



01039
25-6
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

**FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO
COLEGIO DE GEOGRAFIA**

GEOMORFOLOGIA GLACIAL Y PERIGLACIAL DEL VOLCAN TEYOTL

**Tesis que presenta
Lorenzo Vázquez Selem
para obtener el grado de
Maestro en Geografía**



**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

MEXICO, D. F.

**FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
ESTUDIOS SUPERIORES**

1989



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 está 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.

GEOMORFOLOGIA GLACIAL Y PERIGLACIAL DEL VOLCAN TEYOTL (SIERRA NEVADA)

RESUMEN

El volcán Teyotl forma parte del complejo volcánico conocido como Iztaccihuatl, y se localiza inmediatamente al NE de la Cabeza. Bajo el clima actual, su altitud (4660 msnm) es insuficiente para la formación de glaciares en sus laderas (lo que sí ocurre en torno a las máximas elevaciones del Iztaccihuatl, superiores a los 5000 m), pero en distintos lapsos del Pleistoceno Tardío y del Holoceno climas más fríos y húmedos produjeron avances glaciales y una intensificación de los fenómenos periglaciales en esta montaña.

El objetivo central de la investigación fue determinar la secuencia de eventos glaciales del volcán Teyotl, con base en evidencias geomorfológicas (localización y características de las formas de relieve erosivas y acumulativas y de los depósitos glaciales y periglaciales) y estratigráficas (situación de los depósitos, tefracronología). Para ello se recurrió a la fotointerpretación, complementada con un trabajo de campo muy detallado sobre las laderas de la montaña situadas arriba de los 3200 msnm. Se identificaron evidencias de tres glaciaciones, aquí denominadas (no formalmente) T1, T2 y T3.

La más antigua, T1, formó grandes morrenas laterales con morfología en general bien preservada, que se extienden hasta los 3400-3200 m. Probablemente tuvo lugar en dos avances. Cubriendo al depósito glacial se encontró una capa de pómez que pudo ser correlacionada con la pómez con andesita de Tlapacoya, originada en el Popocatepetl y fechada entre 14 770 y 12 900 años antes del presente (probablemente en cerca de 14 500 años), de manera que la glaciación ya había concluido cuando se depositó esa capa de tefra. Aunque no se conoce su edad máxima, la buena preservación de las morrenas permite afirmar que se edificaron en el Pleistoceno Tardío y son de edad Wisconsin. Puesto que en el área estudiada no se hallaron evidencias de glaciaciones más antiguas, éstas debieron ser cubiertas por las emisiones de lava que formaron el cuerpo principal del Teyotl actual.

La glaciación intermedia, T2, está representada por pequeñas morrenas frontales y laterales depositadas en altitudes hasta de 3800 m. En algunos valles se las encuentra a dos niveles distintos. Su edad no ha podido ser precisada, pero su buena preservación morfológica permite atribuirles a un evento del final del Pleistoceno o del Holoceno. Los depósitos no fueron cubiertos por la pómez con andesita, pero sí por una capa de ceniza gris oscura-negra posterior a la pómez y de edad desconocida.

La glaciación reciente, T3, sólo se manifestó claramente en la cuenca más importante de la montaña; produjo arcos morrénicos aún muy bien conservados con posiciones terminales masivas situadas hasta poco más de 4000 m y que probablemente responden a la transformación del frente de las lenguas glaciares en glaciares rocosos. Varias morrenas pequeñas documentan las etapas recesionales de este evento.

que concluyó con la formación de glaciares rocosos al pie de las cabeceras más altas (y orientadas al norte). Otras formas periglaciales (*protalus ramparts*, taludes detriticos, campos y laderas de bloques) hoy inactivas sólo parcialmente activas, evidencian una dinámica periglacial mucho más acentuada que en la actualidad. No se conoce la edad del evento T3, pero sin duda es holocénico, e incluso es posible que sus fases recessionales se hayan prolongado al siglo XIX o principios del XX. Los depósitos no presentan ninguna cubierta de tefra apreciable.

Por otro lado, la investigación incluye un análisis de las secuencias glaciales (y las correlaciones) propuestas separadamente por S. White y por K. Heine para el Iztaccihuatl, por considerar que esta montaña es el marco de referencia más cercano para realizar comparaciones con el Táyotl. Con base en esto se señalan algunas coincidencias y contradicciones de las investigaciones hasta ahora realizadas sobre la secuencia glacial del Iztaccihuatl; se revisan los intentos de correlación ya conocidos tomando en cuenta los datos generados en el presente trabajo; y se sugieren correlaciones generales con el Táyotl (ver Tabla 5). También con fines comparativos se analizan los datos de White sobre el Ajusco, y de Heine sobre la Malinche, el Nevado de Toluca, el Pico de Orizaba y el Popocatepetl. Las comparaciones permiten notar que la secuencia glacial del Táyotl es relativamente completa (al menos para el lapso posterior a las emisiones de lava que formaron el edificio volcánico actual) con respecto a la de montañas más elevadas como el Iztaccihuatl. Como explicación a esta aparente contradicción, se sugiere que el factor altitudinal, si bien muy importante en las posibilidades generales de glaciación en una montaña, es modificado localmente por otros como la orientación, la pendiente y la morfología de las laderas, probablemente también por la producción detritica, que en el Táyotl habrían favorecido la acumulación de nieve y la formación de glaciares a altitudes relativamente bajas.

La estructura del trabajo es a grandes rasgos la siguiente. Luego del capítulo introductorio, se exponen las características físico-geográficas generales de la zona. En el capítulo III se analiza detalladamente la historia volcánica del área del Táyotl y se dedica especial atención a los estudios tefracronológicos de la Sierra Nevada y sus alrededores, dada la utilidad potencial de los depósitos piroclásticos con fines de datación absoluta y relativa. En el capítulo IV se resumen las investigaciones de S. White y de K. Heine sobre las glaciaciones del Iztaccihuatl, y en el V se exponen detalladamente los datos obtenidos por el autor en el Táyotl para cada glaciación y cada cuenca de la montaña. Sigue en el capítulo VI una discusión de estos datos desde el doble punto de vista de sus implicaciones paleoambientales y de las posibles correlaciones con otras montañas de México. Finalmente, en las conclusiones se sintetizan los principales datos e ideas generados en la investigación.

INDICE GENERAL

I. INTRODUCCION.....	1
II. LOCALIZACION Y ASPECTOS FISICO-GEOGRAFICOS GENERALES.....	14
1. Localización y acceso.....	14
2. Características físico-geográficas generales.....	16
III. GEOLOGIA DEL VOLCAN TEYOTL.....	22
1. El Cinturón Volcánico Transmexicano.....	22
2. El Iztaccihuatl y el Teyotl.....	23
2.1. Estratigrafía.....	23
2.2. Tectónica.....	29
3. Depósitos piroclásticos más importantes.....	30
3.1. Investigaciones tefracronológicas en la Sierra Nevada y alrededores.....	30
3.2. Correlaciones entre las secuencias tefracronológicas.....	38
3.2.1. Correlación Tlapacoya (Mooser) - Iztaccihuatl (White).....	38
3.2.2. Correlación Tlapacoya (Mooser) - Sierra Nevada (Proyecto Puebla-Tlaxcala).....	39
3.2.3. Correlación Iztaccihuatl (White) - Sierra Nevada (Proyecto Puebla-Tlaxcala).....	39
3.3. Discusión de las correlaciones.....	41
3.3.1. Correlaciones entre las secuencias de White y de Heine para el Iztaccihuatl.....	41
3.3.2. Correlaciones entre las secuencias de Tlapacoya y de la Sierra Nevada (por Heine y colaboradores).....	43
3.4. Confrontación con otras investigaciones tefracronológicas de la Sierra Nevada.....	43
3.5. Comprobación de la correlación entre la pómez con andesita de Mooser y el lapilli puzítico de White.....	44
4. Otros depósitos piroclásticos.....	45

IV. ESTUDIOS PREVIOS SOBRE LAS GLACIACIONES DEL IZTACCIHUATL.....	48
1. Secuencia glacial de la vertiente occidental del Iztaccihuatl según S. White.....	48
2. Secuencia glacial del Iztaccihuatl según K. Heine.....	52
V. SECUENCIA GLACIAL DEL VOLCAN TEYOTL.....	61
1. Glaciación Antigua: T1.....	62
1.1. Extensión de los glaciares y erosión glacial.....	62
1.2. Depositación glacial.....	64
1.3. Correlación.....	71
1.4. La glaciación T1 en las distintas cuencas del Teyotl.....	72
1.4.a. Cuenca Agua el Marrano.....	72
1.4.b. Cuenca Tlacopaso.....	73
1.4.c. Cuenca El Rodadero.....	77
1.4.d. Cuenca Texcalco.....	77
1.4.e. Cuenca Hueytecocxo.....	79
1.4.f. Cuenca Tecocxo.....	80
1.4.g. Cuenca Tlatzala.....	81
2. Glaciación Intermedia: T2.....	82
2.1. Extensión de los glaciares y erosión glacial.....	82
2.2. Depositación glacial.....	84
2.3. Correlación.....	86
2.4. La glaciación T2 en las distintas cuencas del Teyotl.....	87
2.4.a. Cuenca Agua el Marrano.....	87
2.4.b. Cuenca Tlacopaso.....	90
2.4.c. Cuenca Texcalco.....	92
2.4.d. Cuenca Tlatzala.....	94
2.5. Glaciares rocosos de probable edad T2.....	95
3. Glaciación Reciente: T3.....	96
3.1. Extensión de los glaciares y erosión glacial.....	96
3.2. Depositación glacial.....	98
3.3. Correlación.....	100
3.4. La glaciación T3 en las distintas cuencas del Teyotl.....	101
3.4.a. Cuenca Agua el Marrano.....	101
3.4.b. Cuenca Tlacopaso.....	101
3.4.c. Cuenca El Rodadero.....	113
3.4.d. Cuenca Texcalco.....	113
3.4.e. Cuenca Hueytecocxo.....	115
3.4.f. Cuenca Tlatzala.....	115

VI. DISCUSION DE LOS DATOS DE LA SECUENCIA GLACIAL DEL TEYOTL.....	116
1. Glaciarismo y periglaciarismo en el Teyotl: algunas implicaciones paleoambientales.....	116
1.1. Glaciación T1.....	116
1.2. Glaciación T2.....	120
1.3. Glaciación T3.....	123
2. Relaciones entre la secuencia glacial del Teyotl y las de otras montañas del centro de México.....	129
2.1. La edad de las morrenas T1.....	131
2.2. La edad de las morrenas T2.....	133
2.3. La edad de las morrenas T3.....	135
2.4. Comentarios finales sobre edades y correlaciones.....	137
VII. CONCLUSIONES.....	140
BIBLIOGRAFIA.....	147
CARTOGRAFIA Y FOTOGRAFIAS AEREAS.....	155

I. INTRODUCCION

Durante los últimos 800 000 años del periodo Cuaternario el clima de la Tierra se ha caracterizado por una serie de enfriamientos muy marcados con repercusiones diversas en todo el planeta. Como su manifestación más notoria en el paisaje fue la acumulación de grandes masas de hielo sobre extensas áreas continentales de latitudes altas, así como la formación de glaciares locales en zonas montañosas elevadas de cualquier latitud, incluso intertropical, a estas fases de enfriamiento se les ha dado el nombre de glaciaciones o, en conjunto, *edad glacial*.

Todavía a principios del siglo XIX se creía que el clima de la Tierra era esencialmente invariable a lo largo del tiempo. El descubrimiento de que en épocas geológicamente recientes habían existido glaciares en zonas hoy desprovistas de ellos, fue lo que permitió desechar esta idea y adoptar la de un clima cambiante. Esto ocurrió cuando los naturalistas europeos de la primera mitad del siglo pasado identificaron vestigios de erosión y acumulación de origen glacial en gran parte del norte y centro de Europa. A principios del siglo XX ya se habían definido cuatro grandes etapas de glaciación continental en Europa, separadas por periodos de calentamiento climático y desaparición de las masas de hielo -llamados *interglaciales*- y poco después se identificaron sus equivalentes en Norteamérica, todos ellos dentro del Cuaternario. Posteriormente se han encontrado evidencias de cambios climáticos muy diversos (no sólo relacionados con glaciación) en casi todo el mundo, incluyendo México. Por otro lado, las investigaciones crono-estratigráficas de los últimos decenios han mostrado que durante el Cuaternario han ocurrido mucho más de cuatro eventos de glaciación; que cada uno de ellos consta en realidad de varias etapas de avance y retroceso de los hielos; y que éstos con frecuencia están desfazados y no son correlacionables fácilmente de un sitio a otro. Lo que en un principio parecía un patrón relativamente sencillo aplicable a todo el planeta, se ha visto matizado por numerosas evidencias locales que reflejan, en conjunto, la complejidad de las variaciones climáticas globales y regionales.

El límite entre el Pleistoceno y el Holoceno -las dos épocas en que se divide el periodo Cuaternario- corresponde al final de la última gran glaciación (Wisconsin en Norteamérica, Würm en Europa) y se sitúa de manera aproximada hace 10 000 años. El Holoceno puede entonces considerarse como un lapso interglacial más, aunque la persistencia de grandes masas de hielo de magnitud continental (llamadas *indlandsis*) sobre la Antártida y Groenlandia indicaría que la glaciación global aún no concluye del todo.

Entre las evidencias más claras y definitivas de los enfriamientos climáticos del pasado se encuentran las formas de relieve erosivas y acumulativas, así como los depósitos propios de los

ambientes glacial y periglacial¹. Por esta razón la geomorfología ha realizado contribuciones significativas al conocimiento de las glaciaciones y, con base en ello, de la historia climática.

Aunque los enfriamientos climáticos tuvieron repercusiones en la totalidad del planeta, se manifestaron de manera distinta de una zona a otra. Así, en latitudes intertropicales los fenómenos glaciales y periglaciales tuvieron una distribución mucho más restringida que en latitudes medias y altas, ya que las condiciones ambientales adecuadas para su desarrollo sólo operaron -a semejanza de lo que ocurre hoy en día, aunque de manera menos limitada- en zonas de gran altitud, donde el clima era suficientemente frío y húmedo para provocar la precipitación nival y la formación de hielo.

Durante el Pleistoceno Tardío e incluso durante el Holoceno, el clima propició en varias ocasiones la formación de glaciares en las montañas intertropicales, mismos que se extendían hasta posiciones más o menos bajas según lo permitiesen la precipitación y la temperatura. Puede visualizarse este fenómeno como un desplazamiento de las franjas climáticas de la montaña en sentido vertical: durante periodos de enfriamiento, habrían descendido de manera conjunta (por ejemplo, el límite inferior de los glaciares se encontraría más abajo que en la actualidad, al igual que los límites inferior y superior de la franja periglacial, y así sucesivamente para los demás pisos altitudinales). Pero al ocurrir un calentamiento se habrían corrido nuevamente hacia arriba. En ese sentido, la posición actual de las franjas climáticas es reflejo de las condiciones climáticas regionales del momento, mismas que sólo posibilitan el fenómeno glacial a partir de determinada altitud. El marcado retroceso registrado en la mayoría de los glaciares del mundo durante el presente siglo por efecto de un calentamiento global, no es sino un ejemplo de la gran variabilidad que puede azuzar el clima en periodos tan cortos como el lapso de vida de una generación humana.

De especial importancia para la formación de glaciares (masas de hielo permanente en movimiento) es la posición de la línea de las nieves, es decir, la altitud por encima de la cual permanece nieve acumulada, sin fundirse, durante todo el año. Cuando la altitud de una montaña supera la altitud de la línea de las nieves, entonces es posible la acumulación de nieve, su transformación paulatina en hielo y, con ello, la formación de un glaciar. Cuando la línea de las nieves se desplaza hacia arriba por efecto de un calentamiento climático y/o de una disminución de la precipitación, los glaciares "retroceden", es decir, su posición frontal se localizará progresivamente más y más arriba. Por el contrario, cuando la línea de las nieves asciende más allá de la cima de la montaña, debido a un aumento térmico o a una

1. De manera general, los fenómenos glaciales son los relacionados con la existencia de masas de hielo perenne en movimiento, que constituyen el principal agente modelador del relieve. Los procesos periglaciales se deben a diversas acciones geomórficas de la nieve y el hielo no perennes o muy delgados sobre la superficie del terreno, así como a los frecuentes ciclos de congelamiento y fusión del agua contenida en las rocas, la regolita y el suelo. El término "periglacial" hace referencia a un ambiente situado en el borde de los glaciares (porque por lo general en las inmediaciones de éstos efectivamente se presenta una franja con condiciones periglaciales), pero dicho ambiente también puede existir en ausencia de ellos, en cualquier lugar donde el clima lo permita.

disminución de la lluvia, desaparecen las condiciones propicias para la formación de glaciares y puede establecerse en lo sucesivo un ambiente periglacial, caracterizado por una cubierta de nieve no perenne y por frecuentes cambios de temperatura por abajo y arriba de cero grados centígrados.

Mientras que en la actualidad las condiciones glaciales sólo se presentan en nuestro país -y en forma apenas suficiente- en la parte superior de las tres montañas más altas: el Pico de Orizaba (5700 m), el Popocatepetl (5452 m) y el Iztaccihuatl (5286 m) (Lorenzo 1964), durante la última glaciación (Wisconsin de Norteamérica, Würm de Europa) e incluso durante el Holoceno, se produjeron varias veces en altitudes a partir de los 3500 m (White 1987; Heine 1984; Lorenzo 1986). Las únicas estructuras del centro de México que superan sobradamente esta cota son los grandes estratovolcanes del Cinturón Volcánico Transmexicano. Gran parte de las laderas de los tres ya mencionados se encontraba entonces cubierta de nieve y hielo permanentes, pero esto también ocurría en otros volcanes de menor altitud como el Nevado de Toluca (4690 m), La Malinche (4461 m), el Cofre de Perote (4282 m), el Nevado de Colima (4180 m), el Tláloc (4120 m), el Telapón (4060 m) y el Ajusco (3952 m)², que en el presente son sitio de fenómenos periglaciales pero no glaciales (Lorenzo 1969a) (Fig.1).

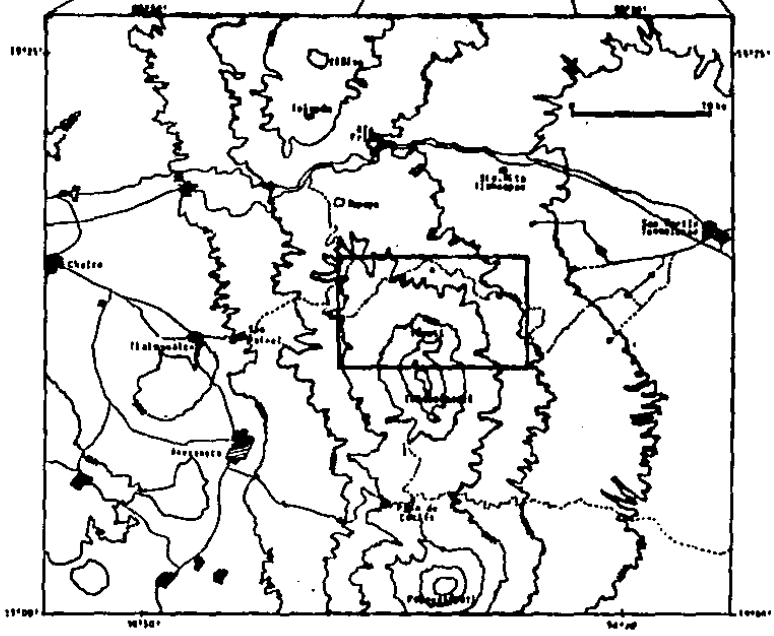
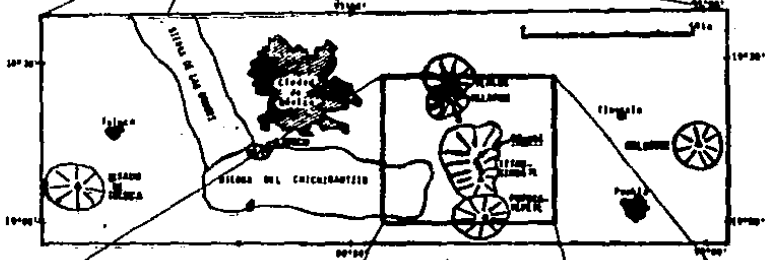
Al oriente de la ciudad de México y separando a las cuencas de México y de Puebla-Tlaxcala se encuentra la Sierra Nevada, un conjunto de volcanes alineados de N a S entre los cuales se cuentan varias de las principales elevaciones de México (Fig.1). Partiendo del extremo meridional se ubica en primer lugar el Popocatepetl (5452 m), estratovolcán cónico originado en su mayor parte a fines del Pleistoceno y durante el Holoceno y activo hasta nuestros días (Robin 1984). Su continua actividad, observada y documentada desde tiempos prehispánicos, le valió el nombre náhuatl que lleva y que literalmente significa "montaña que humea".

Al norte del Paso de Cortés (3900 m) se levanta un conjunto de edificios volcánicos muy cercanos unos a otros, en parte incluso sobrepuestos, alineados de SSE a NNW a lo largo de 7 km. Es el Iztaccihuatl, "mujer blanca" en náhuatl, así denominado por la similitud que presenta su silueta con la de una mujer recostada, y por el manto de nieve más o menos extenso que cubre sus cimas. Aparte de sus elevaciones más prominentes -de sur a norte, los Pies (4700 m), las Rodillas (5100 m), el Pecho (punto más alto, a 5286 m) y la Cabeza (5080 m)- en la porción septentrional se encuentra una montaña conocida como Tayotl, que culmina a 4660 m apenas 1.5 km al NNE de la Cabeza (Foto 1). La mayor parte del Iztaccihuatl es producto de un vulcanismo más antiguo que el del Popocatepetl, pero algunos sectores como el cono cinerítico del Pecho y los derrames de lava del Tayotl se

2. Algunas montañas del norte del país, tanto en la Sierra Madre Oriental como en la Sierra Madre Occidental, parecen haber estado sujetas en el pasado a fenómenos glaciales y periglaciales. Sin embargo, no existen estudios publicados al respecto, únicamente referencias a la posibilidad de glaciación pleistocénica en dichas zonas (Lorenzo 1964; Heine 1975).



Fig. 1. Localización general del volcán Tóyatl. En el recuadro del mapa inferior aparece la zona estudiada (Fig. 2).



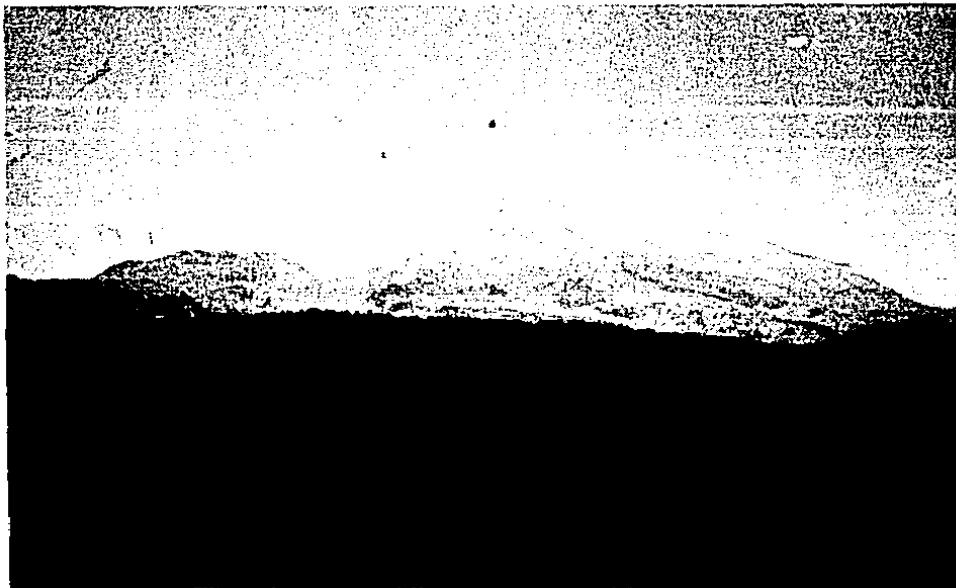


FOTO 1. El Iztaccihuatl y el Táyotl vistos desde el NE. La montaña nevada que aparece a la derecha es el Pecho (5286 m), cerca del centro de la foto se encuentra la Cabeza (5080 m) y, abajo a la izquierda de ésta, la parte alta del Táyotl (4660 m). (21-II-87)

originaron durante el Pleistoceno Tardío (White 1962a, Nixon et al. 1987).

Continuando en dirección norte se desciende al Paso de Rio Frio (3300 m), y a partir de ahí se asciende hacia los volcanes Telapón y Tláloc, que culminan alrededor de los 4100 m y constituyen en conjunto la llamada Sierra de Rio Frio, prolongación septentrional de la Sierra Nevada (Fig.1).

En este contexto, el volcán Teyotl -objeto del presente trabajo- es una montaña de altura intermedia entre los tres picos más altos del Iztaccihuatl y el Popocatepetl, por un lado, y otros como el Telapón y el Tláloc que culminan alrededor de los 4000 m, por otro lado. De altura comparable son los Pies del mismo Iztaccihuatl, el Nevado de Toluca y La Malinche. Si bien su altitud (4660 m) no es suficiente para posibilitar la formación de glaciares bajo el clima actual, si lo fue durante varios periodos fríos y húmedos del Pleistoceno Tardío y del Holoceno, cuando la posición de la línea de las nieves permanentes descendió a menos de 4600 m. Por otra parte, su porción superior se ubica por encima de los 4000, lo que supone, bajo las condiciones climáticas del presente, una dinámica de tipo periglacial (Lorenzo 1969a) particularmente notoria arriba de los 4300 m. Claro está que durante los periodos de enfriamiento los procesos periglaciales se produjeron en altitudes considerablemente menores y con una intensidad mucho mayor que la actual.

El presente trabajo puede considerarse de manera general como un intento de extender al área norte del Iztaccihuatl (Teyotl) las investigaciones sobre fenómenos glaciales del Pleistoceno Tardío realizadas por White (1962a, 1962b) en la ladera occidental de la misma montaña, tomando en cuenta al mismo tiempo las aportaciones que Heine (1973a, 1973b, 1973c, 1975a, 1976a, 1976b, 1977a, 1983a, 1983b, 1983c, 1984a, principalmente) y el propio White (1981a, 1981b, 1987; White y Valastro 1984) han realizado más recientemente sobre el Cuaternario en las altas montañas del centro de México. Los objetivos son:

- Identificar y cartografiar las formas de relieve y los depósitos de origen glacial del volcán Teyotl, en el área ubicada por encima de los 3300 msnm.
- Establecer una secuencia glacial del volcán Teyotl para el Cuaternario Tardío y confrontarla con las secuencias del Iztaccihuatl propuestas por S. White y por K. Heine.
- Determinar la influencia de los factores altitud, morfología y orientación de las laderas en las semejanzas y diferencias entre la secuencia glacial del Teyotl y las del Iztaccihuatl.
- Comparar los resultados obtenidos para el Teyotl con los reportados para La Malinche, el Ajusco, el Nevado de Toluca y el Pico de Orizaba.

