *Catalogue of Active Volcanoes of the World Including Solfatara Fields. Part VI. Mexico and Central America*. – 36 pp.; International Volcanological Association, Naples.
- NIXON, A.G. (1989): The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* **219**: 58 pp.
- NOGUCHI, K. & KAMIYA, H. (1963): Prediction of eruptions by measuring the chemical composition and amount of gases. – *Bull. Volcanol.* **24**: 367–378.
- PALACIOS, D., ZAMORANO, J.J. & PADILLA, G. (1998): Proglacial debris flows in Popocatepetl north face and their relation to 1995 eruption. – *Z. Geomorph. N.F.* **42**: 273–295.
- PIERSON, T.C. (1986): Flow behavior of channelized debris-flows, Mount St. Helens, Washington. – In: ABRAHAMS, A.D. (ed.): *Hillslope Processes*. – pp. 269–296; Allen and Unwin, Boston.
- PIERSON, T.C. & SCOTT, K.M. (1985): Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated stream flow. – *Water Resour. Res.* **21**: 1511–1529.

- PIERSON, T.C., JANDA, R.J., THOURET, J.-C. & BORRERO, C.A. (1990): Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruíz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. – *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* **41**: 17–66.
- RAMÍREZ, E., FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., DESCLOITRES, M., GUÉRIN, R., MENDOZA, J., GALLAIRE, R., POUYAUD, B. & JORDAN, E. (2001): Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16°S). – *Journ. Glaciol.* **47**: 187–194.
- SIEBE, C., ABRAMS, M. & MACÍAS, J.L. (1995): Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl. – In: CENAPRED (Secretaría de Gobernación)-UNAM: Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994–1995. – 195–220.
- STIX, J., WILLIAMS-JONES, G. & HICKSON, C. (in press): Applying the COSPEC at Active Volcanoes. – In: HICKSON, C. & STIX, J. (Eds.): The COSPEC Cookbook. – Geol. Surv. Canada.
- STOIBER, R.E., MALINCONICO Jr., L.L. & WILLIAMS, S.N. (1983): Use of the Correlation Spectrometer at Volcanoes. – In: TAZIEFF, H. & SABROUX J.C. (eds.): Forecasting Volcanic Events. – Developm. Volcanol.: 425–444; Elsevier Science Publisher, The Netherlands.
- THOURET, J.-C. (1990): Effects of the November 13, 1985 eruption on the snow pack and ice cap of Nevado del Ruíz volcano, Colombia. – *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* **41**: 177–201.
- WHITE, S.E. (1981): Equilibrium line altitudes of late Pleistocene and recent glaciers in central Mexico. – *Geogr. Ann.* **63A**: 241–249.
- WILLIAMS, S.N., STURCHIO, N.C., CALVACHE, M.L., MÉNDEZ, R., LONDONO, A. & GARCÍA, N. (1990): Sulfur dioxide from Nevado del Ruiz volcano, Colombia: Total flux and isotopic constraints on its origin. – *Journ. Volcanol. Geotherm. Res.* **42**: 53–68.
- WILLIAMS-JONES, G. & STIX, J. (in press): Using the COSPEC in the Field. – In: HICKSON C. & STIX, J. (Eds.): The COSPEC Cookbook. – Geol. Surv. Canada.

Authors' addresses: H. Delgado Granados, P. Julio Miranda, E. Cabral-Cano, F. Correa Mora, M. Luna Alonso, R. Álvarez, Instituto de Geofísica and Instituto de Investigaciones Matemáticas y Sistemas, UNAM, Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510, México, D. F.

L. Cárdenas González, Centro Nacional de Prevención de Desastres, SEGOB. Delfín Madrigal 665, Pedregal de Santo Domingo, Coyoacán 04360, México D. F.

C. Huggel, Department of Geography, University Zürich-Irchel, Wintherturerstrasse 190, 8057 Zürich, Switzerland.

**Impact of the eruptive activity on glacier evolution at Popocatépetl volcano
(México) during 1994-2001**

P. Julio-Miranda^a, H. Delgado-Granados^a, C. Huggel^b, A. Kääb^b,

^a Instituto de Geofísica, UNAM, Circuito Científico, C.U., Coyoacán, 04510, Mexico D.F.

^b Glaciology and Geomorphodynamics Group, Department of Geography, University of Zurich, Winterthurerstr.190, 8057 Zurich, Switzerland.

Corresponding author: P. Julio-Miranda, email: pjulio@correo.unam.mx, Tel. +5255-5622-4145-24; Fax + 5255-5550-2486.

Submitted for possible publication in the

Journal of Volcanology and Geothermal Research

Special Issue on

**The eruption of Popocatépetl Volcano, 1994-2004: studies developed prior
and during the eruptive activity**

10 April 2005

**Impact of the eruptive activity on glacier evolution at Popocatépetl volcano
(México) during 1994-2001**

P. Julio-Miranda^a, H. Delgado-Granados^a, C. Huggel^b, A. Kääb^b

^a Instituto de Geofísica, UNAM, Circuito Científico, C.U., Coyoacán, 04510, Mexico D.F.

^b Glaciology and Geomorphodynamics Group, Department of Geography, University of Zurich,
Winterthurerstr.190, 8057 Zurich, Switzerland.

Corresponding author: P. Julio-Miranda, email: pjulio@correo.unam.mx, Tel. +5255-5622-4145-24; Fax + 5255-5550-2486.

Abstract

Distribution, rate and magnitude of the glacier changes due to eruptive activity over 1994-2001 at Popocatépetl volcano were determined. Digital elevation models computed by scanned photographs within digital photogrammetric workstation and the subsequent DEM comparison allowed the determination of glacial changes. The results show that drastic changes occurred in glacier geometry and morphology over 1996-2001. 53 % of the glacier surface area was lost due to melt processes. The most important loss occurred over 2000-2001 when 19% of the initial glacierized area disappeared. The glacier volume losses increased over time. During 1999-2000 the largest volume loss was observed. However, in February 2001 the glacier experienced a small increase in volume. Volcanic processes disturbed the mass balance of the glacier accelerating the ablation processes. The eruptive behavior of Popocatépetl was characterized during this time by an alternance of explosive events and low activity phases. Pyroclastic flow generation, ejection of incandescent material but mainly tephra fall affected the glacier. The tephra volume, distribution and remobilization produced considerable changes on glacier evolution. Tephra deposition on the glacier surface was the most frequent process. The irregular distribution and thickness of tephra

provoked differential ablation. Tephra remobilization processes took place on the glacier surface. These processes incised the glacier surface over time. Based on these results and observations, a model of glacier evolution is proposed including an adjust phase, thinning phase, areal retreat phase and, fragmentation phase. A complex interplay of factors and processes took place between eruptive activity and glacier at Popocatépetl volcano. The glacier evolution and subsequent extinction were induced by the eruptive behavior over the years. The eruptive activity was not the single, but played a determinate role to accelerate the glacier extinction.

Keywords: Popocatépetl volcano, ice-clad stratovolcano, volcano-ice interactions, digital photogrammetry, glacier retreat.

1. Introduction

Interactions between eruptive activity and glacier dynamics on ice-clad stratovolcanoes are revealed in a wide spectrum. They depend on the eruptive behavior and glacier characteristics in different timescales.

In some cases, high-intensity eruptions occur in a short span of time (hours to days) provoking immediate drastic changes in glacier geometry, morphology and dynamics. For instance, during the 1980 eruption at Mount St. Helens, 70 % of the total volume of ice was removed (Brugman and Meier, 1981). During, the 1985 eruption at Nevado del Ruíz, Colombia, the eruption melted, fractured and destabilized the ice cap (Thouret, 1990).

On the other hand, eruptions characterized by intermittent eruptive activity of variable intensity act over years or decades generating gradual changes on the glaciers. In the 1995-1996 eruptive episode of Mount Ruapehu, New Zealand, sub-plinian eruptions deposited thick tephra layers on ice and seasonal snow, which derived in complex post-eruptive interactions of tephra,

snow and liquid water (Manville et al., 2000). These changes are in general, less dramatic but equally important and more difficult to document.

In the case of Popocatépetl volcano after ten years of eruptive activity, its glaciers have extinguished (Julio-Miranda and Delgado-Granados, 2003) and it is essential to identify the acting processes. A multitemporal analysis based on the digital elevation models computed by scanned photographs within digital photogrammetric workstation and subsequent DEM comparison reveals the distribution, rate and magnitude of the glacial changes. This study documents the impact of the eruptive activity on the glacier evolution. And propose a corresponding model.

2. Recent eruptive activity

Initial signals of reawakening such as increasing seismic activity, SO₂ emission and fumarolic activity and decrease of pH in the crater lake waters were observed at Popocatépetl since 1993 (Goff et al., 1998; Delgado-Granados et al., 2001). The eruptive activity at Popocatépetl has been intermittent and fluctuating as shown by the number of explosions (Fig. 1). The current eruptive period began on 21 December 1994, with an intense seismic activity, followed by explosions forming a 7 km high ash column and ash distribution 50 km from the source towards the eastern and northeastern sectors. The strongest phase occurred on 24-25 December, after the eruptive activity decline. During January-March 1995, intermittent explosions occurred. By August 1995 the eruptive activity decreased strongly and the explosions ceased until March 1996.

On 5 March 1996 a vulcanian explosion generated again emissions of ash, and by 25 March a lava dome was extruded in the crater (Delgado-Granados et al., 2001). The lava

emission decreased gradually in July, and by September the dome growth stopped. Strong explosions occurred on 28 October, 27 November and 5 December, the related columns reached 10 km in height and generated small pyroclastic flows. Finally, on 29 December 1996 an explosion destroyed the lava dome (CENAPRED). This was the first dome growth-destruction phase.

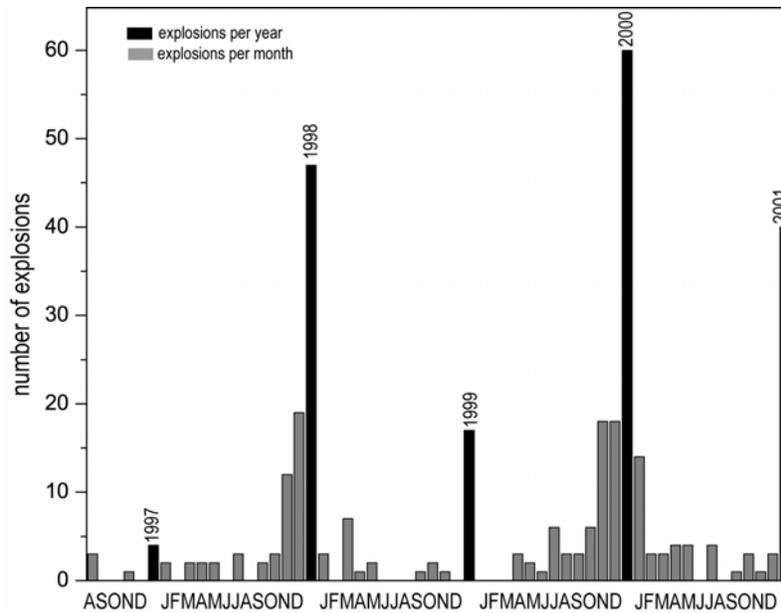


Fig.1. Number of explosions at Popocatepetl volcano from August 1997 to December 2001. The graph shows explosions that produced ash columns ≥ 1 km high. The data were obtained from eruptive activity daily reports of CENAPRED and observations of the authors.

Intense explosive phases occurred, from November 1998 to early January 1999 and, throughout October 2000 to May 2001. They were characterized mainly by emission of gases and ash, ejection of incandescent material (ballistics), and pyroclastic flows in minor proportion. The number of explosions over 1999 and 2000 were scarce. However, eruptive events of short time and low explosivity characterized by lower emission of gases, mainly water vapor, and ash have been the most frequent over the current eruptive period (CENAPRED). Table 1 shows a summary of the eruptive activity at Popocatepetl.

Table 1. Cronology of the 1993-2001 volcanic activity at Popocatépetl volcano. The table was made base on eruptive-activity daily reports of CENAPRED, aerial photographs and Delgado-Granados et al., 2001. The asterisk indicates the date of the photographs used in the present study.

