

Geomorfología glacial y periglacial del Nevado de Toluca

DELFINO MADRIGAL URIBE Y MARÍA ARCELIA GONZÁLEZ TRÁPAGA*

Glacial and periglacial geomorphology of the Nevado de Toluca Volcano

Abstract. *The principal soil and rock formations of the Nevado de Toluca Volcano in the State of Mexico, are the product of the combination of different phases eruption in volcanic building, and of four glaciations which modelled its flanks and accumulated the glacial sediments in the valleys and hinterlands. These phases were separated by dry periods, where a dynamic periglacial process took place, similar to the processes under present day conditions. Based on palynological and phytogeographic analysis, as well as other studies of the Lake Quila and the Teyotl Volcano, it is possible to identify three other glaciation periods of short duration during the last 2,000 years.*

Introducción

El volcán Nevado de Toluca, ubicado en el Estado de México, constituye la cuarta de las elevaciones mexicanas más altas, después de los volcanes Pico de Orizaba, Popocatepetl e Iztaccíhuatl. Su parte más alta, ubicada en el Pico del Fraile, se eleva a 4,650 metros sobre el nivel del mar (msnm), lo cual hace de este importante volcán un atractivo centro turístico de tipo familiar, ya que es posible ascender hasta el cráter sin realizar actividades de alpinismo.

Por esta razón, los científicos y el público en general se interesan por conocer el origen y la formación de los distintos elementos del relieve de este edificio volcánico, y cuya difusión constituye en parte el propósito del presente artículo, ubicado en el área de la geomorfología glacial (desarrollada con la presencia de hielo y nieve) y la geomorfología periglacial, (desarrollada en las inmediaciones de los glaciares, donde actúa únicamente el hielo y las bajas temperaturas como fraccionadores de la roca, en relación con procesos gravitacionales).

En ese sentido, los autores se identifican con los criterios de Cailleux y Taylor (1954), que separan claramente los procesos del modelado glacial con los del periglacial, a diferencia de otros autores que

los mezclan indistintamente como parte del modelado glacial, introduciendo el concepto de crialteración como proceso inicial de fraccionamiento de la roca por cambios de temperatura y de volumen del hielo incluido en las fisuras, a partir del cual los procesos gravitacionales acumulan y movilizan fragmentos de distintos tamaños (criomodelado). Al desarrollarse la acumulación final de los fragmentos o presentarse una acción directa del frío sobre el suelo se desarrollan otras formas típicas conocidas como de criocumulación y criopedológicas.

Las actuales geoformas presentes en el volcán Nevado de Toluca obedecen a una combinación dinámica en la que se conjugan tanto los periodos de erupción del edificio como los procesos glaciales que se desarrollaron entre los mismos y otros de repliegue, donde dominan los procesos de modelado periglacial, como los que se manifiestan actualmente. Al ser este estudio una primera aproximación, se mezclan en un mismo mapa formas resultantes de claros procesos de modelado glacial con otras típicas de los modelados periglaciales.

La sobreposición y datación de las geoformas sólo puede inferirse a partir de localizar indicios de su presencia, o al utilizar las dataciones efectuadas en otros lugares a través de trabajos como los de White (1962, 1984 y 1988) y los de Heine (1973: 51-58) en volcanes como el Iztaccíhuatl, el Popocatepetl y la Malinche, así como retomando las observaciones e inferencias realizadas en el Nevado por el mismo Heine (1983). Al revisar las tefracronologías presentadas en los trabajos de Bloomfield (1974: 43-47), Bloomfield y Valastro (1974: 901-906) y Bloomfield *et al.*, (1977) para la secuencia estratigráfica de las erupciones del Nevado de Toluca y compararlas con las identificadas en la fotointerpretación (SECTE, 1983) y en los trabajos de verificación de campo, se encontraron similitudes significativas que son corroboradas por los estudios fitogeográficos y palinológicos de regiones contiguas (Almeida-Kuhry *et*



* Investigadores de la Facultad de Geografía, UAEM.

al., 1990: 93-101), principalmente de la zona de Zempoala.