- Identificar las formas y depósitos periglaciales fósiles del volcán Táyotl, estableciendo sus relaciones con los eventos glaciales.

Se consideran las siguientes hipótesis generales:

- Los eventos climáticos que causaron avances de los glaciares en el Iztaccihuatl durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno, también han quedado registrados en el volcán Táyotl, ya sea por la formación de glaciares o por la intensificación de los procesos periglaciales y la ampliación del área afectada por ellos.

- El desarrollo de fenómenos glaciales en el volcán Táyotl ha sido favorecido -además de la altitud- por la morfología y la orientación de las laderas, y a ellas se debe que las diferencias en el número y extensión de los avances de los glaciares del Táyotl con respecto a los del Iztaccihuatl, no sean de la magnitud que cabría esperar dada la diferencia de altitud entre ambas montañas.

Una confrontación muy general de los datos del Táyotl con los reportados en la literatura para otras montañas (por ejemplo, White 1962a, Heine 1975a), permite suponer de manera preliminar que los eventos definidos en la presente investigación tuvieron lugar durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno. En el primer caso corresponderían a lapsos de la última gran glaciación (Wisconsin de Norteamérica), ocurrida aproximadamente entre 75 000 y 10 000 AP; mientras que para el Holoceno equivaldrían a enfriamientos climáticos menores (llamados genéricamente Neoglaciaciones), el más reciente de los cuales es el episodio mundial conocido como Pequeña Edad Glacial, que ocurrió entre los siglos XVII y XIX. Esta delimitación temporal preliminar se basa en la edad del vulcanismo de la zona estudiada, así como en la altitud y algunas características de los depósitos glaciales.

METODOLOGIA

El cumplimiento de los objetivos planteados se fundamentó en la fotointerpretación y, sobre todo, en un trabajo de campo detallado.

Una etapa básica de la investigación consistió en estudiar las fotografías aéreas de otras montañas del centro de México que estuvieron sujetas a glaciación durante el Cuaternario Tardío. El análisis se realizó con apoyo en los mapas presentados por White (1962a, 1962b) para el Iztaccihuatl y el Ajusco, y por Heine (1975a, 1976, 1984a) para La Malinche, el Iztaccihuatl, el Popocatepetl, el Nevado de Toluca y el Pico de Orizaba. Lo anterior permitió al autor, por un lado, adquirir experiencia en la fotointerpretación de relieves glaciales y periglaciales y, por otro lado, familiarizarse con los

casos concretos de otras montañas de México, lo que después permitiría efectuar comparaciones entre el Teyotl y ellas.

Además de la fotointerpretación, se realizó trabajo de campo en la ladera occidental del Iztaccihuatl y en las laderas norte del Ajusco, del Popocatepetl y del Nevado de Toluca con objeto de observar directamente los rasgos cartografiados por los investigadores ya mencionados. Así se obtuvo una experiencia de gran importancia para el trabajo de campo que más adelante se realizaría en el Teyotl.

Con estas bases se emprendió la fotointerpretación preliminar del área del Teyotl utilizando fotografías aéreas en blanco y negro a escala 1:37 000 y 1:50 000. Se identificaron valles glaciales, circos, aristas, superficies de roca aborregada, morrenas, glaciares rocosos inactivos y diversos depósitos periglaciales. También se elaboró un mapa geológico a partir de fotointerpretación y de información cartográfica ya existente, esto con el fin de conocer la influencia de los fenómenos endógenos en el relieve de la zona y poder distinguir con claridad el papel de los procesos exógenos en el modelado.

Las primeras observaciones de campo mostraron que numerosos rasgos morfológicos y depósitos glaciales y periglaciales sólo eran visibles directamente sobre el terreno debido a sus dimensiones reducidas -la escala de las fotografías era demasiado pequeña para detectarlas- o a la cubierta forestal que los ocultaba. Esto planteó la necesidad de un trabajo de campo muy detallado, que se verificó en su mayor parte en largos recorridos a pie debido a la falta de caminos (arriba de los 3700 m prácticamente no los hay debido a las fuertes pendientes). Se realizó a partir de octubre de 1966 y hasta marzo de 1968 en salidas de uno a tres días principalmente durante la estación seca, para un total de 23 días de trabajo efectivo. Se logró recorrer con detenimiento la mitad occidental de la montaña -especialmente la cuenca de Tlacopazo- incluyendo el área de las cimas; con menor detalle la mayor parte de las cañadas del centro (El Rodadero y Texcalco); mientras que la porción oriental (cañada Hueytecoxco, Tecoxco y Texcalco) sólo se reconocieron por fotointerpretación debido a las dificultades de acceso.

Establecer una secuencia de eventos glaciales y periglaciales supone no sólo identificar rasgos morfológicos y depósitos, sino también diferenciarlos según su edad. Para ello se consideraron algunos de los criterios de datación relativa utilizados por White (1962a, 1962b) en la ladera W del Iztaccihuatl. Son: altitud de los depósitos glaciales; morfología de las morrenas; grado de erosión e intemperismo posglaciales de los afloramientos rocosos y de las morrenas; y relaciones estratigráficas de los depósitos glaciales y periglaciales con capas de tefra.

De esta manera se determinó la secuencia de eventos del Teyotl y al mismo tiempo se establecieron las bases para compararla con las de otras montañas sujetas a fenómenos glaciales y periglaciales durante el Cuaternario Tardío. El estudio de White (1962a, 1962b) sobre la vertiente occidental del Iztaccihuatl se tomó como el marco de referencia más inmediato, pues era de esperar que por lo menos algunos

de sus aspectos también se identificaran en el Teyotl, situado inmediatamente al N. No por ello dejaron de considerarse las observaciones e ideas de Heine sobre el mismo Iztaccihuatl y sobre otras montañas. Lo que se refiere a La Malinche (Heine 1973c, 1975a, principalmente) y al Nevado de Toluca (1976a) mereció especial atención, ya que se trata de montañas de altitud similar a la del Teyotl y, por lo mismo, con una secuencia glacial-periglacial que en teoría debería ser parecida a la de éste último.

ANTECEDENTES

La bibliografía sobre la Sierra Nevada es relativamente abundante, pues ha llamado la atención de naturalistas mexicanos y extranjeros desde el siglo pasado. Relaciones detalladas de los trabajos publicados pueden encontrarse en White (1962a, 1962b) y Heine (1975a); aquí se citan los más importantes, y en particular los que tratan del Iztaccihuatl. En el caso de la bibliografía relativa a las glaciaciones mexicanas, si se presenta un panorama exhaustivo y actualizado. En primer lugar se mencionan los trabajos relativos a fenómenos actuales y enseguida los que se enfocan a eventos del pasado.

Al parecer, las primeras observaciones sobre fenómenos glaciales actuales (contemporáneos al observador) en México se deben al padre José Antonio Alzate, quien hizo algunas mediciones barométricas en la zona terminal de un glaciar del Iztaccihuatl en algún momento entre 1781 y 1789 (Alzate 1831, citado por Lorenzo 1964:21). Ordoñez (1894) identificó dos glaciares en la ladera occidental del Iztaccihuatl. También mencionaron glaciares en esa montaña otros autores como Brecker (1908), Melgarejo (1910), Freudenberg (1911) y Jäger (1925, 1926a, 1926b, citados por Heine 1975a).

Aprovechando la fusión de la cubierta de nieve provocada por la actividad eruptiva de 1920-1921, Weitzberg (1923) efectuó observaciones que comprobaron la existencia de glaciares en el Popocatepetl.

White (1956) realizó una investigación -la primera en su tipo en México- sobre los glaciares del Popocatepetl en la que incluyó algunas consideraciones sobre su régimen. Lorenzo (1964; primera edición en 1959) fue el primero en hacer un inventario de glaciares de México; encontró ocho en el Pico de Orizaba, tres en el Popocatepetl y doce en el Iztaccihuatl, todos ellos de dimensiones más o menos reducidas y claramente en retroceso. Blásquez (1961) investigó sobre el mismo tema pero llegó a la conclusión de que los únicos dos glaciares existentes en México eran el Ayoloco y el Ayolotepit, ambos en la ladera W del Iztaccihuatl; reportó algunos datos hidrológicos relacionados con ellos, y otros más sobre las variaciones anuales del área nevada. Más

recientemente White (1981a) informó sobre la altitud de la línea de equilibrio de los glaciares del Popocatepetl y del Iztaccihuatl, y sobre las fluctuaciones más recientes (siglo XX) de sus posiciones frontales (White 1981b), notándose una clara tendencia al retroceso. Al revisar el inventario elaborado por Lorenzo a fines de los años cincuenta, Delgado, Arciniega y Calvario (1985) encontraron que varias masas de hielo del Iztaccihuatl habían desaparecido; asimismo, Delgado y Arciniega (1985) observaron un retroceso de más de 50 metros en los glaciares de las tres montañas más altas de México entre 1978 y 1985. Una revisión del número y clasificación de los glaciares del Popocatepetl fue expuesta por Delgado (1986), quien reportó la existencia de dos glaciares (uno menos que en el inventario de J.L. Lorenzo) y de un campo de suelos permanentemente congelados en la ladera N.

En lo que se refiere a fenómenos glaciares del pasado -tema central del presente trabajo- las primeras observaciones hechas en México corresponden a Urdóñez (1894), quien describió las grandes morrenas y las morrenas recessionales localizadas frente a los glaciares actuales del lado W del Iztaccihuatl. Poco después Farrington (1897, citado por Heine 1975a:51) y Fröh (1898, citado por Heine 1975a:51) mencionaron las morrenas de esa misma zona. El primero en aportar datos sobre una gran glaciación pleistocénica en México fue Jäger (1925, 1926a, 1926b, citados por Heine 1975a:51), quien encontró evidencias de una capa de hielo cerrada por lo menos hasta los 3860 m en la ladera occidental del Iztaccihuatl, y morrenas y rocas aborregadas en un valle de la misma zona a 3400 msnm. Elaboró un mapa (Jäger 1926b, reproducido por Heine 1975a:50) que abarca desde Tlaxcala hasta La Cabeza del Iztaccihuatl, donde muestra algunos valles glaciares, circos, superficies de roca aborregada y morrenas, así como la ubicación aproximada de las superficies de congesta y de glaciares del momento.

Priester (1927) reportó la presencia de vestigios glaciares en el camino Ixmiquilpan-Tlaxpán, en el área de Teotihuacan, en la cañada de Contreras y otros puntos cercanos a Tlaxpán, pero sus observaciones parecen poco confiables. Lo mismo puede decirse de lo expuesto por Blázquez (1943) - quien encontró supuestos depósitos y formas de relieve glaciares en innumerables puntos de la cuenca de México y otros lugares del centro del país, e incluso en las cercanías de Acaapulco y Veracruz.

Robles Ramos (1944) estableció algunas relaciones entre la precipitación y el escurrimiento en la ladera occidental del Iztaccihuatl y planteó algunas ideas sobre los procesos actuales y sobre el modelado glacial de la zona, pero éstas no contribuyeron de manera significativa al conocimiento del problema aquí estudiado.

Helmuth De Terra, basado en buena medida en el mapa de Jäger, propuso por primera vez una cronología de las glaciaciones del flanco occidental del Iztaccihuatl (es también la primera cronología de este tipo elaborada para una montaña mexicana). La correlacionó con la estratigrafía de los depósitos lacustres y aluviales de las partes bajas de la cuenca de México así como con la secuencia cultural de la

mismo, y caracterizó al clima de cada etapa (De Terra et al. 1949). Identificó morrenas de cinco etapas de glaciación que son, de la más antigua (y al mismo tiempo de mayor extensión) a la más reciente (y de menor extensión): El Salto (hasta los 3100 m), Xopans (3200-3300 m), Trancas (3400 m), El Circo (recesional de la anterior), y Ayolotepito (4350 m, con tres pequeñas fases recesionales); y elaboró un mapa donde se indican los límites de cada avance glacial.

Durante el decenio de los cincuenta el norteamericano S. White realizó investigaciones detalladas en el flanco occidental del Iztaccihuatl que lo llevaron a establecer una secuencia glacial hasta hoy aceptada (resultados preliminares en White 1956a, 1956b; resultados finales en White 1962a, 1962b; resumen con guía de excursión en White y Lorenzo 1968; resumen corto en White 1986b). Identificó plenamente cuatro subetapas glaciales con sus correspondientes depósitos; y expuso la posibilidad de otra más antigua, por comprobar. Esta secuencia no incluye dataciones absolutas pero se apoya en diversos criterios de datación relativa, entre ellos la tefrocronología. Además, White planteó posibles correlaciones con la secuencia glacial de las montañas Rocallosas. Propuso que el avance glacial más antiguo (el no comprobado) podría ser de edad Pre-Wisconsin, los tres siguientes Wisconsin y el más reciente holocénico (Pequeña Edad Glacial). Más adelante se expondrán con mayor detenimiento sus resultados.

En su estudio sobre los glaciares de México, Blázquez (1961:99-100) expuso algunas ideas sobre los eventos del pasado. Afirmó que en el Iztaccihuatl se produjeron los equivalentes a las glaciaciones Nebraska, Kansas e Illinois de Norteamérica, aunque sus depósitos han sido totalmente erosionados; y que sólo quedan los de la última -la Wisconsin- en forma de morrenas a 4300 m, así como algunas formas erosivas de las anteriores, hasta los 3400 m. Las observaciones de Blázquez son imprecisas y, como señala Heine (1975a:56), en parte parecen copiadas de los trabajos de Jäger antes mencionados.

A principios de los sesenta Lorenzo (1961) demostró fuera de toda duda que el Nevado de Colima (4180 m) fue sitio de glaciaciones durante el Cuaternario Tardío; identificó y mapeó morrenas, superficies de roca aborregada y varias cavidades probablemente debidas a la formación y fusión de criolacólitos (pingos).

El mismo Lorenzo (1969a, 1969b) realizó el primer trabajo sobre periglaciario en México. Presentó ejemplos de fenómenos fósiles y actuales de las altas montañas de México, junto con algunas ideas sobre los climas favorables al periglaciario durante el Cuaternario y sobre las condiciones climáticas actuales en dichas montañas.

A principios de los años setenta el geomorfólogo alemán K. Heine, participante en el "Proyecto germano-mexicano Puebla-Tlaxcala" de la Fundación Alemana para la Investigación Científica, llevó a cabo investigaciones muy extensas de geomorfología glacial y periglacial en las montañas del centro de México, de las cuales derivó algunas conclusiones sobre las oscilaciones climáticas del Pleistoceno Tardío y del Holoceno (Heine 1971, 1973a, 1973b, 1973c, 1974a, 1974b,

1975a, 1975b, 1976a, 1976b, 1976c, 1976d, 1977a, 1977b, 1978a, 1978b, 1980, 1981, 1983a, 1983b, 1983c, 1984a, 1984b; Heine 1985, Heine y Heide-Weise 1972, 1973a, 1973b; Heine y Ohngemach 1976; Heine y Schönhaas 1973). Comenzó sus trabajos en La Malinche -ahí realizó sus observaciones más minuciosas- y sus alradadores, pero después continuó en el Itzacchuatl (ambas vertientes), el Popocatepetl, el Nevado de Toluca, el Pico de Orizaba y el Cofre de Perote. Definió una cronología para los últimos 40 000 años en la que se reconocen cinco etapas de avance de los hielos. Es importante señalar que para ello contó con fechamientos ^{14}C , que por primera vez permitieron conocer con cierta precisión la antigüedad de las glaciaciones del centro de México. Heine correlacionó los avances glaciales por él definidos con los establecidos por S. White.

Otro intento de correlación entre las dos cronologías fue hecho por Lorenzo (1973) con base en los primeros resultados publicados por Heine (Heine y Heide-Weise 1972), y difiere sustancialmente del propuesto por éste último. González Quintero (1974) planteó otra posibilidad de correlación, pero no la fundamentó.

En la segunda mitad de los setenta S. White y algunos colaboradores llevaron a cabo una investigación sobre las glaciaciones en el Ajusco, volcán de poco menos de 4000 m ubicado en el extremo SW de la cuenca de México (resultados preliminares en White 1978; resumen corto en White et al. 1978; registros detallados de observaciones de campo en Ortega Ramirez 1979; resultados finales con algunas dataciones ^{14}C de los depósitos glaciales en White y Valastro 1984). Según el más reciente de estos trabajos, fueron identificadas morrenas de cinco avances glaciales, tres del Pleistoceno Tardío y dos del Holoceno, estas últimas de menos de 2400 años. Los fechamientos ^{14}C efectuados sólo permitieron asignar edades mínimas a los eventos. Con base en criterios de datación relativa, los autores plantearon correlaciones con las glaciaciones del flanco W del Itzacchuatl (White y Valastro 1984). Por otro lado, Ortega Ramirez (1979) hizo un intento de correlación con la secuencia glacial de Heine (1978a), pero no presentó argumentos que lo fundamentaran.

En un trabajo reciente, Heine (1984b) consideró incorrectas las correlaciones sugeridas por White y Valastro (1984) y en cambio afirmó que las dataciones obtenidas por ellos concuerdan bastante bien con su propia cronología glacial del centro de México.

Por otro lado, el mismo White (1981a) calculó la altitud de la línea de equilibrio de los glaciares durante las distintas glaciaciones pleistocénicas y holocénicas del flanco occidental del Itzacchuatl, del Ajusco y del Popocatepetl. Además determinó las fluctuaciones de los glaciares del Popocatepetl durante el Holoceno (White 1981b). Más recientemente presentó síntesis sobre el estado del conocimiento del Cuaternario glacial de México, en las que por primera vez consideró los resultados de Heine (resumen en White 1986b; exposición más detallada en White 1987).

También recientemente Lugo Hubp (1984) estudió de manera general los efectos de las glaciaciones cuaternarias en el modelado de la

vertiente occidental del Iztaccihuatl, e informó sobre el estado de los glaciares de la Sierra Nevada. Por otro lado, Moya Sánchez (1987) identificó formas y depósitos glaciales y periglaciales a distintos niveles en las montañas que bordean a la cuenca de Oriental, principalmente en la sierra Pico de Orizaba-Cofre de Perote.

Otros trabajos donde se comentan las investigaciones sobre las glaciaciones mexicanas son el de Tricart (1985), en el que critica algunos planteamientos de K. Heine, en particular sus correlaciones entre diversas montañas; y el de Lorenzo (1986) sobre Tiapacoya, donde expone un intento de correlación entre las glaciaciones de varias montañas, y compara la curva de evolución del clima del Cuaternario Tardío propuesta por Heine, con los datos paleoclimáticos obtenidos en las investigaciones paleoecológicas de Tiapacoya, sitio arqueológico pleistocénico ubicado en la ribera N de la planicie lacustre de Chalco (SE de la cuenca de México).

ESTRUCTURA DEL TRABAJO

El trabajo ha sido organizado de la siguiente manera. En el capítulo II se define la zona de estudio y se anotan sus principales rasgos físico-geográficos. En el capítulo III se sitúa al volcán Táyotl en el marco del Cinturón Volcánico Transmexicano y, más específicamente, de la Sierra Nevada y del Iztaccihuatl; se exponen los datos existentes sobre la edad del vulcanismo de la zona y se indican sus rasgos tectónicos más relevantes. Además, se aborda en forma detallada el tema de la tefracronología de la Sierra Nevada, dada la importancia que tiene para la datación de los depósitos glaciales; se analiza y confronta toda la información publicada al respecto, mostrando sus coincidencias y contradicciones, y se presentan algunas observaciones propias. En el capítulo IV se resumen los resultados de las investigaciones previas sobre la secuencia glacial del Iztaccihuatl, por ser éstas el marco de referencia más inmediato para el estudio del Táyotl. Específicamente, se presentan las ideas de S. White y de K. Heine, señalando sus similitudes y diferencias. En el capítulo V se exponen los datos de la secuencia glacial del Táyotl obtenidos por el autor. Se definen tres glaciaciones distintas y para cada una de ellas se da cuenta de la extensión aproximada de las masas de hielo y sus efectos erosivos; de las características y localización de los depósitos glaciales; y de las peculiaridades de la glaciación en cada una de las cuencas de la montaña, incluyendo información sobre fenómenos periglaciales. Asimismo se proponen correlaciones con las cronologías de S. White y de K. Heine. En el capítulo VI se plantean algunas implicaciones paleoambientales de las evidencias de glaciación y periglaciación encontradas en el Táyotl, para después abordar de nueva cuenta el problema de las edades y las correlaciones de los eventos, pero en esta oportunidad de manera más detallada y en el marco más amplio de la comparación con otras montañas del centro de México. Finalmente, en el capítulo VII, de conclusiones generales, se sintetizan los principales resultados de la investigación.

II. LOCALIZACION Y ASPECTOS FISICO-GEOGRAFICOS GENERALES

1. Localización y acceso.

El volcán Táyotl se localiza en el N de la Sierra Nevada, alineación montañosa que separa las cuencas de México y Puebla-Tlaxcala (Fig.1). Su área somital se encuentra apenas 1.5 km al NNE de La Cabeza del Iztaccihuatl y consta de siete picos muy cercanos entre sí, que culminan alrededor de los 4600 msnm: dos de ellos sobresalen ligeramente y llegan hasta los 4650 msnm.

Sus laderas se extienden ampliamente de la zona de los picos en dirección NW, N, NE y E hasta enlazarse con el piedemonte nororiental del Iztaccihuatl alrededor de los 2700 m. En cambio, el flanco S es corto y termina de manera abrupta al pie de La Cabeza o en las laderas de los valles que descienden desde la base de esta montaña hacia las cuencas de Puebla y México.

En correspondencia con su edad más reciente, el Táyotl se observa como una masa sobrepuesta al cuerpo principal del Iztaccihuatl. Las lavas que lo componen fluyeron sobre todo hacia la cuenca de Puebla-Tlaxcala y alcanzaron a cubrir parte del piedemonte piroclástico, incluso hasta altitudes de 2500 m. Sin embargo, en el presente trabajo no se estudió la totalidad del volcán sino solamente su porción superior, por considerarse que era ahí donde podrían encontrarse las evidencias más claras de glaciación, es decir, las correspondientes a los eventos más recientes. Un levantamiento geomorfológico general del NW de la cuenca de Puebla-Tlaxcala (Vázquez Selem 1985) así lo había mostrado, de manera que la mayor parte del área analizada se halla arriba de los 3200 m.

La zona estudiada se ubica entre los paralelos 19° 11' N y 19° 16' N, y entre los meridianos 98° 34' W y 98° 42' W (Fig.1), en el límite entre los estados de México y Puebla, y abarca un área de 130 km² (Fig.2) ¹. Se estudió sobre todo el sector central de este rectángulo, correspondiente a la parte superior del Táyotl, pero se decidió ampliarlo hasta las dimensiones señaladas para representar en el mapa el enlace entre esta montaña y las laderas septentrionales del Iztaccihuatl.

Para llegar a la zona desde la ciudad de México se sigue cualquiera de las vías hacia Chalco, de ahí se continúa con rumbo a Tlalmanalco y luego a San Rafael, sitio de una fábrica papelera que explota los bosques de la Sierra Nevada. Aproximadamente 1 km antes de la fábrica se toma a la izquierda un camino de terracería (transitable todo el año) que asciende por el piedemonte del Iztaccihuatl en dirección NW. Alrededor del kilómetro 15 se llega a Llano Grande el

1. La zona estudiada abarca fundamentalmente la esquina noroccidental de la hoja "Huejotzingo" (E14-B42), así como pequeñas porciones de las cartas adyacentes: "Acazacca" (E14-B41), "Chalco" (E14-B31), y "Mariano Arista" (E14-B32), todas ellas publicadas por la actual Dirección General de Geografía de la Secretaría de Programación y Presupuesto.

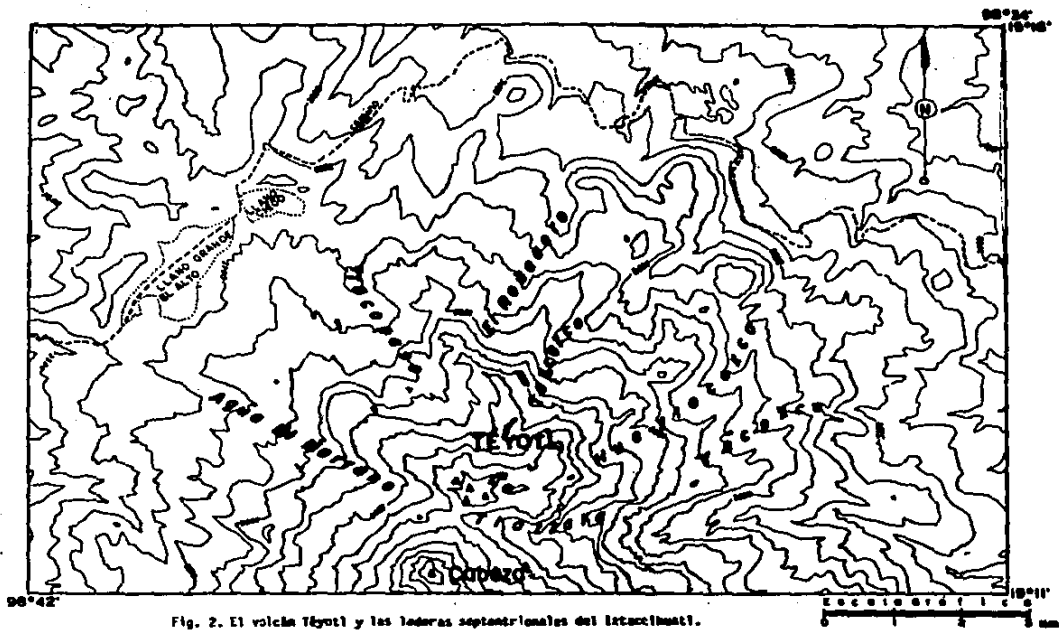


Fig. 2. El volcán Teotihuacán y las laderas septentrionales del Interoeste.