Date	Event
1993	Previous activity: increase of seismic activity, SO ₂ emission and pH of crateric lake
1994	
21 December	Activity started. Intense seismic activity, ash column rose 2 km and reach several towns E and NE, including City of Puebla and Tlaxcala
1995	
13 February	Explosions, eruption column 4 km height
31 March	Explosions
06 April	Explosions
05 October	Explosions, ash fall at Puebla City
1996	
05-07 March	Increase of seismic activity, explosions
25-27 March	Explosions and lava emission at the inner crater
26 May	Dome*
27-31 October	Explosions destroyed partially the lava dome, eruption column 2-3 km height
21 November	Dome
27 November	Explosions, ash fall at Puebla City (40 km, E)
11 December	Depression at the inner crater
29 December	Explosions, ejection of fragments
1997	
17-19 January	Lava emission at the inner crater
28 February	Depression at the inner crater
12 March	Explosions
19 March	Explosions, eruption column 3 km height
24 April	Explosions, eruption column 4 km height and lava emission at the inner crater
29 April	Explosions, ash fall at Puebla City
07 May	Explosions, eruption column 2 km height, local ash fall
11 May	Explosions, ash fall at Puebla City
14 May	Explosions, ejection of incandescent material, local ash fall, bush fires were observed
11 June	Explosion, eruption column 9 km height, ash fall at Puebla and Cholula, depression at the inner crater
30 June	Explosion, eruption column 10 km height, ash fall at México City (70 km, SW), pyroclastic flows at S and SE flanks
01 July	Lahar flow down at Huiloac Gorge
04 July	Dome
12 August	Explosion, eruption column 2 km height
19 August	Lava emission at the inner crater
22 October	Dome
14 November	Dome and gases in the crater
24 December	Explosion, ejection of incandescent fragments, bush fires were observed
1998	
01 January	Explosion, eruption column 6 km height, ejection of incandescent material
16 January	Depression in the inner crater
17 March	Depression in the inner crater
21 March	Explosion, eruption column 2 km height, ejection of incandescent material at NE and NW to 3km, ash fall at Puebla City
12 April	Flows at NE flank
21 April	Explosion, eruption column 4 km height, ejection of incandescent material, fires at
27 April	Explosion, eruption column 4 km height
08 June	New dome in the crater
14 August	Explosion, eruption column 3-4 km, local ash fall
16 August	Explosion, eruption column 2-3 km, ash fall at NW sector
24 August	Depression at the crater, no dome
21-23 September	Multiple explosions, eruption columns 3-4 km height, local ash fall
05 October	Explosion, eruption column 4 km height
17 October	Explosion, ash fall at south of México City

19-30 November	Multiple explosions, eruption columns 1-4 km height, ejection of incandescent material to 1.5-3 km
1-18 December	Multiple explosions, eruption columns 1-5 km height, ejection of incandescent material to 3 km, fires
22-23 December	Explosions, eruptions columns 1-2 km
<hr/>	
1999	
27-30 January	Multiple explosions, eruption columns 3 km height
02 February	Depression in the crater*
08 March	Explosion, eruption column 5 km height
9-12 March	Explosions, eruption columns 1-5 km height, ejection of incandescent material
18 March	Explosion, it was hearing at Amecameca, plume to 16 km N-NW
15 April	Explosion, eruption column 3.5 km height
16 May	Explosion, eruption column 2.5 km height
07 July	Flows at gorges on N sector
14 July	Depression in the crater
5 y 20 September	Explosion
21 September	Depression in the crater
3 y 31 October	Explosion
<hr/>	
2000	
01 January	Depression in the crater*
03 April	Explosion, eruption column 2 km height
17-18 April	Explosions, eruption columns 1.5-2 km height
23 May	Explosion, eruption column 5 km
27 May	Dome in the crater
06 June	Explosion, eruption column 6 km height, ash fall in towns of Edo. México
18-19 June	Explosions, ash fall at Amecameca and Ecatingo
3-4 July	Explosions, eruption column 1-2.5 km height, local ash fall W flank
7 y 10 July	Explosions
14-21 July	Explosions, eruption column 1-2 km height
04 August	Explosions, eruption column 5 km height, ash fall in towns of Edo. México
10 August	Explosion, eruption column 3.5 km height
2-3 September	Explosions, eruption column 3 km height, ash fall south México City
11-12 September	Explosions
15 September	Dome
23-24 September	Explosions, local ash fall
2-4 October	Explosions, eruption columns 1-6 km height
3 October	Dome
6-9 October	Explosions, local ash fall
16 October	Explosions, eruption columns 2 km height, ejection of incandescent material to 1km NE
28-29 October	Explosions, eruption columns 2-3 km height, plume to 25 km
02 November	Explosion, eruption column 3 km height
6-7 November	Explosions, eruption column 1-2 km height, local ash fall
09 November	Explosions, eruption column 5 km height, plume 40 km NE
11-22 November	Explosions, eruption columns 4 km height
27-29 November	Explosions, eruption columns 1.5-3 km height
1-4 December	Explosions
12 December	Explosion, ejection of incandescent material, eruption column 5 km height, plume 80 km,
13-28 December	Explosions, eruption columns 1-4 km height, ejection of incandescent material to 2 km, local ash fall
16 December	Dome
<hr/>	
2001	
1-5 January	Explosions, eruption columns 1-3 km height, ash fall Cholula and Puebla Cities
20 January	Depression in the crater
22 January	Explosion, eruption column >8 km height, ejection of incandescent material to 1 km NE, ash fall at Xalitzintla, Atlixco y Puebla. Pyroclastic flown down on the glacier area, lahar was generated and flown by Huiloac Gorge
23- 25 January	Explosions, eruption columns 2-3 km height, local ash fall
26-30 January	Moderate explosions
13 February	Explosion, eruption column 2 km, ejection of the material incandescent to 1 km
21 February	Depression in the crater

3. The state of glaciers previous to December 1994

The glaciers of Mexico are situated in the intertropical zone (approximately 19° N), and their existence is a result of temperature, precipitation and altitude. The glaciers at Popocatepetl were nested on the northern slope of the volcano (Fig. 2). The first glacier inventory was made by Lorenzo in 1958. Three glaciers were reported (Lorenzo, 1964): Glaciar Noroccidental (GN), Glaciar del Ventorrillo (GV) and Glaciar Norte. They covered an area of 0.729 km².

Delgado-Granados (1997) updated the glacier inventory, reporting 0.559 km² of glaciated area and characterizing the glaciers by 1982. The GV was a mountain glacier with an altitudinal range of 4760-5380 masl, an estimated thickness of 50 m in the deepest parts, two transversal crevasse systems, and drainage to the northeast through the Huiloac Gorge. GN was a small glaciarette with an altitudinal range of 5060-5400 masl located to the west of GV (Fig. 2), made by ice and ash (black ice), and without crevasses. The Glaciar Norte disappeared between 1958 and 1982. Taking into consideration the location and size of GV and GN, we will refer about both glaciers as the glacier hereafter.

The regime of Popocatepetl's glacier used to be characterized by two periods of accumulation: summer (June to August) and winter (December to February) when the maximum accumulation took place. Accumulation consisted of snow and hail (Delgado-Granados, 1997). Ablation was present over a year, but mainly during spring (March to May), when the maximum evaporation (White, 1954) and sublimation (Delgado-Granados, 1997) occurred. The accumulation and ablation zones were not clearly delineated due to the small size of glacier and extinction processes. Accumulation and ablation processes took place at the entire glacier surface. Measures of ice temperature showed a range -1.5 to 0.5 °C and thus, the glacier at Popocatepetl was considered as a temperate glacier.

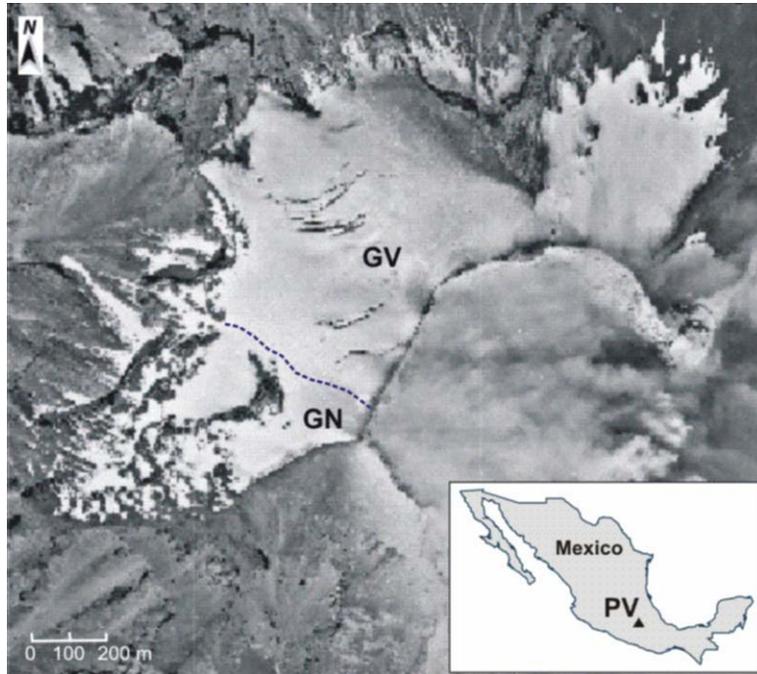


Fig.2. The glaciers of Popocatepetl volcano are located the northern and northwestern flanks. This aerial photograph shows the Ventorrillo (GV) and Noroccidental (GN) glaciers on December 6, 1993. GV covers most of the area, its crevasses and main tongue are well seen.

The glacier of Popocatepetl showed a retreat trend even before the eruptive activity began in 1994. The causes for this retreat were attributed to regional and global climate change, as well as possible heat flux increase (Delgado-Granados and Brugman, 1996; Delgado-Granados, 1997). The glacial changes at Popocatepetl were not documented during decades, but the comparison of glacierized area reported in 1958 (Lorenzo, 1964) and 1982 (Delgado-Granados, 1997) indicate that 22% of the glacier area disappeared over 24 years. Altitudinal variations of GV's front have been documented since 1906 (Waitz, 1921; Weitzberg, 1923; White, 1954; Lorenzo, 1964; White, 1981; Palacios, 1996; Delgado-Granados, 1997) showing also the retreat trend, although the altitudinal position of the glacier's front has been inferred in several ways such as aerial photographs, maps, or historical descriptions, and few field observations. No previous data exists about glacier volume changes.

4. Methodology and data

Generation of digital elevation models (DEM) of glacier of different dates by digital photogrammetry allows a multitemporal analysis of the glacier changes. By DEM comparison, determination of changes on glacial surface, volume differences, glacier mass balance can be determined (Kääb and Funk, 1999). Additionally, it allows the study of areas with access difficulties or at risk (Fox and Nuttall, 1997).

The use of digital photogrammetry to study the glacier of Popocatépetl was possible due to the availability and appropriate scale of the aerial photographs in spite of the glacier size and the related risk during fieldwork due to eruptive activity.

Aerial photographs at Popocatépetl were taken regularly since 1996. From dozens of photographs, five pairs were selected taking into account the possibility of recognizing glacier boundaries, morphology, avoiding meteorological or volcanological cloud cover, but looking for adequate optical contrast and clear fiducial marks. The photographs analyzed were taken on 21 May 1996, 16 March 1997, 02 February 1999, 08 January 2000 and 21 February 2001. No adequate photographs were found for 1998. The 1999 photographs showed a meteorological cloud southwest of the glacierized area, which provoked minor errors on the DEM.

A set of 9 ground control points (GCP) was employed. 7 GCP was provided by to the Ministry of Communications and Transport (SCT) and they were obtained by photogrammetric procedures. Others GCP were determined using the photomap of Popocatépetl volcano scale 1:20000. Due to eruptive activity the identification of GCP located near the crater was difficult, and some of the initial GCP disappeared over time.

Five digital elevation models (DEM) were computed by scanned photographs within digital photogrammetric workstation, afterwards the DEMs were subtracted.

The accuracy of Popocatépetl's DEMs is less than the established for a DEM generated under favorable conditions owing to factors such as rouged terrain, shadows, modification or disappear of GCP due to eruptive activity. An accuracy of up to 0.1% of the flight height above ground can be expected for elevation measurements (Huggel and Delgado-Granados, 2000). Here accuracy of altitudinal changes is estimated as ± 2.7 m (1996), ± 3.5 m (1997), ± 4.1 m (1999 and 2001), ± 3.9 m (2000).

5. Results

5.1. Surface area changes

The glacial surface area changes at Popocatépetl volcano show a gradual increase over time (Table 2). From 1996 to 1999, 24% of the 1996 glacierized area disappeared. The loss increases lightly over 1999-2000. For this period 10% of the 1996 glacierized area was removed. Notwithstanding, the most important retreat occurred during 2000-2001, when 19 % of the 1996 glacierized surface area disappeared. The major loss took place in the frontal and eastern borders (Fig. 3).

5.2. Volume changes

The estimated volumetric changes related to the glacier's mass balance over 1996-2001. In this study, the term mass balance is not used in a strict glaciological sense. Under normal conditions, a positive volume means that the glacier gained more mass than it lost. A negative volume indicates a stronger loss of mass over the ablation season (Benn and Evans, 1998). The volumetric change estimate based on DEM subtraction corresponds to the glacier mass balance including the tephra and snow deposited on the glacier as well as the ice melting. The glacier mass loss however, was large enough to result in negative mass balance. The obtained mass

balance is a minimum figure for the real ice mass loss and so, we assume here these volumes as ice mass loss.

The changes in glacier volume estimated from DEM subtraction is shown in Table 2. Throughout 1996-1997 a small volume of ice and snow was lost, at a rate of $-90545 \text{ m}^3/\text{yr}^{-1}$. During 1997-1999 the volume loss increased at an order of magnitude. However, the main loss occurred in 1999-2000, when the mass loss had a rate of $-1377031 \text{ m}^3/\text{yr}^{-1}$. In contrast, a small increase of glacier volume occurred over 2000-2001.