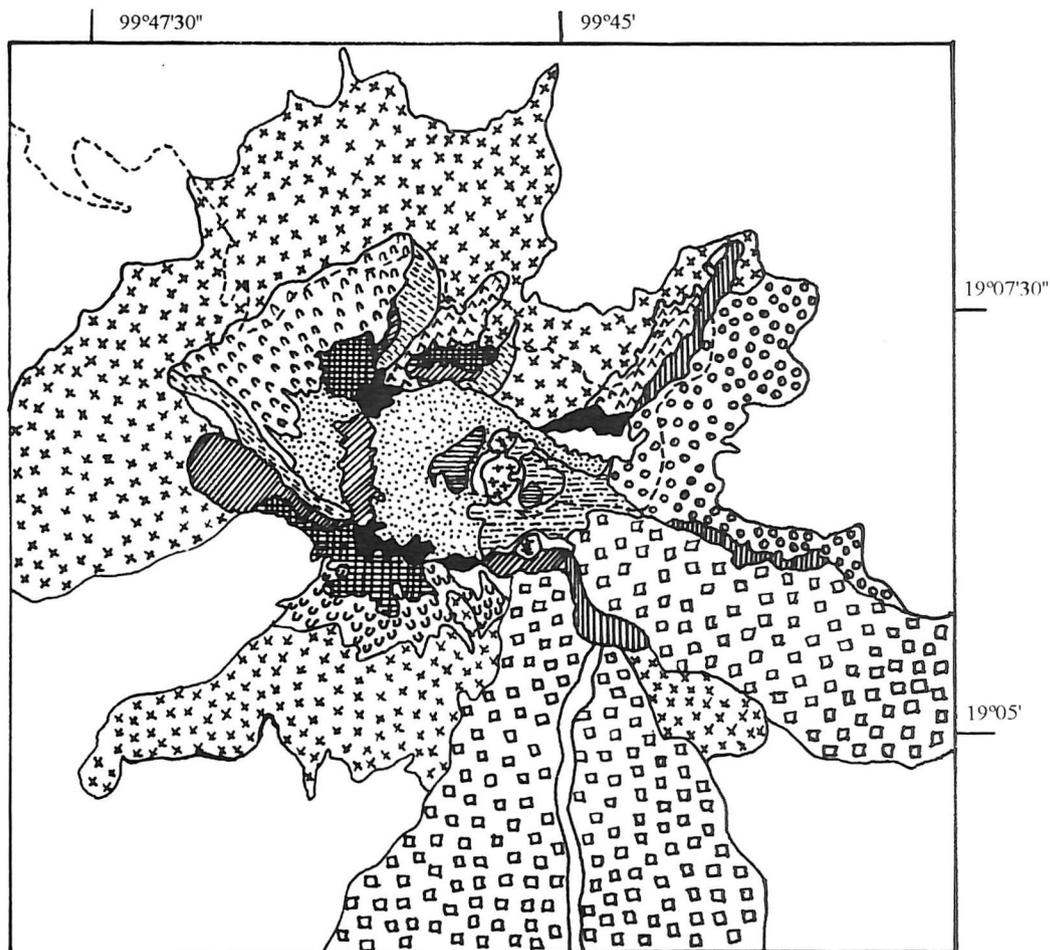
Además de ratificar la presencia de geoformas representativas de diversos periodos históricos de los procesos de glaciación, se ubicaron y se caracterizaron las geoformas más recientes que tipifican los procesos periglaciales en las partes más altas del Nevado de Toluca, con la aclaración de que en los procesos de mayor intensificación de las glaciaciones éstos fueron recorridos sucesivamente a altitudes menores a los 3,000 metros sobre el nivel del mar, con evidencias de modelados glaciales y periglaciales aun en elevaciones como la sierra de la Teresona, aledaña a la ciudad de Toluca. Esto lleva a pensar que gran parte de las sierras volcánicas del Estado de México tienen algunas geoformas en cuyo modelado influyeron los glaciares.

I. Antecedentes geologicovolcánicos del Nevado de Toluca

A través de la información proporcionada por los trabajos de Dollfus y Monserrat (1865), Ordoñez (1902: 83-112), Flores (1906), Waitz (1910: 113-117), Bloomfield (1974: 43-47), Bloomfield y Valastro (1974: 901-906) y Bloomfield *et al.*, (1977), sobre la litología, estratigrafía y evolución geológica del volcán, así como los datos indirectos obtenidos en los trabajos de Mooser (1961) y Demant (1978: 172-187), puede decirse que el Nevado de Toluca es un estratovolcán formado en periodos sucesivos de calma y erupciones violentas que dan lugar a una heterogeneidad de materiales.