Alto, planicie ubicada a 3650 m desde donde se tiene una vista panorámica del N del Iztaccihuatl y las partes más elevadas del Táyotl. Puede continuarse por este camino y descender gradualmente por las laderas N y E del Táyotl hacia la cuenca de Puebla, o bien, tomar alguno de los caminos forestales que se desprenden de este vía principal y conducen a parajes más altos. La mayor parte de estos ramales son efímeros, pues únicamente funcionan durante algunos meses para extraer madera y luego se abandonan; por ello con frecuencia se encuentran en muy malas condiciones y sólo pueden recorrerse en vehículos altos y de doble tracción. De los ramales transitables en la actualidad, el que más asciende llega sólo a 3800 m de altitud (en el valle de Tlacopaso), de manera que la parte superior de la montaña (casi 900 m) solamente es accesible a pie, en caminatas de varias horas de duración por terrenos de fuerte pendiente.

También se puede llegar a la zona por los caminos que ascienden desde algunos de los poblados ubicados al SW de San Martín Texmelucan (San Felipe Teotlalcingo, San Salvador el Verde, entre otros) y que más arriba se unen a la terracería principal ya mencionada. Otra posibilidad de acceso es por la autopista México-Puebla: en el paraje llamado Llano Grande (3180 msnm), 6 km antes de Río Frio, se toma una brecha hacia el S que también entronca con la terracería de San Rafael y que a la fecha se encuentra en condiciones bastante malas.

2. Características físico-geográficas generales.

A primera vista el paisaje puede dividirse en dos unidades contrastantes: (1) Por debajo de los 4000 m se trata de terrenos de morfología irregular constituidos por valles amplios, coladas de lava y pequeños edificios volcánicos; todos con una vegetación de bosque de coníferas, a excepción de pequeños claros de poca pendiente donde predomina el zacatonal. (2) Arriba de los 4000 m se localizan las cabeceras de los valles, algunas a manera de anfiteatros o circos, rematadas por aristas y picos; las pendientes son muy fuertes y las laderas carecen de vegetación arbórea; sobre ellas únicamente se desarrolla el zacatonal, pero a partir de los 4300 m éste deja paulatinamente su lugar a las superficies de roca *in situ* o cubiertas por detritos rocosos, que dan un aspecto agreste a la parte más elevada del volcán², característico de alta montaña (Foto 2). Ahí la nieve es un elemento frecuente, aunque discontinuo en tiempo y espacio.

La mayor parte del volcán Táyotl drena hacia la cuenca de Puebla-Tlaxcala. Pequeñas porciones del centro-este lo hacen hacia Llano Grande el Alto y Llano Chico, depresiones cerradas de fondo plano situadas a 3650 m y que en otro tiempo debieron alojar lagos. Únicamente el valle que se origina entre La Cabeza y el Táyotl vierte

² La palabra náhuatl "teyo", de la cual se deriva el nombre de la montaña, significa "pedregoso, escabroso" (Sistón 1984).



FUJU 2. El volcán Táyotl visto desde Llano Chico (3650 m). La mayor parte del área observada corresponde a la cuenca superior de Tlacopaso. Arriba y a la derecha del centro de la foto se encuentran la Cabeza (5030 m); detrás y cubierto de hielo, el Pecho (5286 m). Foto tomada hacia el SE. (22-III-86)

sus aguas hacia la cuenca de México, a través de la cañada de San Rafael.

Son siete las principales cuencas hidrográficas de la zona estudiada y presentan un patrón de distribución radial (Fig.2) *. Entre La Cabeza y las cimas del Táyotl se localiza la cabecera de la cuenca Agua el Marrano. Siguiendo en sentido de las manecillas del reloj, se encuentra la cuenca de Tlacopaso, la más importante desde el punto de vista glacial por tener el área de captación extensa por encima de los 4000 m. Siguen las cuencas El Rodadero, Texcalco, Hueytecoxco, Tecoxco y, completando el semicírculo, la cuenca de Tlatzala, que tiene su cabecera en el collado entre La Cabeza y los picos del Táyotl y desciende hacia el E.

Cabe aclarar que las observaciones de la presente investigación se dirigieron sobre todo a las cinco cuencas centrales, ya que las de Agua el Marrano y Tlatzala están más influenciadas desde el punto de vista glacial por las laderas septentrionales del Iztaccihuatl (Cabeza y Pecho) que por las del Táyotl.

El relieve de la zona es resultado de la acumulación de materiales volcánicos -esencialmente lavas viscosas (dacitas) en forma de coladas masivas y domos- y de la morfogénesis glacial y periglacial que han actuado sobre ellos. En muchos casos todavía se reconocen rasgos de la morfología volcánica original, debido a que las erupciones formadoras del Táyotl son relativamente recientes (Pleistoceno Tardío); corresponden a una de las últimas etapas de actividad del complejo volcánico del Iztaccihuatl.

Estas lavas se acumularon sobre las del flanco N de La Cabeza, que a su vez se había desarrollado en el interior de una amplia caldera originada hace más de 600 000 años. Las elevaciones que delimitan y cierran a las planicies de Llano Grande el Alto y Llano Chico son los únicos restos que se conservan del borde de dicha caldera y se identifican fácilmente por su trazo semicircular. Lo demás ha sido erosionado o cubierto por materiales más recientes, entre ellos los del Táyotl.

Las coladas de lava del Táyotl se extendieron ampliamente hacia el NW, N, NE y E, sepultando la topografía erosiva modelada en las rocas volcánicas más antiguas del norte del Iztaccihuatl. Algunas de ellas tuvieron suficiente fluidez para avanzar más de 15 km y cubrir partes del piedemonte piroclástico al E y SE del paso de Río Frio. En su avance rodearon a una serie de domos que en general parecen de edad apenas inferior. Esta alternancia de domos y coladas de lava es la causa de la irregularidad topográfica de las laderas del Táyotl. A ella contribuye también la presencia de fallas, en particular en los

3. Los nombres aquí asignados a estas cuencas corresponden a los de su valle principal. Únicamente tienen validez para fines de localización en el presente trabajo, ya que la toponimia de la zona es confusa (en los mapas aparecen valles distintos con el mismo nombre, o cambios de nombre en un mismo valle en distancias cortas). En algunos casos se tomó el nombre empleado por los sanaderos de los pueblos cercanos, y en otros el que aparece en las cartas topográficas de INEGI a escala 1:50 000.

valles de Taxcalco y de Tlatzala y muy especialmente en la cima de la montaña, que se encuentra escalonada y dividida en varios picos precisamente a causa de los fallamientos. Por otro lado, la mayoría de los valles se ha desarrollado en los contactos entre coladas de lava, profundizando y ensanchando las depresiones originales que existían entre aquellas. Todos los valles muestran huellas de modelado glacial por lo menos hasta los 3400 m.

Como es normal en una zona montañosa, la distribución de los climas depende de la altitud, específicamente de las variaciones altitudinales de la temperatura y, en menor medida, de la precipitación pluvial. Así, pueden definirse varios pisos altitudinales a manera de franjas concéntricas a la montaña.

De acuerdo con la carta de climas de CETENAP-Instituto de Geografía (1970), complementada con datos de García (1981:42-46), en la zona estudiada se encuentran tres tipos climáticos. Las áreas con temperatura media anual mayor de 5°C y menor de 12°C tienen un clima semifrío subhúmedo con verano fresco largo. Se trata del sector ubicado a menos de 4000 m (la isotermia de 5°C corresponde a esa altitud) y le corresponde una vegetación de bosque de coníferas.

La franja altitudinal comprendida entre los 4000 y los 5150 m tiene un clima frío (ETH), con temperatura media anual entre -2 y 5°C y vegetación de pastizal alpino.

En la parte superior del Iztaccihuatl (arriba de los 5150 m, por lo cual el Táyotl queda excluido), se presenta el clima llamado muy frío (EFH), con temperatura media anual menor de -2°C y nieves perpetuas.

Según Lauer (1978a), en la zona estudiada (ver Fig.2) se encuentran los siguientes tipos climáticos (y su vegetación correspondiente, según Klink 1973):

- Menos de 3300 m (y más de 2700 m): frío semi-húmedo. Temperatura media anual entre 13°C (2700 msnm) y 9°C (3300 m), con ocho meses húmedos al año.

Vegetación: predomina el bosque de coníferas de alta montaña (*Pinus montezumae*, *Pinus teocote*, *Pinus pseudostrobus*), con *Quercus laurina* y *Alnus firmifolia*. En algunas áreas con mayor humedad este bosque está formado por *Abies religiosa*, *Pinus pseudostrobus*, *Pinus ayacahuite* y *Cupressus lindleyi*, además de *Quercus laurina* y *Alnus firmifolia*.

- 3300-4000 m: helado semi-húmedo. Temperatura media anual entre 9°C (3300 m) y 5°C (4000 m), con 6 meses húmedos al año en la franja 3300 a 3800 m, y 7 meses húmedos al año en la de 3800 a 4000 m. Por lo menos 150 días con fluctuaciones térmicas diarias sobre y bajo 0°C.

Vegetación: bosque de *Pinus hartwegii*. En la parte baja con *Abies religiosa* (hasta 3600 m), en la parte alta (incluso más arriba del

límite del bosque) el arbusto leñoso *Juniperus monticola* forma *orizabensis* y forma compacta.

- 4000-4800: subnevado. Temperatura media anual entre 5°C (4000 m) y 1°C (4800 m), con dos variantes dependiendo de la altitud: subnevado semi-húmedo (4000-4600 m, con 7 meses húmedos al año) y subnevado semi-árido (4600-4800 m, 6 meses húmedos al año). Más de 200 días al año con fluctuaciones térmicas diarias sobre y bajo 0°C, lo que tiene gran importancia para el desarrollo de los procesos periglaciales actuales.

Vegetación: zacatonales (*Festuca toluensis*-*Calamagrostis toluensis* hasta los 4300 m; en las partes más altas comunidad de *Festuca livida*-*Arenaria bryoides*, generalmente unida hasta los 4500 m, más arriba se disuelve en agrupaciones pequeñas según las circunstancias edáficas).

- Más de 4800 m (por altitud, no se encuentra en el Tayotl): nevado semiárido. Temperatura media anual menor de 1°C, con seis meses húmedos al año. El número de días con alternancia de temperatura sobre y bajo 0°C es de 320 al año.

Se trata de áreas periglaciales o de nieve perenne donde no es posible el desarrollo de la vegetación. El límite climático de las nieves en el Iztaccihuatl y en el Popocatepetl se encuentra a una altura promedio de 4950 m.

En cuanto a la precipitación pluvial, en el mapa de Lauer (1978a) puede observarse que a 2300 m en el piedemonte oriental del Iztaccihuatl es de unos 1000 mm al año; alrededor de los 3000 m llega a 1200 mm, pero a una altitud de 3600 m disminuye a 1000 mm al año, y a 5000 m se estima en apenas 800 mm. De acuerdo con Lauer y Klaus (1975:320) la precipitación aumenta con la altitud hasta los 3300 m, y luego comienza a disminuir significativamente, a razón de 85 mm por cada 100 m de altura. Por ello las partes más elevadas son relativamente secas, lo que tiene importancia desde el punto de vista del periglaciario y de la alimentación de los glaciares. Igualmente importante es la distribución estacional de la precipitación: contra lo que afirma White (1954:390), sí existe una temporada seca bien marcada en las laderas superiores de la Sierra Nevada, que coincide con la estación invernal⁴. La escasez de agua durante la época fría del año desfavorece entonces la alimentación de los glaciares y los fenómenos periglaciales. La mayor extensión e intensidad de éstos en el pasado podrían entonces atribuirse, al menos en parte, a una mayor humedad invernal.

Como ya se mencionó, uno de los rasgos más notorios del paisaje de la zona es el cambio abrupto de vegetación que se presenta alrededor de los 4000 m y que obedece a un control climático. Se trata del límite superior del bosque formado por *Pinus hartwegii*, arriba del cual se desarrolla el zacatonal alpino. Esta franja de transición

4. Al respecto, ver por ejemplo los datos climáticos del área de Paso de Cortés que presenta Lorenzo (1969a); los de la estación Huejatzingo (vertiente occidental del Iztaccihuatl) de Robles Rivas (1944); y los de Huejatzingo, Río Frío y Paso de Cortés de Klaus (1973).

también existe en las demás montañas del centro de México y ha sido objeto de diversas investigaciones (Beaman 1962, Lauer y Klaus 1975, Lauer 1978). De acuerdo con Beaman (1962:381,384) en el Iztaccihuatl el límite superior del bosque (*tree-line*) es muy constante; sigue en forma casi paralela la curva de nivel de 4000 m y se sitúa en promedio a 4020 m (aisladamente hay árboles hasta los 4200 m). Sus variaciones menores comúnmente obedecen a rasgos topográficos locales. Como su altitud mínima corresponde a las depresiones (y la máxima a los espolones interfluviales), es probable que el flujo de aire frío y el exceso de humedad del suelo inhiban el desarrollo del *Pinus hartwegii*.

Lorenzo (1969a) analizó los datos de las dos únicas estaciones climáticas de México situadas arriba de los 4000 m (una en las inmediaciones del Paso de Cortés a 4034 m, y la otra en la cara norte del Nevado de Toluca a 4120 m) y llegó a la conclusión de que en la actualidad existen las condiciones apropiadas para el desarrollo de los fenómenos periglaciales (más aún durante las glaciaciones), y que éstos se producen precisamente a partir del límite superior del bosque. Heine (1983a:421) coincide en situar el límite inferior de la franja periglacial actual a 4000 m (y el superior en el término de los glaciares), si bien señala que su dinámica es muy limitada en comparación con el pasado. Desde este punto de vista, todas las laderas del Téyotl situadas arriba de 4000 m pertenecen a la franja periglacial, ya que la montaña no alcanza la línea de las nieves. A escala de mesoformas, en el Téyotl se pueden reconocer procesos activos de formación de conos y taludes detriticos -muy relacionados con gelificación- arriba de 4300 m, pero aparte de ellos actualmente sólo se verifican fenómenos a nivel micro: arriba de 4400 m se observan algunas formas de suelos estructurados, como las bandas de piedras (*stone stripes*) y ciertos tipos de polígonos de piedras (*stone polygons*). Arriba de 4000 m (en algunos casos un poco abajo) pueden encontrarse todas las microformas relacionadas con la acción de agujas de hielo (*piprake*) reportadas por Heine (1977a) en otras montañas de México, con la posible excepción de los *Giathang* (traducción literal: "laderas lisas"). Asimismo, todas las formas periglaciales activas reportadas por Lorenzo (1969a) en las montañas mexicanas, exceptuando los glaciares enterrados.

Las diferencias fundamentales del paisaje de la zona también se manifiestan en los suelos. Por debajo de los 4000 m, es decir en el área de bosque, predominan ampliamente los andosoles en sus diversas variantes, desarrollados casi siempre a partir de cenizas volcánicas del Popocatepetl. Más allá del límite superior del bosque la dinámica periglacial inhibe el desarrollo edáfico de manera que el tipo predominante es el litosol, sobre todo arriba de los 4200 m.

III. GEOLOGIA DEL VOLCAN TEYOTL

Aunque el presente trabajo se centra en la evolución del relieve desde el punto de vista de los procesos glaciales y periglaciales, es necesario conocer las características de las formas y materiales resultantes de los procesos endógenos, que en la zona estudiada son sobre todo volcánicos.

Ahora bien, el relieve endógeno no es en el presente caso un simple marco para la exogénesis que modifica sus rasgos originales. En realidad, debido al carácter poligenético del vulcanismo y a lo reciente de sus manifestaciones en la Sierra Nevada, los eventos volcánicos y glaciales están intercalados. Este hecho es muy importante ya que abre la posibilidad de datar los materiales volcánicos en relación con los glaciales, de la misma manera que estos últimos pueden ser datados con base en su posición dentro de la estratigrafía volcánica.

Desde un punto de vista geológico el volcán Teyotl es solamente una parte de una estructura mayor denominada Iztaccihuatl. Este es considerado uno de los principales estratovolcanes del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), aunque en realidad está conformado por varios edificios muy cercanos y alineados aproximadamente de N a S. A continuación se exponen algunas ideas generales sobre el CVTM, para después enfocar el Iztaccihuatl y finalmente, en detalle, el Teyotl. Un párrafo especial es dedicado a los depósitos piroclásticos, dada su utilidad con fines de datación y correlación.

1. El Cinturón Volcánico Transmexicano.

El CVTM puede concebirse como un agrupamiento de volcanes geológicamente jóvenes que se distribuyen sobre una faja del territorio mexicano orientada aproximadamente de W a E, desde el S del estado de Nayarit hasta la parte central del estado de Veracruz. Con excepción de su extremo occidental (Nayarit), el vulcanismo del CVTM queda comprendido entre los paralelos 19°N y 21°N, y en su tercio oriental principalmente entre los 19°N y los 20°N.

Demant (1978) distingue en el CVTM dos tipos de estructuras: grandes estratovolcanes con orientación general N-S, y agrupamientos de volcanes monogenéticos alineados sobre fracturas de tensión NE-SW, que además son responsables de la formación de fosas tectónicas. Para Demant (1973:173) el CVTM no comenzó a formarse en el Oligoceno-Mioceno. Como siempre se ha sostenido, sino que corresponde por completo al Plio-Cuaternario, situándose la mayor parte de su actividad dentro de los últimos dos millones de años. Y en un trabajo de síntesis más reciente el mismo autor le asigna una edad únicamente

cuaternaria (menos de 1 millón de años) y lo distingue así de las manifestaciones eruptivas finiterciarias, que por lo general están cortadas por fallas distensivas plio-cuaternarias (Demant 1981:2). Esta afirmación se apoya en dataciones K-Ar efectuadas en lavas de los grandes estratovolcanes a las que anteriormente se asignaba una edad terciaria y que ahora se sabe son cuaternarias. Es el caso del Iztaccihuatl, cuyas lavas más antiguas, hasta hace poco tiempo consideradas terciarias (Mooser et al. 1974; Erffa et al. 1976, 1977), han sido fechadas recientemente en 0.9 millones de años (Nixon et al. 1987).

Entre los grandes estratovolcanes cuaternarios que caracterizan a la porción oriental del CVTM, Demant (1981:199) distingue los que se encuentran aislados en medio de planicies lacustres (Navado de Toluca, Malinche) de los que forman cadenas volcánicas más complejas orientadas de N a S (Navado de Colima- Volcán de Colima; Tlaloc-Telapón-Iztaccihuatl-Popocatepetl; Cofre de Perote-Pico de Orizaba). Por lo demás, los estratovolcanes son de evolución muy similar y culminan alrededor de los 3000 msnm, debido a que la densidad de los magmas y la presión litostática limitan su crecimiento vertical. Otra característica en común es que las lavas son siempre muy porfíricas y su composición va de andesítica a dacítica.

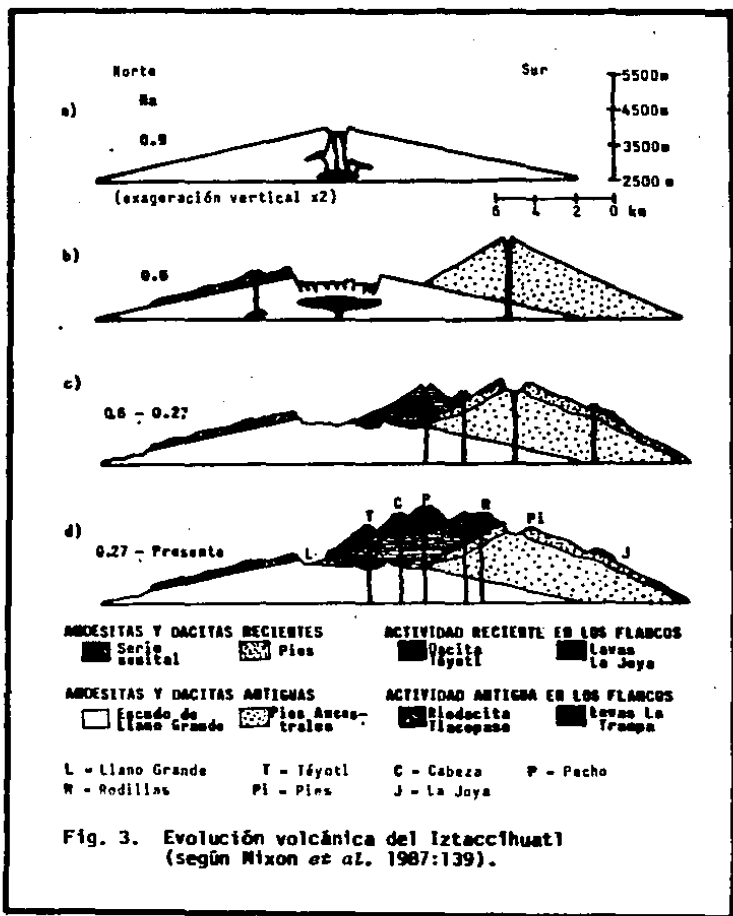
2. El Iztaccihuatl y el Teyotl.

El complejo volcánico denominado Iztaccihuatl integra junto con el Popocatepetl la llamada Sierra Nevada, que continúa hacia el N con el nombre de Sierra de Rio Frio (volcanes Telapón y Tlaloc). Esta alineación montañosa separa a la cuenca de México, al W, de la cuenca de Puebla-Tlaxcala, al E (Fig.1).

La forma alargada del Iztaccihuatl se debe a la existencia de varios puntos de emisión alineados en dirección N160-170°, lo que muestra la relación con una fractura de orientación meridiana. Hay cuatro puntos de emisión principales -Cabeza, Pecho, Panza y Pies- situados entre 4700 y 5250 msnm; otras dos bocas se localizan en el S (una de ellas cerca del cerro Altzomonil) y una más, ubicada en el N, corresponde al sistema del cerro Teyotl (Demant 1981:174). En general, las coladas del Iztaccihuatl son relativamente viscosas y su composición más frecuente es dacítica (Demant 1981:175).

2.1. Estratigrafía.

Los aportes más importantes al conocimiento geológico del Iztaccihuatl corresponden a White (1962), Mooser (1974, 1975), Mooser et al. (1974), Erffa et al. (1977), y Steele (1971, 1985). Recientemente Nixon et al. (1987) propusieron un esquema evolutivo de conjunto, apoyado en observaciones detalladas de campo, datos paleomagnéticos y fechamientos K-Ar. A continuación se expone una síntesis del mismo con su correspondiente mapa y diagramas (Fig.3).



Con base en diferencias de edad, textura y mineralogía de fenocristales, Nixon et al. (1987:137) distinguen dos secuencias eruptivas principales:

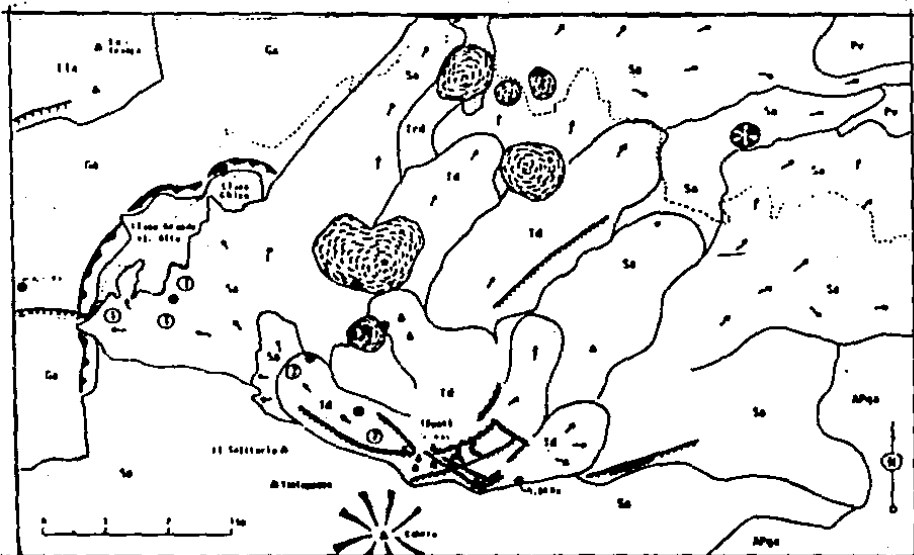
-Serie Volcánica Antigua: lavas y piroclastos, compuestos principalmente por andesitas y dacitas de grano fino a medio y de dos piroxenos. El edificio volcánico principal de esa época, un amplio cono de lava llamado Llano Grande, había alcanzado una altitud del orden de 4000 m hace aproximadamente 0.9 Ma (millones de años) y su actividad continuó intermitentemente hasta hace unos 0.6 Ma. Algunos orificios parásitos del flanco N de esta estructura emitieron lavas andesíticas y riódacíticas (Lavas La Trampa y Riódacita Tlacopaso), y en el flanco S se desarrolló un volcán de grandes dimensiones (Pies Ancestrales). El colapso que originó la caldera de la región somital de Llano Grande probablemente ocurrió antes de 0.6 Ma.

-Serie Volcánica Joven: esta segunda etapa se inicia hace aproximadamente 0.6 Ma luego de un periodo de intensa erosión. Las lavas producidas son andesitas y dacitas porfíricas de hornblenda, con cantidades menores de cuarzo, biotita y olivino. Varios orificios con alineación NNN-SSE estuvieron en actividad, misma que concluyó hace unos 0.3 Ma con una erupción cataclísmica en los Pies (el orificio meridional). Otras bocas situadas más al N siguieron emitiendo andesitas y dacitas (Lavas de la Serie Somital) y construyeron la actual región de las cimas. Hace aproximadamente 0.27 Ma fueron producidas lavas y escorias basálticas a andesíticas en la Joya (flanco S de los Pies), y hace 0.08 Ma las laderas N fueron cubiertas por dacitas viscosas (Dacita Teyotl). Los orificios somitales pueden haber permanecido activos durante los últimos 0.1 Ma pero la actividad terminó antes de la glaciación del Pleistoceno Tardío (Wisconsin). Cerca de Río Frio (extremo N de la Sierra Nevada) y en el Pazo de Cortés se presentan dacitas y flujos piroclásticos puniticos de edad post-glacial.

Las dataciones K-Ar de Nixon et al. (1987), concuerdan plenamente con los resultados de numerosos análisis paleomagnéticos efectuados por Steele (1971, 1985) y por Mooser et al. (1974), en el sentido de asignar una edad únicamente cuaternaria a la actividad formadora del Iztaccihuatl. Así, todas las lavas de la Serie Volcánica Joven presentan polaridad normal y pueden ser incluidas dentro del Chron de Brunhes (iniciado hace 0.73 Ma), lo cual concuerda con su edad K-Ar menor de 0.6 Ma; y la mayor parte de las lavas de la Serie Antigua tiene polaridad inversa y puede incluirse en el intervalo de Matuyama (0.73 a 2.4 Ma) (Nixon et al. 1987).