Table 2. Surface area and volume glacier changes at Popocatépetl (1996-2001)

Date	Surface area (m^2)	Period	Lost glacier (area m^2)	Lost areal rate ($\text{m}^2/\text{year}^{-1}$)	Mass balance ($\text{m}^3/\text{year}^{-1}$)	Mass balance rate ($\text{m}^3/\text{year}^{-1}$)
1996-05-21	554828					
1997-03-16	508963	1996-1997	-45865	50961	-81491	-90545
1999-02-02	422938	1997-1999	-86025	45758	-1884292	-1002283
2000-01-08	365838	1999-2000	-57100	61398	-1280639	-1377031
2001-02-21	260458	2000-2001	-105380	94089	31722	28368

5.3. Morphological glacier changes.

Between 1996 and 1997 the glacier surface upheaved at the frontal part as well as in small areas at the center and at the western edge (Fig. 4), the surface plunged in the medial and upper part. The areas with major plunging, in the medial part, showed a linear pattern parallel to the upper border. About half of the glacierized area did not show important changes. During 1997-1999 almost the entire glacier surface plunged (Fig. 4), especially at the Ventorrillo tongue, the southwestern sector, and along the linear pattern observed in the previous map. The upper border showed minor changes, although at the southwestern edge the surface upheaved. Over 1999-2000, the surface plunged along previous patterns (Fig. 4). In contrast, between 2000 and 2001 the glacier surface upheaved mainly at the upper part, whereas most of the northern areas the surface plunged (Fig. 4).

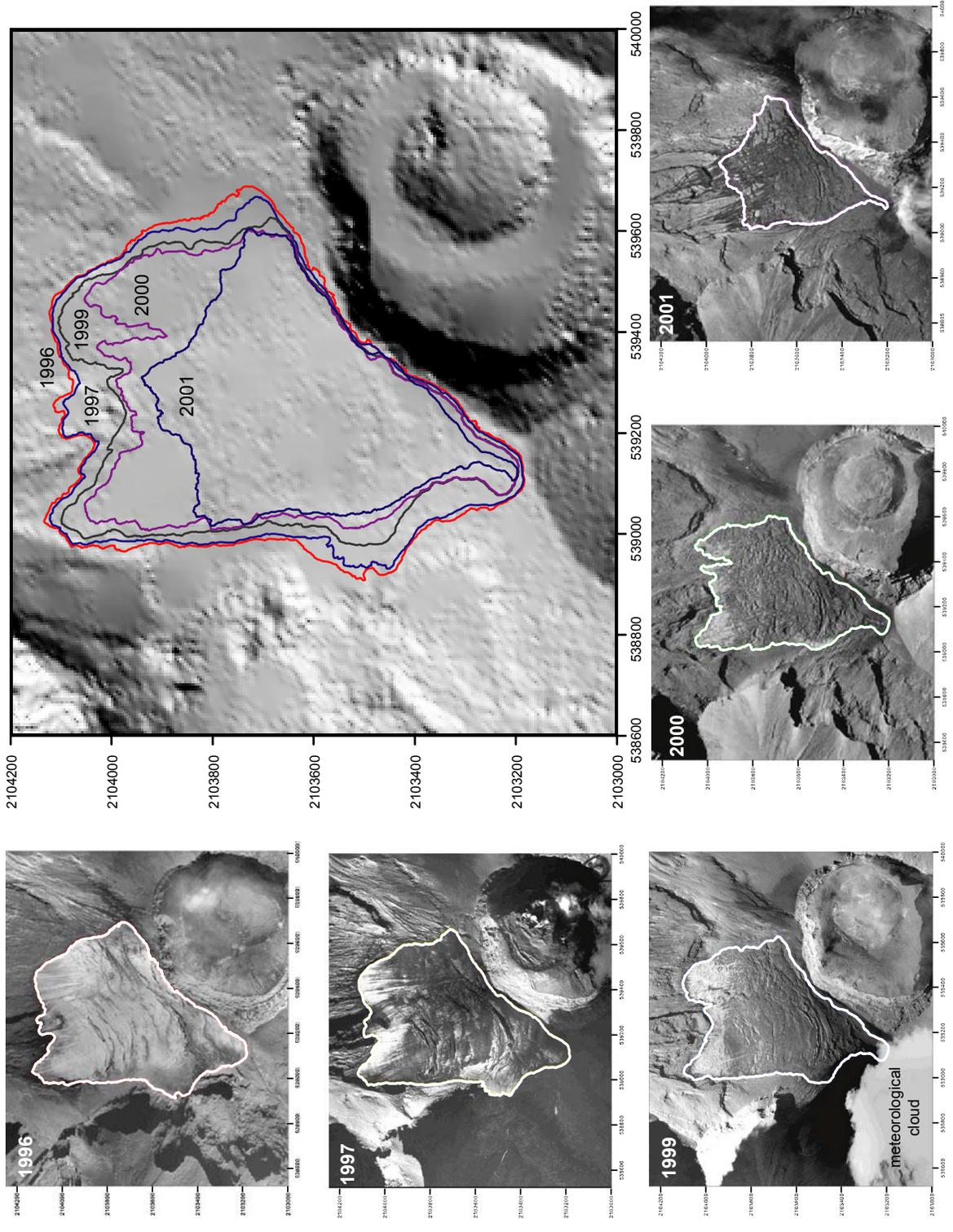


Fig. 3. Glacierized area changes at Popocatepetl volcano. The shaded relief shows the glacial boundaries from 1996 to 2001. Orthophotos for each year are shown. The coordinates are UTM.

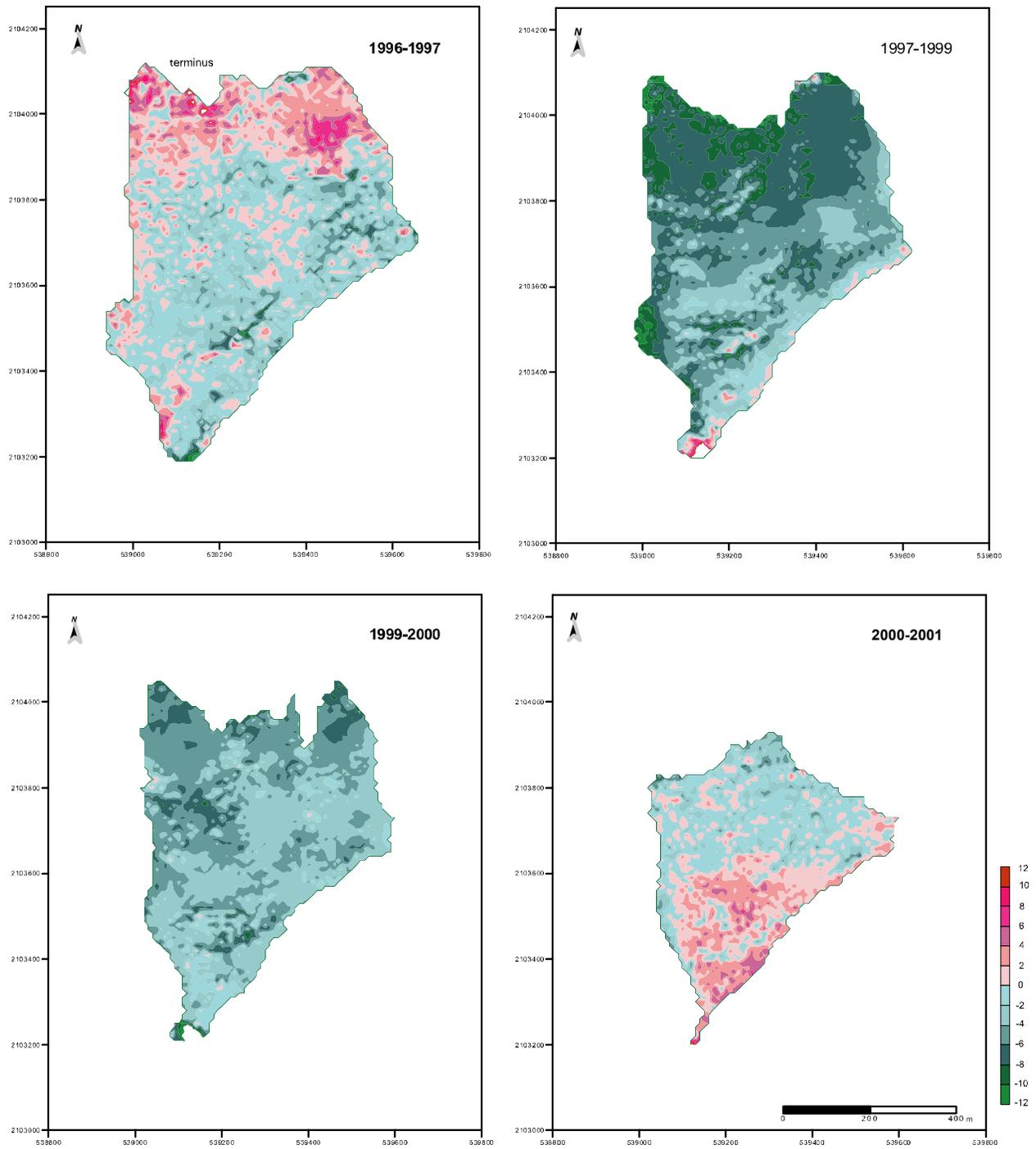


Fig. 4. Changes of glacier surface at Popocatepetl volcano obtained from DTM subtraction 1996 to 2001. The contours represent pixels (areas) with the same up heaval or plunging in meters. The coordinates are UTM.

6. Impact of the eruptive activity on glacier

The glacier at Popocatépetl volcano extinguished as a result of the general retreat shown before the current eruption began but strongly enhanced by eruptive activity (Julio-Miranda and Delgado-Granados, 2003). The volcanic processes disturbed the mass balance of the glacier, accelerating the ablation over this time, combined with a scarce accumulation enhancing the ice loss. The eruptive behavior of Popocatépetl was characterized by an alternating of explosive events and low activity phases. Pyroclastic flow generation, ejection of incandescent material but mainly tephra fall impacted the glacier over 1996-2001.

6.1. Pyroclastic flows

The pyroclastic flows have been sporadic, and in occasions triggered lahars. By 22 January 2001, pumiceous pyroclastic flows flowed down over the glacierized area triggering a lahar. The volume was estimated as $2.3 \times 10^5 \text{ m}^3$ (Capra et al., 2003) and $4.5 \times 10^5 \text{ m}^3$ (Julio-Miranda et al., in press). The lahar flowed down along 14 km in the Huiloac Gorge, reaching the outskirts of the village of Santiago Xalitzintla. This pyroclastic flow did not provoke important changes on glacial geometry or morphology.

6.2. Incandescent material

Highly explosive events have occurred during 1994-2001 characterized by ejection of incandescent material. In this study, incandescent material is a term applied to the volcanic material of diverse grain size, whose high temperature shows incandescence at night and that is ejected during the explosions following nearly parabolic trajectories (Alatorre Ibarguengoitia, et al., in press). This hot material is seen as volcanic debris covering the glacierized area.

According to Pierson (1989) a layer of hot pyroclastic debris deposited on snow or ice produce passive melting, which is enhanced by an abundance of lithic clasts. Passive melting is slower than melting by abrasion or mixing, but it can be sustained for longer time.

During explosive phases at Popocatépetl, incandescent material was ejected repeatedly over the flanks of the volcano (Fig. 5) as far as 4 km from the crater, provoking melt on glacier surface and a lower altitude bush fires. As the glacier was gradually covered by tephra, the surficial melt due to the incandescent material was diminished.

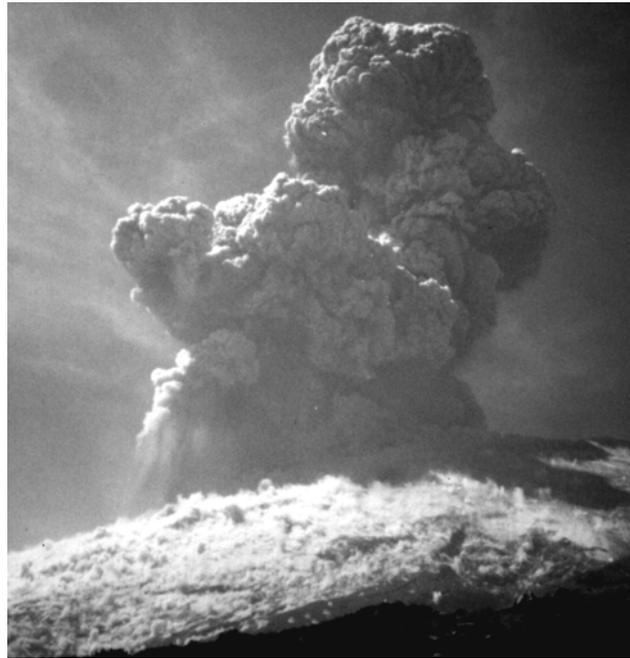


Fig.5. Hot ballistics impact the glacierized area during an explosion at Popocatépetl volcano, generating vapor due to melt of the glacial surface. Photograph taken by Enrique Guevara Ortiz on 27 January 1999.