Su litología superficial permite notar que las rocas más extendidas en el volcán son las pumitas de natu

CARTA GEOMORFOLÓGICA



Formas de crioturación

- Domo pétreo
- Cresta
- Pico
- Hidrolacolito
- Circo
- Arista
- Valle glacial en "U"

Formas de criomodelado

- Corrientes cordadas de bloques
- Corrientes de bloques y gravas
- Terrazas de bloques
- Glaciares de rocas y gravas
- Surcos glaciales laterales

Formas criopedológicas

- Motas herbosas
- Microterrazas y estrías

Formas de acumulación

- Morrenas
- Pie de monte

raleza dacítica, los lahares y rocas compuestas de lodos y fragmentos rocosos de todos los tamaños, los afloramientos de brechas y detritos volcánicos (especialmente andesíticos), ocasionalmente tobas arcillosas, y sobre todo, en la parte alta, exposiciones de rocas andesíticas y dacíticas.

La secuencia estratigráfica que se reconoce actualmente permite establecer que el sustrato más antiguo lo constituyen calizas y pizarras del Cretácico, las cuales al colapsarse tectónicamente fueron cubiertas por derrames sucesivos de andesitas y dacitas. Sobre estas rocas se acumularon en algunas partes capas de lodo volcánico y cenizas (tobas), así como los lahares o avalanchas de lodo producidas en las erupciones más violentas.

Finalmente, encima de estas rocas se depositaron pumitas (piedra pómez) como producto de las erupciones más recientes, dispuestas en capas que oscilan entre uno y sesenta metros, según la pendiente. Como se verá más adelante, la erosión glacial y periglacial fue desnudando el edificio hasta dejar al descubierto las rocas volcánicas terciarias en las porciones más altas, combinándose sus fragmentos con los de los lahares y las pumitas, identificables en las morrenas (acumulaciones glaciales), drumlins (colinas glaciales), hidrolacolitos (grandes masas de hielo subterráneo en forma de domos) y otras formaciones glaciales y periglaciales.

En cuanto a la evolución geológica del volcán, puede decirse que su origen es básicamente tectónico y que, junto con otros sistemas montañosos y volcanes aislados del centro del país, delimita grandes sistemas de fallas escalonadas de orientación NW-SE y NE-SW, así como de orientación E-W, lo que semeja un sistema reticular de valles y sierras, con grandes bloques tectónicos, de los cuales las depresiones tectónicas corresponden a valles como el de Acambay, Ixtlahuaca, Toluca, el valle de México y el valle de Puebla (Demant, 1978; Bloomfield y Valastro, 1974; Mooser, 1961).

En el caso del Nevado, éste se encuentra en el vértice SW de la depresión tectónica del valle de Toluca, con lineamientos NW-SE, NE-SW y E-W, los cuales se evidencian en las profundas fracturas que atraviesan el cráter y se prolongan por la barranca del Arroyo Grande, el Arroyo de la Ciénega y los cerros de Tepehuisco, Cuescontepec y otros más, como la Sierra de la Campana, la Sierra de Amanalco y Santa María del Monte. Este tipo de alineamientos tectónicos, en especial de la Sierra de Tenango-Sierra de Chichinautzin, han sido ampliamente estudiados en el Valle de México (Mooser, 1961; Cabral, 1975; Demant, 1978 y Demant y Robin, 1975).

No obstante, el autor que estableció con mayor fidelidad la secuencia evolutiva del Nevado de Toluca fue Bloomfield (1974: 43-47), quien consideró va-

rias etapas en su formación. En primer término, sostiene que sobre estos accidentes tectónicos se desarrolló un estrato-volcán cónico hace aproximadamente 30,000 años, con un respiradero central formado por derrames sucesivos de lavas y detritos volcánicos, de lo cual surgió este edificio considerablemente alto (más alto que el Pico de Orizaba) y con grandes glaciares extendidos hacia los lados.

El conducto central se obstruyó, provocando intensas compresiones internas que fueron liberadas por una primera y violenta explosión que voló la cima y truncó el edificio (hace aproximadamente 25,000 años). El material arrojado se saturó de agua, provocando flujos de lodo y piedras, gruesos y pastosos, que dieron lugar a los lahares.

Después de un periodo de quietud, en el que se desarrollaron suelos y vegetación, una pequeña erupción de piedra pómez cubrió la parte NE (24,500 años); inmediatamente sobrevino un lapso de sequía que pulverizó los materiales y causó finas capas o depósitos de loess.