A partir de los mapas ya existentes se elaboró un mapa geológico del área del Teyotl (Fig.4). Se tomó como base al de Nixon et al. (1987), complementándolo o modificándolo ligeramente con información

1. Steele (1971) publicó tres fechamientos K-Ar que indicaban una edad bastante antigua para el Iztaccihuatl (entre 15 y 3 millones de años); pero él mismo los consideró dudosos por ser contradictorios con la posición estratigráfica de las muestras de roca. Sin embargo, Mooser et al. (1974) los tomaron en cuenta para ordenar los datos paleomagnéticos; esto los llevó a elaborar una cronología que inicia en el Mioceno Tardío y que ha perdido validez a partir de la publicación de los fechamientos de Nixon et al. (1987).



SERIE VOLCÁNICA SERRA SIMÓN AP AL. (1967)

SERIE VOLCÁNICA NORTOCCIDENTE	Td Dacita Ibyuti (10.00 Ma)
	Sa Andesitas de la Serra Simón
SERIE VOLCÁNICA SURTERRA	Trd Riodacita Traposo
	Lta Andesitas La Trampa
	APqa Andesitas no diferenciadas del volcán de Llano Grande y de Los Pinos Ancestrales
	Ga Andesitas del volcán de Llano Grande (10.0 Ma - 0.10 Ma)

En sistemas tectonogénicos según reglas de polaridad normal en el lado, correspondiente a la "serie Ibyuti" de los "pedos" y "serie" correspondientes del "trapeo", de Gómez (1974)

Referencias: Nissen et al. (1967): "Geología geológica de una zona volcánica al noroeste del volcán, Sierra Nevada, México".
Gómez, G. (1974): "Una geología de la zona de Sierra y Cerro Sollar".
Riffet et al. (1977): "Geología de la zona de Sierra y Cerro Sollar".

Mapa base: Carta Topográfica No. 1, Serie, 1:50,000, 1:100,000, 1:200,000, 1:500,000, 1:1,000,000.

- Andesitas tufosas andesíticas
- Plataforma volcánica (Pleistoceno Tardío-Mioceno)
- Domo de lava (Serie Volcánica Noroeste)
- Cono de lava (Serie Volcánica Noroeste)
- Dirección de flujo de colada de lava
- Falla
- Falla con dique
- Borde de caldera
- ① ② Coladas de lava nombradas por Nissen (1967) (ver texto)
 - Sitio de detección E-A reportado por Nissen et al. (1967) (Miles millones de años)
 - Sitio de análisis paleomagnético reportado por Riffet et al. (1974) (● polaridad normal, ○ polaridad inversa)
- Prominencia topográfica
- Camino de terracería principal

Fig. 4. Mapa geológica del volcán Ibyuti y áreas adyacentes.

de otros (Mooser 1974; Mooser et al. 1974; y Erffa et al. 1977). La compilación, se basó sobre todo en criterios de fotointerpretación. Además, se trazaron las principales fallas de la zona identificadas en fotografías aéreas, así como los límites y direcciones de flujo de las coladas de lava más recientes y, por consiguiente, mejor conservadas morfológicamente. Para facilitar la confrontación de información, en el mapa elaborado se utilizan las mismas denominaciones (y abreviaturas) que Nixon y colegas aplicaron a sus diversas unidades cartográficas; y se añaden otras nuevas en el caso de unidades no definidas por dichos autores.

Es conveniente anotar algunas observaciones de otros autores a manera de complemento al esquema evolutivo de Nixon y colegas, ello con el fin de precisar la información geológica, en particular la relacionada con el Táyotl.

Según Mooser (1975:30) las erupciones de la "Serie Táyotl" representan la fase final de la construcción del Iztaccihuatl y probablemente son contemporáneas a la primera actividad del Popocatepetl. El mapeo del mismo Mooser (1974) no difiere mucho del de Nixon et al. (1967) en lo que se refiere a límites de unidades, aunque sí en cuanto a las edades que les asigna a las más antiguas. Formando la parte superior del Iztaccihuatl están las que Mooser denomina "Andesitas y dacitas del Iztaccihuatl", del Cuaternario, dentro de las cuales se distingue una unidad más joven, la "Serie Táyotl", que "yace sobre el cuerpo principal" y que se localiza a partir de la cima del Táyotl hacia el N y NE. Mooser indica que sobre ambas ocurrieron tres glaciaciones, sin especificar cuáles. Estas dos unidades corresponden con bastante aproximación a lo que Nixon y colegas denominan "Lavas de la Serie Somital" (ver Fig.3).

En el mapa geológico de Mooser (1974), que abarca la totalidad de la cuenca de México, las "Andesitas y dacitas del Iztaccihuatl" y la "Serie Táyotl" no son incluidas dentro del Grupo Chichinautzin (Fries, 1960:126-127), lo que sí ocurre en el mapa geológico de la Sierra Nevada de Mooser et al. (1974:478), donde aparecen con una edad del Cuaternario Superior y donde el mencionado Grupo Chichinautzin comprende a la totalidad del vulcanismo del Cuaternario (e incluso del Plioceno Superior) de la cuenca de México. Por otro lado, Mooser (1974) localiza cuatro domos dentro del área de la "Serie Táyotl" (se incluyen en la Fig.4).

Erffa et al. (1976, 1977) aplican a la cuenca de Puebla-Tlaxcala la misma definición ampliada de Grupo Chichinautzin. A éste asignan en su mapa el vulcanismo del Táyotl y del declive oriental del Iztaccihuatl, mientras que a la parte superior de esta montaña la consideran erróneamente como "ruinas" volcánicas del Plioceno. La zona más alta del Táyotl (arriba de 4200 msnm aproximadamente) aparece en dicho mapa como un cono volcánico sin límites precisos en sus lados W, N y E, y del cual se desprenden en esas mismas direcciones coladas de lava superpuestas; algunas de éstas se prolongan por más de 15 Km y llegan hasta el Piedemonte nororiental de la Sierra Nevada. Además

localizan tres domos alineados W-E, unos 6 Km al N de las cimas y rodeados por coladas de lava, así como un pequeño cono al E de los anteriores (Fig.4). Sólo el domo más occidental corresponde a uno de los identificados por Mooser (1974).

Con base en la cubierta de pómez y de tobas Erffa et al. (1977:36-37) distinguen (no cartográficamente) dos grupos de edades de formas volcánicas dentro del Grupo Chichinautzin, entendiéndose que las lavas del área del Teyotl pertenecen al de mayor antigüedad².

White (1962a, 1962b) estudió con relativo detalle la geología del Iztaccihuatl (sin embargo, no presenta ningún mapa geológico) como parte de su investigación sobre la secuencia glacial del flanco occidental, y concluyó que una parte considerable de la montaña era resultado de vulcanismo pleistocénico. En su esquema evolutivo, las rocas más antiguas se encuentran en el sector NE y datan del Terciario Medio; la masa principal de la montaña está formada por la serie andesítica Iztaccihuatl del Pleistoceno; y por último, cubriendo parcialmente a la anterior, se encuentran rocas del Grupo Chichinautzin. De estas últimas menciona cinco unidades "que tienen especial interés para establecer una secuencia volcánica y glacial" (White 1962a:16); tres de ellas guardan relación con el Teyotl y son: (1) andesitas porfídicas de piroxena y labradorita, gris oscuro, del volcán Xaltepec (ubicado 2.5 km al W de Llano Grande), de 300 m de altura y que fue rodeado por los depósitos glaciales Nexcoatlango (ver Fig.8); (2) andesitas porfídicas de piroxena y labradorita, gris oscuro y café rojizo, de la colada de lava que fluyó del cerro Teyotl hacia el extremo S de Llano Grande (indicada con el No.1 en la Fig.4) y que fue cubierta en su margen meridional por una morrena de depósito glacial Hueyatiaco; (3) una colada de lava posterior, de andesita porfídica de piroxena y labradorita, gris oscuro, de 100 a 150 m de espesor, que emergió del lado NW del cerro Teyotl (indicada con el No.2 en la Fig.4) cubriendo a las morrenas de depósito glacial Hueyatiaco, y que durante un avance glacial posterior (Alcalícan) fue estrizada y pulida por un glaciar que se movió hacia el NW desde la cabecera del valle N de la Cabeza.

Existen varios análisis de paleomagnetismo en rocas del área del Teyotl. Su ubicación se indica en el mapa geológico (Fig.4). Steele (1971) estudió muestras de cinco puntos del NW de la montaña, aproximadamente entre 3800 y 4300 msnm, resultando todas ellas con polaridad normal. Dos corresponden a domos y las demás a coladas de lava. Mooser et al. (1974) utilizaron las muestras de Steele y analizaron otras dos: una procede de las lavas inmediatamente al S de Llano Grande el Alto (Fig.4.No.1) y presenta polaridad normal; la otra fue obtenida exactamente al N de Llano Chico (de manera que proviene de las paredes interiores de la antigua caldera), y revela una polaridad inversa. Esto último concuerda plenamente con la datación K-Ar de 0.9 Ma obtenida por Hixon et al. (1987) en rocas de la misma caldera. Cabe señalar que los mismos autores obtuvieron una edad de

2. Para la Sierra Nevada sólo mencionan dentro del grupo de edad reciente a las coladas de lava de aspecto ciertamente joven del área de Río Frio, emitidas por el Papayo; y sobre todo al gran "pedregal" de Nealtican del piedemonte oriental del Popocatepetl.

0.08 Ma (el valor más bajo para las rocas del Iztaccihuatl fechadas por ellos) en las lavas afalladas del Táyotl ubicadas 1.5 km al ESE del Área de los picos (Fig.4).

Por otro lado, se ha determinado que las coladas originadas en el Área del Táyotl y que fluyeron hacia el NNE y NE cubriendo parte del piedemonte al E de Río Frio, tienen más de 35 000 año. Esto pudo establecerse por comparación morfológica con las lavas del Papayo, de aspecto más reciente, cuya edad mínima es de 35 000 años (Vázquez Selem 1936, con base en dataciones de Cornwall 1969 y de Heine 1978).

2.2. Tectónica.

Desde el punto de vista tectónico la característica esencial del Iztaccihuatl es su ubicación sobre un lineamiento de orientación meridiana (N 160°-170°), como lo evidencia la distribución de los diversos edificios volcánicos que forman, en conjunto, una montaña alargada de N a S. Sobre ese mismo lineamiento se ubica, al S, el edificio cónico del Popocatepetl y, hacia el N, el Telapón y el Tlalóc.

Erffa et al. (1977) interpretan el Iztaccihuatl como un horst, separado por la "fosa de Río Frio" de otro horst que es la Sierra de Río Frio (Telapón y Tlalóc). Sin embargo, las fallas de dirección aproximada NE-SW que supuestamente delimitan estos tres bloques no resultan claras, razón por la cual Demant (1981:175) discrepa de la interpretación de Erffa y colegas. El autor del presente trabajo ha podido constatar que varios lineamientos indicados por Erffa et al. (1977:82) son dudosos o imposibles de localizar.

No obstante su relación con un gran lineamiento de orientación aproximada N-S, las principales fallas y fracturas detectables en el Iztaccihuatl no siguen esa dirección sino que cortan a la montaña diagonal o transversalmente. Este hecho se manifiesta claramente en el Área del Táyotl, donde las orientaciones predominantes de las fallas más notables están entre NE-SW y E-W (Fig.4).

La región somital del Táyotl (ubicada inmediatamente al NNE de la Cabeza) está fuertemente recortada por una serie de fallas, algunas de orientación NE-SW y otras NW-SE. Son de corta longitud (en general menos de 2 km), en algunos casos fueron rellenadas por magmas en ascenso y constituyen diques, ahora resaltados por la erosión diferencial. Los desplazamientos verticales entre bloques van desde 20-30 m hasta más de 100 m. Son de aspecto reciente, ya que los escarpes se detectan con facilidad a pesar de la intensa actividad morfoevolutiva de la zona. Los ríos claros se encuentran inmediatamente al SE de las cimas, donde se observa una serie de por lo menos cuatro fallas escalonadas de orientación NE-SW. Su edad reciente es subrayada por el hecho de que algunas cortan a coladas de aspecto joven, como es el caso del derrame que avanzó de la zona somital hacia el NW (Fig.4, No.2) y que según White (ver arriba) cubrió a una morrena Hueyeticaco (depositada a fines del Pleistoceno, durante la glaciación Wisconsin).

Estas fallas son responsables (junto con la erosión diferencial) de que la parte superior del Teyotl esté segmentada en por lo menos seis picos principales, separados por pequeñas depresiones a veces cerradas; y de que el relieve sea particularmente abrupto en ese sector, con numerosos escarpes rocosos, pendientes pronunciadas y pináculos. La dificultad de acceso de la montaña, en especial por su flanco meridional, se debe en buena medida a la presencia de estos escarpes de falla. Otra consecuencia de los afallamientos es el alto grado de diaclasamiento de las rocas en la parte alta de la montaña, lo que ha influido de manera importante en el modelado (abundancia de detritos, formación de glaciares rocosos, grandes depósitos morrénicos, entre otros aspectos). Finalmente, varias de las crestas más agudas de la montaña corresponden a diques emplazados sobre líneas de falla.

Otros lineamientos importantes por su influencia en el relieve de la zona son los siguientes:

Al SW de Llano Grande el Alto una falla corta la margen de la caldera del mismo nombre hundiéndose al bloque del S entre 50 y 100 m con respecto al del N. No parece haber afectado a los derrames lávicos procedentes del Teyotl que bordean por el S a Llano Grande (Fig.4, No.1).

Erffa et al. (1977:83 y foto No.24) indican la presencia de una falla que atraviesa la Cabeza del Iztaccihuatl con dirección WSW-ENE y se prolonga por el borde suroriental del Teyotl (Fig.4). Según ellos, da la impresión de ser una falla de desplazamiento horizontal (el bloque septentrional se movió hacia el W), ya que aparentemente interrumpe el trazo de una morrena situada en la ladera oriental de la Cabeza a 4600-4700 m, así como de un banco de lava cercano*. Es interesante notar que la morrena mencionada pertenece al depósito glacial Ayoloco (White 1962a), es decir, al más reciente de la montaña (Holoceno Tardío). Esta posible falla aparece con mucha claridad 3 km al ENE, pero en forma de un escarpe de alrededor de 150 m de altura (con un pequeño escalón de falla en su base) y ahí conforma, a lo largo de más de 2 km, la pared izquierda del gran valle glaciar que se origina entre la Cabeza y el Teyotl (valle de Tlatzala). Otro escarpe similar se localiza 3.5 km al NNW, en la pared izquierda del valle de Texcalco (Fig.4).

3. Depósitos piroclásticos más importantes.

3.1. Investigaciones tafrocronológicas en la Sierra Nevada y alrededores.

Hasta este punto la exposición se ha centrado en los productos lávicos, con la intención de tratar por separado el tema de los

* El supuesto desplazamiento horizontal es de menos de 200 m y no llega a romper la continuidad del trazo de la cresta morrénica, sólo a quebrarlo. Sin embargo, estos rasgos no implican necesariamente la presencia de fallas, ya que también aparecen en otras morrenas de igual edad situadas en la Cabeza o en el flanco occidental del Pecho.

depósitos piroclásticos. Estos -y en particular los piroclastos de caída- son de gran importancia, ya que se distribuyen sobre superficies relativamente extensas y, al estar intercalados con depósitos de otros orígenes, permiten realizar dataciones y correlaciones relativamente seguras, difíciles de lograr por otros medios. En el caso concreto de la Sierra Nevada se encuentran intercalados con sedimentos glaciales y periglaciales (White 1962a, 1962b; Heine 1975), entre otros.

Aun cuando ya se han realizado investigaciones sobre la tefracronología del Cuaternario Superior en la Sierra Nevada y zonas adyacentes -tal vez sólo comparables en México a los detallados trabajos de Bloomfield y Valastro (1977) en el Nevado de Toluca, y de Heine (1971, 1973b, 1973c, 1975a) y Heine y Heide-Weise (1972, 1973a, 1973b) en la Malinche-, aún quedan muchos puntos por esclarecer debido a la complejidad de la secuencia eruptiva; a que las capas marcadoras no son tan claras, suelen confundirse y en muchos sitios han sido eliminadas por la erosión; y a la insuficiente cantidad de dataciones.

A continuación se exponen los resultados obtenidos por diversos investigadores de la materia. Cabe aclarar que no toda la información que aquí se presenta y discute ha sido aprovechada en la investigación sobre la geomorfología glacial y periglacial del Teyotl. Sin embargo, se ha considerado útil exponerla por constituir una revisión y síntesis del problema que puede servir como marco de referencia a otros investigadores interesados en el Cuaternario del centro de México.

En primer lugar se consideran las tefras más directamente relacionadas con los depósitos de las glaciaciones del Pleistoceno Superior y del Holoceno, esto es, piroclastos de caída que permiten correlaciones gracias a su amplia distribución en la Sierra Nevada y alrededores. Se sigue un orden cronológico al exponer los resultados de las diversas investigaciones, es decir, se parte de las investigaciones más antiguas. Después se incluyen algunos datos sobre otras tefras que no guardan una relación directa (o al menos ésta no se conoce) con depósitos glaciales, ya sea por su mayor antigüedad o por presentar una distribución local.

Como la dispersión de los piroclastos durante una erupción a menudo no se limita a las áreas cercanas al punto de emisión, es obvio que la información no puede reducirse a la actividad eruptiva del Teyotl, ni siquiera a la del conjunto del Iztaccihuatl. De hecho la principal fuente de procedencia de tefras en la zona durante los últimos miles de años ha sido el Popocatepetl, mientras que del Teyotl no se conoce (o al menos no se ha identificado plenamente) actividad explosiva de importancia en ese mismo lapso.

Mooser y González Rul (1961) comenzaron a elaborar una secuencia tefracronológica en las planicies de la cuenca de México, orientada a auxiliar a los arqueólogos prehistoriadores en sus dataciones, en vista de que la estratigrafía cuaternaria propuesta originalmente por

Bryan (1948) resultaba poco útil. Encontraron dos capas marcadoras, una de pómez fina y otra de pómez gruesa con andesita (que posteriormente se denominarían pómez tripartita y pómez con andesita, respectivamente) y señalaron al Nevado de Toluca y al Popocatepetl como posibles sitios de procedencia.

White (1962a:19-20,60) fue el primero en investigar las relaciones estratigráficas entre las capas de tefra y los depósitos glaciales de la ladera occidental del Iztaccihuatl. Identificó tres tefras importantes que son, de la más antigua a la más reciente:

- (1) Ceniza meteorizada gris oscuro (de grano de arena mediana guija pequeña), generalmente de más de un metro de espesor, de origen desconocido.
- (2) Lapilli pumítico (guijarro pequeño) meteorizado, de color café muy pálido a café amarillento, su espesor aumenta en dirección sur (8-10 mm en las laderas planas del extremo N del Iztaccihuatl, 2.5 m en el área del Paso de Cortés), por lo cual su origen se sitúa en el Popocatepetl.
- (3) Ceniza negra relativamente fresca, generalmente de 1 a 2 m de espesor.

Esta secuencia de ceniza-lapilli-ceniza tiene un espesor de más de 7 m en muchas depresiones y zonas bajas entre morrenas y de 4-5 m en la mayoría de las laderas que dan al N, mientras que en las orientadas al S es muy delgada como resultado de la erosión. La relación que guarda con la estratigrafía de depósitos glaciales es la siguiente: la secuencia completa cubre a las morrenas Nexcoajango y Hueyatlaco; las morrenas Milpulco, en cambio, sólo están cubiertas por la ceniza superior, mientras que sobre las Ayoloco no hay ninguna capa piroclástica (Fig.5).

Poco después Cornwall (1962) presentó los primeros resultados de sus investigaciones tefracronológicas relacionadas con arqueología prehistórica y paleoambientes del centro de México.

Posteriormente Mooser (1967), con base en su trabajo previo y en varias dataciones ¹⁴C de las excavaciones arqueológicas de Tlapacoya (lago de Chalco, SE de la cuenca de México), estableció una tefracronología de la cuenca de México para los últimos 30 000 años, en la cual destacan tres capas marcadoras (ver Fig.7):

- (1) "Pómez gruesa con fragmentos de andesita" del Popocatepetl, fechada en Tlapacoya entre 14770 ± 280 AP (años antes del presente) y 12900 ± 40 AP (las fechas corresponden a turbas situadas arriba y abajo de la pómez).

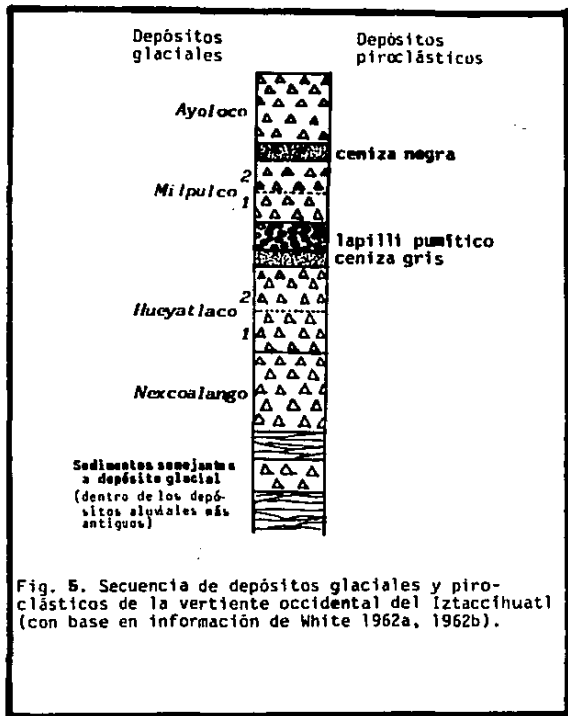


Fig. 5. Secuencia de depósitos glaciales y piroclásticos de la vertiente occidental del Iztaccihuatl (con base en información de White 1962a, 1962b).

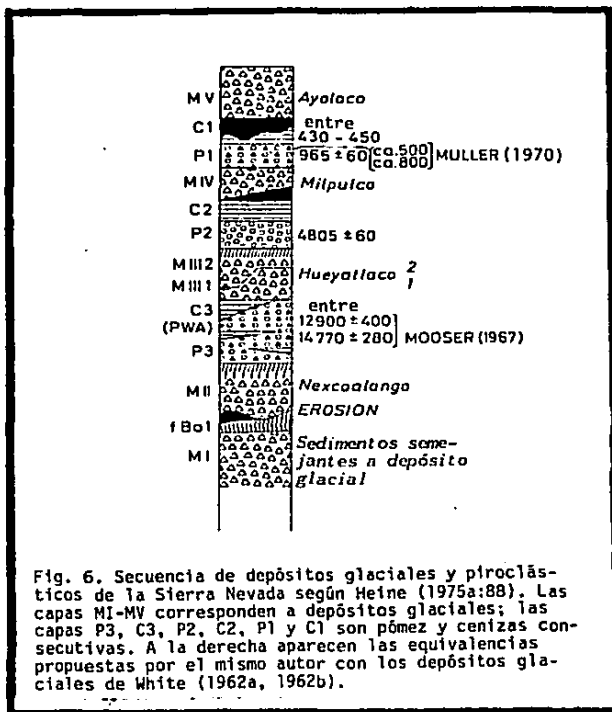


Fig. 6. Secuencia de depósitos glaciales y piroclásticos de la Sierra Nevada según Heine (1975a:88). Las capas MI-MV corresponden a depósitos glaciales; las capas P3, C3, P2, C2, P1 y C1 son pómez y cenizas consecutivas. A la derecha aparecen las equivalencias propuestas por el mismo autor con los depósitos glaciales de White (1962a, 1962b).

- (2) "Pómez tripartita de grano fino", sobreyace directamente a la turba de 12900 ± 40 AP; probablemente proviene del volcán que formó el Pecho del Iztaccihuatl⁴.
- (3) "Pómez marcadora superior", polvo pumítico de procedencia desconocida y con una edad estimada de 6000 AP.

Basándose también en los trabajos de Tlapacoya, I.W. Cornwall intentó establecer un "puente" estratigráfico entre las cuencas de México y de Puebla-Tlaxcala por medio de capas de tefra y paleosuelos, todo ello con el doble propósito de elaborar una cronología de cambios ambientales del Pleistoceno Tardío-Holoceno, y de determinar la relación cronológica existente entre los sitios arqueológicos pleistocénicos de Tlapacoya (cuenca de México) y de Valsequillo (cuenca de Puebla).

Para ello analizó detalladamente los cortes a lo largo de la autopista México-Puebla (que atraviesa la Sierra Nevada-Sierra de Río Frio por el Paso de Río Frio); los cortes de las excavaciones arqueológicas de Tlapacoya y Valsequillo; y algunos otros de las inmediaciones de la ciudad de Puebla y del camino Amecameca-Paso de Cortés. Expone muy detalladamente sus datos de campo y sus interpretaciones a los mismos en un extenso trabajo dividido en dos partes (Cornwall 1969, 1970), y en forma resumida en otro par de artículos (Cornwall 1968, 1971).

La estratigrafía establecida por Cornwall a lo largo de la autopista es, a grandes rasgos, la siguiente: sobre una "lava antigua" muy intemperizada se presenta una serie de capas masivas de cenizas volcánicas finas que, según el autor, son producto de una redepositación por el viento⁵, dentro de las cuales se encuentran intercaladas varios paleosuelos rojos muy notables y hasta siete capas de pómez finas; los paleosuelos se pueden dividir en dos series en función de su mineralogía, misma que se relaciona con el clima bajo el cual se desarrollaron. En el área de Río Frio la secuencia anterior fue cubierta por una "lava joven" del volcán Papayo. Posteriormente un depósito de nube ardiente, al parecer originado en el Telapón o en el Tlalóc, cubrió a la "lava joven" en esa misma área⁶. Un fragmento de madera carbonizada contenida en el depósito de nube ardiente fue datado en más de 35000 AP. Siguiaron después varias acumulaciones de ceniza intercaladas con tres capas muy delgadas de polvo pumítico. Arriba, una capa de pómez gruesa con fragmentos de andesita que, según Cornwall, corresponde a la pómez con andesita de Tlapacoya datada en

4. Posteriormente Blossfield y Valastro (1977:113) pudieron asignar con exactitud la "pómez tripartita" a un evento de tipo pliniaco ocurrido en el Nevado de Toluca alrededor de 11500 AP.

5. Estos materiales son un componente importante de los piedemontes de la Sierra Nevada y forman parte de lo que White (1962a) denominó "depósitos aluviales más antiguos". Intercalados con éstos, el mismo White encontró unos "sedimentos semejantes a depósito glacial" que constituyen la evidencia de glaciación más antigua del Iztaccihuatl (Pre-Wisconsin). Por otro lado, Cornwall propone el nombre de *ehcacameca* (del náhuatl *ehcactli*-viento, y *mecca*-ceniza) para designar a estos materiales volcánicos finos (predeinamente liacos) retrañados por el viento y similares en algunos aspectos al loess.

