

IV Reunión de Geomorfología
Grandal d' Anglade, A. y Pagés Valcarlos, J., Eds.
1996, Sociedad Española de Geomorfología
O Castro (A Coruña)

DEGLACIACIÓN EN LOS GRANDES ESTRATOVOLCANES MEXICANOS EN 1994/95

de Marcos, J. y Palacios, D.

Dept. de A.G.R. y Geografía Física. Universidad Complutense. Madrid 28040.
España.

RESUMEN

Los grandes estratovolcanes mexicanos activos, Popocatepetl (5.450 m) y Pico de Orizaba (5.700 m), están cubiertos por glaciares en sus laderas septentrionales. Este trabajo analiza el retroceso de estos glaciares desde febrero de 1994 a octubre de 1995 y sus consecuencias geomorfológicas. Los resultados de la observación demuestran que la deglaciación está suponiendo un incremento de los procesos erosivos y la formación generalizada de hielo residual cubierto por depósitos.

Palabras clave: Deglaciación, volcanes, glaciares, México

ABSTRACT

The northern slopes of Mexico's great, active stratovolcanoes: Popocatepetl (5450 m a.s.l.) and Pico de Orizaba (5700 m) are covered by glaciers. This paper analyzes the glaciers' retreat between February 1994 to October 1995, and its geomorphological consequences. The results of field observations showed that deglaciation had increased the amount of erosion and had lead to the widespread formation of deposits that buried cover ice.

Key words: Deglaciation, volcanoes, glaciers, Mexico

INTRODUCCIÓN

El volcán del Popocatepetl se localiza en el centro de la Cordillera Neovolcánica Mexicana (19° 03'N, 98° 35'W) tiene una altitud de 5.450 m s.n.m.. El volcán del Pico de Orizaba (Citlaltepetl) se encuentra ubicado en el borde oriental de dicha cordillera volcánica (19° 01'N y 97° 16'W) y tiene una altitud de 5.700 m s.n.m. Son los dos estratovolcanes de mayor altitud de México, y los dos únicos que son activos y a la vez tienen glaciares en sus laderas. Esto hace que reúnan unas condiciones de alto riesgo por la formación de lahares, por lo que el control de estos glaciares tiene una gran importancia. El presente trabajo es el resultado del contraste de la observación realizada en febrero de 1994 y octubre de 1995. En ambas campañas de campo se tomaron las altitudes de los frentes glaciares y la extensión de la superficie cubierta por hielo atrapado por los depósitos procedentes de las laderas que las enmarcan. Además, en ambos glaciares se tomaron las temperaturas del hielo del glaciar y del hielo bajo los citados depósitos.

RESUMEN DE LA EVOLUCIÓN GLACIO-VOLCÁNICA RECIENTE DEL POPOCATEPETL Y DEL PICO DE ORIZABA

El volcán moderno de Popocatepetl inicia su formación hace 5.000/3.500 años BP a partir de la destrucción explosiva de un volcán previo. Los restos de este volcán anterior forman en la actualidad un espolón rocoso adjunto a la ladera noroccidental del cono volcánico actual y recibe el nombre de Pico del Fraile (5.013 m s.n.m.). La actividad volcánica más importante en la formación del cono actual se desarrolla a partir de 1.300 años BP. En época histórica se sucedieron importantes eventos eruptivos que, seguramente, supusieron la desaparición total o parcial de un glaciar ya citado por las fuentes históricas de principios del siglo XVI. A partir de las últimas erupciones efusivas de 1697 el glaciar pudo desarrollarse según las condiciones climáticas, a excepción de los efectos causados por algunas emisiones de ash fall que se han sucedido de forma discontinua hasta la actualidad.