Posteriormente, hace aproximadamente 11,600 años otra explosión violenta amplió la abertura del cráter, del cual se esparcieron rocas, cenizas y piedra pómez a grandes distancias (se calcula un área de 1,700 km²). Finalmente, el conducto fue taponado por la lava que escurrió ligeramente hacia la superficie como un domo bajo, conocido como el Ombli-go. A partir de entonces (11,000 años) se considera al volcán Nevado de Toluca como inactivo.

II. Etapas de glaciación y neoglaciación

En el Nevado de Toluca, las evidencias glaciales se remontan prácticamente a los primeros periodos de formación del volcán, cuando su forma, según Bloomfield (1974: 43-47), era similar a la del Popocatepetl; es decir, un alto edificio de forma cónica a partir del cual bajaban glaciares masivos que socavaron las principales laderas en forma de "U", y evidenciaron las principales fallas geológicas que dieron origen al edificio, cuya disposición permite inferir un vértice tectónico con orientaciones variadas (NW-SE, NE-SW y ESE-WSW).

Al efectuar una correspondencia con los estudios de geomorfología glacial que Heine (1973: 51-58) realizó en la Malinche y con los que White llevó a cabo en el Sistema Popo-Izta (1962) y en el Ajusco (1981, 1984), así como las observaciones realizadas por Heine en el mismo Nevado (1983), se vio que los grandes glaciares mencionados por Bloomfield se desarrollaron entre los 30,000 y los 26,000 años (Glaciación MI de acuerdo con Heine y la Buffalo Stage *sensu* White). Los valles en "U" más evidentes corresponden a lo que hoy son las cañadas de los arroyos Cano, La Ciénega, Grande, El Chiquihuitero

FIGURA 1. ARISTA Y LADERA EXTERNA DEL NORTE, MOSTRANDO SU TALUD DE ESCOMBROS



FIGURA 2. DISECCIÓN DE UNA MORRENA TERMINAL CORRESPONDIENTE A LA 3ª GLACIACIÓN A 3,800 MSNM



y La Cieneguilla. Estos tenían una forma muy abierta, la cual cubría entre uno y dos kilómetros en la cabecera, y hasta 7 y 12 kilómetros en la base del edificio.

En algunas secciones los valles se unieron entre sí a nivel de su disección media, y se formaron aristas múltiples en las prolongaciones rocosas de las partes altas del volcán.

En varias partes de las disecciones terminales formadas por estos arroyos abajo de los 3,000 msnm se encuentran restos de terrazas fluvioglaciales, morrenas terminales, lagos glaciales y otras formas de depositación que posteriormente se confundieron con los depósitos de lahares de las manifestaciones volcánicas posteriores (aparte de los que se formaron después sobre los mismos lahares) o que fueron cubiertos por ellos. Del mismo modo, los glaciares de menores dimensiones produjeron geformas manifestadas por circos, crestas, aristas y otras formas de modelado glacial. A su vez, los procesos de criolitección y criomodelado se hicieron presentes en casi todas las formaciones montañosas que rodean al Nevado, como la Sierra de la Campana, Santa María del Monte, la Sierra de Amanalco y otros edificios volcánicos contemporáneos, al pie de los cuales se tienen procesos periglaciales como los taludes de rocas, ríos de rocas, glaciares de rocas, terrazas de bloques y otros fenómenos similares.

Muchos de estos grandes glaciares se comunicaban con otros glaciares laterales más pequeños al

modelar los antiguos escurrimientos lávicos en forma de aristas, aunque estos últimos se desarrollaron a altitudes menores, entre los 3,000 y los 2,600 msnm. Existían además otros glaciares en forma de lenguas hacia el W y el NW del volcán, entre altitudes de 3,200 a 4,000 msnm, los cuales fueron desfigurados posteriormente por fenómenos explosivos y acumulativos.