6. Tanto la "lava joven" como el depósito de nube ardiente aparecen sincronizados en la secuencia estratigráfica de Nixon et al. (1967) entre los productos más recientes del vulcanismo formador del Iztaccihuatl (ver arriba).

algo menos de 14700 ± 280 AP y originada en el Popocatepetl? (ver arriba). Finalmente se depositó una capa de ceniza fina en la cual se desarrolla el suelo actual.

Durante los años setenta Heine y Heide-Weise (1972, 1973a, 1973b) y Heine (1971, 1973a, 1973b, 1973c, 1974a, 1975a, 1976b, 1978a, 1978b) realizaron investigaciones de estratigrafía del Pleistoceno Tardío y del Holoceno en la cuenca de Puebla-Tlaxcala, con énfasis en el volcán de la Malinche y prestando especial atención a la identificación de paleosuelos y depósitos de teira que pudieran servir como capas marcadoras. Aun cuando centran sus investigaciones en el volcán mencionado y sus inmediaciones, el estudio de los piroclastos les permite dividir a la totalidad de la cuenca en tres provincias mineralógicas, una de las cuales corresponde a las "lobas andesíticas ricas en hipersteno y augita del Popocatepetl y del Iztaccihuatl" (las otras dos son la Sierra de Río Frio y La Malincha) (Heine y Heide-Weise 1973a).

Al mismo tiempo y en colaboración con Heine y Heide-Weise, Kneib et al. (1973) definieron una secuencia piroclástica para la Sierra Nevada. Con objeto de efectuar una clasificación regional de los suelos, investigaron la distribución de los materiales parentales. Estos son principalmente piroclastos, originados según los autores en las tres últimas fases eruptivas del Popocatepetl. De acuerdo con sus observaciones, el material de cada arupción consta de una capa de ceniza (C) sobre una capa de pómez (P) "y se distingue macromorfológicamente por las propiedades específicas de la piedra pómez" (Kneib et al. 1973:12). Designan a estas capas C1-P1, C2-P2, y C3-P3, donde C1 es la más reciente y P3 la más antigua. Además, Kneib et al. (1973:13) presentan un fotomapa con la distribución de las 12 diferentes combinaciones de "formaciones geológicas" sobre las que se desarrollaron los suelos de la Sierra Nevada. En él se puede notar que la pómez más antigua (P3) avanzó en dirección N (a partir del Popocatepetl) más allá de la cima del volcán Tlaloc; la intermedia (P2) sólo llegó aproximadamente 1 km al N de Llano Chico; y la más reciente (P1) apenas alcanzó el extremo S del Tayotl. De esta manera, en el fotomapa mencionado la mayor parte del área estudiada en el presente trabajo (Fig.4) está constituida en superficie por "cenizas C2 y C3 sobre material retrabajado por fenómenos glaciales"; la porción oriental consta de las mismas cenizas sobre piroclastos más antiguos, mientras que en el N y NNW se encuentra sólo la ceniza C3 cubriendo -según el lugar- depósitos glaciales, lavas intemperizadas o piroclastos más antiguos.

Continuando con estas investigaciones, Michlich (1974) efectuó análisis edafológicos y de minerales pesados en más de 200 muestras de suelos de la Sierra Nevada con objeto de verificar la estratigrafía de Kneib y colegas. Esta se había elaborado a partir de observaciones de

7. Cormall también utiliza el nombre de pómez "k" para la pómez con andesita. También se le conoce como PMA, que son las iniciales de su nombre en inglés (pumice with andesite).

8. Las pómez correspondientes no se mencionan en la leyenda del mapa de Kneib et al. (1973) quizás porque aparecen en capas muy delgadas. En otras palabras, aunque constituyen la base de la estratigrafía, son mucho menos importantes que las cenizas como materiales parentales de los suelos.

campo centradas sobre todo en la distribución de las pómez P1, P2 y P3, que sí son identificables macroscópicamente. En cambio, las cenizas correspondientes C1, C2 y C3 no lo son más que por asociación con las pómez, de tal manera que donde éstas faltan resulta imposible identificar aquellas. Miehlich intentó entonces caracterizar a las cenizas con base en sus minerales pesados (infructuosamente) y en otros minerales asociados a la pedogénesis (exitosamente) y comprobó la validez de los resultados de Kneib y colegas en cuanto a la existencia y distribución espacial de las tefras antes mencionadas.

Heine (1975a:47-48) resumió de la siguiente manera las características de las tefras:

C1: ceniza volcánica gris hasta negra.

P1: pómez gris hasta violeta con fragmentos dispersos de andesita más pequeños que los lapilliz de pómez. El espesor de la capa varía entre 30 y 100 cm. Procede al igual que las demás capas del cráter del Popocatepetl. Fue emitida en dirección NE (hacia Cholula), al parecer en dos etapas.

C2: ceniza gris.

P2: capa de pómez que consta con frecuencia de dos partes. Tiene una coloración amarilla hasta café amarillenta debido al intemperismo. El tamaño de los fragmentos varía entre 0.25 cm y un máximo de 2 cm. El espesor de la capa asciende a 30-50 cm. Contiene numerosos fragmentos pequeños de andesita oscura, en especial en la banda inferior de pómez. La dispersión resultó más o menos simétrica al Popocatepetl.

C3: ceniza gris.

P3: pómez más antigua, se presenta en varias capas separadas. Su coloración es café rojizo. Son característicos en ella los fragmentos de andesita, que tienen un tamaño mayor que el lapilli pumítico. Las pómez tienen un diámetro entre 4 y 5 cm. Forman un paquete muy compacto. Sobre todo en el lado W de la Sierra Nevada los fragmentos de pómez de color gris amarillento muestran una patina color violeta. La erupción tuvo lugar en el Popocatepetl en dirección NW.

Algunas veces se presenta más abajo otra ceniza de espesor desconocido (C4).

Existen datos sobre la edad de estos depósitos; algunos corresponden a fechamientos ^{14}C directamente asociados a los piroclastos, mientras que otros se deducen de su posición estratigráfica entre capas de edad más o menos bien conocida.

La información más completa al respecto es la que proporciona Heine (1975a) y puede resumirse de la siguiente manera (ver también la Fig.6, que muestra las relaciones estratigráficas de las capas de tefra con los diversos depósitos glaciales):

C1: 430-450 AP (erupciones de 1519 y 1539, de las que informa el conquistador español Bernal Díaz del Castillo).
No hay datación ^{14}C de esta capa.

P1: 965 ± 60 AP (fechamiento ^{14}C de fragmento de carbón asociado a la pómez).

Este fechamiento es apoyado por evidencias arqueológicas del área de Cholula (Muller 1970, citado por Heine 1975), donde se encontraron dos capas de pómez respectivamente asociadas a cerámica de alrededor de 1100 D.C. y de probablemente 1400 D.C. (lo cual concuerda con la erupción en dos fases). La misma duplicidad de la pómez P1 se encontró en el Área de Nealtican (Seele 1973), donde campos de cultivo precolombinos fueron cubiertos en dos ocasiones por depósitos de pómez sucesivos, uno de los cuales se produjo (según datación ^{14}C) alrededor del año 1150 D.C., fecha del todo compatible con la de 1100 D.C. propuesta por Muller.

La pómez P1 sobreyace a la morrena M-IV, que se formó hacia 2000 AP.

C2: entre aprox. 2000 AP y 4800 AP.

No hay datación precisa para esta ceniza pero es anterior a la morrena M-IV (Milpulco de White) y posterior a la P2 datada en 4800 AP.

P2: 4805 ± 60 AP (datación ^{14}C de un carbón contenido en la capa de pómez).

Cubre a la morrena M-III (Hueyatliaco de White) que terminó de formarse hacia 9000 AP.

C3: entre aprox. 10000 AP y 12900 AP.

No existe datación para esta ceniza, pero se considera anterior a la morrena M-III (Hueyatliaco de White) que según Heine comenzó a depositarse hacia 10000 AP; y posterior a la P3, cuya edad ^{14}C mínima es de 12900 AP.

P3: entre 12900 ± 400 y 14770 ± 280 (fechamientos tomados de la pómez con andesita de Tlapacoya (Mooser 1967) que de acuerdo con Heine equivale a la P3).

De lo expuesto hasta aquí puede decirse a manera de síntesis que existen tres secuencias piroclásticas relacionadas con el vulcanismo de la Sierra Nevada, elaboradas por tres investigadores o grupos de investigadores de manera más o menos independiente:

- La de Tlapacoya, propuesta por Mooser (1967) y retomada y ampliada por Cornwall (1969, 1970, 1971) *. Más tarde fue precisada por Lambert (1986) y otros participantes en el proyecto arqueológico-

*. Es conveniente señalar que sólo la parte superior de la secuencia estudiada por Cornwall (lo que sobreyace al depósito de tufa ardiente de más de 35 000 años) resulta compatible en edad con la estudiada por Mooser (1967) y otros autores (ver Lorenzo y Mirambell 1986) en Tlapacoya.

paleoecológico de ese lugar (ver Lorenzo y Mirambell 1986). La estratigrafía del lugar incluye depósitos lacustres, pelustres y tefras (no todas éstas provienen de la Sierra Nevada) de la planicie de Chalco, con un buen número de dataciones ^{14}C . Destaca la identificación de tres capas de pómez marcadoras -en particular la llamada pómez con andesita- relativamente bien fechadas.

- La de la vertiente occidental del Iztaccihuatl, establecida por White (1962a, 1962b) con fines de datación relativa de los depósitos glaciales, y en la cual se considera como origen de las tefras al Popocatepetl. Es relativamente simple (secuencia de ceniza-lapilli punitico-ceniza) y no incluye dataciones por radiocarbono.

- La de la Sierra Nevada, elaborada por varios investigadores alemanes del Proyecto Puebla-Tlaxcala (Heine y Heide-Weise 1973a, 1973b; Kneib et al. 1973; Miellich 1974; Heine 1973b, 1975a) con fines cronoestratigráficos y edafológicos. Distinguen tres series de pómez-ceniza (C1-P1, C2-P2, C3-P3) relacionadas con las etapas de actividad más recientes del Popocatepetl, que afectaron áreas más o menos extensas de la Sierra Nevada. Incluye varias dataciones ^{14}C y algunas correlaciones con la secuencia de Tlapacoya.

3.2. Correlaciones entre las secuencias tefracronológicas.

En lo que sigue se exponen y analizan algunos intentos de correlación entre las tres cronologías mencionadas. Más adelante éstas son confrontadas con otros datos tefracronológicos de la Sierra Nevada. Semejante labor podría parecer en exceso detallada para los fines del presente trabajo. Sin embargo, se ha llevado a cabo por considerar que cualquier avance en la definición y precisión de la secuencia piroclástica de la Sierra Nevada es importante desde muy diversos puntos de vista.

3.2.1. Correlación Tlapacoya (Mooser) - Iztaccihuatl (White).

Lorenzo (1973) presentó un intento de correlación entre la secuencia ceniza-lapilli-ceniza de White y las tefras fechadas en Tlapacoya (con base en esto propuso después una correlación entre depósitos glaciales del Iztaccihuatl y la Malinche). Según Lorenzo (1973:406) "el lapilli punitico es la tefra que en la Cuenca de México, en su extremo sudeste, llamamos "pómez con andesita" (Mooser 1967) originado en el Popocatepetl e identificable en Paso de Cortés con la que White señala".

También propuso, como "una hipótesis más aventurada" y a reserva de efectuar una comparación mineralógica, que el miembro inferior de la secuencia ceniza-lapilli-ceniza puede ser equivalente a la tefra que en las excavaciones de Tlapacoya se denominó "gran ceniza basáltica", fechada entre 21700 ± 500 y 15020 ± 450 (Lorenzo 1973:407).

3.2.2. Correlación Tlapacoya (Mooser) - Sierra Nevada (Proyecto Puebla Tlaxcala).

Como se indicó anteriormente, los investigadores alemanes consideran que la pómez con andesita de Mooser (1967) y de Cornwall (1968, 1969, 1970, 1971) es la misma que la pómez P3 de su estratigrafía (Miehlich 1974:109; Heine 1973b:164,167; Heine 1975:48,88). En general aceptan la edad que Mooser le asigna (entre 14770 AP y 12900 AP). Sin embargo, para Heine (1973b:170) esas cifras son altas con relación a las reales, debido -según afirma- al tipo de material de Tlapacoya que fue datado, y a los procedimientos del laboratorio encargado de los análisis; y concluye que la pómez con andesita no debe tener más de 12100 AP, ya que cubrió a unas morrenas del Iztaccihuatl que él propio Heine correlaciona con el depósito glacial M-II de la Malinche, fechado en 12100 AP.

Sin embargo, posteriores dataciones efectuadas en Tlapacoya parecen indicar que, contra lo afirmado por Heine, la pómez con andesita tiene una edad cercana a 14770 AP y no a 12900 AP. Según los datos presentados por Flores Diaz (1986:114), tres fechamientos verificados en la capa mencionada arrojaron edades de 14540 ± 90 , 14450 ± 90 , y 14470 ± 190 AP, y al menos los dos primeros fueron obtenidos por un laboratorio diferente al que procesó las muestras de Mooser (1967). Debe notarse que la fecha de 14770 ± 280 AP indicada por Mooser procede de un nivel estratigráfico inferior al de las tres mencionadas antes (corresponde a una turba situada abajo de la capa de pómez).

Por otro lado, de un nivel estratigráfico superior al de la pómez con andesita (pero abajo del depósito fechado en 12900 ± 400) se obtuvo una edad de 13180 ± 290 , cifra que Liddicoat et al. (1979:369) incluso consideran demasiado baja debido a contaminación por raicillas. Lambert (1986:81), por su parte, señaló que la capa en cuestión está fechada entre 15000 y 13000 AP. De manera tentativa puede entonces situarse la edad de esta tundra en más de 13180 ± 290 AP y probablemente en alrededor de 14500 AP.

Heine (1975:90) identificó la secuencia completa P3-C3-P2-C2-P1-C1 en los perfiles elaborados por Mooser (1967) para el área Nexape-Yoloxochitl-Paso de Cortés (Fig.7). Es de notar que en esa zona Mooser encuentra dos capas de pómez con fragmentos de andesita y que Heine relaciona la más antigua de estas con la pómez P3 de su cronología (la más reciente corresponde a su P1). Debe recordarse que de acuerdo con Heine las tres pómez P1, P2 y P3 contienen fragmentos de andesita (ver arriba).

3.2.3. Correlación Iztaccihuatl (White) - Sierra Nevada (Proyecto Puebla Tlaxcala).

Las correlaciones planteadas por Heine entre su estratigrafía (que incluye los aportes de los demás investigadores alemanes del

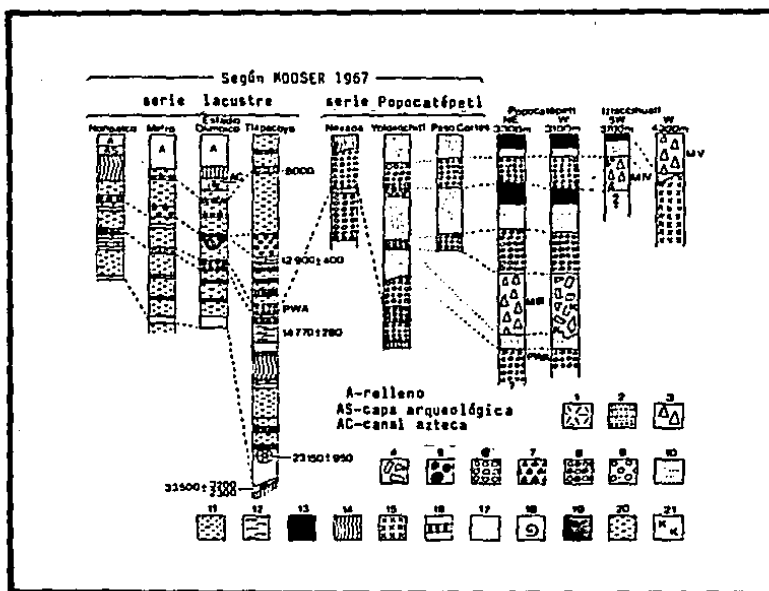


Fig. 7. Correlación entre la secuencia tefracronológica de Mooser (1967) y de Heine para la Sierra Nevada y áreas adyacentes (según Heine 1975a:90). Las 7 columnas de la izquierda fueron elaboradas por Mooser; las 4 restantes así como la correlación entre los dos grupos son de Heine.

- | | |
|---------------------------------|---------------------------|
| 1 - brecha volcánica | 12 - turba |
| 2 - sedimentos fluvio-glaciales | 13 - andalón |
| 3 - depósito glacial | 14 - suelo |
| 4 - depósito periglacial | 15 - roca volcánica |
| 5 - sedimentos fluviales | 16 - caliche |
| 6 - pómez | 17 - sedimentos "toba" |
| 7 - fragmentos de andesita | 18 - fósil |
| 8 - pómez con andesita | 19 - varvas |
| 9 - pómez con arena volcánica | 20 - sedimentos lacustres |
| 10 - arena volcánica | 21 - crioturbación |
| 11 - liso | |

Proyecto Puebla-Tlaxcala) y la de White son muy importantes, ya que tienen implicaciones en la datación de los depósitos glaciales que ambos estudiaron en el Iztaccihuatl -en general con resultados similares, si se excluyen las edades-, así como en la correlación de éstos con los de otras montañas del centro de México.

En las Figs. 5 y 6 se presentan por separado las secuencias piroclásticas de White y de Heine, y sus respectivas relaciones estratigráficas con los depósitos glaciales descritos por cada uno.

Heine (1975:65) considera que el *Iapilli pumítico* café amarillento de White es equivalente a la pómez P3 (como se verá más adelante, esta equivalencia trae problemas serios en la correlación de depósitos glaciales). Por otro lado, afirma, "no es seguro que la ceniza gris subyacente de White corresponda a la ceniza C4. Más bien se cree que fue emitida junto con la pómez P3". De la ceniza superior no hace ningún señalamiento.

Es difícil comentar algo sobre estas correlaciones si se las ve aisladamente. Sin embargo, al considerar la posición estratigráfica de las tefras con respecto a los depósitos glaciales aparecen puntos de discusión que se abordan a continuación.

3.3. Discusión de las correlaciones.

3.3.1. Correlaciones entre las secuencias de White y de Heine para el Iztaccihuatl.

En primer lugar se nota que Heine encuentra una capa de ceniza y dos de pómez que White no reporta. En el caso de la pómez más reciente (P1) la discrepancia se puede explicar porque la erupción productora ocurrió hacia el NE del Popocatepetl y por ello, como señala Heine (1975:79), sólo cubrió la vertiente oriental del Iztaccihuatl, mientras que las investigaciones de White tuvieron lugar en el flanco occidental de la montaña. Pero en el caso de la pómez más antigua de Heine (P3) el problema es bastante complicado.

La mayor confusión surge de la correlación que Heine plantea entre la pómez P3 y el *Iapilli pumítico* de White, ya que contradice radicalmente las equivalencias que el propio Heine propone entre su cronología glacial y la de White (confr. Figs. 5 y 6). Concretamente, mientras este último ubica al *Iapilli* encima de las morrenas Hueyatlaço, Heine sitúa a la pómez P3 debajo de ellas, es decir, entre las morrenas Mexcoatlango (M-II de Heine) y Hueyatlaço (M-III).

El análisis bibliográfico no permite llegar a conclusiones definitivas sobre este problema, pero se pueden exponer las siguientes ideas al respecto:

- Es un hecho que hay más de un depósito de pómez reciente del Popocatepetl, como puede verse en los perfiles de Mooser (1967:14) y

de Cornwall (1969:108) para el área de Nexapa-Paso de Cortés. Por consiguiente, la observación de una capa pumítica sobre un depósito glacial no es suficiente para datarlo; es necesario identificar de qué pómez se trata.

- También es un hecho que por lo menos dos de las capas de pómez contienen fragmentos de andesita (Mozzer 1967:14; Heine 1975:47-48), por lo cual la identificación de los líticos o de los ciestos pumíticos debe precisarse si se pretende utilizar la capa con fines tefracronológicos.

- White reporta haber observado una pómez sobre la morrena Hueyatiaco. De acuerdo con la estratigrafía de Heine, sólo podría tratarse de la 1ª P2, con lo cual se contradice la correlación P3-Japilli pumítico propuesta por Heine y surgen problemas con las edades de los depósitos glaciales de la cronología de éste último (Fig.6).

- White menciona la presencia de un solo depósito pumítico sobre las morrenas Nexcoalango, mientras que para Heine hay dos (P3 y P2 sobreyacen al depósito MII). La ausencia de una de ellas (presumiblemente la P3) podría deberse a erosión, posibilidad que el propio Heine (1975a:65) admite. Sólo bajo este último supuesto puede lograrse cierta compatibilidad entre las cronologías de ambos autores, en un intento por no descalificar ninguna de ellas.

- Vista de manera aislada, la tefracronología de Heine (P3-C3, etc.) no tiene por qué ser objetada - además su validez es reforzada por las dataciones y los trabajos de otros especialistas del Proyecto Puebla-Tlaxcala (Kneib et al. 1973; Miehlich 1974) ¹⁰. Lo mismo puede decirse de la secuencia de depósitos glaciales, que de hecho es muy similar a la de White en el número y alcance de los avances glaciales. Lo que sí presenta problemas es la forma como Heine conjunta ambas cronologías.

Aunque Heine no hace ninguna referencia a la ceniza superior de White, el análisis de las secuencias estratigráficas (Figs. 5 y 6) muestra que podría corresponder a la C1 de Heine, ya que ambos autores la sitúan estratigráficamente entre los dos últimos depósitos glaciales. Sin embargo, mientras que para Heine la C1 data de las erupciones ocurridas hace 430-450 años, White distingue la ceniza superior (de su secuencia) de las cenizas de las erupciones históricas del Popocatepetl; afirma que éstas ya han sido erosionadas de la mayor parte de las laderas ¹¹.

10. Ver también las dataciones de Rubin (1964) que se presentan más abajo.

11. En el texto en español de White (1962a:20) no resulta muy claro si la ceniza superior es o no producto de las erupciones del Popocatepetl que el autor denomina "históricas". Pero en los textos en inglés (White 1962b:93b) y, sobre todo, White y Lorenzo (1968:8) sí se afirma claramente que se trata de dos tefras diferentes. Por ejemplo, White y Lorenzo (1968:7-8) afirman: "The upper black ash of the ash-lanilli-ash series is the only pyroclastic sediment on the Milulco moraines, and yet none of this ash lies on the Ayoloco moraines built at the mouths of the upper valley heads nor on the recessional moraines behind them. Ash did fall on the mountain during historic eruptions of Popocatepetl, but it is now washed off west of the slopes, specially those at higher altitudes unprotected by vegetation. It is not recognizable by megascopic means in the upper ash of the ash-lanilli-ash series nor in the A horizon of soils at the lower altitudes" (italicas de L.V.S.). En suma, la secuencia de depositación fue la siguiente: morrenas Milulco, ceniza superior, morrenas Ayoloco. Lo que no se especifica es si las morrenas Ayoloco son anteriores o posteriores a la cenizas de las erupciones llamadas "históricas". Por otro lado, debe notarse que el sentido del término "históricas" no es precisado.

Para las cenizas C2 y C3, en cambio, no hay posibilidad de correlación a partir de los datos existentes.

3.3.2. Relaciones entre las secuencias de Tlapacoaya y de la Sierra Nevada (Heine y otros).

La correlación P3-pómez con andesita es la única planteada por los investigadores alemanes del Proyecto Puebla-Tlaxcala (Heine, etc.) entre la Sierra Nevada y Tlapacoaya. Sin embargo, a la luz de recientes dataciones ¹⁴C puede proponerse aquí otra correlación más, con base en los siguientes argumentos:

La pómez P2 del Popocatepetl fue datada en 4805 ± 160 AP (Heine 1975a:48). Por otro lado está la "pómez marcadora superior" de Tlapacoaya, con una edad estimada de aproximadamente 6000 AP y de origen desconocido (Mooser 1967:15). Posteriores dataciones de los materiales de Tlapacoaya permiten encuadrar a esta capa entre 4250 ± 110 AP y 4860 ± 120 AP (Lambert 1986:78; Flores Díaz 1986:114). La similitud de esta última fecha con la indicada por los Heine permite entonces plantear una posible correspondencia entre la P2 y la "pómez marcadora superior". Además, una datación reciente de Lambert (1984) apoya lo anterior, como se verá en el próximo párrafo.

3.4. Confrontación con otras investigaciones tefracronológicas de la Sierra Nevada.

El análisis de otros trabajos estratigráficos del área del Popocatepetl permite poner a prueba las cronologías mencionadas.

Lambert et al. (1976, citados por Demant 1981:173) investigaron la estratigrafía a lo largo del camino Paso de Cortés-San Nicolás de los Ranchos. Las dataciones de paleosuelos intercalados con capas de tefra muestran que las erupciones de pómez ocurrieron entre 14889 ± 130 AP y 5081 ± 45 AP, mientras que las cenizas sobreyacentes tienen una edad entre 1624 ± 24 AP y 129 AP. Las dos fechas mencionadas para los eventos pumíticos muestran coincidencia con la de la pómez con andesita (poco más de 14000 AP), y con la de la pómez P2 de Heine (alrededor de 4800 AP), respectivamente. En el lapso entre 1624 ± 24 y 129 AP sólo podría haber la ceniza C1, ya que la C2, de acuerdo con Heine, tiene más de 2000 años de antigüedad (ver arriba y Fig. 6).

Por otra parte, Robin (1984) estudió la historia volcánica completa del Popocatepetl prestando considerable atención a la actividad del Cuaternario Tardío, que marcó la construcción del cono terminal. No estableció una secuencia tan simple como la de los investigadores del Proyecto Puebla-Tlaxcala (P1-C1-C2-P2-C3-P3), probablemente porque éstos sólo consideraron los piroclastos de amplia distribución (piroclastos de caída), mientras que Robin investigó las

laderas y Piedemontes del Popocatepetl, donde se produjeron, además de las caídas de pómez y cenizas, diversos flujos piroclásticos y emisiones de lava que hacen más compleja la estratigrafía.