El glaciar alcanzó su máxima extensión a finales del siglo XIX. El frente de la lengua del glaciar mayor alcanzó una altitud mínima de 4.150 m s.n.m. Este glaciar, denominado Tenenepanco, se sitúa en la parte más occidental de la cara norte del volcán. Su límite occidental está formado por las laderas del Pico del Fraile. A mediados del presente siglo el frente de esta misma lengua se encontraba a 4.573 m s.n.m. A principios de los años setenta, este glaciar, tras un previo retroceso a los 4.80 m, experimentó un pequeño avance hasta alcanzar una altitud mínima de 4.60 m. El glaciar ha retrocedido considerablemente en los años 90, con altitudes mínimas de 4.694 m en abril 1992, 4.702 en agosto de 1993, 4.713 en febrero de 1994 (ver recopilación bibliográfica sobre la evolución glacio-volcánica del Popocatepetl en Palacios 1996). En las proximidades del frente glaciar han sido citados la existencia de permafrost (Heine 1994, Palacios 1996 y Delgado 1996).

El volcán moderno del Pico de Orizaba inicia su formación a partir de la destrucción de un edificio volcánico previo hace 33.000 años BP. Los restos de este antiguo volcán forman un espolón rocoso en la ladera noroccidental del nuevo cono y recibe el nombre de Pico del Sarcófago (5.080 m). La formación del nuevo cono se inicia hace 19.000 años BP. La formación del glaciar actual debió iniciarse al final de un largo proceso eruptivo que termina en 1687. Desde entonces el volcán solamente ha tenido una actividad fumaroliana.

El glaciar alcanzó su máxima extensión entre mediados y finales del siglo pasado. Este avance tuvo tres fases que se manifiestan en la existencia de los respectivos arcos morrénicos. El más bajo muestra una altitud mínima de 4.400 m s.n.m. para la lengua glaciar de mayor tamaño, llamado de Jamapa, situado en el extremo más occidental de la cara norte del volcán. A mediados del presente siglo el frente de esta lengua se encontraba a 4.640 m. A principios de los setenta, el frente se encontraba a 4.655 m, seguramente como consecuencia de un ligero avance. En febrero de 1994 el frente se encontraba a 4.718 m, pero lo más importante era que la lengua aparecía separada del resto del glaciar, al haber aflorado un umbral rocoso a los 5.000 m (véase recopilación bibliográfica sobre la evolución glacio-volcánica del Pico de Orizaba en Palacios y Vázquez, 1996). Se ha citado la existencia de permafrost en las proximidades del glaciar (Heine 1975, 1988, 1994 y Palacios y Vázquez 1996).

Los glaciares de Tenenepanco, el mayor del Popocatepetl, y el de Jamapa, el

mayor del Pico de Orizaba, se localizan con una misma orientación, nor-noroccidental, al amparo de un espolón rocoso en su lado occidental. Sus orígenes se inician, sin interrupciones eruptivas importantes, en el siglo XVII. Sus máximos avances se producen a finales del siglo pasado, en el cenit de la Pequeña Edad de Hielo. Desde entonces sufren un proceso de retroceso paulatino, únicamente interrumpido en los primeros años de la década de los setenta (White 1981). Este retroceso se ha acentuado en la década de los noventa. Asociado a este retroceso de los frentes de los glaciares se aprecia en ambos volcanes la formación de permafrost.

EL RETROCESO DEL GLACIAR DE TENENEPANCO (POPOCATEPETL) ENTRE FEBRERO DE 1994 Y OCTUBRE DE 1995 Y SUS CONSECUENCIAS GEOMORFOLÓGICAS

La cabecera del barranco de Tenenepanco, localizada entre los 4.700 m s.n.m. y los 4.800 m, ha quedado al descubierto en la década de los años ochenta/noventa, debido al retroceso del frente glaciar (Figura 1 y 2). En la ladera más occidental, las estribaciones del Pico del Fraile, afloran acumulaciones de lavas y piroclastos sumamente inestables, donde las caídas de rocas son constantes, por lo que en su base se forma un talud de gravedad de gran entidad y muy activo.