The effects of the volcanic ballistic projectiles associated to explosive events of 27-30 January 1999 (Fig. 6) are shown in the aerial photograph taken on February 02 1999. The glacial surface was covered by tephra, except at the frontal part, where numerous holes produced by the ballistics could be distinguished. The holes were generated by the effects of impact of the ballistics followed by punctual ablation. The melt water saturated the tephra and generated small slurry flows on the glacial surface. After the holes were generated, they increased their dimensions due to daily ablation at their borders and walls, due to enlargement of exposed areas.

Afterwards, the holes were filled by tephra or snow, and some disappeared but others were preserved and could be observed a couple of years after their formation at the upper part of the glacier.

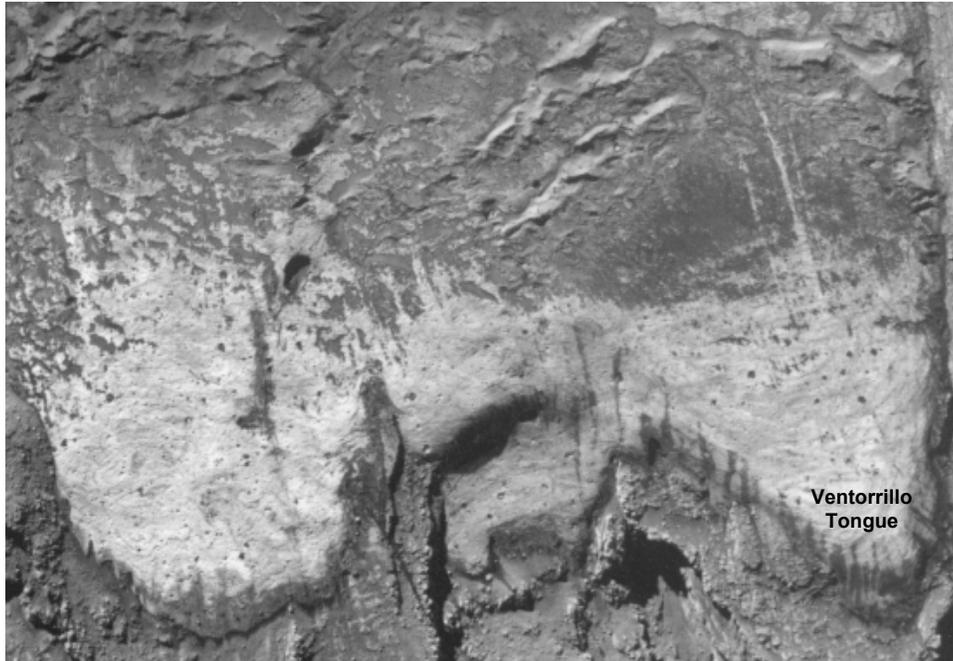


Fig.6. The black dots at glacial tongues are holes generated by the impact of hot ballistics. Passive melting generated enough water to generate slurry flows.

6.3. Tephra Fall

The tephra volume, distribution and remobilization produced considerable changes on glacier evolution. Tephra deposition on the glacier surface was the most frequent process. Thin layers of tephra were deposited on the surface even during the non-explosive phases by drift wind, whilst during intense explosive phases the glacier was totally covered by tephra. The thickness of tephra increased with subsequent eruptions. In the beginning it was remobilized, by the wind or sheet wash but long and intense explosive phases deposited large volumes of tephra that were removed partially by gravity, and sheetwash, or covered by snow falls or hailstorms during summer and winter. After the high number of explosions occurred during December 2000,

the glacier experienced a volume increase, but in this particular case, it was a result of tephra accumulation (Table 2). The effects of tephra caused on the glacier surface comprised the alteration of surface ablation rates, thin layers enhanced the ablation and thicker layers insulated the underlying ice deterring the ablation as documented by Driedger (1981), Mattson (1992) and Nakawo and Young (1981).

The distribution of tephra on the glacial surface was irregular (Fig. 7a). The thickness and distribution was determined by surface morphology, intensity of eruptive event, and wind direction, among others. The glacial surface at Popocatépetl was irregular, especially during the periods of maximum ablation (Fig. 7b), when the crevasses increased their dimensions and the surface showed continuous irregularities (i.e. conical sublimation structures up to 4 m called *penitents* were formed). This enhanced the irregular distribution of tephra. In depressed areas the tephra was thick and, at places with steep slopes, such as the tongues, deposition was lesser. The heterogeneous thickness of debris on the glacial surface provoked differences in the thermal reflectance properties of the glacier over short distances resulting in differential ablation. In this way, some areas experienced high losses while others are insulated as describes by Benn and Evans (1998). The upper border of the glacier was covered by a large amount of tephra several times. As a consequence, this part of the glacier experienced few losses and formed almost a flat area delimited by a crevasse, which developed a scarp over the time. The rest of glacier area developed a stair-like morphology.

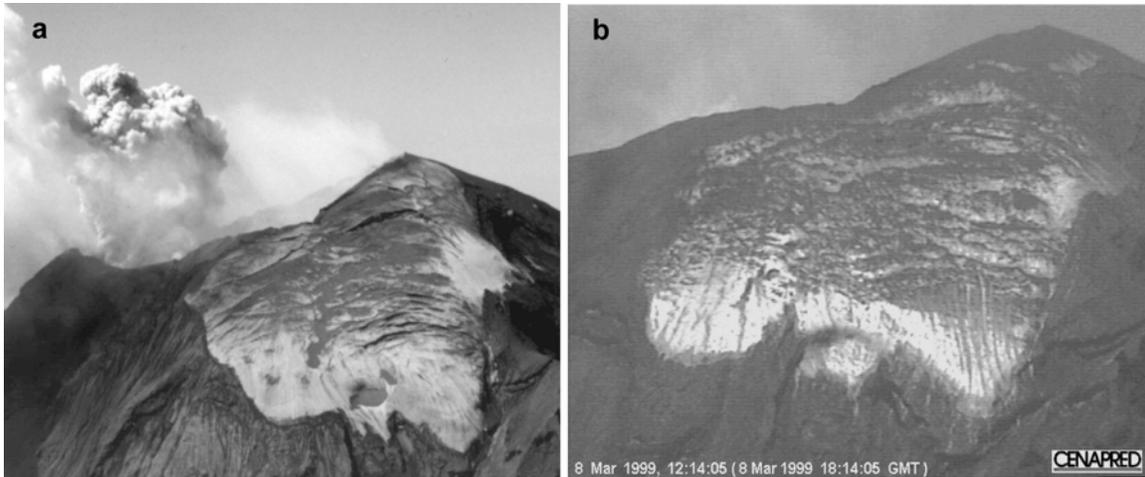


Fig.7. Tephra distribution was determined by the glacier morphology. 7a. Lower areas at glacial surface show larger tephra accumulation. Photograph taken by Hugo Delgado-Granados on 1997. 7b. Glacial surface is covered by tephra during the ablation season. Intense ablation generated slurry flows over the glacial surface. Beyond of the frontal margin of glacier a band of material was deposited by tephra remobilization over glacial surface. The image was taken on 8 March 1999 (CENAPRED).

6.4. Tephra remobilization

Manville et al., (2000) established that once the tephra is deposited on glacial surfaces remobilization processes start. For instance, the tephra/snow/water interactions were produced at Ruapehu over a range of scales and controlled by tephra thickness, grain size, distribution and stratigraphy; slope angle, aspect, and nature of the substrate; and climatic parameters such as mean temperature, diurnal temperature range, insulation and precipitation. The remobilization and reworking of tephra was produced by processes of diurnal freeze-thaw, surface tension accretion, creep, generation of miniature mudflows, eolian remobilization, sheetwash and rilling.

Similar processes may have occurred at Popocatepetl, but they could not be observed because fieldwork was not feasible due to risk. Aerial photographs and close up images of the glacierized area (taken with a camera of the CENAPRED monitoring system), allow the observation of processes such as flow generation, sheet wash and rilling. Intense tephra

remobilization over glacial surface occurred during the ablation periods due to melt of glacier surface. The melt water provoked tephra saturation and subsequent flow generation, sheet wash and rilling. Flow generation and rilling incised the glacier surface over time.

7. Glacial evolution

Based on results and observations, the following model of glacial evolution at Popocatépetl is proposed.

a) Adjust phase

During 1994-1997 there was no important loss of glacierized area or volume in spite of the intense activity (Table 1). Notwithstanding, upheaval of the glacier front occurred in March 1997. Two zones of maximum upheaval (12 m) can be distinguished on the glacier, one at the terminus and other in the eastern part (Fig. 4).

The velocity of a glacier over large timescales is influenced by changes in the driving forces or shear stress. The stress is controlled by the thickness and surface slope of the ice. High snowfall at the accumulation area would thicken the glacier and increase the surface gradient provoking a high stress, resulting in an increase of velocity, which makes the glacier to discharge the excess mass towards the ablation zone. The increase of mass in the accumulation area is transmitted down the glacier in waves of increased velocity known as kinematic waves. Individual packets of ice traveling down-glacier accelerate and decelerated as the wave passes. Kinematic waves are difficult to distinguish on real, non-surging glacier. However, bulges of increased thickness, traveling down the glacier fasten the ice itself. Kinematic waves have been reported in some glaciers according with Benn and Evans (1998).

The 1966-68 eruptions of Mt. Redoubt reduced the flux of lower part of the Drift Glacier by more than 50%. The flux between the upper and lower parts of the glacier was eliminated for

8 years afterwards, the glacier was re-connected. The re-connection produced a kinematic wave of thickening which propagated through the glacier. After the passage of the kinematic wave, the glacier returned to its pre-eruption equilibrium condition (Sturm et al., 1986)

Eruptive activity through May 1996-March 1997 at Popocatépetl provoked the upheaval of the frontal part of the glacier. The tephra deposited on the glacial surface added mass to the glacier changing its thickness and surface slope and as a consequence the stress rate. Then, the glacier transmitted mass towards the end of the glacier producing a kinematic wave. The upheaval observed in Fig. 4 corresponds to the end of the kinematic wave transmission.

b) Thinning phase

Through 1999 the glacier experienced a considerable thinning. The glacier lost ice mass at high rates due to differential ablation as a consequence of the irregular distribution of pyroclastic material deposited on its surface during 1997-1998. Also, the kinematic wave transmitted ice to the edge of the glacier where the ablation was more intense. By 2000, the thinning continued but was less intense as a consequence of the low eruptive activity along 1999. The glacial tongues disappeared and morphological changes occurred, i.e. an irregular glacial surface with stair-like pattern was developed due to differential ablation. The flows and rilling related to tephra remobilization incised the glacier surface repeatedly. Differential ablation and tephra remobilization acted together over time.

c) Areal retreat phase

In the year 2000 an important areal retreat occurred due to the previous thinning which finally resulted in area loss. The glacial front disappeared. At the same time, the fragmentation of the glacier started to become evident, elongated ice blocks at the upper part of the glacier were generated. The ice blocks at the top were covered by a thick tephra layer and formed a scarp at the front.

d) Fragmentation phase

The glacier fragmentation was produced by the combination of differential ablation, and recurrence of remobilization processes of tephra. By 2001, the glacier was completely fragmented. The glacier was reduced to a set of ice blocks (*séracs*). The longest ice block splitted the upper part from the rest of the glacier and formed a long scarp at its front. The scarp was easily identified due to the white color of the ice in comparison with the dark color of tephra layer that covered the glacier. The upper part of ice blocks was covered by a thick layer of tephra. The front and sides of ice blocks exposed the remnant ice to the ablation processes. The eruptive activity or daily insolation induced melting on the walls of ice blocks. The melt water produced was enough to generate flows or sheetwash on the roof of the lower ice blocks, as seen in the orthophoto of the year 2001 (Fig 5). Gravitational reworking of tephra due collapses at the top of the scarps generated by ablation occurred. The tephra was deposited at the base forming small debris fans. The isolated ice blocks located at a lower altitude experienced an accelerated melt due to daily isolation, mainly during the spring season.

9. Conclusions

A complex interplay of factors and processes took place between the eruptive activity and glacier at Popocatepetl volcano. The glacier evolution and subsequent extinction were induced by a fluctuating eruptive behavior over the years. The volcanic processes accelerated and enhanced the loss of glacial volume. The accumulation was scarce provoking a negative glacier mass balance over the last years. The global climatic factor and the regional climatic influence of Mexico City were not evaluated but they were claimed to be acting before the initiation of the eruption in 1994 (Delgado-Granados, 1997). Pre-eruptive glacial changes documented in

previous studies (Delgado-Granados, 1997), suggest that the eruptive activity was not the single factor, but played a fundamental role to accelerate the extinction of Popocatépetl glaciers

The study of eruptive activity-glacier interaction is a complex task due to numerous factors involved, their interrelations, the timescales and additionally by the fieldwork risk associated related to eruptive activity.