Robin (1984) sólo hace referencia explícita a las capas P1 y C1. A continuación se expone lo relativo a éstas y otras posibles correlaciones, siguiendo la cronología de los investigadores alemanes:

- C1 (450 AP): Robin identificó esta ceniza en la parte superior de sus perfiles y de hecho adopta la datación de 450 AP propuesta por Heine y Heide-Weise (1973b) y que al parecer corresponde a la erupción de 1519.
- P1 (965 \pm 60 AP): Robin dató un carbón directamente asociado a una pómez que cubre las laderas N y NE del Popocatepetl. La edad resultó de 880 \pm 80 AP, y considera que concuerda con la de 965 \pm 60 obtenida por Heine y Heide-Weise (1973b).
- C2 (2000 AP - 4800 AP): Robin no hace referencia a esta ceniza. Sin embargo, desde un punto de vista meramente cronológico, C2 podría corresponder a alguno de los dos eventos tipo San Vicente ocurridos en dirección NE y datados en 4980 \pm 50 AP y en 4320 \pm 70 AP (más probablemente a éste último). Como Robin señala, los flujos San Vicente del Popocatepetl fueron acompañados por caídas de pómez y cenizas.
- P2 (4805 \pm 60 AP): Robin no hace referencia a esta pómez, pero probablemente corresponde al evento San Vicente datado en 4980 \pm 50 AP. Es de notar la gran similitud de ambas fechas (menos de 200 años de diferencia) ¹².
- C3 (10000 AP - 12000 AP): Robin no hace referencia a esta ceniza. Cronológicamente podría corresponder (en parte) a la intercalación de pómez y cenizas datada en 9640 \pm 40 AP en la ladera NE, a 3600 m.
- P3 (12900 AP - 14700 AP): Robin no dató tefras correlacionables con esta capa de pómez.

3.5. Comprobación de la correlación entre la pómez con andesita de Tlapacoya y el lapilli pumítico de White.

Otro problema por tratar es el de la relación entre el lapilli pumítico de White y la pómez con andesita de Tlapacoya. Lorenzo (1973:406; ver arriba) propuso que podría tratarse de la misma tefra, de manera que el lapilli tendría una edad entre 14770 y 12900 AP. Gracias a los análisis de las tefras de Tlapacoya realizados por

12. La hipótesis de un evento precursor de pómez de amplia distribución en el Popocatepetl un poco después de 5000 AP, también es apoyada por la datación de la "pómez arcandera superior" de Tlapacoya entre 4250 \pm 110 y 4890 \pm 120 AP (ver arriba).

Lambert (1986) y a las observaciones de campo de la presente investigación, fue posible comprobar la validez de esta hipótesis.

La descripción de la pómez con andesita de Tlapacoya realizada por Lambert es de gran valor, ya que este es el único sitio donde la capa ha sido datada originalmente entre 14700 y 12900 AP (Mooser 1967), aunque fechamientos más recientes (Flores Díaz 1986) apuntan hacia una antigüedad cercana a 14500 años (ver arriba).

La clave para la identificación de esta tefra en campo son los fragmentos líticos que contiene. Según Lambert (1986:81) se encuentran tres tipos: (1) andesita de piroxeno gris, de textura afanítica (80% del total de fragmentos); (2) microdiorita de piroxeno-biotita gris claro a blanco, de textura granular en el límite entre afanítica y fanerítica y apariencia de "sal y pimienta" (11%); (3) hornfels de piroxeno gris verdoso claro, de textura granular muy fina (limosa), donde no es posible ver ningún cristal en una muestra de mano (9%); al parecer esta última es una roca sedimentaria metamorfoseada térmicamente.

Al determinar en el presente trabajo que la tefra que cubre las morrenas del depósito glacial Hueyatlaco del área del Teyotl es la pómez con andesita¹³, se logró establecer su equivalencia con el *lapilli pumflico* de White. También se la encontró sobreyaciendo a morrenas más antiguas -del depósito glacial Nexcoalango- en las inmediaciones del volcán Xaltepec (ver Fig.8)¹⁴. Como se verá más adelante (Cap.V y VI), esta correlación es de gran importancia para la datación de los depósitos glaciales del Iztaccihuatl.

4. Otros depósitos piroclásticos.

En el párrafo anterior se hizo referencia a una serie de tefras que se consideran especialmente importantes por sus relaciones con los depósitos glaciales. Aparte de estas, existen en periferia de la zona otras tefras cuya distribución, procedencia, relaciones estratigráficas y edad son aún mal conocidas, razón por la cual su utilidad tefrocronológica parece limitada, al menos por el momento. Además, casi todos estos materiales se encuentran en las laderas medias y bajas de la montaña -es decir, en los piedemontes¹⁵- y su edad en general parece mayor a la de los depósitos glaciales de la

13. Se encontró la pómez con andesita sobre una morrena Hueyatlaco-1 ubicada en el extremo oriental de Llano Grande el Alto, y sobre una morrena Hueyatlaco-2 lateral derecha del valle de Tlapacoso, a 3400 m, en ambos casos a un lado de la terracería principal (ver Cap. V, Fig.11). Para Heine estos depósitos corresponden a sus morrenas MIII-1 y MIII-2, respectivamente (ver Fig.6).

14. Por otro lado, pudo identificarse esta capa de pómez en varios cortes de la carretera San Pedro Nexapa-Paso de Cortés con la ayuda de F. Mooser, quien fue el primero en señalar su importancia como capa marcadora para la cuenca de México (Mooser y González Rul 1961; Mooser 1967). Ello garantiza una correcta identificación de la tefra en cuestión por parte del autor del presente trabajo.

15. Puede encontrarse una síntesis de información geológico-geomorfológica del piedemonte nororiental del Iztaccihuatl en Vázquez Salas (1985:140-150).

parte superior que aquí se estudian. Sin embargo, se informa brevemente de ellos para así proporcionar un panorama más completo de los conocimientos tetracronológicos de la zona, que puede ser de utilidad en futuras investigaciones estratigráficas de las cuencas de México y Puebla-Tlaxcala.

White (1962a:17-19) denominó "depósitos aluviales más antiguos" a una serie de materiales de muy diverso origen que conforman el piedemonte occidental del Itzacchuatl entre los 2450 y los 3050 m. y que se encuentran entreverados con las vulcanitas del Grupo Chichinautzin. Incluye depósitos fluviales y piroclásticos de grava gruesa, brechas de avalanchas de lodo, brechas de deslizamiento de laderas, brechas volcánicas y conglomerados, y, en la parte superior, sedimentos semejantes a depósito glacial junto con derrubio glacial de aguas de deshielo; todo ello cubierto por cenizas meteorizadas, lapilli y suelos compuestos. Señaló que cuando menos los 30 metros superiores de estos depósitos muestran los resultados de los cambios climáticos y el vulcanismo del Pleistoceno Medio.

Cornwall (1969,1970) reinterpretó la parte superior de estos materiales (las cenizas meteorizadas, lapilli y suelos compuestos que menciona White, y que están bien expuestos en los cortes profundos de la autopista México-Puebla) como cenizas erosionadas por el viento en las partes altas de las montañas y depositadas más abajo, es decir, una especie de loess pero compuesto por material piroclástico fino, sobre todo limoso. Aparecen, según el autor, en capas de espesor métrico separadas por suelos fósiles que representan lapsos de no deposición de polvo volcánico. En la mayor parte del piedemonte al E de Rio Frio estos materiales fueron sepultados por depósitos masivos de otro origen. En el paso de Rio Frio fueron cubiertos por lavas del volcán Papayo sobre las cuales yace, localmente, un depósito de nube ardiente fechado en más de 35 000 años.

Heine y Schönhals (1973) analizaron esos mismos depósitos -a los que llaman sedimentos "toba"- y llegaron a las mismas conclusiones que Cornwall. Consideran que en su mayor parte tienen más de 25 000 años de antigüedad y que su edad probablemente llega hasta el Pleistoceno Temprano. Por su granulometría, por su coloración, por su falta de estratificación y por la estabilidad de las paredes formadas en ellos, presentan cierta similitud con los loess, pero difieren de éstos en varios aspectos importantes como la mineralogía y el origen, que en el caso de la "toba" en general no es periglacial.

Según Demant (1961:175) estos depósitos tipo loess -hoy profundamente cortados por la red fluvial- se formaron durante las fases interglaciares y cubren especialmente los flancos N y E del Itzacchuatl.

La procedencia del depósito de nube ardiente que se mencionó líneas arriba no se conoce con exactitud, pero tanto Cornwall (1969:136) como Erffa et al. (1977:42) sugieren que proviene del macizo Tláloc-Telapén, ubicado al N de Rio Frio. Por el contrario, con base en argumentos petrográficos Demant (1961:176) sitúa su origen en el Tayotl (es decir, al E) y, a diferencia de Cornwall, lo considera

anterior a las coladas del Papayo. Observaciones personales expuestas con anterioridad (ver Vázquez Salem 1985:130-137) permiten afirmar -en coincidencia con Cornwell y con Erffa y colegas- que este material proviene del N (Telapón-Tlaloc) y que sobreyace a las lavas más jóvenes del Papayo. Además, en el área del Teyotl no se han encontrado trazas de este flujo piroclástico¹⁶. De cualquier manera, tanto el depósito de nube ardiente como las lavas y tefras subyacentes resultaron ser demasiado antiguos en comparación con los eventos glaciales estudiados en la presente investigación.

Erffa et al. (1977:42) indicaron la presencia de otros dos depósitos de nube ardiente cuaternarios en el piedemonte oriental del Iztaccihuatl: uno inmediatamente al oriente de Santa Rita Tlahuapan (ver Fig.1), en las paredes del barranco atravesado por el puente "El Emperador"; y el otro en los alrededores de San Martín Texmelucan. Para éste último señalan como probable punto de procedencia alguno de los domos del lado NE del Iztaccihuatl, sin más precisión. Los mismos autores afirman que, al W de Huejotzingo, el piedemonte del Iztaccihuatl está formado por más de 100 metros de capas de pómez finas con algunos depósitos de nube ardiente intercalados, todo esto descansando sobre un conglomerado que puede ser lahárico o glacial; anotan que estas pómez -probablemente procedentes de los domos del lado oriental del Iztaccihuatl- tienen una edad tardiglacial o postglacial (Erffa et al. 1977:42), pero no proporcionan argumentos en apoyo a esta hipótesis.

16. Por otro lado, en el Teyotl se observaron depósitos de aspecto lahárico en algunos cortes de camino a lo largo de la terracería principal, en el trazo comprendido entre los valles de El Rodadero y Texcalco (a una altitud entre 3200 y 3300 m). Aunque por su posición topográfica parecen depósitos recientes, no fue posible reconocer sus relaciones estratigráficas con los depósitos glaciales de la zona.

IV. ESTUDIOS PREVIOS SOBRE LAS GLACIACIONES DEL IZTACCIHUATL.

En este punto es conveniente presentar los resultados de trabajos publicados sobre la secuencia glacial del Iztaccihuatl. En el capítulo anterior se introdujo este tema al enfocar las relaciones estratigráficas entre los piroclastos de amplia distribución del Popocatepetl y los depósitos glaciales del Iztaccihuatl. A continuación se aborda específicamente la cuestión de las fases de glaciación, sus depósitos, su edad y su significación paleoclimática, exponiendo de manera resumida las ideas de los diez investigadores que más han profundizado en el tema. Además se incluyen las referencias que ambos hicieron al área del Teyotl.

1. Secuencia glacial de la vertiente occidental del Iztaccihuatl según S. White.

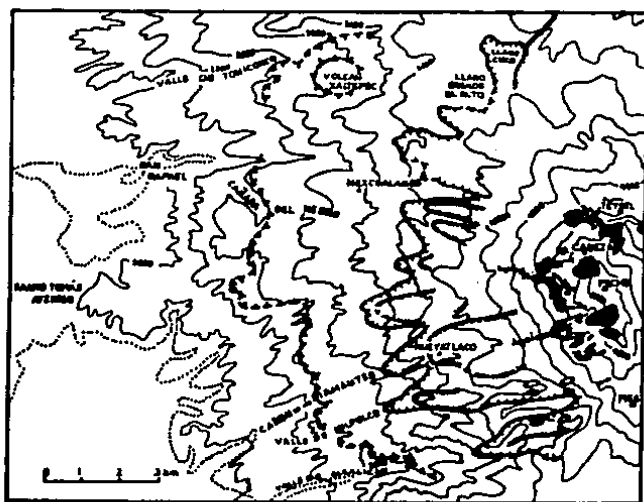
En primer lugar se presentan los resultados del norteamericano S. White sobre la vertiente occidental del Iztaccihuatl. Los informes preliminares de este autor datan de hace más de 30 años (White 1936a, 1956b) y el trabajo final perfeccionado de Principios de los años sesenta (White 1962a, 1962b; White y Lorenzo 1968). Posteriormente publicó datos sobre la altitud de la línea de equilibrio de los glaciares del Iztaccihuatl para las distintas fases de glaciación (White 1981a); sobre las fluctuaciones de los glaciares en el siglo XX (White 1962b); y planteó posibles correlaciones con la secuencia glacial definida por él mismo en el Ajusco (White y Valastro 1984). En un trabajo reciente sintetiza de la siguiente manera sus resultados (White 1987:202,204):

- La glaciación más antigua reconocida (*San Rafael*) está representada por diamictitas (depósitos masivos y sin-clasificación) ubicadas en la desembocadura de los grandes valles y cubiertas con gruesas capas de depósitos piroclásticos (de caída y de flujo) y aluviales intemperizados¹. Las diamictitas fueron producidas por una capa de hielo de más de 150 km² y tienen una edad pre-Illinoiana. Todos los depósitos de esta edad tienen un ultisol (suelo podzólico amarillo) fuertemente desarrollado con perfil complejo.

- La siguiente glaciación es la *Tonicoxco*, evidenciada por el depósito glacial *Nexcoalango*² (Fig.8). Este se presenta en forma de morrenes bajas muy erosionadas sobre todo en los interfluvios entre los grandes valles (a veces en el fondo de éstos) y según White data del Illinoiano Tardío. La superficie cubierta por glaciares se estima en 103 km². El depósito está muy oxidado, es de color café

1. Originalmente White (1962a, 1956b) dio a estos materiales el nombre de "sedimentos semejantes a depósito glacial" sin proponer ningún nombre para la glaciación correspondiente (ahora llamada *San Rafael*).

2. Los nombres propuestos por White corresponden a unidades estratigráficas formales. En el caso de las glaciaciones (por ejemplo, *Tonicoxco*) se trata de unidades crono-estratigráficas (o estratigráfico-tiempo), mientras que en el caso de los depósitos glaciales (por ejemplo, *Nexcoalango*) son unidades lito-estratigráficas (o estratigráfico-roca).



- | | | | | | | |
|-----------------------|---------------------|----------------------|---|--|------------------------|----------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4a | 4b | 5 | 6 |
| 1 -glaciares actuales | 2 -correnas Ayuloce | 3 -correnas Milpalca | 4a -correnas Hueytlaco (segunda avance) | 4b -correnas Hueytlaco (primer avance) | 5 -correnas Mexcalanga | 6 -lufitos de abanicos aluviales |

Fig. 8. Depósitos glaciales del flanco occidental del Iztaccihuatl (según White 1962a, 1962b).

amarillento, sobreyace al ultisol mencionado y a su vez está cubierto por una secuencia de ceniza gris oscuro, lapilli pumítico café amarillento y ceniza negra. En el till se encuentra un alfisol (suelo podzólico gris café) fuertemente desarrollado.

- Sigue la glaciación *Diamantes*, ocurrida durante el máximo del Wisconsin Tardío, evidenciada por el depósito glacial *Hueyatlaco*, que se presenta como un amplio cinturón de morrenas muy notorias (Fig.8) y sólo ligeramente erosionadas. Es de color café amarillento a café oscuro y lo cubre la misma secuencia de ceniza-lapilli-ceniza. La glaciación *Diamantes* tuvo dos avances y los dos depósitos correspondientes pueden diferenciarse por el desigual estado de conservación de las morrenas, así como por el distinto grado de desarrollo del suelo (alfisol) originado en ellos. Los glaciares ocuparon aproximadamente 52 km².

- La última glaciación pleistocénica es la glaciación *Alcalican*, de finales del Wisconsin Tardío, representada por el depósito glacial *Niipulco*. Este se encuentra en forma de dos conjuntos de pequeñas morrenas bien conservadas en los dos valles del SW de la montaña (Fig.8). El material es suelto, arenoso, de color gris claro y en él se formó un inceptisol poco evolucionado. Sólo lo cubren las cenizas negras. Los glaciares de valle tuvieron durante este episodio una superficie aproximada de 14 km².

- Ya en el Holoceno tuvo lugar la glaciación *Ayolotepito*, a la cual corresponde el depósito glacial *Ayoloco*. Esta aparece como morrenas masivas en las bocas de las cabeceras de los valles (Fig.8). El till consiste en una mezcla de arena y bloques de color gris claro, sobre la cual se desarrolla un entisol. No lo cubre ninguna capa de piroclastos. El hielo de tres glaciares se extendió sobre 6.6 km². En la zona comprendida entre las morrenas principales de este evento y las cabeceras de los valles, se depositaron tres y hasta cuatro morrenas recessionales formadas por bloques.

- El descenso de la altitud de la línea de equilibrio (con respecto a la actual) fue de aproximadamente 1500 m durante la glaciación *San Rafael*; de 1370 m durante la glaciación *Tonicoxco*; de 1000 m y 910 m durante el primer y segundo avances (respectivamente) de la glaciación *Diamantes*; de 675 m durante la glaciación *Alcalican* y de 245 m durante la glaciación *Ayolotepito*.

En el mapa de la Fig.8 se muestra la distribución espacial de los distintos depósitos glaciales (con excepción del más antiguo); en la Tabla 1 se anotan sus límites altitudinales inferiores y en la Tabla 2 se resumen sus principales características (morfología y grado de meteorización, principalmente), todo ello según White (1962a). Por último, en la Tabla 4 se exponen las correlaciones más recientemente propuestas por el mismo autor (White 1987) entre las secuencias glaciales de las diversas montañas del centro de México hasta ahora investigadas, incluyendo las estudiadas por K. Heine (Malinche, Nevado de Toluca, Pico de Orizaba). Cabe mencionar que en esta tabla las

Tabla 1. Límites inferiores de los depósitos glaciales en el lado oeste del Iztaccihuatl (según White 1962a:39).

	(msnm)
Depósito glacial Aytoto	4,270-4,410
Depósito glacial Milpulco	3,630-3,760
Depósito glacial Hueyatlaco	3,135-3,850
Depósito glacial Mexcoatlango	2,750-3,050
Sedimentos semejantes a depósito glacial (dentro de los depósitos aluviales más antiguos)	2,450-2,950

Tabla 2. Características de las morrenas y de las masas de depósito glacial en el lado oeste del Iztaccihuatl (según White 1962a:42).

Características	Morrenas—Mexcoatlango	Morrenas — Hueyatlaco		Morrenas Milpulco	Morrenas Aytoto
		Primer avance	Segundo avance		
Erosión de morrenas terminales	Muy poco erosionadas; algunas rotas en el fondo de las cañadas	Valles anchos erosionados	Valles estrechos erosionados	Ligeramente cortados	Muy ligeramente cortados
Erosión de morrenas laterales	Intensa; normalmente como restos en los arroyos y entre cañadas	Fuertes con frentes como restas sobre escalonados	Moderada; aborronamiento de los lados	No hay aborronamiento en los lados	No hay aborronamiento en los lados
Deposición de sedimentos volcánicos sobre las morrenas	Centra gris oscura meteorizada; suelo amarillento meteorizado; todo esto ceniza negra	Fuertes con frentes como restas sobre escalonados	Moderada; aborronamiento de los lados	Solo hay cenizas negras	No se identifican cenizas
Tamaño de las morrenas y espesor probable	Restos delgados en las crestas resacas de 10 a 20 m. de espesor en las morrenas anchas	Restos de 10 a 20 m. de espesor a nivel y de 40 a 50 m. de espesor	Muchas, de 40 a 50 m. de espesor	Delgadas, resacas de 5 a 10 m. de espesor	Grandes, masas de 30 a 60 m. de espesor; también de 30 a 50 m.
Descripción de las crestas de las morrenas	Bajas, anchas, escalonadas	Redondeadas anchas, irregulares	Alizadas, angostas, irregulares	De redondeadas a alizadas	Muy alizadas
Cantidad de piedras en la superficie de las morrenas	No hay piedras en la superficie	Piedras separadas de 10 a 20 m.	Piedras separadas de 2 a 5 m.	Piedras separadas de 2 a 3 m.	Piedras separadas 1 m.
Meteorización de las piedras superficiales de las morrenas	—	Moderada	Ligera	Muy ligera	Relativamente nada
Porcentaje de piedras meteorizadas en el horizonte C.	avance antiguo — avance reciente 11 (8) 34 (3)	43 (7)	98 (12)	60 (4)	88 (4)
	12 38	25	37	30	15
	77 46	32	23	18	0

* Promedio de muestras entre paréntesis.

o Calculado sobre 100 cuentas en el terreno.

edades difieren de las presentadas originalmente por el propio White (1962a, 1962b).

Específicamente para el área del Táyotl, White (1962a) hace referencia a varias evidencias de glaciación. En su mapa (Fig.8) pueden verse morrenas del depósito glacial Hueyatlatco entre 3500 y 3700 m en la zona de Llano Grande el Alto y Llano Chico el Alto. También aparecen tres pequeñas morrenas del depósito Ayoloco en el flanco SE del Táyotl, al pie de las cimas. Por otro lado, es evidente que las morrenas Mexcoatlango localizadas al NE de Llano Grande el Alto tienen su origen, al menos en parte, en la zona del Táyotl, aunque es probable que éste aún no existiera en tiempos de la glaciación Tonicoxco.

Según White (1962a:45-46, 60-61), los eventos volcánicos y glaciales del N del Iztaccihuatl se intercalan de la siguiente manera: después de la glaciación Tonicoxco comenzó la actividad volcánica del Pleistoceno Tardío en el N del Iztaccihuatl, cuando un manto de lava del Táyotl obstruyó el extremo meridional de Llano Grande (Fig.4, No.1). Durante la glaciación Diamantes el borde S de esta lava fue cubierto por una morrena (Hueyatlatco); otra de la misma glaciación separó a Llano Grande de Llano Chico, a 3650 m, y se extendió hacia el N hasta los 3600 m, mientras que las morrenas situadas al E de Llano Chico se prolongaron unos 4 Km en dirección N hasta los 3400 m. Una nueva emisión de lavas del Táyotl (Fig.4, No.2) cubrió los extremos superiores de estos depósitos. Durante la glaciación Alcalican, un glaciar formado en el valle entre la Cabeza y el Táyotl desgastó y canalizó el borde W del manto de lava del Táyotl (Fig.4, No.2), pero no construyó una morrena apreciable.

Al referirse a la localización del depósito glacial Ayoloco (glaciación Ayolotepito), White (1962a:51) comenta que "en el collado entre la Cabeza y el cerro Táyotl, hay tres pequeños *protales ramparts* que aparecen en el mapa, Fig.8). Además afirma que las fotografías aéreas permiten observar morrenas masivas y recessionales semejantes a las Ayoloco, *protales ramparts* y numerosas formas periglaciales sobre las laderas N del Táyotl" (White 1962a:51).

2. Secuencia glacial del Iztaccihuatl según K. Heine.

Durante los años setenta el alemán K. Heine realizó investigaciones que le permitieron establecer una secuencia glacial para el volcán La Malinche apoyada en dataciones ^{14}C (Heine 1971, 1973a; Heine y Heide-Weise 1972; resultados detallados en Heine 1973c y 1975a). Asimismo estudió otras montañas del centro de México (Iztaccihuatl, Popocatepetl, Nevado de Toluca, Pico de Orizaba, Cofre de Perote y Nevado de Colima), propuso correlaciones con La Malinche, y complementó su secuencia glacial con los datos de los volcanes más

3. Seguramente White se refiere al área estudiada en el presente trabajo, y en particular a lo que aquí se denomina cuenca de Tlacopaso.

altos (Heine 1973b, 1973c, 1975a, 1976a, 1978a). Puso especial atención en el Iztaccihuatl, por ser la única montaña donde con anterioridad se habían investigado detalladamente los efectos de las glaciaciones cuaternarias (ver Heine 1973b, 1975a).

La secuencia glacial de Heine abarca los últimos 40000 años, es decir, aproximadamente la segunda mitad de la glaciación Wisconsin de Norteamérica, más el Holoceno. En ese lapso ocurrieron cinco glaciaciones: tres al final del Pleistoceno (Wisconsin) y dos durante el Holoceno (Neoglaciaciones). Heine las denominó MI, MII, MIII, MIV y MV, de la más antigua a la más reciente. De acuerdo con uno de sus trabajos más recientes (Heine 1984a), la glaciación MI Tuvo lugar entre 36000 y >32000 AP; la MII alrededor de 12100 AP; la MIII entre 10000 y 8500 AP y consta de tres avances; la MIV entre 3000 y 2000 AP; y la MV -que sólo se manifestó plenamente en las montañas de más de 5000 m- en la segunda mitad del siglo XVIII y la primera del XIX, es decir, durante el evento conocido en todo el mundo como la "Pequeña Edad Glacial". En la Fig.9 se muestra la posición de la línea de las nieves estimada por el mismo autor para cada una de estas glaciaciones en los diferentes volcanes del centro de México.

Con base en evidencias geomorfológicas, Heine (1973a, 1973b) elaboró un esquema de evolución del clima para los últimos 40000 años en el centro de México, en el que se representan las variaciones relativas de la precipitación y la temperatura (comparadas con las actuales) en sendas curvas. Posteriormente (Heine 1983c; Fig.1) realizó una síntesis de datos geomorfológicos, paleoclimáticos, paleoedafológicos y palinológicos, en forma de un esquema de evolución del medio natural del Altiplano Central Mexicano durante el Cuaternario Tardío (últimos 36 000 años).

Dados los fines del presente trabajo, es conveniente exponer las principales observaciones de este autor sobre el Iztaccihuatl, así como todas las concernientes al Teyotl. En primer lugar debe notarse que encuentra evidencias de cinco avances glaciales (MI-MV) y que, salvo algunas diferencias, en general los considera equivalentes a los de White (Tabla 3). Sin embargo, en todos los casos les asigna edades inferiores a las propuestas por éste último. Por ejemplo, sitúa a todas sus fases de glaciación (MI-MV) dentro de los últimos 36000 años, mientras que para White (1967) las dos primeras son de edad Pre-Wisconsin (es decir, de más de 75 000 AP) 4.

Heine elaboró dos mapas diferentes en los que aparece el Iztaccihuatl. Uno de ellos abarca la totalidad de la Sierra Nevada y en él se localizan depósitos de las cinco glaciaciones señaladas, además de diversos rasgos erosivos (Heine 1975a; Fig.20). En la zona del Teyotl aparecen largas morrenas MIII (Hueyatlaco de White) entre los 3800 y los 3200 m en la mayoría de los valles, así como pequeñas morrenas MIV en tres de ellos. El otro mapa (Heine 1983a; Fig.4; Heine 1984a; Fig.7), aunque más detallado, sólo comprende el área entre el

4. Anteriormente White (1962a, 1962b) consideraba de edad Pre-Wisconsin únicamente a los depósitos de su primera glaciación (San Rafael).