El resto de la cabecera de este barranco está formada por superficies de lavas y, sobre todo, núeés ardentes muy compactas, que han sido intensamente afectadas por la abrasión glaciar. Estos estratos volcánicos forman importantes escalones -entre 15 a 50 m de altura) en el contacto entre ellos. Las paredes de estos escalones, al quedar descubiertas por el hielo, son sumamente inestables, al contrario que las superficies culminantes. De estas paredes se desprenden grandes bloques que se acumulan en su base o se esparcen sobre la superficie inferior.

El retroceso del frente glaciar en los años noventa ha sido muy rápido. En abril de 1992 todavía se podían diferenciar una serie de lenguas, que aprovechaban las superficies ligeramente inclinadas de los estratos de lavas y núeés ardentes para adelantarse al resto del frente glaciar. La altitud mínima del frente glaciar era de 4.694 m s.n.m. En febrero de 1994 prácticamente solo se conservaba la lengua más occidental, aunque muy adelgazada. La altitud mínima era de 4.7013 m. En octubre de 1995 el resto de las lenguas habían desaparecido por completo y la lengua occidental había retrocedido considerablemente. La altitud mínima era de 4.735 m. Este importante retroceso puede tener, además de con las condiciones climáticas, una relación directa con la mayor actividad eruptiva del volcán, que dejó al glaciar parcialmente cubierto de cenizas volcánicas en varias ocasiones a lo largo del año (Delgado 1996).

Con el retroceso del frente glaciar, ha quedado al descubierto las ya citadas superficies pulimentadas y algún umbral rocoso. En ambos casos los depósitos abandonados por el glaciar son mínimos, debido a la falta de till subglaciar y el escaso transporte de materiales en general de este glaciar.

También han quedado al descubierto los escalones que separan los distintos estratos volcánicos y que se desarrollan longitudinalmente a la garganta. En estos escalones se ha iniciado una importante actividad de caída de rocas, formando en su base un talud de gravedad. El proceso es tan intenso, que parte de la masa de hielo está quedando atrapada bajo los depósitos. El resultado es que al pie de cada escalón se ha generado una formación sedimentaria, compuesta por

grandes bloques, que cubre restos de glaciar a modo de "hielo muerto". La formación más importante se encuentra en el sector más occidental, ya que recibe materiales del escalón rocoso correspondiente y de la ladera del Pico del Fraile. Es interesante destacar que cuando, con la prolongada retirada del hielo, algún escalón rocoso finaliza, deja de formarse la citada acumulación sedimentaria, por lo que es evidente la relación causa-efecto de estos dos elementos.

EL RETROCESO DEL GLACIAR DE JAMAPA (PICO DE ORIZABA) ENTRE FEBRERO DE 1994 Y OCTUBRE DE 1995 Y SUS CONSECUENCIAS GEOMORFOLÓGICAS

El retroceso del glaciar de Jamapa en los años noventa es sumamente marcado. En este caso no hay posible relación con actividad volcánica (Figs. 3 y 4). La causa más razonable es la propia dinámica del glaciar, además de la evidente influencia de las condiciones climáticas. La lengua del glaciar de Jamapa se asienta sobre una colada volcánica emitida en el año de 1537. Esta colada superó los límites de una caldera volcánica previa, formando, en este sector, un importante umbral. El adelgazamiento del glaciar en la década de los ochenta provocó que este umbral rocoso llegase a aflorar, separando la lengua de Jamapa del resto del glaciar de cúpula que se extiende por la parte superior del cono volcánico. A partir de entonces el glaciar de Jamapa redujo su superficie drásticamente.

En febrero de 1994 todavía quedaba un amplio retazo glaciar dividido en dos por un estrecho afloramiento rocoso. La altitud mínima era de 4.728 m s.n.m.. En octubre de 1995 el retazo más oriental estaba a punto de desaparecer, mientras que el retazo occidental había reducido considerablemente su extensión, pero todavía tenía cierta entidad.

Con la retirada del hielo ha aflorado gran parte de la citada colada, pudiendo apreciarse sus marcados levées. La superficie lávica está muy afectada por la abrasión glaciar. Sobre ella no han quedado restos de till, lo que evidencia la falta de till subglaciar y la escasa carga sedimentaria de este glaciar.