Acknowledgments

The authors are indebted to the Ministry of Communications and Transport (SCT) and National Center for Disasters prevention (CENAPRED) for providing aerial photographs of Popocatépetl volcano, and especially the latter for allowing the access to the voluminous data base. We thank Lucio Cárdenas for sharing glaciological observations and Isaac Farraz for technical assistance. This study was supported by CONACYT grants 074-PÑ, 32527-T and 45433 to Hugo Delgado-Granados. The first author acknowledges financial support from CONACYT.

References

- Alatorre Ibargüengoitia, M. A., Delgado-Granados H., Farraz Montes I. A. Hazard zoning for ballistic impact during volcanic explosions at Volcán de Fuego de Colima (Mexico), submitted.
- Benn, D.I., Evans, D. J. A., 1998. *Glaciers and Glaciation*. London, Ed. Arnold, 734.
- Brugman, M., Meier, M., 1981. Response of glaciers to the eruptions of Mt. St. Helens. In Litman, P.W., Mullineaux, D.R. (eds.). *The 1980 eruptions of Mt. St. Helens*. Washington. US. Geol. Surv. Prof. Pap. 1250, 743-756.
- Capra, L., Poblete, M. A., Alvarado, R., 2003. The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 131, 351-369.
- CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres), database from Popocatepetl eruptive activity from August 1997 can be consult at www.cenapred.unam.mx.
- Delgado-Granados, H., Cárdenas González, L., Piedad Sánchez, N., 2001. Sulfur dioxide emissions from Popocatepetl volcano (Mexico): case study of high-emission rate, passively degassing erupting volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 108, 107-120
- Delgado-Granados, H., 1997. The Glaciers of Popocatepetl Volcano (Mexico): changes and causes. *Quaternary International* 43, 1-8.
- Delgado-Granados, H., Brugman, M., 1996. Monitoreo de los glaciares del Popocatepetl. In: *Volcán Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*, CENAPRED-UNAM, pp. 221-244.
- Driedger, C., 1981. Effect of ash thickness on snow ablation. In Litman, P.W., Mullineaux, D.R. (eds.). *The 1980 eruptions of Mt. St. Helens*. Washington. US. Geol. Surv. Prof. Pap. 1250, 757-760.
- Fox, A., Nuttall, A. M. 1997. Photogrammetry as research tool for glaciology, *Photogrammetric Record* 15, 725-737.
- Goff, F., Janik, J. K., Delgado-Granados, H., Werner, C., Counce, D., Stimac, J. A., Love, S. P., Williams, S. N., Fischer, T., Johnson, L., 1998. Geochemical surveillance of magmatic volatiles at Popocatepetl volcano, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 110, 695-710.
- Huggel, C., Delgado-Granados, H., 2000. Glacier monitoring at Popocatepetl volcano, México: glacier shrinkage and possible causes. In: Hegg, Ch., Vonder Mulh, D. (eds.), *Beiträge zur Geomorphologie, Proceedings der Frachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen vom, 8 –10 July, 1999*, Branois, Switzerland.
- Julio-Miranda, P., González Huesca A. E., Delgado-Granados H., Käab A., Glacier melting and lahar formation during January 22, 2001 eruption, Popocatepetl volcano (Mexico), in press.

- Julio-Miranda, P., Delgado-Granados, H., 2003. Fast hazards evaluation employing digital photogrammetry: Popocatépetl glaciers, México. *Geof. Int.* 42, 275-283.
- Kääb, A., Funk, M., 1999. Modeling mass balance using photogrammetric and geophysical data: a pilot study at Griesgletscher, Swiss Alps. *J. Glaciology* 45, 575–583.
- Lorenzo, J. L., 1964. Los glaciares de México. UNAM, Instituto de Geofísica, pp.114.
- Nakawo, M., Young, G., 1981. Field experiments to determine the effect of a debris layer on ablation of glacier ice. *Annals of Glaciology* 2, 85-91.
- Manville, V., Hodgson, K. A., Houghton, B. F., Keys, J. R., White, J. D .L., 2000. Tephra, snow and water: complex sedimentary responses at an active snow-capped stratovolcano, Ruapehu, New Zealand. *Bull. Volcanol.* 62, 278-293.
- Mattson, L. E., Gardner, J. S., Young, G. J., 1992. Ablation on debris covered glaciers: an example from Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya. *Snow and Glacier Hydrology, Procc. Kathmandu Symposium, November 1992, IAHS* 218, 289-295.
- Palacios, D., 1996. Recent geomorphologic evolution of a glaciovolcanic active stratovolcano: Popocatépetl (México). *Geomorphology* 16, 319-335.
- Pierson, T. C., 1989. Hazardous hydrologic consequences of volcanic eruptions and goals for mitigative action: an overview. In Starosolsky, O., Melder, O.M. (eds.). *Hydrology of disasters. Proceedings of the Technical Conference in Geneva, WMO, James and James, London*, 220-236.
- Sturm, M., Benson, C., Mackeith, P., 1986, Effects of the 1966-68 eruptions of Mount Redoubt on the flow of Drift glacier, Alaska, U.S.A., *J. Glaciology*, 355-362.
- Thouret, J. C., 1990. Effects of the November 13, 1985 eruption on the snow pack and ice cap Nevado del Ruíz volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 41, 177-201.
- Waitz, P., 1921. La nueva actividad y el estado actual del Popocatépetl. *Mem. Soc. Científica A. Alzate* 37, 259-313.
- Weitzberg, W., 1923. El ventisquero del Popocatépetl. *Mem. Soc. Científica A. Alzate* 41, 65-90.
- White, S.E., 1954. The firm of the Popocatépetl volcano. *J. Glaciology* 2, 389-392.
- White, S.E., 1981. Neoglacial and recent fluctuations on the Popocatépetl, México. *J. Glaciology* 27, 359-363.

Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modeling: a case study on lahars from Popocatépetl volcano, Mexico

¹ C. Huggel, ¹ D. Schneider, ² P. Julio-Miranda, ² H. Delgado-Granados and ¹ A. Kääb

¹ Glaciology and Geomorphodynamics Group, Department of Geography, University of Zurich, Winterthurerstr. 190, 8057 Zurich, Switzerland.

² Instituto de Geofísica, UNAM, C.U., Coyoacán, 04510, México D.F., Mexico.

Corresponding author: C. Huggel, email: chuggel@geo.unizh.ch, Tel.: +41 44 635 51 75, Fax: +41 44 635 68 48

*Submitted for possible publication in the
Journal of Volcanology and Geothermal Research
Special Issue on*

The eruptions of Popocatépetl volcano 1994-2004: studies developed prior and during the eruptive activity

April 2, 2005

Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modeling: a case study on lahars from Popocatépetl volcano, Mexico

¹ C. Huggel, ¹ D. Schneider, ² P. Julio-Miranda, ² H. Delgado-Granados and ¹ A. Kääb

¹ Glaciology and Geomorphodynamics Group, Department of Geography, University of Zurich, Winterthurerstr. 190, 8057 Zurich, Switzerland.

² Instituto de Geofísica, UNAM, C.U., Coyoacan, 04510, Mexico D.F., Mexico.

Corresponding author: C. Huggel, email: chuggel@geo.unizh.ch, Tel.: +41 44 635 51 75, Fax: +41 44 635 68 48

Abstract

Lahars are among the most serious and far-reaching volcanic hazards. In regions with potential interactions of lahars with populated areas and human structures assessment of related hazards is crucial to take appropriate mitigation and reduce the associated risks. Modeling of lahars has become important for related hazard assessments, in particular where the geologic record of past events is insufficient. Mass-flow modeling strongly relies on digital terrain data. Availability of digital elevation models (DEM), however, is often limited and thus an obstacle to lahar modeling. Remote sensing technology has now opened new perspectives in generating DEMs. In this study we evaluate the feasibility of DEMs derived from the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) and the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) for lahar modeling on Popocatépetl volcano, Mexico. Two GIS-based models are used for lahar modeling, LAHARZ and a further flow-routing based debris-flow model (modified single-flow direction model, MSF), both

predicting areas potentially affected by lahars. Results of the lahar modeling show that both, the ASTER and SRTM DEM, are basically suitable for use with LAHARZ and MSF. Flow path prediction is found to be more reliable with SRTM data though with a coarser spatial resolution. Errors of the ASTER DEM affecting the prediction of flow paths are mainly identified in deeply incised gorges with north-facing slopes due to the sensor geometry. LAHARZ is more sensitive to errors of the ASTER DEM than the MSF model. Lahar modeling with the ASTER DEM results in a finer spaced predicted inundation area but does not add any significant information in comparison with the SRTM DEM. Lahars at Popocatépetl are modeled with volumes of 1×10^5 to 8×10^6 m³ based on ice-melt scenarios of the glaciers on top of the volcano and data on recent and historical laharc events. In relation with recently observed lahars the travel distance of lahars of corresponding volume modeled with LAHARZ falls short by 2 to 4 km. An important finding is that the travel distance of potential lahar events modeled with LAHARZ may differ by about 2 km when using SRTM or ASTER data due to varying lateral flow-volume distribution. As a consequence, verification and sensitivity analysis of the DEM applied is fundamental when deriving hazard maps from predicted modeled inundation areas. Due to the global coverage of this type of remote sensing data, the conclusion that SRTM and ASTER-derived DEMs are feasible for lahar modeling opens a wide field of application in the field of volcanic hazards.

Keywords: lahar modeling, LAHARZ, SRTM, ASTER, digital elevation model (DEM)

1. Introduction

Mass movements such as debris avalanches and lahars descending from volcanoes in direct or indirect relation with eruptive activity are among the most serious and far-reaching volcanic hazards. Many volcanoes with potential laharic hazards endanger human settlements and their infrastructure. Modeling of lahars has become crucial for hazards assessment, in particular in areas with inadequate knowledge of the geological record of past laharic events. The down slope propagation of lahars, like other volcanic mass movements, is strongly controlled by topography. Models simulating volcanic mass movements necessarily require as input a digital representation of the terrain. Digital elevation models (DEM), however, are of limited availability in many volcanic regions, especially in remote or less developed areas.

Space-borne earth observation sensors provide new perspectives in DEM generation for virtually any location on earth. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) onboard the NASA Terra satellite has the capability of taking along-track stereo images allowing the generation of high-resolution DEMs (Kääb, 2002, 2005; Stevens et al., 2004). The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) provides unique DEM data in 30 to 90 m resolution based on an InSAR campaign in February 2000 (Rabus et al., 2003). However, both ASTER and SRTM data have not yet been thoroughly exploited for mass movement modeling and related hazard assessments in volcanic regions.

The main objective of this paper is to evaluate the potential and limits of SRTM and ASTER-derived DEM data for lahar modeling. In order to gain a more comprehensive perspective, two GIS-based lahar models are applied: the widely used LAHARZ developed by Iverson et al. (1998) and a debris-flow model presented by Huggel et al. (2003). For this end, a volcano with comprehensive and recent laharic studies and modeling was selected.

Popocatepetl volcano is located in the Trans Mexican Volcanic Belt 40-60 kilometers in distance from large metropolitan areas such as Puebla, Cuernavaca, and Mexico City, and several towns and villages also exist in the vicinity with tens of thousands of inhabitants (Fig. 1). Popocatepetl volcano has a fairly good geological record of past lahars (Delgado-Granados et al., 1994, 1995; Siebe et al., 1996, 1999; González-Huesca et al., 1997; Palacios et al., 1998; González-Huesca, 2000). Laharic hazards at Popocatepetl deserved additional attention due to the existence of glacier ice on top of the volcano and the possibility for eruption-induced ice-melt processes as lahar triggers (Delgado Granados and Brugman, 1995; Brugman and Delgado Granados, 1998; Palacios and de Marcos, 1998; Julio and Delgado, 2003; Bursik et al., 2003). Lahars are in fact one of the major hazards of glacier-clad volcanoes (Major and Newhall, 1989; Thouret, 1990). The glaciers of Popocatepetl experienced a strong retreat in recent years, accelerated by the eruptive activity (Delgado, 1997; Huggel and Delgado, 2000; Julio and Delgado, 2003). A number of laharic events since the resumed volcanic activity of Popocatepetl in 1994, indeed, were directly related to snow and ice melting of glaciers and occasionally reached populated areas (González-Huesca and Delgado Granados, 1997; Palacios et al., 2001; Bursik et al., 2003; Capra et al., 2003; Julio et al., in press). The information available for such events allows to realistically analyzing the modeled lahars.

It should be noted, however, that detailed assessment of laharic hazards around Popocatepetl is not the primary objective of this study. Rather, we strive for evaluating the degree of success of laharic models using SRTM and ASTER DEM data before they are applied in regions with no other DEM data available.