La segunda gran glaciación ocurre aproximadamente hace 12,000 años (MII *sensu* Heine y Bull-Lake-Stage, *sensu* White), cuando ya había acontecido la gran erupción de carácter explosivo que truncó la parte superior del cono volcánico del Nevado de Toluca y que cubrió la mayor parte del mismo de pumitas y brechas volcánicas procedentes de los lahares (avalanchas de lodos volcánicos). Los hielos no tuvieron en este caso la misma extensión que la glaciación anterior y se evidenciaron mejor arriba de los 3,000 msnm, actuaron sobre los bordes del cono truncado, los cuales se adelgazaron y afilaron hasta formar agudas aristas, de las que se desprendían circos glaciales que los unieron con los restos de las aristas de la glaciación anterior. En las faldas del volcán se desarrollaron activos procesos de tipo periglacial donde la soliflucción se mezcló con los restos de glaciares regenerados en las laderas, produciendo en las partes bajas anillos de rocas, terrazas de bloques, terrazas de origen fluvioglacial, montículos criógenos, pequeños valles y restos de cuerpos de agua producto de hidrolacólitos. Existe, sin embargo, la duda —que un estudio tefracronológico podría aclarar— de que existieron varios ciclos de intensificación de los procesos glaciales, separados por periodos periglaciales similares al que actualmente se desarrolla en el Nevado, donde no existieron nieves permanentes.

Entre glaciación y glaciación, la estratigrafía volcánica y glacial evidencia la presencia de finas capas de loess, que denotan la posibilidad de un periodo marcadamente seco, durante el cual el intemperismo mecánico pulverizó los materiales pumíticos y les dio una capacidad altamente abrasiva dentro de procesos de erosión eólica. Este mismo fenómeno es corroborado por la columna estratigráfica y los registros palinológicos, donde se reduce la cantidad de pólen de las pináceas y aumenta el de otras gramíneas y compuestas, desarrolladas normalmente a altitudes menores (Almeida *et al.*, 1990).

La tercera glaciación ocurrió entre los 10,000 y los 9,000 años (MIII *sensu* Heine y Pinedale-Stage, *sensu* White) y se caracterizó por la presencia de glaciares muy abiertos que actuaron sobre la cubierta pumítica hasta llegar de nuevo al nivel de base de los glaciares más antiguos, que semejava una “U” muy abierta donde el centro de la misma correspondía al piso glacial de origen pleistocénico, y eviden-

ciaba las disecciones tectónicas que dieron origen al edificio volcánico.

Esto se afirma por la forma en que las paredes siguen una secuencia de materiales. Por ejemplo, en las partes más altas se tienen los materiales frescos de las crioturbaciones (aristas, circos encimados, grandes terrazas de bloques, cordones morrénicos y morrenas laterales); posteriormente predominan los materiales pumíticos redondeados; más abajo se encuentran los restos de materiales morrénicos más antiguos, que se intercalan con lahares e indicios de hidrolacólitos y finalmente, en la parte baja del valle, desaparecen los depósitos glaciales y los restos de las capas superiores, para quedar tan sólo bloques erráticos de diferentes dimensiones, lo cual denota el acarreo del hielo en ángulos inferiores a los glaciares posteriores.

Los materiales de estos glaciares son depositados en morrenas terminales, montículos y terrazas fluvio-glaciales, terrazas morrénicas y otras formaciones en altitudes que oscilan entre los 3,500 y los 2,800 msnm, identificándose más claramente en las zonas de transición del pie de monte con las llanuras. En todas las demás elevaciones alrededor del Nevado de Toluca, los procesos de crialteración y, en general, del modelado periglacial se hacen muy intensos, de modo que se encuentran restos muy extendidos de glaciares de rocas, taludes rocosos, ríos de rocas, ríos de bloques y terrazas de bloques que ocupan la mayoría de las pendientes y laderas de casi todos los edificios volcánicos.

A juzgar por los efectos observados no solamente en el Nevado y sus alrededores, sino en zonas como la Sierra del Oro y Tlalpujahuá, los procesos de modelado glacial de este periodo fueron casi tan intensos como los de la primera glaciación, si no es que los superaron, debido a la extensión y al viaje promedio de los materiales desde las cabeceras de los glaciares hasta las zonas de depositación morrénica terminal.

La cuarta glaciación, acaecida hace 2,000 años (MIV *sensu* Heine y Temple-Lake-Stage, *sensu* White) se restringió a altitudes entre los 4,000 y los 4,700 msnm, y dejó claras huellas de su acción en las partes más elevadas del volcán, donde la intensidad de los procesos erosivos fue mayor en las geoformas locales así como la acumulación sistemática de fragmentos rocosos en las partes terminales de los glaciares, lo cual caracteriza a muchas de las geoformas de origen periglacial que conocemos.