El límite occidental del glaciar de Jamapa lo constituye la ladera del Pico del Sarcófago. Esta ladera es muy activa, con constantes desprendimientos, caídas de rocas y frecuentes avalanchas de nieve sucia. Los aportes de estos materiales forman un extenso talud que ha dejado atrapado en su interior restos de hielo glaciar (Palacios y Vázquez, 1996). Este proceso ha continuado en el año 95, de tal manera que la reducción del glaciar ha supuesto el aumento del talud con hielo en su interior. El proceso ha dejado de producirse cuando la ladera del Pico del Sarcófago disminuye, y por lo tanto, pierde capacidad de aporte de materiales. Esto sucede en las proximidades de su cumbre.

CONTRASTE TÉRMICO ENTRE EL HIELO GLACIAR Y EL HIELO CUBIERTO POR EL TALUD

El hielo que queda cubierto por los depósitos conserva mucho mejor la temperatura que el hielo del glaciar (Fig.5). Los materiales sedimentarios de origen volcánico son muy malos conductores del calor, por lo que constituyen un buen aislante. Este hecho se destacó anteriormente en el glaciar de Jamapa (Palacios y Vázquez, 1996).

En la campaña de octubre de 1995 se midió la temperatura del glaciar de

Popocatepetl y Jamapa hasta una profundidad de 3 m, llegando hasta una temperatura de $-1,1^{\circ}\text{C}$ en el primer caso y de $-1,3^{\circ}\text{C}$ en el segundo. También se midió la temperatura del hielo cubierto por el talud en ambos estratovolcanes. En el Popocatepetl, con un espesor de depósitos de casi 1 m, la temperatura a 3 m de profundidad alcanzaba los $-4,9^{\circ}\text{C}$. En Jamapa, con un espesor de unos 0,5 m, se alcanzaba una temperatura de -3°C .

CONCLUSIONES

Los glaciares que cubren los conos volcánicos del Popocatepetl y el Pico de Orizaba tienen escasa capacidad de transporte, evidenciada por lo reducido de sus morrenas terminales de la Pequeña Edad de Hielo. Estas morrenas están formadas casi únicamente por el efecto de empuje del frente glaciar sobre materiales previos (Palacios 1995 y Palacios y Vázquez 1996). La rápida retirada del hielo en los últimos años confirman esta hipótesis, al no formarse ningún tipo de morrena de retroceso ni aflorar till subglaciar. La causa debe estar en la ausencia de aportes laterales, al ser glaciares que cubren conos sumamente regulares y a la escasa actividad fluvio-glaciar debido a gran permeabilidad de los materiales volcánicos.

En ambos casos existen paredes de roca longitudinales al flujo, donde el glaciar muestra una escasa capacidad de arranque de materiales. Cuando estas paredes quedan liberadas del hielo glaciar, inician un intenso proceso erosivo, desencadenado, a modo de hipótesis, por la descompresión, la fuerza de la gravedad, la acción de la gelifracción y, ocasionalmente, la formación de avalanchas.

La relación causa-efecto entre la retirada del hielo de la pared y el inicio de los procesos erosivos es tan evidente, que, de forma general, el hielo que pervive todavía en la base de la pared queda atrapado por los depósitos. El gran efecto aislante de éstos, mantiene el hielo a bajas temperaturas y ayuda a su conservación. El hielo más antiguo, atrapado por los depósitos, que se conserva en la actualidad es de 1971 (Heine 1975, Palacios y Vázquez 1996). En este periodo se puede iniciar la formación de glaciares rocosos (Palacios y Vázquez 1996).

La importante retirada de los frentes glaciares en los años 1994/95, causada en nuestra opinión por unas condiciones climáticas desfavorables, pero ayudada por la actividad volcánica en el caso del Popocatepetl y por el corte efectuado por el afloramiento de un umbral rocoso en el caso del Pico de Orizaba, ha acelerado estos procesos. Sin embargo, el hecho de que en ambos casos, el glaciar se encuentre reducido a la parte superior del cono y por lo tanto, donde ya no existen estos resaltes rocosos, hace suponer que, de seguir retrocediendo los frentes glaciares, el proceso de formación de taludes deje de producirse.