2. Remote sensing-derived DEM data

2.1 Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)

SRTM was a single pass, synthetic aperture radar interferometry (InSAR) campaign conducted in February 2000. For the first time a global high-quality DEM was provided at a resolution of 1 arc sec (~ 30 m) and 3 arc sec (~ 90 m, free availability) covering a range between 60°N and 54°S (Van Zyl, 2001). Vertical errors of the DEM are ± 16 m and ± 6 m for absolute and relative accuracy, respectively, the horizontal positional accuracy is ± 20 m on a 90% confidence level (Rabus et al., 2003). Absolute accuracy thereby relates to the error throughout the entire mission while relative accuracy describes the error in a local 200 km scale. First assessments in high-mountain terrain compared the 90 m SRTM DEM with aerophotogrammetric DEMs and found root mean square errors (RMS) of the height of 12-36 m and maximum vertical errors of more than 100 m in extremely rough topography (Kääb, 2005). Other studies in relatively flat terrain reported an RMS of SRTM DEM data of about 10 m in comparison with shuttle laser altimeter data (Sun et al. 2003). In particular in mountainous terrain, the SRTM DEM shows sections with data gaps, generally due to radar shadow, layover and insufficient interferometric coherence (Kääb, 2005).

For this study, a 30 x 40 km SRTM DEM was used and resampled to a grid resolution of 90 m. Data gaps were only present in small number and of marginal relevance for the purpose of this study in this DEM subset. The positional accuracy is within the subpixel range when compared with 1:50,000 topographic maps. Random tests of the vertical error of the SRTM data with reference to the 1:50,000 maps showed a similar absolute accuracy as reported by the technical sensor specifications (Rabus et al., 2003). Figure 1 shows a shaded terrain view of the SRTM DEM. Stream flow channels are well represented and without any significant errors.

2.2 Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER).

The ASTER sensor provides imagery with visible and near-infrared (VNIR) bands in 15 m spatial resolution, and short-wave and thermal infrared bands with 30 m and 90 m resolution, respectively (Abrams, 2000). Due to these high-resolution multispectral capabilities, ASTER imagery has recently become a promising tool in detecting volcanic activity applying, for instance, volcanic cloud and gas analysis (Pieri and Abrams, 2004). DEM generation is facilitated by a 15 m along-track stereo-band looking 27.6° backwards from nadir. Given the regular Terra repeat cycle of 16 days and a swath width of 60 km, an ASTER stereo pair can be obtained theoretically every 44 days (Stevens et al., 2004). However, in urgent cases such as natural disasters, the repeat period can be reduced to about 2 days, thanks to the $\pm 8.5^\circ$ across-track viewing capabilities of the ASTER sensor, with additional across-track viewing capabilities of up to $\pm 24^\circ$ for the VNIR bands only (for a disaster-related example cf. Kääb et al., 2003).

Here, an ASTER stereo image taken on 17 March 2001 covering the entire Popocatepetl volcanic edifice was acquired. Generation of the DEM based on the stereo images was done within PCI Geomatica software using an algorithm developed by Toutin and Cheng (2001). Geo-correction of the ASTER image and DEM was achieved using ground control points extracted from the 1:50,000 topographic maps. The horizontal position accuracy of the DEM was 3 pixels (40-50 m). An evaluation of the ASTER DEM generated for the Popocatepetl area shows an overall satisfactory quality in spite of some problems in areas of complex topography (Fig. 1). Significant DEM errors were identified in the steeply incised Nexpayantla gorge, the main drainage towards the populated areas northwest of the volcano. The errors are likely related to the steep north-facing slopes of the gorge which imply an overly small incidence angle of the 27.6° -backlooking stereo sensor with the terrain surface,

and thus inconsistencies in the DEM generation process are caused.

2.3 SRTM DEM vs. ASTER DEM.

For vertical error quantification, the ASTER DEM was compared with the SRTM DEM (Fig. 2). For a 15x30 km subset including the erroneous areas of the Nexpayantla gorge, the RMS of the vertical error relative to the SRTM DEM was 38 m with sporadic maximum errors of up to about 500 m. A 10x10 km subset excluding the erroneous areas showed an RMS of 27 m. These results are consistent with recent findings indicating an RMS of the elevation between 15 and 70 m depending on the topographic conditions (Kääb, 2002, 2005; Hirano et al., 2003; Stevens et al., 2004). These error ranges refer to an ASTER DEM generated with 30 m resolution (2 image pixels). An ASTER DEM based on the same stereo imagery generated with 60 m resolution allowed to reduce the maximum height errors by about 200 m but the RMS remained approximately the same. For the lahar modeling the 30 m ASTER DEM was used.

In general, the analysis of the SRTM and ASTER DEMs of Popocatépetl confirmed the conclusions of previous studies that the SRTM DEM shows less gross errors than the ASTER DEM with maximum errors of the ASTER DEM several hundred meters larger than those of the SRTM DEM (Kääb, 2005). For the subsequent modeling studies, the large height errors such as those at Nexpayantla gorge are relevant. These may cause significant deviation of the simulated laharic-flow from the true drainage pathways.

3. Models for lahar flow-simulation

Both models applied here for lahar modeling are strongly topography-driven, and being

GIS-based models, handling and integration of remote sensing-derived data is facilitated. Hence, they are well suited for the evaluation of SRTM and ASTER-derived terrain data used for lahar modeling. Both models are flow-routing models on a topographic and geometric basis without explicit hydraulic considerations. This may be a model limitation when detailed studies on a local scale are the objective. Here, however, the focus is on approximate delineation of lahar-endangered zones at a regional scale. Below, a brief description of the models is given for clarity.

3.1. LAHARZ

LAHARZ is a widely used model to delineate potential lahar inundation zones and was developed by Schilling (1998) and Iverson et al. (1998). The model is a fast, automatic and objective tool for assessment of lahar-endangered areas based on the principles that: a) the lahar volume largely controls the extent of downstream inundation; b) past lahars provide a basis for future lahars; and c) large lahars occur less often than small ones (Iverson et al., 1998). The model uses standard ARC/INFO[®] functions to derive flow path and directions on an input DEM. Potential inundation zones are calculated based on an empirical relationship between lahar volume, and cross-sectional and planimetric area of inundation (Iverson et al., 1998). The channel or valley cross-section is filled to a level that satisfies the empirical relationship. The onset of inundation and deposition is defined by distinguishing between proximal and distal hazard zones based on the energy cone concept (Malin and Sheridan, 1982) using a ratio of vertical descent (H) to horizontal runout (L) from about 0.1 to 0.3. Main input data and variables for LAHARZ are a DEM, the defined H/L ratio, a drainage channel starting location, and the specified lahar volume. According to the principle that large lahars occur less often than small ones, different lahar volumes and the corresponding inundation zones represent the degree of hazard encountered.

3.2. Modified single-flow direction model (MSF)

The modified single-flow direction (MSF) model applied here was developed by Huggel et al. (2003) for debris flow-type mass movements in high-mountain environments. The debris flow is considered as a down slope moving mass largely controlled by gravitational force and following a given topography. The model includes a trajectory part which calculates the potentially inundated areas, and a confinement part which defines the runout distance of the debris flow.

3.2.1. Trajectory and flow-routing model part

Like LAHARZ, the MSF model is integrated in a GIS ARC/INFO[®] environment and uses the D8 flow-direction algorithm introduced by O'Callaghan and Mark (1984). The model principle implies a down slope propagation of a debris flow or lahar from a specified initiation point. The central flow line of the mass flow is assumed to follow the direction of steepest descent as calculated by the single-flow direction (D8) algorithm. In order to account for the lahar behavior implying flow spreading in flatter terrain a flow diversion function F_d was incorporated into the model. The function allows the flow to divert from the direction of steepest descent up to 45° on both sides. Thus, the model is capable to better simulate the different characteristics of lahars in confined channel sections (largely limited spread due to converging flow) and on relatively flat or convex terrain (greater spread due to more diverging flow). Once the potentially affected areas by a lahar are delineated, a probability function P_q assigns a relative probability for being affected by the lahar to each grid cell (i). The probability is described by the function F_r indicating that the more the flow diverts from the steepest descent direction the greater is the resistance. F_r yields a cell value which increases down valley from the location of initiation (increasing distance) and laterally at an

angle of 45° from the steepest descent flow path (increasing flow resistance). The ratio between F_r and the horizontal distance H from each cell (i) to the starting zone represents a probability function value (Huggel et al., 2003), each cell value has a probability for being affected by the lahar:

$$P_q(i) = H(i)/F_r(i) \quad (1)$$

$P_q(i)$ is not a mathematical probability in a strict sense but depicts a qualitative probability (eg. color-coded graphics).

3.2.2. Confinement model part

The confinement part of the model defines an H/L ratio and hence the stopping conditions for the trajectory part. The H/L ratio is the slope between the initiation point of the lahar and the lowest deposition point. Other than LAHARZ, the MSF model provides the potential inundation zones of a maximum laharic event including the probability-related values, indicating areas more or less likely to be affected. Consequently, the runout distance should also be based on a maximum extent. Minimum values of H/L ratios for lahars in combination with debris avalanches (corresponding to a maximum runout distance) based on empirical data have been proposed and range from about <0.02 to 0.1 (e.g. Siebert, 1996; Crandell, 1989; Scott et al., 2001). However, the definition of a minimum H/L ratio for lahars is considerably complicated by processes such as flow transformation. Volcanic debris avalanches may transform into debris flows and eventually into hyperconcentrated stream flows (Pierson et al., 1985; Scott et al., 2001).

Definition of an H/L ratio based on a volume versus H/L relationship as it was presented for granular debris flows (e.g. Rickenmann, 1999) is difficult in view of flow transformation and debris-mobilization processes (bulking) along the flow path but can be

feasible if sufficient reference data is available.

The approach applied here follows the reasoning behind a volume-H/L relationship but is more practically motivated than strictly physically justifiable. In consideration of observed lahars at Popocatepetl attaining an H/L ratio of 0.15 with a volume of roughly $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ a reasonable approximation for a probable maximum lahar of up to $1 \times 10^7 \text{ m}^3$ (cf. section 4) may be 0.10. The use of the H/L ratio suggesting a clear distinction between endangered and safe areas is not fully satisfactory and has been questioned earlier (Scott et al., 2001). We therefore emphasize the importance of not interpreting the model results as strict boundaries but rather as an approximate indication between endangered and safe areas. Probability-based visualization of potential inundation areas supports this approach.

4. Lahar modeling

4.1 Lahars at Popocatepetl

Since December 1994 when Popocatepetl volcano began a new eruptive cycle, several laharic events have been recorded. The most remarkable ones occurred in 1995, 1997 and 2001 at the Huiloac gorge and its tributaries propagating down to the town of Santiago Xalizintla (Sheridan et al., 2001; Capra et al., 2003). These lahars occurred all in connection with eruptive activity and related melt of Ventorillo glacier (González-Huesca and Delgado-Granados, 1997).

The July 1, 1997, lahar showed a delay between pyroclastic flows and lahar initiation of 24 hours (Oropeza-Villalobos et al., 1999; Palacios et al., 2001). Although not known in detail, trigger mechanisms such as snow and ice-melting induced water saturation of sediment

have been suggested, reinforced by partly impermeable ground layers due to permafrost or ice-core occurrence, and the formation and release of subglacial water reservoirs (González-Huesca and Delgado-Granados, 1997; Oropeza-Villalobos, 2001; Palacios et al., 2001). The July 1, 1997, lahar was non-cohesive and transformed into a hyperconcentrated stream flow further downstream (Capra et al., 2003). The sediment volume was estimated between 330,000 and 400,000 m³ with a sediment content of about 25% (Sheridan et al., 2001; Capra et al., 2003).

The January 21, 2001, lahar was also preceded by eruptive activity with pyroclastic flows but did not transform into a hyperconcentrated stream flow. The involved amount of water was significantly smaller than in 1997, and the sediment volume was about 240,000 m³ with a sediment concentration of ca. 60% (Julio-Miranda et al., in press). The sediment primarily originated from water-saturated pumice-flow deposits. Both, the 1997 and the 2001 lahars, reached the vicinity of Santiago Xalitzintla at 13 km from the source zone and 17 km from the vent. The lahars caused damage to agricultural land and other private property.

Evidence of much larger laharic events in the order of 5×10^7 m³ was found for the Huiloac gorge extending down to the town of San Nicolás de los Ranchos and dating from 1100 to 1300 years before present (Siebe et al., 1996). González-Huesca et al. (1997) and González-Huesca (2000) furthermore mentioned an event known as the San Nicolás lahar which almost reached the town of Izúcar de Matamoros traveling almost 60 km along the stream 1300 years B.P.

The northwestern drainage area of Popocatepetl with the Nexpayantla gorge directed to the town of San Pedro Nexapa and other villages was barely affected by lahars since the beginning of the new eruptive phase of Popocatepetl. The absence of ice-melting-related lahars at Nexpayantla gorge is because the drainage system of the Ventorillo and Noroccidental glaciers drain towards the Huiloac and Guadalupe gorges and not to Nexpayantla. Sheridan et al. (2001) reported on a lahar extending far beyond San Pedro

Nexapa with an estimated volume of $1.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ about 1100 to 1300 years ago when presumably ice still existed in the uppermost part of the Nexpayantla gorge or intense rain also provided water for their formation.