La variedad de geoformas presentes en los procesos recientes implica la presencia de pequeños circos en el interior y en el exterior del volcán; glaciares laterales en todos los flancos que destacan las pequeñas cañadas descendientes de las crestas, de las cuales el mejor ejemplo se encuentra en el glaciar lateral al NW de Cerro Prieto, así como los que ba-

jan del Pico del Águila (glaciar lateral que desemboca en corrientes cordadas de bloques).

En otros casos se encuentran pequeños valles en "U" insertados entre otros valles más antiguos, los cuales rematan la mayor parte de las veces en terrazas morrénicas, en grandes terrazas de bloques (como al sur del volcán) o se combinan con los glaciares laterales, lo cual provoca corrientes de bloques.

En el interior del cráter el socavamiento de las paredes actúa como un solo glaciar que baja de las crestas para erosionar masivamente, lo cual redondea aún más el promontorio o tapón volcánico (concebido como un domo bajo por Bloomfield, 1974) y empuja sistemáticamente los materiales a través de la cañada conocida como Arroyo Grande en el labio abierto del cráter al SE; de hecho, toda esa porción tiene encabalgadas terrazas morrénicas de grandes proporciones, además de ser la cañada más profundamente trabajada por procesos glaciales en diferentes épocas.

Aun cuando las glaciaciones intensas se refieren tan sólo a las cuatro mencionadas, las evidencias de campo, así como las observaciones efectuadas por el mismo Heine en 1983 y las registradas por Vázquez en 1990 en el volcán Teyotl, al igual que las asentadas en otros trabajos como los de Lorenzo (1969: 5-44), permiten inferir otros tres periodos de pequeñas glaciaciones repartidas en lapsos regulares a través de los últimos 1,500 años, los cuales afectaron de manera concéntrica a las partes más altas del Nevado de Toluca.

Las tres permitieron dar continuidad a los pequeños procesos de modelado glacial y a los actuales procesos de modelado periglacial, de modo que las geoformas presentes son prácticamente las mismas, a excepción de tres anillos de terrazas morrénicas de rocas (no de bloques) que se encuentran dispuestas alrededor de todo el volcán, a diferentes altitudes. La más antigua se halla a 4,100 msnm; la intermedia, a 4,200, y la más reciente, a 4,300 msnm.

Esta información se confirma fehacientemente con los datos proporcionados por el estudio paleoecológico de Almeida-Kuhry *et al.*, (1990: 93-101), el cual comprende un análisis de 1.65 cms de estratigrafía en la Laguna de Quila (Parque Nacional Lagunas de Zempoala), columna en la que se abarca el equivalente a los registros de los últimos 3,000 años. En él, el comportamiento del aumento del polen del género *Pinus* aumenta considerablemente en el periodo de 2,000 años (inclusive con un pequeño periodo interglacial), con una disminución de otros géneros como *Abies*, *Quercus* y *Alnus*. Este fenómeno se presenta también, aunque de manera menor en otros tres picos de la gráfica, aproximadamente a los 1,000 años, 450 y 250 años (este último periodo es conocido como la pequeña edad del hielo en Europa), lo que en gran medida tiende a confirmar la información.

FIGURA 3. RESTOS DE CIRCOS E HIDROLACOLITOS, INTERIOR DEL CRÁTER



FIGURA 4. RÍO DE ROCAS, BLOQUES Y TERRAZAS EN MOVIMIENTO SOBRE LA LADERA SUR DEL VOLCÁN



En estos periodos se desarrollan pequeñas geoformas de modelado glacial, como los microcircos ubicados dentro del cráter y se continúan con algunos glaciares laterales que se desprenden de las crestas. El proceso de cuña de hielo (crioalteración) y el de gelifracción fraccionan continuamente las paredes rocosas, aportando cantidades importantes de fragmentos a los glaciares de rocas del interior y del exterior del cráter (taludes de fragmentos), formando ríos y corrientes de rocas y gravas que cruzan las terrazas morrénicas y las cuales en algunas ocasiones cubren las corrientes de bloques en sus partes iniciales; igualmente los hidrolacolitos se transforman paulatinamente en osteolas y en lo que son actualmente las lagunas del sol y la luna.