En cualquier caso, las observaciones llevadas a cabo en estos años apoya la teoría de la deglaciación de Church y Ryder (1972), según la cual los procesos erosivos más intensos se desarrollarían inmediatamente después de la retirada del glaciar, en el caso de los grandes estratovolcanes, al menos cuando se den las condiciones geomorfológicas similares a las descritas en el caso del Popocatepetl y Pico de Orizaba, con la existencia de edificios previos anexos al cono principal. Condiciones que son muy comunes en los grandes estratovolcanes, afectados normalmente por diversos periodos volcánicos constructivos y destructivos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CHURCH, M. y RYDER, J.M. 1972. Paraglacial sedimentation: consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Bulletin of the Geological Society of America*. 83: 3059-72
- DELGADO, H. 1996. The glaciers of Popocatepetl Volcano (Mexico): changes and causes. *Quaternary* (en prensa)
- HEINE, K. 1975. Permafrost am Pico de Orizaba, Mexiko. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 6: 212-217.
- HEINE, K. 1988. Late Quaternary Glacial Chronology of the Mexican Volcanoes. *Die Geowissenschaften*, 6: 197-205.
- HEINE, K. 1994. Present and past geocryogenic processes in Mexico. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5: 1-12.
- PALACIOS, D. 1995. Rockslide processes at the north slope of Popocatepetl Volcano. *Permafrost and Periglacial Processes*. 6(4): 345-359
- PALACIOS, D. 1996. The glacio-volcanic evolution of Popocatepetl Volcano: Geomorphologic consequences. *Geomorphology* (en prensa)
- PALACIOS, D. y VÁZQUEZ, L. (1996) Geomorphic consequences of a glacial retreat: Pico de Orizaba Volcano. *Geografiska Annaler* (en prensa)
- WHITE, S.E. 1981. Neoglacial to recent fluctuations on volcano Popocatépetl, Mexico. *Journal of Glaciology*, 27: 356-363.

Evolución del glaciar del Popocatepetl (Ventorrillo)

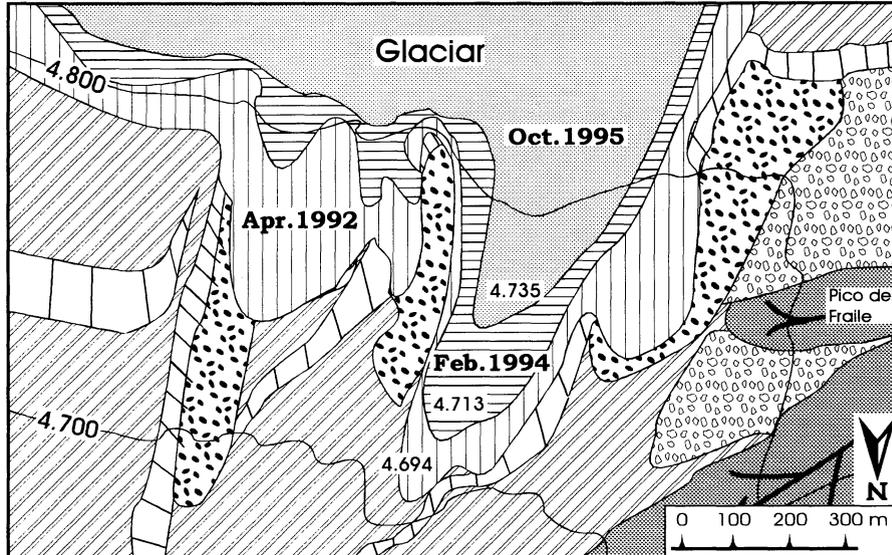
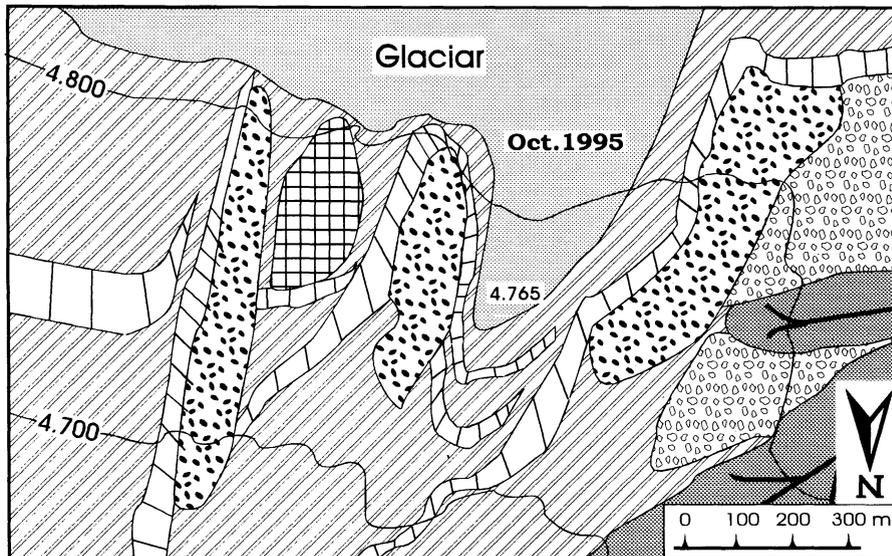