4.2. LAHARZ for Popocatépetl DEMs

Modeling of lahars using LAHARZ was done for the Huiloac and Nexpayantla gorges. Determination of the modeled lahar volumes is a key parameter of the model setup. For the Huiloac drainage, the chosen laharic volumes were based on the 1995-2001 events, the available volume of water due to potential melting of glacier ice and snow, and the historical record of lahars under conditions similar to present. Due to the strong glacier retreat in recent years (Huggel and Delgado Granados, 2000; Julio Miranda and Delgado Granados, 2003), the water equivalent of ice has likewise significantly decreased to about $2.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ at present. In accordance with studies on sedimentological characteristics of recent lahars in the Huiloac gorge (Capra et al., 2003; Julio et al., in press) and more general flow-type considerations (e.g. Pierson and Costa, 1985; Pierson and Costa, 1987; Hungr et al., 2001), a sediment concentration of 25 to 65% is assumed for potential lahars. Hence, given the maximum water-volume available from melting processes, a maximum laharic volume of 3.7×10^6 to $8 \times 10^6 \text{ m}^3$ results. Determination of the H/L ratio for distinction of the upstream boundary of the distal hazard zone was based on sedimentological evidence of recent lahars (i.e. the onset of sediment deposition; Capra et al., 2003; Julio et al., in press) and set to 0.32.

For the Nexpayantla gorge, less geological evidence exists for reconstructing potential lahar volumes. A likely scenario is lahar generation from rock avalanches or pyroclastic flows combined with very heavy rain. The modeled lahar volumes were chosen as 5×10^4 , 1×10^5 , 5×10^5 and $3 \times 10^6 \text{ m}^3$ based on sediment deposits potentially available for flow mobilization. Very large events in the order of 10^7 to 10^8 m^3 were considered as having very low

probability of occurrence but were included here to analyze the replication of the lahar 1100-1300 years ago (Sheridan et al., 2001) by the LAHARZ model.

Processing steps of the LAHARZ program, such as calculation of the energy cone, stream flows, lahar cross sections, were found to be more stable with the SRTM DEM than with the ASTER DEM. Some of the processing steps have occasionally failed with the ASTER DEM, which is likely due to interpolated areas of missing data or errors in the drainage channels. The results of model runs for the Huiloac gorge based on the ASTER-derived DEM show that only lahars with a volume of $5 \times 10^6 \text{ m}^3$ or larger reach the town of Santiago Xalitzintla (Fig. 3). Lahars modeled with the same flow volume but with SRTM terrain data (Fig. 4) travel 1.8 km further downstream passing Santiago Xalitzintla and almost reaching San Nicolás. As can be inferred from Figure 3, the ASTER-based model tends to a stronger lateral distribution of the flow volume, thus limiting the longitudinal distribution (i.e. travel distance). In comparison to the observed lahar of corresponding volume in 1997, the modeled lahars fall short in travel distance by ca. 2 and 4 km for SRTM and ASTER, respectively. The flow paths for the ASTER and SRTM DEMs are consistent except for the middle section where an erroneous flow-routing of the ASTER model can be observed, caused by an error of the respective DEM.

LAHARZ models for the Nexpayantla gorge show that lahars with a volume equal or larger than about $5 \times 10^5 \text{ m}^3$ may represent a hazard for the town of San Pedro Nexapa (Fig. 5). Due to a lack of recent laharic events, no detailed geological record exists here to relate modeled and observed inundation areas. The simulation of the historical $1 \times 10^8 \text{ m}^3$ lahar yields a stronger confinement to the flow channel, and a stronger deviation to the south than indicated by the mapped deposits (Sheridan et al., 2001). In any case, and not surprisingly, a lahar of such a dimension, though very unlikely, would have a disastrous impact on today's populated areas.

4.3. MSF for Popocatépetl DEMs

The MSF model was applied to the Huiloac and Nexpayantla gorges using ASTER and SRTM DEM data. A maximum of insights into the characteristics of the model in combination with the DEMs could thus be achieved. Other than with LAHARZ, no processing failure was recorded with the ASTER DEM (and either with the SRTM DEM) when running the MSF model.

For the Huiloac lahar, the starting location for the model was set at the head of the proglacial tributaries of the Huiloac gorge at 4700 m a.s.l. The lahars observed in recent years all had their origin in this zone immediately down stream of Ventorillo glacier triggered by mobilization of ash, rock and ice avalanche deposits in connection with high melt-water input (Palacios et al., 2001). The initiation zone for the Nexpayantla drainage was defined at 4200 m a.s.l. at the toe of a major rockfall area at Cerro del Fraile, a remaining of a secondary magmatic intrusion at Popocatépetl volcano. Lahars can be triggered there by rainfall-induced mobilization of ash and rock deposits, or by transformation of a rock avalanche into a lahar. In consideration of the erodible sediment volume available it may be assumed that lahars with a volume larger than about $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ would only occur in combination with a major rock avalanche. The lahar starting zones defined for the MSF model are different from those for LAHARZ. This is due to the MSF model concept which simulates the lahar from the initiation zone in order to predict an appropriate H/L ratio over the entire flow path. For comparison with modeling results from LAHARZ, tests were performed with the MSF model starting at the same location as with LAHARZ. Results did not show any significant difference of the shape of down-stream inundated areas for different initiation zones defined for the MSF model.

For both drainages, the H/L ratio for confining the lahar runout is defined as 0.1.

Beyond the basic controversy of constraining a lahar by definition of a H/L ratio, the value of 0.1 is reasonable in view of the H/L ratio of 0.15 attained by recent lahars. The MSF model simulates reasonable maximum events which are defined here about half to one order of magnitude larger than the recent lahar events. H/L equal to 0.1 is thus supposed to realistically confine the lahar even though a physical basis for doing so is lacking so far.

As it is characteristic for the MSF model, it identifies different potential flow paths assigning a corresponding qualitative probability. In case of the Huiloac lahar, the MSF model indicates a possible flow deviation at about 3700 m a.s.l. with both, the ASTER and SRTM DEMs (Figs. 6 and 7). Verification of the field conditions at this point yields a poorly defined flow channel which enables overflow in the model. The different flow paths join again about 3 km upstream from Santiago Xalitzintla. By using a H/L of 0.1, the simulated lahars just reach the town of Nealticán, 10 km down stream from Santiago Xalitzintla. There is a high correspondence of the simulated lahars when using the ASTER and the SRTM DEM. Except for the middle section where the ASTER-based model shows a somewhat stronger lateral flow distribution, the potentially inundated areas are much alike. The modeled flow path between Santiago Xalitzintla and San Nicolás is characterized by confined channel flow in both DEM applications. This is evidence that the ASTER as well as the SRTM DEM adequately represent the channel topography. The color range of the models allows to distinguish between more and less likely affected areas.

The lahar simulations in the Nexpayantla gorge reveal the effects of errors and related interpolation of the ASTER DEM on the flow-routing. In the middle section of the gorge, the simulated lahar is deviated into the drainage channel next to north (not shown in figure). Such errors in the DEM should be recognized during the DEM analysis in order to avoid misinterpretations.

The SRTM-based lahar model of the Nexpayantla gorge is first confined to the drainage channel and then starts flow spreading at the fan apex (Fig. 8). The model indicates a large

inundated area, which is only realistic with a flow volume significantly larger than of the order of 10^5 to 10^6 m³. The geological record of the San Pedro lahar 1100 to 1300 years ago and the related areas affected (Sheridan et al., 2001) are reasonably consistent with the modeled inundation areas. According to the volume of the San Pedro lahar, the volume of the modeled lahar event may thus be inferred as in the order of 10^8 m³. It is notable that the MSF model also simulates a likely north-bound inundation area and not a south-bound one only as with LAHARZ.

5. Discussion

For the LAHARZ simulations the model parameters were kept identical for both the ASTER and SRTM DEM. Hence, the difference of the modeling results, in particular the travel distance, as observed for the Huiloac lahars can be directly related to the DEMs used. The digital representation of the drainage channel and valley cross-section of each DEM determines the lateral distribution of the flow volume in LAHARZ, and, as a consequence, also the travel distance and the delineation of the distal hazard zone. It is notable that the 90 m SRTM DEM confines the lahar stronger to the flow channel than the 30 m ASTER DEM. Stronger lateral flow confinement of lower-resolution DEMs could be to scaling phenomena. Scaling phenomena present with LAHARZ in connection with the lateral flow distribution and the shape of the inundated area was, in fact, already pointed out by Iverson et al. (1998) though they did not compare different DEM applications. Stevens et al. (2002) investigated the effects of grid-spacing on lahar inundation zones predicted by LAHARZ by comparing a 10 m-gridded DEM with resampled derivatives of 30 m and 90 m resolution. No significant effect could be detected except for some lahars falling short in travel distance by 1-2 km when using the coarser spaced grids, actually the opposite phenomenon of the one identified in the

present study. We therefore argue that the more accurate representation of the main drainage channels by the SRTM DEM, and in general the generic type of the DEM, is a more critical issue influencing the model result. Despite the higher resolution, the ASTER DEM bears more vertical errors than the SRTM DEM. A comparison of the shape of the inundated area of the ASTER and SRTM DEM-based modeling reveals good correspondence. Thus, the ASTER-based model, though finer spaced, does not add any significantly new information to the SRTM-based model in terms of the shape of the inundated area. The ASTER-SRTM comparison of the LAHARZ modeling reveals, however, that the choice of the DEM can have important effects on the determination of the distal hazard zone and thus on hazard assessment and mapping (see also Stevens et al., 2002, for comparison of a map-derived and an airborne InSAR DEM in combination with LAHARZ). With otherwise identical model parameters, the modeling using the ASTER and SRTM DEMs shows a difference of 1.8 km of the horizontal travel distance for the $5 \times 10^6 \text{ m}^3$ lahar, or a 15 to 20% difference in relation to the total travel distance. Determination of hazard zones in critical areas (i.e. populated areas) should thus not be based on one DEM alone without any sensitivity analysis, and integration of a further DEM from different source data helps determining the range of model uncertainty.

In comparison to the observed lahars, the model runs with both, the ASTER and SRTM DEM, show a stronger lateral flow volume distribution in LAHARZ. For instance, the roughly $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ -volume lahar (including sediment and water content) in 1997 reached the town of Santiago Xalitzintla while the modeled lahar with the same volume does not. Unlike in the MSF model, the strong lateral flow volume distribution has a direct effect on the modeled travel distance of the lahar in LAHARZ. The distal hazard zone is thus underestimated, an effect that has to be seriously considered for corresponding hazard mapping.

Although the MSF model integrates similar flow algorithms as LAHARZ and is also

run within a GIS environment, it follows otherwise a different concept: the flow path is not directly related to the flow volume but the latter is indirectly indicated by a probability function showing more and less likely flow trajectories and distribution. The travel distance is constrained by the H/L approach. As outlined above, definition of a H/L ratio for a lahar insufficiently represents the processes observed in nature and bears several uncertainties (Scott et al., 2001, 2005). Sediment bulking and flow transformation to hyperconcentrated stream flow are thus not accounted for. It must be emphasized therefore that a channelized flow can travel several kilometers further down stream than indicated by the model, in particular in case of a hyperconcentrated stream flow. The MSF model is clearly less sensitive to flow channels represented in the DEM than LAHARZ and may simulate overflow where LAHARZ constrains the flow to the channel. The resulting flow distribution may appear too wide for a lahar. However, these results should be understood as a maximum distribution and as an indicator of possible alternative flow paths in case of a large event. According to recent studies, the MSF model has also been found suitable for delineating areas affected by mass movement processes less confined to flow channels, such as debris or rock avalanches (Noetzli et al., in press).

In sum, this study has shown that both ASTER and SRTM DEMs are feasible for lahar modeling with either of the two models applied. This represents an important finding in view of the nearly global availability of ASTER and SRTM data. As far as ASTER is concerned, it is furthermore of relevance that the sensor is capable to take repeat stereo images for DEM generation, theoretically at every satellite overpass if weather conditions permit. On active volcanoes, the topography may change frequently due to accumulation of eruptive products, and hence exert a determinant influence on the flow path of mass movements. Outdated DEM data may thus yield erroneous modeling results. ASTER provides an invaluable tool to acquire a digital representation of the current topographic situation of volcanoes at low cost.

6. Conclusions

This study has evaluated DEMs derived from ASTER and SRTM remote sensing data for lahar modeling. Both type of DEMs basically have been found feasible for application with the mass-flow models LAHARZ and MSF. Due to the global coverage of ASTER and SRTM data, this conclusion implies that such lahar modeling studies are possible on virtually any volcano. This is of particular importance for volcanoes with lacking DEM information. For volcanoes with available DEMs (e.g. map-derived), the ASTER and SRTM data can represent opportune information for verification of lahar modeling based on the present topographic situation.