Tabla 3. Correlación de los depósitos glaciales de la Malinche con los del Iztaccihuatl (según Heine 1975a:96).

HEINE				WHITE (1962a, 1962b)			
GLACIACION/ HORREBAS	EDAD (años antes del presente)	MALINCHE	SIERRA NEVADA	IZTACCIHUATL (Lado W)			EDAD SEGUN WHITE (correlación con las glaciaciones de las Montañas Rocallosas)
		ALTITUD (mms)	ALTITUD (mms)	UNIDADES ESTRATIGRA- FICAS/ TIEMPO	UNIDADES ESTRATIGRA- FICAS/ ROCA	ALTITUD (mms)	
M V	menos de 100	no se presenta	más de 4200	Fase Nipotermlal	Depósito glacial Ayalaco	4270-4410	Garret-Park-Stage ("Little Ice Age")
M IV	~ 2000	más de 3050	3050-4200	Sub-etapa Alcalium	Depósito Glacial Milpulco	3630-3760	Yosemite-Lake-Stage (Late Wisconsin)
M III 2º Avance	~ 3000 - 10000	~ 3000	más de 3000	Sub-etapa Diamantes 1er Avance	Depósito glacial Nayatlaco	3135-3450	Pinedale-Stage (Classical Wisconsin)
M III 1er Avance			más de 2800	Sub-etapa Diamantes 2º Avance			
M II	~ 12 100	más de 2750 (en el lado W hasta 2040)	más de 2750	Sub-etapa Teocitlaco	Depósito Glacial Nuestrotempo	2750-3050	Bull-Lake-Stage (Classical Wisconsin)
M I	~ 37000 - 34000	2030 y más abajo hasta 2550 (?)	hasta 2520 y más abajo (?)	Etapas Pre-Wisconsin- sitas	Sedimentos conjuntos a de pósito glacial (dentro de depó- sitos aluviales de antiguos)	2450-2950	Buffalo-Stage o post- Buffalo/pre-Bull-Lake Stage

Pecho y las cercanías de Paso de Cortés, de manera que el Táyotl queda excluido.

A continuación se exponen en forma resumida las observaciones realizadas por Heine (1975a) en el Iztaccihuatl, así como sus principales comentarios a las investigaciones de White.

- Glaciación MI:

Heine coincide en atribuir un origen glacial a los depósitos localizados en la desembocadura del valle de San Rafael y que para White son el resultado de la glaciación San Rafael. Dice que su ubicación en ese sitio apoya la idea de que durante las glaciaciones más antiguas se desarrollaron largos glaciares de valle, tanto en la Sierra Nevada como en La Malinche. También señala que la forma del valle de San Rafael y de la cañada del Negro parecen deberse, al menos en parte, al modelado glacial (p.64-65).

- Glaciación MII:

En la Sierra Nevada Heine encontró morrenas MII -equivalentes a las *Nexcoalango*- en todos los sitios donde los grandes valles salen del macizo montañoso, con excepción del lado S. Las posiciones terminales por lo general se localizan a 2750 m. Más abajo hay con frecuencia depósitos de gravas y arenas en los cuales se desarrollaron terrazas debido a varias fazes de erosión y acumulación. Los glaciares de las laderas orientales y occidentales del Iztaccihuatl tenían hasta 10 km de longitud. Sin embargo, el más largo fluyó del Táyotl hacia el N y NE y alcanzaba 16 km; otro, de 12 km, se originaba en el N del Popocatepetl y recurvaba hacia el E, uniéndose con uno procedente de los Pies del Iztaccihuatl (Heine 1975a:89).

Según Heine, el mapa de White (Fig.8) muestra la glaciación *Tonicoco* como una cubierta de hielo cerrada que cubrió todo el flanco occidental de la montaña hasta una altura que varía entre 2750 y 3050 m dependiendo del lugar. Sin embargo, la falta de indicios de glaciación en el Área del paso de Río Frio (ubicado a 3200 m) es para Heine una evidencia de que el límite inferior de este avance glacial no puede ser el mismo en los valles y en los interfluvios. Afirma que White lo identificó correctamente en los valles, pero en las laderas entre valles llenos de hielo lo situó en posiciones más bajas que las reales al confundir detritos periglaciales con morrenas. Como prueba de que existía un ambiente periglacial a esa altitud, menciona la cuña de hielo descrita por Lorenzo (1969a, 1969b) al oriente de Río Frio, a 2730 msnm. Dice el mismo autor que, si bien sus investigaciones no le permitieron determinar con exactitud el límite mencionado, considera seguro que los glaciares de valle descendían hasta aproximadamente 2750 m y que existía una cubierta de nieve permanente sólo por encima de los 3400 m, es decir, unos 400-500 m más arriba de lo que White propuso. En apoyo a estas correcciones señala que algunas supuestas morrenas *Nexcoalango* identificadas por White unos 3 km al S de la cañada del Negro, en realidad son coladas de lava (Heine 1975a:66-67).

Por otro lado, en la vertiente oriental del Iztaccihuatl encontró morrenas que considera equivalentes a las *Nexcoalango*, en un valle a 2850 m y en otro a 2750 m, así como depósitos fluvio-glaciales que

rellenan el fondo de los valles aguas abajo de las morrenas (Heine 1975a:78-79). En el lado N también identificó depósitos glaciales equivalentes, en las laderas del valle de Atoyac, aguas arriba del poblado de Santa Rita Tlahuapan (ver Fig.1), a 2750 y a 2900-2950 m; corresponden al glaciar más largo de la glaciación MII, originado en el área del Teyotl (ver arriba).

- Glaciación MIII:

También en lo que respecta a la glaciación *Diamantes* de la ladera occidental, Heine (1975a:67-70,91) acepta algunas de las ideas de White y rechaza otras. Entre 3000 y 4000 m, sobre todo en las inmediaciones de los grandes valles, se presentan lomas y arcos morrénicos MIII, equivalentes a las morrenas *Hueyatlatco* de White. Llama la atención el hecho de que no se les encuentra por encima de los 3800-4000 m. Con frecuencia tienen más de 40 m de altura y hasta varios kilómetros de largo. En comparación con las *Mexcoatlango*, las morrenas terminales *Hueyatlatco* están muy bien desarrolladas y conservadas por lo que se les identifica fácilmente en el campo. Forman un sistema doble que documenta dos avances, y del segundo se conservan también morrenas recessionales pequeñas. Dice Heine que por lo general los glaciares del primer avance llegaron más abajo y crearon morrenas de menor altura que los del segundo avance, aunque advierte que él no siempre logró distinguir un nivel del otro. Estratigráficamente se ubican encima de la pómez P3 (que fue erosionada por los glaciares y se encuentra entonces dentro de la morrena) y debajo de la pómez P2 (ver capítulo anterior, en especial Fig.6).

El análisis de las morrenas, de las rocas aborregadas y de la distribución de la pómez P3, mostró que el límite por debajo del cual el glaciar cerrado se dividía en varias corrientes y lóbulos (límite de las nieves), se encontraba un poco arriba de los 3600 m, esto es, por encima del límite admitido por White. A esta conclusión llega Heine luego de notar que las superficies continuas de roca aborregada en el flanco occidental se extienden hasta más abajo de los 3800 m, y que la pómez P3 fue removida completamente por los glaciares en todas las laderas situadas a más de 3600 m. A su juicio, en este caso White tampoco diferenció correctamente la extensión de las masas de hielo de las laderas de la de los valles, y ello se debió a que en unos sitios confundió depósitos periglaciales y glaciales, y en otros coladas de lava y morrenas. Con base en la distribución de la pómez P3 y en la existencia de morrenas terminales (ahora muy erosionadas), Heine dedujo que el límite de la glaciación en los valles llegó a estar a menos de 3000 m (sobre todo durante el primer avance), en contraste con los 3135 m propuestos por White como altitud mínima (ver Tabla 3).

En la vertiente oriental del *Iztacchihuatl* entre 3000 y 4000 m y a lo largo de los grandes valles, se extienden de manera casi ininterrumpida morrenas laterales y algunas centrales de varios kilómetros de longitud, estrechas y hasta de más de 30 m de altura, que equivalen a las MIII (*Hueyatlatco*) del lado W. Las morrenas y rocas aborregadas están cubiertas por la secuencia de tefras P2-C2-P1-C1, sobre todo en el lado SE y en los sitios poco afectados por la erosión. El depósito glacial no contiene pómez P3, ya que la erupción

correspondiente (del Popocatepetl) ocurrió en dirección NW y sólo cubrió a esta zona con una delgada capa de tefra. Dice Heine que no logró comprobar la duplicidad de la glaciación *Diamantes* en la ladera oriental debido a la falta de cortes adecuados. Sin embargo, equipara las morrenas que observó con las del segundo avance del lado W, ya que son similares en morfología y dimensiones (Heine 1975a:79).

En el lado S del Iztaccihuatl también existen morrenas que por su morfología, altitud y cubierta de pómez P2 y P1 son equivalentes a las Hueyatlaco. Se presentan principalmente en el valle de Apatlaco, que tiene su cabecera en los Pies, pero también hay evidencias de la glaciación *Diamantes* en toda el área de Paso de Cortés. Según Heine dicha área estuvo totalmente cubierta de hielo durante ese episodio, tal como lo indican numerosos afloramientos de fencandesita aborregada y estriada. Exceptuando los afloramientos, hay una cubierta de tefras P2-C2-P1-C1; la ausencia de la pómez P3 indica que fue erosionada de toda esa área por glaciares de la glaciación *Diamantes*, igual que ocurrió en las laderas W y N de la montaña (Heine 1975a:75-76).

En la ladera N (que comprende esencialmente el Táyotl y la Cabeza) desde aproximadamente 3200 m y hasta 3800 m, se encuentran morrenas con una altura desde pocos metros hasta 15-20 m en algunos sitios. El depósito glacial (o el periglacial correspondiente) sobreyace a la pómez P3 y subyace a la P2 y equivale entonces al Hueyatlaco. Heine describe un corte de una morrena lateral formada por un glaciar del Táyotl; se localiza al NE de Llano Grande a una altitud de 3400 m; en él se expone el depósito glacial y sobre éste una cubierta de piroclastos (incluyendo la pómez P2) y dos paleosuelos intercalados; evidencias de una cuña de hielo que afectó a las primeras dos capas encima de la morrena indican condiciones periglaciales extremas previas al depósito de la pómez P2^a (Heine 1975a:61-62).

- Glaciación MIV:

En cada uno de los dos grandes valles del SW del Iztaccihuatl entre 3630 y 4100 m, White encontró dos pequeños (5-10 m de altura) arcos de morrena poco erosionados a los que llamó morrenas *Milpulco*, de la glaciación *Alicapán*, y que Heine denomina morrenas MIV. Este último señala la presencia de restos de depósitos equivalentes también en el valle de *Ayolotepito*, apenas arriba de los 4000 m (Heine 1975a:72).

Lo mismo ocurre en tres valles de la vertiente oriental, donde se presentan lomas de morrena terminal de 5-10 m de altura, inmediatamente arriba del límite superior del bosque (4000 m). Las ubicadas en los valles con cabecera en la zona de las Rodillas son especialmente importantes, ya que sobre ellas Heine identificó no sólo la ceniza C1 (que es la única tefra presente en las morrenas MIV del lado W) sino también, debajo de ésta, la pómez P1, fechada en alrededor de 1000 años. Gracias a esto se puede precisar un poco mejor

5. Este corte se halla dentro de la zona estudiada en el presente trabajo (ver Cap.V). Ahí se observó que la pómez identificada por Heine como P2 (de 4905 + 60) presenta los fragmentos líticos característicos de la "pómez con andesita" de Tlapacoya (entre 12900 + 400 y 14770 + 280), descrita por Lambert (1966:81).

la edad de la glaciación MIV (=Alcalican) (Heine 1975a:79). Por otro lado, en el valle que desciende de los Pies hacia el S se encuentran dos niveles de pequeñas morrenas apenas arriba del límite superior del bosque, también equiparables a las Milpúlco (Heine 1975a:75).

En el norte Heine (1975:Fig.20) sólo localiza morrenas MIV en los valles del Táyotl que en el presente trabajo se han llamado Texcalco y Hueytecoxco, así como en el de Tlatzala (uno de los tres mencionados en el párrafo anterior), que se origina en el collado entre el Táyotl y la Cabeza (ver Fig.2). En el caso específico del de Texcalco, Heine (1975a:62) señala que en el área del límite superior del bosque se hallan tres lomas morrénicas pequeñas, estrechas y alargadas, de pocos metros de altura; y destaca el hecho de que sobre ellas no yace ninguna capa de pómez o cenizas como en otros depósitos de la misma glaciación.

- Glaciación MV.

Por encima de 4250 m se localiza una serie de enormes morrenas que han sido descritas por varios autores y que White denominó morrenas Ayoloco, del Holoceno (Hipotermal). Circundan casi todo el flanco W, pero se presentan de manera especialmente impresionante por debajo de los glaciares de Ayoloco y Ayolotapito, junto con varios arcos recessionales. Las morrenas principales alcanzan hasta más de 60 m de altura, están muy bien conservadas, tienen flancos empinados hacia ambos lados, cresta aguda, no muestran huellas de erosión ni de remoción en masa que indiquen una fuerte denudación posterior a la desaparición del hielo (Heine 1975a:72,74).

En el valle de Ayoloco la morrena principal termina a 4270 m, y según White hay cuatro recessionales ubicadas a 4430, 4450, 4470 y 4540 m. En 1955 White reporta el término del glaciar a 4468 m; en 1958 Lorenzo lo ubica a 4725 m, y para 1967 había retrocedido aún más. Según la ilustración y la descripción de Farrington, en 1896 el glaciar de Ayoloco llegaba hasta el pie de la morrena terminal principal. En un escrito de 1898, Fröh menciona, además de la terminal y lateral principales, la primera de las recessionales. De acuerdo con lo anterior, las otras tres debieron formarse después de 1897, ya que ni Farrington ni Fröh las observaron. En 1925 Jaeger sólo reporta dos recessionales, así que las dos más recientes deben ser posteriores a 1925. De Terra encuentra tres recessionales en 1947 y el límite inferior del glaciar a 4660 m (o sea, ya arriba de la cuarta recesional). Como no se tiene noticia de un avance glaciar posterior a 1947, Heine supone que para este año ya se había depositado la cuarta recesional, aun cuando De Terra no la vio (Heine 1975a:72-73, con base en datos de White 1956b, Lorenzo 1964, Farrington 1897, Fröh 1898, Jaeger 1926b, y De Terra et al. 1949).

Heine intenta dar a estas fases de depositación una interpretación paleoclimática. De acuerdo con ella, las morrenas Ayoloco pueden ser atribuidas a los avances de los glaciares ocurridos a nivel mundial entre los años 1800 (aprox.) y 1850. Esto es apoyado por las observaciones de Farrington según las cuales el glaciar de Ayoloco todavía hacia 1880 descendía hasta la base de la morrena principal. A una altitud similar se encontraba el frente del glaciar

del Ventorrillo (Popocatepetl) a principios del siglo XX (White 1936b, citado por Heine 1975a:92).

Durante el periodo 1880-1890 las precipitaciones en todo el mundo fueron mayores que en el periodo posterior a 1890, fenómeno que Klaus (1973b, citado por Heine 1975a:92) ha podido comprobar para México. Sólo después de 1890 ocurrió un aumento general de la temperatura acompañado de un descenso de la precipitación. Las morrenas recessionales del glaciar de Ayoloco fueron depositadas después de aproximadamente 1890, lo que es congruente con las tendencias climáticas mencionadas. La formación de dichas morrenas se debió a un estancamiento del retroceso del glaciar, o bien a un avance de la lengua de hielo de poca extensión y duración motivado por un aumento de la precipitación por encima del promedio. En México se han demostrado varios periodos más húmedos y por lo mismo de mayor nubosidad (Klaus 1973, citado por Heine 1975a:92): 1900-1909; 1914-1917; 19-31/32-1936/37; y 1941/42-1953. Las cuatro morrenas recessionales Ayoloco, construidas entre 1890 y 1950, pueden entonces relacionarse de la siguiente manera con los eventos climáticos indicados (Heine 1975a:92):

- 1a recesional (4430 m): antes de 1900.
- 2a recesional (4450 m): 1900-1909 y/o 1914-1917.
- 3a recesional (4470 m): 1931/32-1936/37.
- 4a recesional (4540 m): 1941/42-1953.

En la ladera oriental también se presentan morrenas Ayoloco, aunque no tan grandes como las del occidente; los arcos principales se localizan entre 4400 (aprox.) y 4600 m, en algunos casos cortados en pequeñas lomas por la erosión posglacial, y detrás de ellos se observan diversas morrenas recessionales (Heine 1975a:80). En el lado S de los Pies (4700 m), en cambio, no se presentan depósitos equivalentes (Heine 1975a:75).

En el valle entre el Táyotl y la Cabeza, en especial en la ladera N de ésta última, hay espléndidos arcos morrénicos W de hasta 100 m de altura, a 4450-4700 m, muy bien conservados y hasta con dos morrenas recessionales (Heine 1975a:63-64).

En lo que respecta al Táyotl, Heine (1975a:62-63) dice no haber observado ninguna morrena de grandes dimensiones ("...keine grösseren Moränenwälle..."), pero sí señala que las rocas aborregadas presentes en muchos sitios en el lado N, son evidencias de que en el pasado, durante el máximo glacial ("...während der Hauptvergletscherung..."), amplias superficies de dichas laderas y de la zona de coladas de lava situada inmediatamente abajo, estuvieron cubiertas por campos de hielo y congesta, de los que se desprendían largos glaciares hacia el norte*.

6. No se trata en este caso de la glaciación W (Ayolotepitl) sino de otras anteriores, presumiblemente la MII y la MIII.

V. SECUENCIA GLACIAL DEL VOLCAN TEYOTL.

Las observaciones realizadas en el Área del Teyotl permitieron identificar evidencias de tres avances glaciales por encima de los 3200 m. Su magnitud y alcance no fueron iguales en todos los sectores de la montaña, ya que cada una de las cuencas que la componen tiene características diferentes, más o menos favorables a los fenómenos glaciales. Debe advertirse que al exponer la información se tomaron como base las cuencas hidrográficas aun cuando éstas no necesariamente coinciden con cuencas glaciales, por efecto de las transfluencias y difluencias¹.

La afirmación sobre las tres glaciaciones mencionadas se basa esencialmente en la identificación y diferenciación de los depósitos glaciales, cuya distribución se ha cartografiado (Fig.10), y secundariamente en el estudio de los rasgos erosivos glaciales. En la mayoría de los casos los depósitos cartografiados constituyen relieves morrénicos que aún pueden ser identificados por su morfología.

Únicamente con el propósito de facilitar la exposición de la información, se utilizan en el presente trabajo las siglas T1, T2 y T3 para referirse a las glaciaciones y los depósitos glaciales (y periglaciales asociados) identificados por el autor en el área del Teyotl, donde T1 es el evento/depósito más antiguo y T3 el más reciente. No se trata, pues, de denominaciones estratigráficas formales de ningún tipo.

El mapa (Fig.10) se realizó con base en fotointerpretación y en un trabajo de campo detallado. El agrupamiento de morrenas según su edad se llevó a cabo considerando algunos de los criterios de datación relativa utilizados por White (ver Tabla 2), principalmente los morfológicos. Aunque dichos criterios resultaron útiles, en ciertos casos no fue posible establecer con seguridad la correlación entre morrenas de un valle a otro. Por otro lado, el mapa muestra la distribución de depósitos glaciales identificados, pero no pretende representar de manera definitiva el límite inferior de las masas de hielo durante las tres diferentes fases de glaciación (como hace el de White 1962a; ver Fig.8). Para lograr esto último se considera necesario un trabajo de campo más detallado -especialmente en la parte oriental de la zona estudiada- que proporcione información más precisa sobre la extensión máxima de los glaciares de valle y de la capa de hielo cerrada. Sin embargo, el mapa elaborado puede dar una idea general del alcance de los fenómenos glaciales en el área del Teyotl.

En el mapa (Fig.10) se incluyen las morrenas del depósito glacial Ayoloco identificadas por White en las laderas de la Cabeza, así como el límite indicado por el mismo autor para el depósito glacial Hueyatlaco en la zona de Llano Grande el Alto-Llano Chico el Alto y en las laderas al W del Teyotl y la Cabeza.

1. Un glaciar puede desbordarse hacia los valles adyacentes en caso de que su espesor supere la altura de los espaldones interfluviales. Se habla de una transfluencia cuando la lengua de hielo divergente se incorpora a otro glaciar; y de difluencia cuando dicha lengua ingresa a un valle donde no existe otro glaciar.

1. Glaciación Antigua Tl.

1.1. Extensión de los glaciares y erosión glacial.

La totalidad de los valles de la zona estudiada muestra huellas de una intensa glaciación evidenciada por rasgos erosivos y acumulativos que influyen considerablemente en el paisaje de la montaña entre los 3200 y los 4000 m. Por tratarse del evento más antiguo identificado en el área del Teoytl, se le ha llamado Tl, denominación no formal que se aplica tanto al evento glacial mismo como a los depósitos correspondientes.

Con los datos de campo disponibles no es posible determinar con precisión la superficie cubierta de hielo, pero de manera general se puede decir que la glaciación cerrada probablemente llegaba a 3800-3900 m, en tanto que los glaciares de valle descendían hasta 3200-3600 m (según el valle), con longitudes desde 3 hasta alrededor de 7 Km, y espesores de 40-60 m para los valles pequeños y de 140-150 m (probablemente un poco más) para los grandes. El espesor del hielo fue tan grande en algunos sitios que se produjeron fenómenos de difluencia y de confluencia.

Formas erosivas de esta glaciación se encuentran ampliamente distribuidas en la mayor parte del área comprendida entre los 3500 y los 4000 m, a veces un poco más arriba. Se presentan con frecuencia afloramientos rocosos pulidos, acanalados y estriados, principalmente en las laderas y bordes superiores de los valles (Foto 3) y en ocasiones -cuando las protuberancias rocosas no han sido sepultadas por aluvión u otros depósitos- también en su fondo (Foto 4). Las estrias, sin embargo, han desaparecido de muchas superficies por efecto de la meteorización, siendo las paredes y las laderas empinadas los sitios donde mejor se han preservado.

La morfología de los valles acusa los efectos de esta glaciación. En el perfil transversal, laderas abruptas o verticales y fondos amplios y de poca inclinación, si bien en muy pocos sitios puede observarse la forma en "U" que tradicionalmente se ha considerado típica de los valles glaciales*. Los perfiles longitudinales con frecuencia presentan escalones y en algunos casos los sectores de poca pendiente parecen haber sido sobre-excavados, aunque posteriormente las cubetas se han colmatado y los arroyos se han abierto paso a través de los umbrales rocosos (caso del valle de Tlacopazo entre los 3670 y los 3700 m). Sin embargo, por lo menos algunos de los escalonamientos se deben en principio al relieve original de coladas de lava recientes superpuestas, más tarde retocado y quizá acentuado por el paso del hielo. Por otro lado, no se observaron rasgos de erosión glacial en la zona ubicada inmediatamente abajo de las

2. Hasta hace poco tiempo prevalecía la idea de que el perfil transversal en "U" era el único característico de los valles modelados por glaciares. Ahora se sabe que los glaciares producen con frecuencia perfiles en "V" y que las artesas (como también se les llama a los valles en "U") son el resultado de una combinación de diversas circunstancias que no siempre se verifica (ver Tricart y Caillieux 1962 para una discusión detallada al respecto).



FOTO 3. Ladera derecha del valle de Tlacopaso a 3800 m. Corresponde al borde de un domo que fue erosionado por el paso de un glaciar (de derecha a izquierda) durante la glaciación TI. La pared mide cerca de 30 m de altura y presenta estrias y acanaladuras a todo lo alto (en la parte izquierda han desaparecido por el derrumbe de la roca posterior a la glaciación). En esta área el glaciar tuvo un espesor de por lo menos 120 m, ya que desbordó del valle, cubrió casi todo el domo y emitió lenguas difluentes hacia las cuencas situadas al oriente (El Rodadero y Texcalco). (13-IV-67)



FOTO 4. Afloramiento rocoso acanalado y estriado en el fondo del valle de Tlacopaso, a 3740 m. El glaciar (TI) avanzó de izquierda a derecha. El bloque que aparece al centro de la foto probablemente fue desalojado (hacia la izquierda) por las raíces de un árbol. (2-V-67)

morrenas de esta fase (es decir, rasgos atribuibles a una glaciación anterior).

1.2. Deposición glacial.

Las morrenas T1 casi siempre tienen dimensiones que permiten detectarse en fotografías aéreas, a pesar del bosque que se desarrolla sobre ellas. Se trata de depósitos con espesor por lo general superior a los 20 m, en algunos casos probablemente hasta de 50-60 m. En ocasiones no es posible determinarlo con exactitud por encontrarse adozadas a las laderas de los valles, siendo entonces claro su límite superior, más no el inferior.

Destacan morfológicamente como lomas alargadas a ambos lados de los valles, con crestas casi siempre angostas y afiladas y pendientes en sus flancos entre 20 y 30° (Foto 5). Son en su mayoría morrenas laterales, ya que las posiciones frontales han sido erosionadas por los arroyos principales. Sin embargo, éstos han cortado aún muy poco en el lecho rocoso de los valles (con la notable excepción del de Tlatzala, cuyo fondo se encuentra fuertemente disecado). Las laterales, en cambio, están bien conservadas y presentan muy escasos abarrancamientos en los flancos. En varios casos aún se preserva su asimetría original (flanco interno más inclinado que el externo).

En algunos valles se observaron morrenas recessionales en forma de pequeños arcos (de pocos metros de altura) dispuestos transversalmente a la dirección de flujo y ligados en sus extremos a las morrenas laterales principales. En el pasado debieron represar temporalmente el escurrimiento, originando cubetas terminales que luego fueron rellenadas con materiales aportados por los arroyos. Se formó así un pequeño escalón en el perfil longitudinal, limitado aguas abajo por el arco recessional. En la actualidad los depósitos de relleno constituyen terrazas de pocos metros de altura, toda vez han sido cortados por los arroyos (lo mismo que las morrenas terminales).

En los sitios donde la deposición glacial ocurrió fuera de las cañadas profundas, las morrenas constituyen de hecho las laderas de los valles fluviales actuales, es decir, controlan la dirección del drenaje (caso de los valles de Tlacopaso, Hueytecococ y Tecococ).