Las formas de criomodelado o de acomodo de los fragmentos tienen muchas manifestaciones actuales en el Nevado de Toluca, donde se encuentran corrientes de bloques, de bloques y rocas, de rocas y gravas, de gravas y lodos (especialmente de pumitas) y glaciares de rocas y gravas. Pueden igualmente tener formas cordadas (semejando cordones) o presentarse como terrazas de bloques, terrazas de rocas y gravas, terrazas morrénicas, terrazas en forma de anillos, lenguas o con formas irregulares, como producto de la influencia del relieve.

El fenómeno de soliflucción ha permitido que estas geoformas se entremezclen y reflejen un paisaje complejo, sobre el que se desarrollan también fenómenos criopedológicos, los cuales, en mayor o me-

nor medida, influyen sobre la distribución de la vegetación, principalmente la alpina (Cailleux y Taylor, 1954). En el Nevado se observan sobre todo fenómenos como el de motas herbosas o de macollos de pastos dispersos, microescalones o microterrazas de suelo separados por hileras de macollos, montículos, campos de piedras, osteolas o charcos ovales de lodo y figuras geométricas del suelo, las cuales se pueden observar al caminar por el pastizal alpino.

El predominio de los ambientes rocosos permite la dominancia de especies de líquenes y musgos, mientras que en la medida que hay mayor estabilidad y desarrollo de las geoformas aumenta el número de especies de gramíneas, compuestas, cariofiláceas, ranunculáceas, rosáceas, escrofulariáceas, así como especies de otras familias, en las que se combina la altitud con los diferentes ambientes que proporcionan las geoformas, los suelos y los microclimas, pero en los que se evidencia también la secuencia volcánicoglacial del edificio a través de los periodos descritos.

Discusión y conclusiones

El estudio realizado constituye un primer acercamiento al análisis de las geoformas más importantes presentes en el volcán Nevado de Toluca y permite dar una idea general de los procesos que han tenido lugar en el modelado glacial y periglacial, en comparación con otros eventos observados en Norteamérica. Sin embargo, es preciso detallar localmente la presencia y sobreposición de geoformas de cada periodo glacial, mediante procesos de datación de sus formas terminales (principalmente las morrénicas), así como llevar a cabo estudios sedimentológicos y palinológicos de las lagunas. Del mismo modo, es necesario identificar y relacionar los eventos de transporte y acumulación glacial en otras zonas más lejanas, aparentemente sin relación alguna con el volcán, pero donde la presencia de antiguos sedimentos glaciales plantea serias dudas sobre la procedencia de algunos estratos de aglomerados que sobreyacen a otros, ya estudiados ampliamente, como la Formación Balsas sobre el Río San Jerónimo.

El mismo caso se plantea para conos de deyección con cursos invertidos en el área de Tenango del Valle y para valles de rellenamiento y colmatación en valles intermontanos de las regiones de Temascaltepec, Amanalco y Zinacantepec, donde un mayor estudio de las geoformas en relación a los antiguos procesos glaciales arrojaría mayores respuestas a la configuración y origen de las geoformas actuales.

Glosario

Aristas. Cumbres alargadas que han sido afiladas por la acción de la nieve y del hielo, al romper con-

tinuamente las rocas o ser talladas por el peso de la nieve y del hielo acumulados.

Circo. Excavación realizada por el hielo y la nieve a partir de una elevación; su forma es circular y genera un glaciar. Si su forma es más abierta (casi oval) se le conoce como artesa.

Crestas. Picos prominentes que resultan de la confluencia de varias aristas en las partes más altas de los edificios y paredes rocosas.

Crioalteración. Acción que ejerce el hielo sobre el fracturamiento continuo de las rocas, mediante su acción de expansión y contracción, lo cual da lugar a formas afiladas, como las crestas y las aristas.

Criomodelado. Proceso en el que la acumulación de los fragmentos producidos por la acción del hielo genera movimientos de partículas en las que actúa la gravedad. Estas acumulaciones reciben diversos nombres, según la pendiente y el tamaño de los fragmentos, así como su forma.

Criopedología. Procesos característicos en los que el frío y la acción del hielo actúan sobre el suelo y la vegetación de los pastizales alpinos, produciendo formas típicas, como las microterrazas, las motas herbosas o macollos, pequeñas formas ovales u osteolas, y formas geométricas del suelo.

Hidrolacolito. Gran masa de hielo subterráneo cuyo deshielo produce una depresión en forma oval o circular que en ocasiones puede ser ocupado por un cuerpo de agua.