The SRTM data, though of coarser spatial resolution, has proven to represent the actual topography more reliably than the ASTER DEM, especially with regard to the flow channels. ASTER DEMs can have problems in steep north-facing slopes. Related errors can cause incorrect lahar modeling. The generation of DEMs from ASTER imagery furthermore requires a cloud-free satellite image (due to optical sensor characteristics), which can be problematic, for instance, in regions of the inner tropics with constant cloud cover. Where adequate topographic and atmospheric conditions for DEM generation do prevail, ASTER DEMs are able to provide considerable detail on lahar flow distribution. We furthermore found that the shape of predicted inundated areas based on ASTER and SRTM DEMs is fairly consistent. Significant differences of the modeled travel distance of lahars of the same volume, however, were revealed when using ASTER and SRTM DEMs with LAHARZ. This was due to stronger lateral flow distribution in the ASTER-based model. The generic type of DEM used and not scaling phenomena are primarily responsible for this effect.

In more general terms, it is concluded that the type of DEM used is highly relevant for the results obtained with LAHARZ, a particularly important finding to consider when

modeling results are used for hazard assessment and mapping. In practice, often there has not been any alternative option to the DEM available so far – if ever one DEM was available. Nowadays, digital terrain data from the space-borne sensors ASTER and SRTM, or in some cases even from very-high resolution sensors such as QuickBird or SPOT-5, can improve results and reliability of lahar modeling. When only one DEM is available, the current study strongly suggests analyzing the accuracy and quality of the DEM with sensitivity tests prior to lahar modeling.

Acknowledgements

This research was initiated during the sabbatical leave of Hugo Delgado to the University of Zurich under the sponsorship of Dirección General de Asuntos del Personal Académico (UNAM). Support and constructive comments on the manuscript by Wilfried Haerberli are greatly acknowledged.

References

Abrams, M., 2000. ASTER: Data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform. *Int. J. Remot.* 21, 847-853.

Brugman M., Delgado Granados, H., 1998. Evaluating glacier-related hazards on an active volcano: Popocatépetl volcano, Mexico City. In: *Geomatic in the era of Radarsat*, Ottawa, Ontario, Canada, June 9-11, 1998, Abstracts, 276-277.

Bursik M., Martínez-Kackert B., Delgado Granados H., González-Huesca A., 2003. A smoothed-particle hydrodynamic automaton of landform degradation by overland flow. *Geomorphology* 53, 25-44.

Crandell, D.R. 1989. Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from Mount Shasta Volcano, California, and debris-avalanche hazard zonation. *U.S. Geol. Survey Bull.* 1861, 29 pp.

Delgado Granados, H., 1997. The glaciers of Popocatépetl Volcano, Mexico: changes and causes. *Quat. Int.* 43, 1-8.

Delgado Granados, H., Brugman, M., 1995. Monitoreo de los glaciares del Popocatépetl. In: *Volcán Popocatépetl, Estudios Realizados durante la Crisis de 1994-1995*, CENAPRED-UNAM, 221-244.

Delgado Granados H., Panfil, M., González-Huesca, E.A., Uruñuela, G., Plunket, P., Gardner, T., Abrams, M., 1994. Lessons from Popocatépetl Volcano (Mexico): ancient settlement buried by lavas, mudflows, and air-fall deposits, *American Geophysical Union Annual Meeting 1994*, Abstracts, 737.

Delgado Granados, H., González-Huesca, E.A., Molinero, R., 1995. The San Nicolás Lahar at Popocatépetl volcano (Mexico): blast triggered lahar involving melting of an ice mass. In: *Geological Society of America Annual Meeting New Orleans, Louisiana, 6-10 November 1995*, Abstracts, A-358-359.

González-Huesca E. A., 2000. Estudios de detalle estratigráfico y sedimentológico del Lahar de San Nicolás en el flanco noreste del volcán Popocatépetl. Engineering thesis, UNAM, Mexico, 109 pp.

González-Huesca, A. E., Delgado-Granados H., Urrutia-Fucugauchi J., 1997. The San Nicolás Lahar at Popocatépetl volcano (Mexico): A Case study of a glacier-ice-melt-related debris flow, triggered by a blast at the onset of a plinian eruption. In: International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico, 19-24 January 1997, Abstracts, 94.

González-Huesca, E. A., Delgado Granados, H., 1997. Los eventos laháricos de junio de 1997 en el volcán Popocatépetl: ¿Eventos generados por Jökulhlaups? In: Reunión Anual Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, 3-7 November 1997, Abstracts, 269.

Hirano, A., Welch, R., Lang, H., 2003. Mapping from ASTER stereo image data: DEM validation and accuracy assessment. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 57(5-6), 356-370.

Huggel, C., Delgado, H., 2000. Glacier monitoring at Popocatépetl volcano, México: glacier shrinkage and possible causes. In: Hegg, C. and Vonder Muehll, D. (Eds.), *Beitrage zur Geomorphologie. - Proceedings Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft*, 8-10 July 1999, Bramois, WSL Birmensdorf, 97 -106.

Huggel, C., Käab, A., Haeberli, W., Krummenacher, B., 2003. Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3(6), 647-662.

Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M., Hutchinson, J.N., 2001. Review of the classification of landslides of the flow type. *Env. Eng. Geol.* 7(3), 221-238.

Iverson, R.M., Schilling, S.P., Vallance, J.W., 1998. Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geol. Soc. Am. Bull.* 110, 972-984.

Julio Miranda, P., Delgado Granados, H., 2003. Fast hazard evaluation, employing digital photogrammetry on Popocatépetl glaciers, Mexico. *Geofísica Internacional* 42(2), 275-283.

Julio Miranda, P., González-Huesca, A. E., Delgado-Granados H., Kääb, A., In press. Ice-fire interactions at Popocatepetl volcano (Mexico): case study of the January 22, 2001 eruption. *Z. Geomorph.*

Kääb, A., 2002. Monitoring high-mountain terrain deformation from air and spaceborne optical data: Examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS J. Photogramm. and Remote Sens.* 57(1-2), 39-52.

Kääb, A. 2005. Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya. *Remote Sens. Environ.* 94(4), 463-474.

Kääb, A., Wessels, R., Haeberli, W., Huggel, C., Kargel, J.S., Khalsa, S.J.S., 2003. Rapid Aster imaging facilitates timely assessments of glacier hazards and disasters. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 13(84), 117-121.

O'Callaghan, J.F., Mark, D.M., 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision Graphics and Image Proceedings* 28, 323-344.

Malin, M.C., Sheridan, M.F., 1982. Computer-assisted mapping of pyroclastic surges. *Science* 217, 637-640.

Noetzi, J., Huggel, C., Hoelzle, M. and Haeberli, W. In press. GIS-based modelling of rock/ice avalanches from Alpine permafrost areas. *Computational Geosciences*.

Oropeza Villalobos B., 2001. Caracterización física de los flujos laháricos originados de enero de 1999 a octubre de 2000 en el sector NE del volcán Popocatepetl. Master thesis, Geophysical Institute, UNAM, Mexico, 92 pp.

Oropeza Villalobos B., Delgado Granados H. and Ruíz García B., 1999. Análisis espectral de los datos de detectores de flujo del volcán Popocatepetl. Reporte preliminar. Simposio Internacional Volcán Popocatepetl, México D. F., 22-24 March 1999, 29.

Palacios, D., Marcos, J., 1998. Glacial retreat and its geomorphologic effects on Mexico's active volcanoes, 1994-1995. *J. Glaciol.* 44(146), 63-67.

Palacios, D., Zamorano, J.J., Parrilla, G., 1998. Proglacial debris flows in Popocatépetl north face and their relation to 1995 eruption. *Z. Geomorph. N.F.* 42(3), 273-295.

Palacios, D., Zamorano, J.J., Gomez, A., 2001. The impact of present lahars on the geomorphologic evolution of proglacial gorges: Popocatepetl, Mexico. *Geomorphology* 37, 15-42.

Pieri, D., Abrams, M., 2004. ASTER watches the world's volcanoes: a new paradigm for volcanological observations from orbit. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 135, 13-28.

Pierson, T.C., Scott, K.M., 1985. Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Res. R.* 21(10), 1511-1524.

Pierson, T.C., Costa, J.E., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. In: Costa, J.E., Wieczorek, G.F. (eds.), *Debris Flows / Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation*, Geol. Soc. Am., *Rev. Eng. Geol.* 7, 1-12.

Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., Bamler, R., 2003. The shuttle radar topography mission a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS J. Photogramm. and Remote Sens.* 57(4), 241-262.

Schilling, S.P., 1998. LAHARZ: GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones. US Geological Survey Open-File Report 98-638, 79 pp.

Scott, K.M., Macías, J.L., Naranja, J.A., Rodríguez, S., McGeehin, J.P., 2001. Catastrophic debris flows transformed from landslides in volcanic terrains: mobility, hazard assessment, and mitigation strategies. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1630, 59 pp..

Scott, K.M., Vallance, J.W., Kerle, N., Macías, J.L., Strauch, W., Devoli, G., 2005. Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita volcano, Nicaragua: occurrence, bulking and transformation. *Earth Surf.* 30, 59-79.

Sheridan, M.F., Hubbard, B., Bursik, M.I., Abrams, M., Siebe, C., Macias, J.L., Delgado, H., 2001. Gauging shortterm volcanic hazards at Popocatépetl. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union* 82, 185-188.

Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., Obenholzner, J., 1996. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future? *Geology* 24, 399-402.

Siebe, C., Schaaf, P., Urrutia-Fucugauchi, J., 1999. Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111, 1550-1562.

Siebert, L. 1996. Hazard of large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena. In: Scarpa, R. and Tilling, R.I. (eds.), *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Berlin, Springer, 541-572.

Stevens, N.F., Manville, V. and Heron, D.W. 2002. The sensitivity of a volcanic flow model to digital elevation model accuracy: experiments with digitised map contours and interferometric SAR at Ruapehu and Taranaki volcanoes, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 119, 89-105.

Stevens, N.F., Garbeil, H. and Mouginiis-Mark, P.J., 2004. NASA EOS Terra ASTER: Volcanic topographic mapping and capability. *Remote Sens. Environ.* 90, 405-414.

Sun, G., Ranson, K. J., Kharuk, V. I., Kovacs, K., 2003. Validation of surface height from Shuttle Radar Topography Mission using Shuttle laser altimeter. *Remote Sens. Environ.* 88(4), 401-411.

Thouret, J.-C., 1990. Effects of the November 13, 1985 eruption on the snow pack and ice cap of Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 41, 177-201.

Toutin, T., Cheng, P., 2001. DEM generation with ASTER stereo data. *Earth Observation Magazine* 10(6), 10-13.

Van Zyl, J. J., 2001. The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography. *Act Astrona.* 48(5-12), 559 -565.

Figure captions

Fig. 1. Location of Popocatépetl volcano in central Mexico (inset). Shaded SRTM (A) and ASTER (B) DEMs of the Popocatépetl volcano area are shown. Contour lines are at 500 m interval. The most important villages and towns, relevant for laharic modeling studies are indicated. Note the erroneous area in the ASTER DEM at the Nexpayantla gorge.

Fig. 2. Comparison of the ASTER DEM relative to the SRTM DEM. Negative (positive) values refer to lower (higher) elevations in the ASTER DEM relative to the SRTM DEM. The location of the 10 x 10 km subset used for accuracy tests excluding the main erroneous area of the Nexpayantla gorge is indicated. Less rugged terrain generally shows less deviations of the ASTER DEM from the SRTM DEM.

Fig. 3. Modeled lahars in the Huiloac gorge using LAHARZ and the ASTER DEM with four different lahar volumes. Base image is an ASTER near-infrared image where vegetation is shown in red colors (taken on 21 March 2001). Popocatépetl volcano with the crater is visible in the lower left corner.

Fig. 4. Modeled lahars in the Huiloac gorge using LAHARZ and the SRTM DEM with five different lahar volumes. Base image is the same as Fig. 3. Note the difference in travel distance of the predicted lahars of equal volume in relation with those shown in Fig. 3.

Fig. 5. Modeled lahars in the Nexpayantla gorge using LAHARZ and the SRTM DEM. The largest simulated lahar (light blue) replicates a historic event 1100 to 1300 years B. P. (Sheridan et al., 2001).

Fig. 6. MSF model simulating a probable maximum lahar event in the Huiloac gorge using the SRTM DEM. The runout is constrained by a H/L ratio of 0.1. Color coding refers to different degrees of probability for a cell to be affected by the lahar. The initiation zone of the lahar is defined at a higher elevation than in the LAHARZ model due to the MSF model concept (see text).

Fig. 7. MSF model simulating a probable maximum lahar event in the Huiloac gorge using the ASTER DEM. The runout is constrained by a H/L ratio of 0.1. Color coding refers to different degrees of probability for a cell to be affected by the lahar.

Fig. 8. MSF model simulating a probable maximum lahar event in the Nexpayantla gorge using the SRTM DEM. The runout is constrained by a H/L ratio of 0.1. Color coding refers to different degrees of probability for a cell to be affected by the lahar. The initiation zone of the lahar is defined at a higher elevation than in the LAHARZ model due to the MSF model concept (see text).