Figura 1

Nuevas formas afloradas por el retroceso glaciar



Evolución del frente glaciar del Popocatepetl

(Vista desde el Refugio del Ventorrillo)

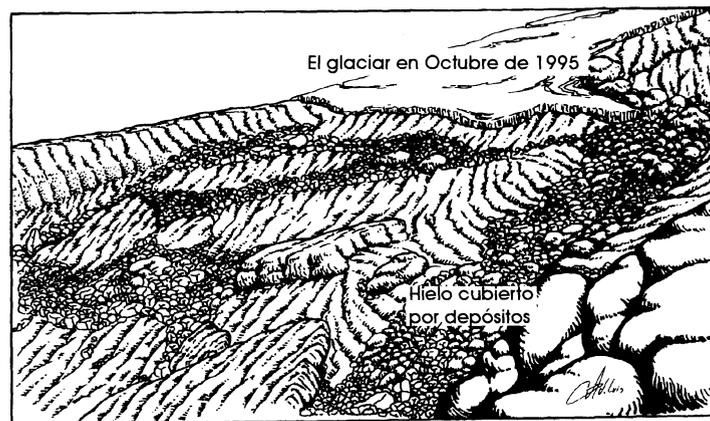
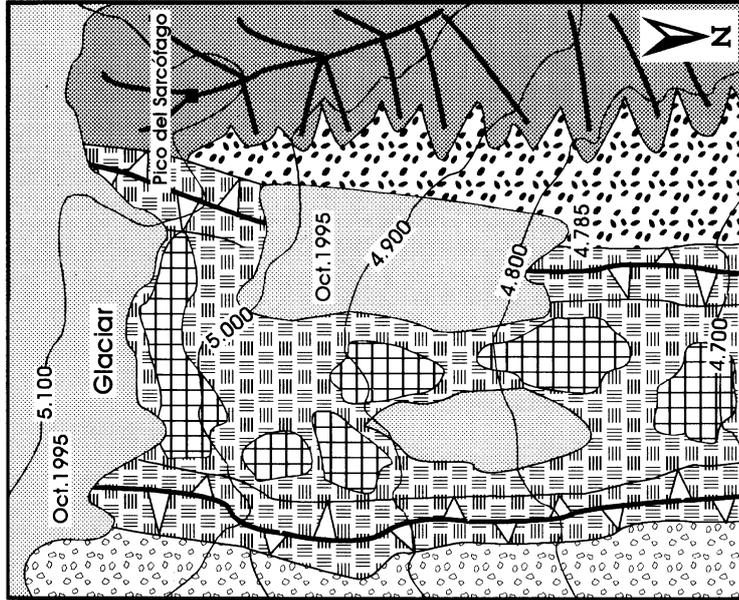
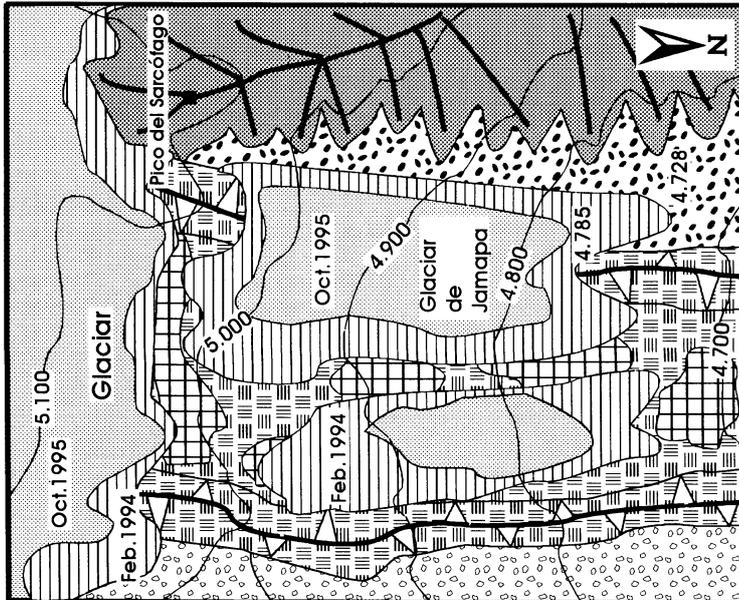