Morrena. Acumulación en forma de colinas o cordones, de los sedimentos rocosos, arenas y gravas que produce la acción altamente abrasiva y desgastante de un glaciar. Dependiendo de la forma y el tamaño de este último, pueden encontrarse morrenas terminales o morrenas laterales, así como terrazas y cordones morrénicos.

Montículos criógenos. Pequeñas colinas de 1.5 a 2.0 m que aparecen como producto del congelamiento y descongelamiento del suelo y de la acumulación de rocas.

Terraza fluvio-glacial. Formación acumulativa que se desarrolla como parte de morrenas terminales en los valles montañosos y en donde influye en parte el agua del deshielo, la soliflucción y el tamaño de los materiales. ◆

BIBLIOGRAFÍA

Almeida, L. et al. (1990). "Paleoecología en el área de la Laguna de Quila, Estado de México", en *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*. Vol. 2, No. 2. México.

Bloomfield, K.
 ____ (1974). "Reconocimiento geológico en el Nevado de Toluca", en *Rev. Inst. Geol.* UNAM. Serie Divulgación No. 2. México.

____ y Valastro, S. (1974). "Late pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca Volcano, Central México", en *American Society of Geology Bull.* 85. Washington, USA.

____ (1977). "Late quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca Volcano, Central México", en *Overseas Geological Mineralogy Resources*. No. 46.

Cabral, E. (1975). "Estudio geomorfológico del sur del Estado de México y del norte del Estado de Morelos", en *Anales de Geografía. Año 1*. Instituto de Geografía, UNAM. México.

Cailleux, A. y Taylor, C. (s/f). "Crypédologie: etude de soles gelés", en *Expéditions Polaires Françaises, Missions Paul-Emile Victor: IV*. Hermann & Cie. Paris, France.

Demant A. y Robin, C.
 ____ (1975). "Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico", en *Rev. Inst. Geología*. No. 1. UNAM. México.

____ (1978). "Características del Eje Volcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación", en *Rev. Inst. Geología*. UNAM. No. 2 (2). México.

Dollfus, N. y Montserrat, E. (1882-1884). "Nevado de Toluca" (excursión), en *Naturaleza*. Tomo VI. pp. 26-30

Flores, T. (1906). "Le Xinantecatl ou volcan Nevado de Toluca". Instituto Geológico de México. *Guía no. 9 de las excursiones del 10º Congreso Geológico Internacional*. Fomento de Minería. México.

Heine, K. (1973). "Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40,000 años en México (deducciones indirectas de observaciones geomorfológicas)", en *Comunicaciones*. No. 7. Puebla, México.

Lorenzo, J. (1969). "Condiciones periglaciales de las altas montañas de México", en *Paleoecología*. No. 4. México. pp. 5-44.

Mooser, F. (1961). *Informe sobre la geología de la Cuenca del Valle de México y sus zonas colindantes*. Comisión Hidrológica del Valle de México. SARH. México.

Ordóñez, E. (1902). "Le Xinantecatl ou volcan Nevado de Toluca", en *Soc. Cient. "Antonio Alzate"*. Memorias no. 18. México. pp. 83-112.

SECTE (1983). *Fotografías aéreas escala 1:37,000 del Nevado de Toluca, México (tres líneas)*. Sistema estatal de información del gobierno del Estado de México. México.

Vázquez, S. (1990). "Cambios climáticos recientes en el Centro de México: evidencias geomorfológicas en el Volcán Teyotl. Sierra Nevada", en *Memorias de XII Congreso Nacional de Geografía*. (19 al 24 de marzo). Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística. Tepic, Nayarit. México. pp. 72-80.

Waitz, P. (1910). "Excursión Geológica al Nevado de Toluca", en *Bol. Soc. Geol. de México*. Tomo VI, 2da. parte. México. pp. 113-117.

White, S.
 ____ (1962). "Late pleistocene glacial sequence for the west side of Iztaccihuatl, México", en *Geological Society American Bulletin*. Núm. 73. EUA. pp. 935-958.

____ (1981). "Equilibrium line altitudes of late pleistocene and recent glaciers in Central México", en *Geografiska Annaler* 63 A. pp. 241-249.

____ and Valastro, S. (1984). "Pleistocene glaciations of Volcano Ajusco, Central México, and comparison with the standar Mexican glacial sequence", en *Quaternary Research* 21. EUA. pp. 21-35.