Figura 2

Nuevas formas afloradas por el retroceso glaciar



Evolución del glaciar de Jamapa



-  Coladas de lava
-  Levées de colada de lava
-  Umbrales rocosos
-  Espolones rocosos
-  El glaciar en Octubre de 1995
-  El glaciar en Febrero de 1994
-  Depósitos con núcleo de hielo
-  Depósitos sin hielo intersticial

Figura 3

Evolución del glaciar de Jamapa (Pico de Orizaba)

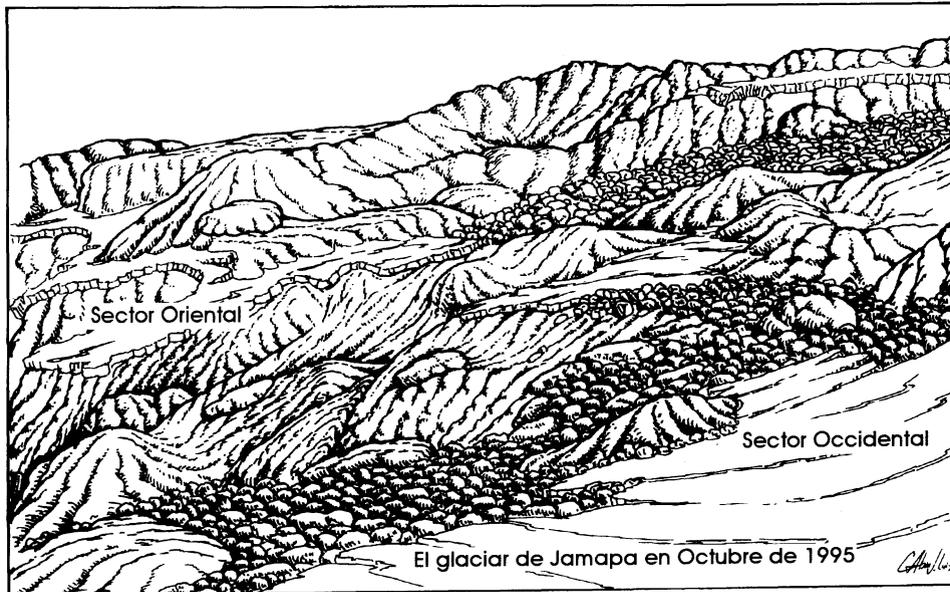
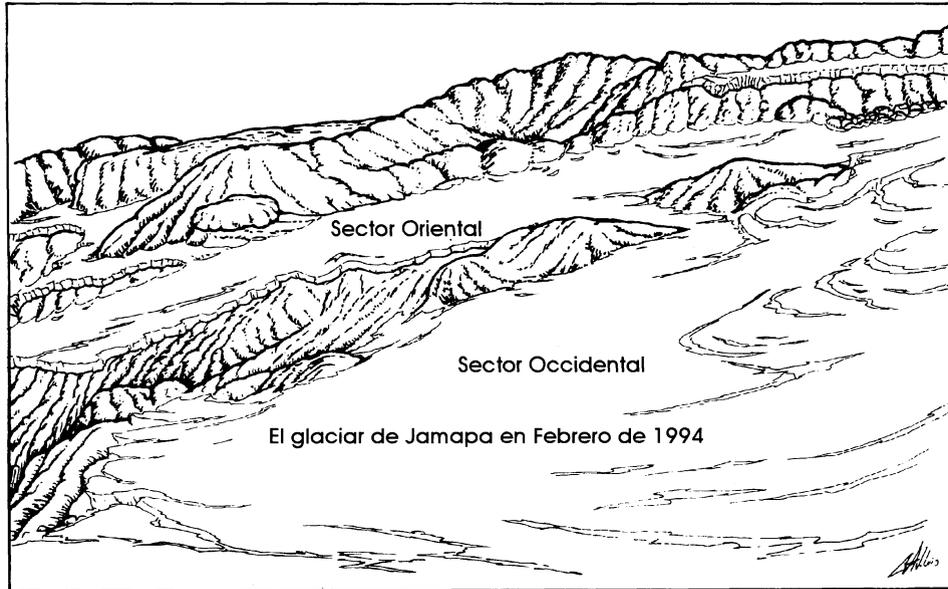


Figura 4

**Contraste en las temperaturas del Popocatepetl
(4.800 m s.n.m.) (Octubre de 1995)**

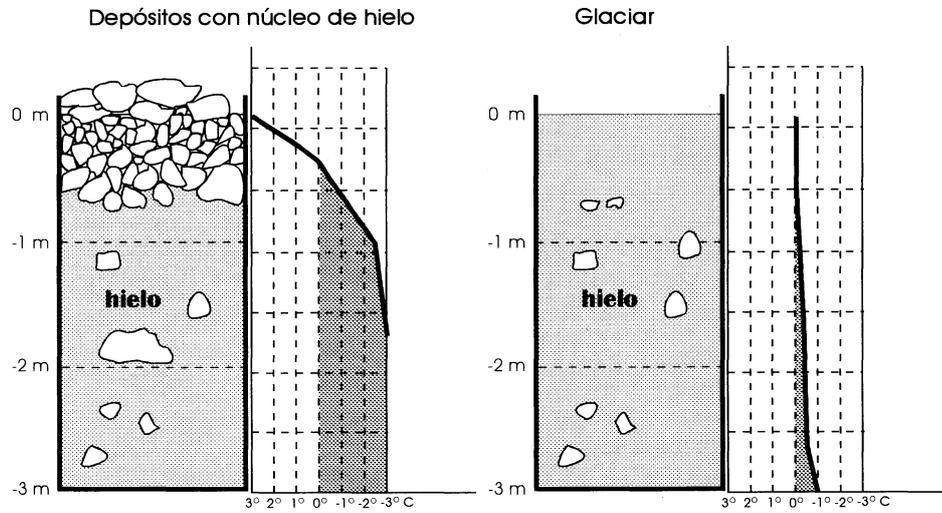


Figura 5

**Contraste de temperatura en Jamapa
(4.800 m s.n.m.) (Octubre de 1995)**