La superficie a lo largo de las crestas presenta con frecuencia numerosos bloques subangulosos y subredondeados casi siempre de tamaño decimétrico, rara vez métrico, ligeramente intemperizados y distantes unos de otros por lo general menos de 2 m. En cambio sobre los flancos los bloques son muy escasos. No se observaron estrías en ellos, pero abundan lo que parecen ser caras planas pulidas (facetas), ahora suavizadas por la meteorización.

Se pudo observar el depósito glacial únicamente en cinco cortes de más de dos metros de profundidad. Aparece como un depósito masivo

3. La descripción de las morrenas se basa en buena medida en los parámetros observados por White (1962a), que aparecen en la Tabla 2 del presente trabajo.



FOTO 5. Aspecto característico de la cresta de una morrena T1 del segundo avance. En este caso, morrena lateral derecha del valle de Tlacopaso, a 3620 m. (21-III-87)

sin clasificación, débilmente cementado⁴, formado por bloques predominantemente subangulares envueltos en una matriz areno-limosa. La mayoría de los bloques tienen un diámetro menor de 20 cm, pero se encuentran con frecuencia fragmentos decimétricos y métricos (Fotos 6 y 7). Según apreciaciones cualitativas, en su mayoría resisten sin romperse al golpe del martillo; y pueden considerarse de ligera a medianamente intemperizadas⁵. El color predominante del depósito es el café oscuro. En algunos puntos contiene intercalaciones de arenas finas y limos finamente estratificados, con estratificación cruzada y espesor total casi siempre inferior a 0.3 m, que se pueden interpretar como depósitos de aguas de fusión.

De gran importancia para la datación de los depósitos de esta glaciación fue la observación de su cubierta de tefra, principalmente en dos cortes. En la loma morrénica que separa a Llano Grande el Alto de Llano Chico, a 3650 m (Fig.11), hay un banco de material justo al lado (W) del camino, con un excelente corte del depósito glacial T1. En su parte central aparece en la base la lava *in situ*, fuertemente meteorizada; de la Caldera de Llano Grande. Descansando directamente sobre ésta, un depósito glacial como el ya descrito, con un espesor de hasta 6 m y bloques de varios metros cúbicos (se midió uno de más de 25 m³). En los dos extremos del corte (sus partes menos profundas) se observa una capa de pómez *in situ*, estratigráficamente arriba del depósito glacial. La componen fragmentos pumíticos de 1-3 cm de diámetro, de color rojizo en húmedo y amarillento en seco, así como abundantes clastos líticos de dimensión un poco menor (1-2 cm). En el extremo izquierdo (más cerca de Llano Grande) la pómez forma una delgada banda (1-3 cm) que descansa sobre arenas fluvio-glaciales; pocos metros a la derecha éstas pasan lateralmente a depósito glacial (Fig.11-1, Foto 7). En el extremo derecho (más cerca de Llano Chico) encima del depósito glacial hay una ceniza gruesa de color gris oscuro, no edafizada, de hasta 10 cm de espesor, sobre la cual yace una capa de 5-7 cm de la pómez mencionada; arriba de ésta hay un depósito periglacial que incluye abundantes lascas así como fragmentos removidos de la misma capa pumítica (Fig.11-2, Foto 8). En toda la extensión del corte (incluyendo su parte central, donde la pómez fue totalmente erosionada) aparece hasta arriba una capa de cenizas finas color gris oscuro-negro en la cual se desarrolla el suelo actual.

El otro corte es también un banco de material y se localiza a 3400 m junto al camino principal, en el extremo inferior de la morrena lateral derecha del valle de Tlacopaso⁶ (Foto 9). Ahí aparecen cerca de 12 m de depósito glacial. En el extremo izquierdo (es decir, sobre el flanco externo de la morrena) se observa la siguiente secuencia (Foto 10): encima del till, una capa de cenizas finas color café claro de unos 10 cm de espesor que se acuña y desaparece hacia la derecha; sigue una capa de cenizas gruesas color gris oscuro de espesor similar y también acunada (aparentemente es la misma que la del corte de Llano

4. En la descripción del depósito glacial se utiliza el *Geomorphological Field Manual* de Gardner y Decombe (1963). Para lo referente a la dureza del depósito se emplea la Tabla 6.31 (p.110), y para la caracterización del grado de intemperismo la Tabla 6.18 (p.89). Los mismos criterios se siguen en la descripción de los depósitos T2 y T3.

5. El corte en cuestión fue descrito detalladamente por Heine (1975a:61-62) y es el mismo que se menciona en el Cap.III, nota de pie de página No.11; y en el Cap.IV, nota de pie de página No.6.

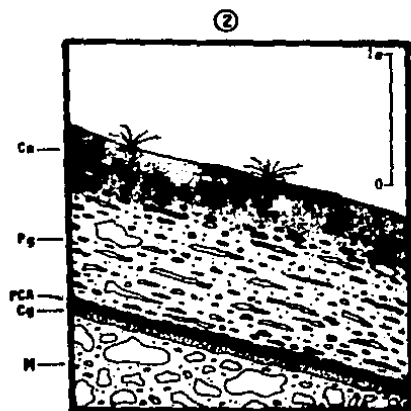
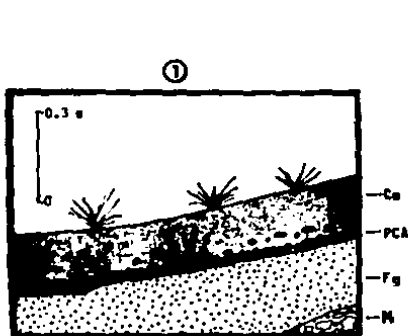
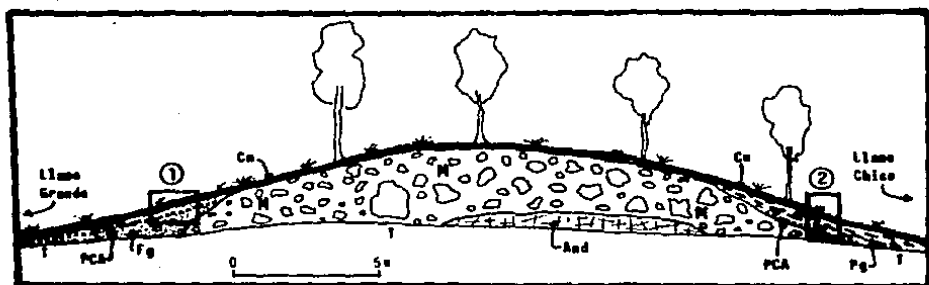


Fig. 11. Morrena T1 en el extremo NE de Llano Grande el Alto (3650 m).

La ladera externa de la morrena es la izquierda (el glaciar ocupaba el área de Llano Chico).

① y ② son ampliaciones de los recuadros.

And andesitas interperizadas del volcán de Llano Grande
 Cg ceniza gruesa gris, oscura
 Cu ceniza gris oscura-negra con suelo actual
 Fg arenas fluvio-glaciales T1

M morrena T1
 PCA póez con andesita
 Pg depósito periglacial de arenas, gravas y lajas, con fragmentos resovidos de PCA
 T nivel del camino de terracería



FOTO 6. Aspecto del depósito glacial T1 del extremo NE de Llano Grande el Alto, a 3650 m (ver Fig.11). (21-II-87)



FOTO 7. Corte en la ladera externa de la morrena del extremo NE de Llano Grande el Alto, a 3650 m (ver Fig.11). Se observan un depósito de cantos y bloques en capas inclinadas hacia la izquierda (SW), es decir, hacia Llano Grande el Alto. En esa misma dirección, pocos metros adelante (fuera de la foto) el depósito glacial pasa lateralmente a arenas fluvio-glaciales. (11-III-89)

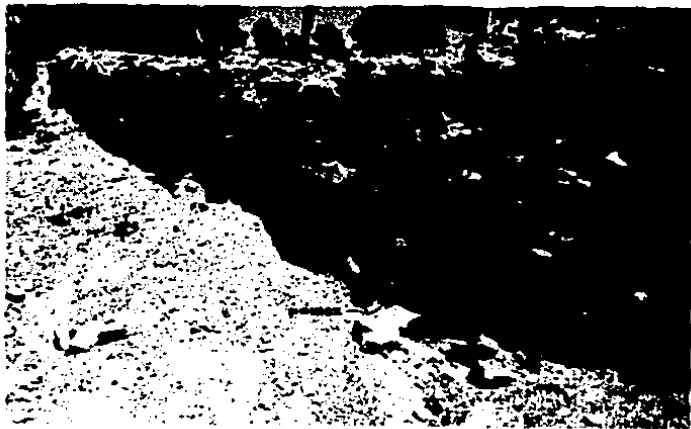


FOTO 8. Depósito periglacial de ladera en el extremo NE de Llano Grande el Alto, a 3650 m. Tiene un espesor aproximado de 1.5 m y consta de arenas, gravas y bloques angulosos (muchos en forma de lajas) con estratificación burda, aparentemente depositados por escorrentía difusa. Contiene fragmentos retrabajados de la pómez con andesita. Esta misma aparece como capa continua *in situ* debajo del depósito periglacial (al nivel del extremo inferior de la pala); más abajo (no visibles en la foto) hay una ceniza color gris oscuro y enseguida el depósito glacial T1 (ver Fig.11-2). (II-III-89)



FOTO 9. Corte en el extremo inferior de la morrena lateral derecha T1 (segundo avance) del valle de Tlacaso, a 3400 m. El recuadro de la izquierda aparece ampliado en la siguiente foto. (6-VIII-88)

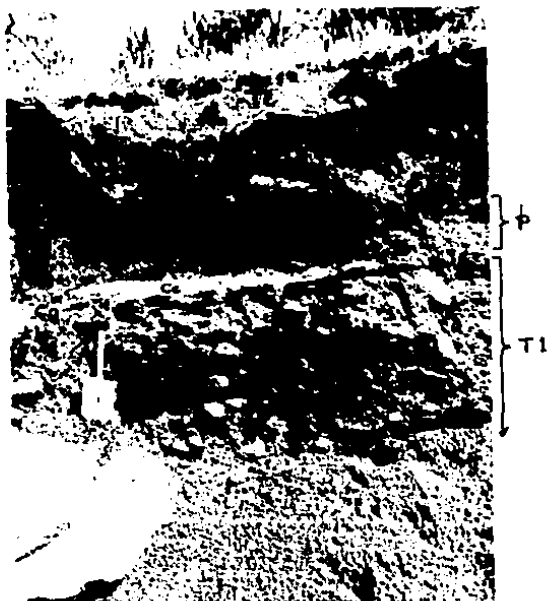


FOTO 10. Detalle de la foto anterior (recuadro). Al nivel de la pala aparece el depósito glacial T1 (segundo avance). Lo cubre una capa de arenas de color gris oscuro (Cg) y otra de color claro (Cl) que se acumulan hacia la derecha y, más arriba, una banda de lapilli pumítico con fragmentos líticos (P) de 10-15 cm de espesor (póez con andesita). En la parte superior, el suelo actual desarrollado en cenizas gris-negro. La pala mide 35 cm de largo. (6-VIII-88)

Grande); arriba, una capa de pómez *in situ* como la descrita en el corte anterior, con 15 cm de espesor; siguen 60 cm de material arenoso retrabajado, mezclado con fragmentos de la pómez y clastos centimétricos de roca lávica; y en la parte superior, la ceniza fina edafizada gris oscura-negra del corte anterior.

La pómez de este corte fue identificada por Heine como la P2, de 4300 AP (ver Cap. III, Fig.6). Sin embargo, el autor pudo comprobar que el material observado en ambos cortes corresponde a la llamada "pómez con andesita" (PWA), identificada inicialmente en diversos puntos del sur de la cuenca de México y datada entre 14770 y 12900 AP por Mooger (1967), y más tarde descrita detalladamente por Lambert en Tlapacoya (1986). La correlación se basa en los fragmentos líticos que según Lambert acompañan a la pómez: andesita gris, microdiorita gris a blanco con apariencia de "sal y pimienta", y hornfels gris verdoso claro (ver Cap. III), siendo éste último el más característico y fácil de reconocer.

Esta correlación es de gran importancia ya que permite determinar una edad mínima entre 14770 y 12900 para el depósito glacial aquí denominado T1. Como se señaló en el Cap. III, las dataciones más recientes realizadas en Tlapacoya (Flores Díaz 1986:114) parecen indicar que el evento eruptivo de la "pómez con andesita" tuvo lugar alrededor de 14500 AP, con lo cual puede precisarse un poco mejor la edad de la glaciación T1: hace 14500 años ya había concluido.

1.3. Correlación.

Una vez descritas las características generales y edad de la glaciación/depósito glacial T1 de la zona estudiada, surge la interrogante sobre la posibilidad de correlacionarlo con alguno de los eventos/depósitos caracterizados por White (1962a, 1962b) en la vertiente occidental del Iztacchuatl. En realidad no resulta difícil deducir que T1 equivale a la sub-etapa *Diamantes*/depósito glacial *Hueyatlaco*, ya que la mayor parte de los datos coinciden. De hecho en el mapa de la Fig.10 se puede ver que los límites indicados por White para el depósito glacial *Hueyatlaco* coinciden con la posición de varias morrenas T1. Recuérdese además que se ha podido demostrar la equivalencia entre la "pómez con andesita" de Tlapacoya y el "lapilli punitico" que White observó sobre las morrenas *Hueyatlaco* (ver Cap. III), y que este mismo depósito ha sido identificado también sobre las morrenas T1. En realidad la secuencia completa de ceniza-lapilli-ceniza señalada por White (ver Tabla 2) puede hallarse en los dos cortes descritos en párrafos anteriores (Fig.11). Por consiguiente, las edades absolutas mencionadas pueden aplicarse sin problema a la sub-etapa *Diamantes* de la vertiente occidental del Iztacchuatl.

Ahora bien, la glaciación *Diamantes* consta de dos avances, cada uno con su correspondiente depósito, y cabe preguntarse si en el área del Teyotl se presenta o no esta duplicidad. Indudablemente sí, como el propio mapa de White (Fig.8) lo muestra. En la presente investigación se han localizado algunas morrenas T1 de aspecto menos

reciente que otras, pero no siempre ha sido posible hacer esta diferenciación⁶. Para ello sería necesario llevar a cabo un trabajo de campo más detallado en la zona por debajo de los 3700 m. Pues ahí es donde cabría encontrar vestigios del primer avance (ver Tabla I). Sin embargo, de manera preliminar se puede afirmar que la mayor parte de las morrenas mapeadas (Fig.10) corresponde al segundo avance de la glaciación *Dismantes*, ya que tienen una expresión topográfica casi siempre clara. Una revisión de las fotografías aéreas de la vertiente occidental del Iztaccihuatl muestra, en efecto, que las morrenas *Hueyatlico-1* por lo general son difíciles de identificar, a diferencia de las *Hueyatlico-2*.

Por otro lado, los depósitos glaciales T1 coinciden en términos generales con las morrenas MIII que Heine (1975a:60) representa en su mapa glacial-geomorfológico de la Sierra Nevada. La base topográfica de dicho mapa no es muy precisa (por la escala) y presenta algunos errores (por lo menos para el área del Táyotl), pero a pesar de ello en las fotografías aéreas es posible identificar la mayoría de las morrenas indicadas por Heine.

1.4. La glaciación T1 en las distintas cuencas del Táyotl.

1.4.a. Cuenca Agua el Marrano.

Durante la glaciación T1 una cubierta de hielo continua se extendía sobre las laderas situadas al oriente del Táyotl y de la Cabeza probablemente hasta los 3900 m. El glaciar que se individualizó en el valle Agua el Marrano llegaba hasta aproximadamente 3580 m, luego de chocar con un bloque perteneciente a la caldera de Llano Grande y dividirse en dos pequeños lóbulos que bordeaban esta elevación, uno por el sur y el otro por el norte. En el sitio donde el fondo del valle se encuentra actualmente a 3700 m, el hielo tenía un poco más de 100 m de espesor. Una morrena lateral derecha muy clara de este glaciar se encuentra justo al sur de Llano Grande el Alto y llama la atención en ella la presencia de una doble cresta alrededor de los 3720 m; probablemente la cresta interna es una morrena del segundo avance mencionado por White, parcialmente superpuesta a la del primer avance (cresta externa).

Una pequeña lengua de hielo penetraba en el sur de Llano Grande, como lo evidencian algunas lomas de 2-3 m de altura (ver Fig.10), diferenciables de las coladas de lava presentes en el mismo sector⁷. Como el área de las laderas que drenan hacia esa parte de Llano Grande es muy reducida, es factible que la masa de hielo mencionada se haya originado por difluencia en el valle Agua el Marrano o en el de Tlacopaso. Probablemente en ese entonces existía un lago dentro de

6. El mismo problema tuvo Heine (1975a:79) al estudiar la vertiente oriental del Iztaccihuatl.

7. Se trata de las lavas indicadas con el No. 1 en el mapa geológico (Fig.4). Según White (1962a), antecidieron a la glaciación *Dismantes* y al bloquear el drenaje convirtieron al área de Llano Grande en una cuenca cerrada, situación que se mantiene hasta la actualidad.

esta cuenca cerrada, pero no hay cortes suficientemente profundos que permitan comprobarlo.

1.4.b. Cuenca de Tlacopaso.

Hasta donde se ha podido investigar, de las cuencas circunscritas únicamente a las laderas del Táyotl, la de Tlacopaso es la que presenta la secuencia de fenómenos glaciales más completa⁸. Esto no es de extrañar porque se trata de la cuenca más extensa, con 3.6 Km² de superficie por encima de los 4000 m. Además, arriba de esa altitud la morfología corresponde a un gran anfiteatro con fondo muy amplio y laderas altas y escarpadas. Este hecho, por un lado, y la orientación N de la mayoría de las laderas, por el otro, evidentemente favorecieron la acumulación de nieve. El anfiteatro queda delimitado al sur (cabecera) por la zona de los picos del Táyotl, que supera los 4600 m; al oriente por una colada de lava relativamente antigua cuya superficie ha sido completamente transformada por la erosión glacial en una sucesión de picachos y aristas, circos y pequeños valles glaciares; y al occidente por una gruesa colada de lava de aspecto reciente⁹. Su salida es hacia el NW a través de tres valles en artesa de muy fuerte pendiente (20-30°) que marcan un claro escalón en el perfil longitudinal general de la cuenca entre 4080 y 3880 m. Ahí se unen en un sólo valle de amplitud considerablemente mayor: hasta 1.5 km en la zona de la confluencia, a 3900 m, pero en general del orden de 0.5-1 km. Sin embargo, no se puede hablar de una artesa más que en algunos tramos, ya que el fondo y las laderas presentan numerosas irregularidades. Una serie de escalones importantes se encuentra entre 3700 y 3540 m, e inmediatamente abajo hay otro sector de poca pendiente (3°) y fondo amplio (200 m) que se extiende poco menos de 1 km hasta alrededor de los 3450 m¹⁰.

En la cuenca alta de Tlacopaso se generaba un glaciar que descendía hacia el área de Llano Chico y llegaba aún más abajo. Las morrenas construidas en ese sector son de las pocas que se pueden separar en dos grupos de distinta edad, lo que se advierte en el mapa de White (Fig.8). Al parecer, los hielos del primer avance ocuparon una mayor extensión que los del segundo, pero construyeron morrenas más pequeñas. Probablemente esto se deba a una diferencia de duración.

Durante el primer avance el glaciar era suficientemente grueso como para desbordarse del valle de Tlacopaso y cubrir lo que actualmente es Llano Chico (Foto 2). La presencia de una pequeña loma morrénica en el N de Llano Grande (ver Fig.10) indica que la extensión

8. Las primeras observaciones de campo y la fotointerpretación preliminar mostraron que la cuenca de Tlacopaso presentaba múltiples y muy claras evidencias de glaciación. Considerando el poco tiempo disponible para llevar a cabo el trabajo de campo, se dio prioridad al reconocimiento detallado de esta parte de la montaña. Por ello la información reunida es más amplia y precisa que para la demás cuencas.

9. Se trata, según White (1962a), de la colada de lava más reciente del Táyotl (ver Capítulo III). Su posición se indica con el No.2 en el mapa geológico del presente trabajo (Fig.4).

10. Lógicamente la parte superior de la cuenca también fue modelada durante las dos glaciaciones posteriores, pero por debajo de los 3900 m (aproximadamente) los rasgos morfológicos predominantes corresponden a la glaciación II.

máxima del hielo en esa zona fue ligeramente mayor que la indicada por White. Así pues, el glaciar desbordado cubría el actual Llano Chico y penetraba ligeramente en lo que hoy es Llano Grande; al mismo tiempo que una pequeña lengua escapaba hacia el NW (hasta cerca de 3620 m) aprovechando la escasa altura del borde de la caldera en ese sector. A esta pulsación parecen corresponder los depósitos observados en el banco de material del extremo NE de Llano Grande, a 3650 m, descrito en páginas anteriores (Fig. 11). Poco después el frente del glaciar retrocedió unas cuantas decenas de metros y construyó la notoria morrena lateral que separa a ambos llanos en la actualidad.

La altura y localización de las crestas morrénicas sugiere que durante este primer avance el glaciar del valle de Tlacopaso debió tener al menos 100 m de espesor en el tramo localizado 1 km al SE de Llano Chico.

En el fondo del valle que se encuentra al W del de Tlacopaso¹¹, entre 3500 y 3350 m, hay una loma de cerca de 1 km de longitud y de unos 20 m de altura (Fig. 10). Un corte (a 3460 m) permitió observar que está constituida por un depósito glacial con las características ya mencionadas para el till T1 (Hueyatitaco). Su morfología coincide con la de las morrenas Hueyatitaco del primer avance, y puede interpretarse como una morrena lateral izquierda del valle de Tlacopaso. Sin embargo, no se pudo encontrar su correspondiente lateral derecho. En el corte mencionado se identificó la "pómez con andesita" con un espesor hasta de 30 cm, encima del depósito glacial; arriba de ella, una ceniza negra fina de 1.5 m de espesor en la que se desarrolló el suelo actual.

Durante el segundo avance el glaciar aparentemente no se desbordó sobre Llano Chico; si acaso lo hizo, no construyó morrenas apreciables. En cambio, si proyectó una lengua difluente hacia el pequeño valle situado inmediatamente al oriente (cañada Meztilta). Esta lengua erosionó considerablemente la parte superior del domo localizado unos 3 km al SE de Llano Chico, y depositó materiales en el flanco norte del mismo domo entre los 3680 y los 3520 m, en forma de un pequeño arco con su posición terminal erosionada. La ubicación de esa morrena en un principio resultaba desconcertante, ya que ladera arriba el área de captación para un posible glaciar independiente es muy reducida. Sin embargo, durante el trabajo de campo se encontraron evidencias irrefutables de que el glaciar del valle de Tlacopaso no sólo erosionó el borde occidental del domo -labrando en él una espléndida pared con pulimiento, estrias y acanaladuras muy bien conservados (Foto 3)-, sino que tuvo espesor suficiente para montar sobre él y emitir una lengua difluente. Se encuentran rocas aborregadas, estrias, y acanaladuras en la superficie del domo por lo menos hasta los 3940 m, es decir, casi hasta su cima.

Las observaciones anteriores permiten estimar que el glaciar debió tener un espesor mínimo de 120 m en el tramo donde el fondo del valle de Tlacopaso se encuentra a 3820 m, es decir, en la zona donde

11. El texto se refiere al valle que aparece con el nombre de "cañada Tezaxcaltitla" en el mapa topográfico escala 1:50 000, "Huejotzingo", clave E14-B42, publicado por la S.P.P.

confluyen las tres artesas que drenan la cuenca alta. Tal espesor es apenas el requerido para que el glaciar se encontrara al nivel de la parte superior del domo, pero aún habría que añadirle algunos metros o decenas de metros, considerando que la lengua difluente tuvo un grosor suficiente para avanzar cerca de 2 km (medidos desde el parteaguas hidrogáfico) dentro de la cañada de Meztitla y depositar morrenas de unos 10-15 m de altura ¹².

En el lado oriental del mismo domo, dentro de la cuenca El Rodadero, hay otro arco morrénico con su posición terminal abierta, entre los 3840 y los 3740 m. Estas morrenas tienen apenas unos metros de altura y son el resultado de otra lengua difluente, emitida en la misma zona que la antes descrita. Con estos datos se puede concluir que el domo llegó a estar casi totalmente cubierto de hielo; probablemente sólo sus 15 o 20 m superiores alcanzaban a sobresalir. Además, en su flanco sureste se observaron acanaladuras y estrias entre los 3870 y los 3900 m; indican una dirección de flujo del glaciar hacia el NE, lo que evidencia que otra lengua difluente escapaba del valle de Tlacopaso a través del collado situado inmediatamente al sur de la cima del domo, a 3930 m. La loma morrénica que se extiende a lo largo de 1.5 km (entre 3900 y 3700 m) en la ladera oriental del valle de El Rodadero, probablemente es producto de este glaciar.

En un principio se pensó que el hielo procedente de la parte superior de la cuenca (arriba de 4000-4100 m) era desalojado en forma de lenguas individualizadas a través de las tres artesas ya mencionadas. Posteriormente las observaciones de campo mostraron que las dos elevaciones ubicadas entre los valles, con sus cimas a 4090 y a 4050 m (esta última, la del oriente, un pequeño domo), presentan huellas claras de erosión glacial (pulimiento, estrias, acanaladuras) incluso en sus partes más altas. Ello implica que las cubría totalmente el glaciar y que, si bien en profundidad éste se dividía en tres corrientes distintas adaptándose a la topografía, a nivel superficial se presentaba como una sola masa. Las evidencias erosivas señalan entonces que en este sector de fuerte pendiente -donde normalmente los glaciares se adelgazan al aumentar la velocidad del flujo- el hielo tenía cuando menos 80 m de espesor ¹³.

Las principales morrenas T1 del segundo avance que hay en el valle de Tlacopaso se encuentran entre 3760 y 3400 m. Muestran que el glaciar avanzaba en dirección NW desde la zona que se ha tratado en párrafos anteriores, pero a la altura de Llano Chico recurvaba para continuar hacia el NE y comenzar a depositar masivamente. Tuvo una longitud cercana a los 7 km, medidos desde los 4200 m hasta los

12. En la misma cañada Meztitla, Heine (1975a:160) mapea una supuesta morrena de 2 km de largo adosada a la ladera derecha. Un poco más abajo, alrededor de los 3740 m, indica otras dos pequeñas morrenas. Su morfología es ciertamente parecida a la de los depósitos glaciales, pero en el campo se pudo comprobar que más bien se trata de "levés" (crestas laterales) de una colada de lava. Sobre esta colada se asienta la parte terminal de las grandes morrenas T1 del segundo avance que se describen en párrafos posteriores.

13. En este caso no es posible precisar si ello ocurrió durante el primer o durante el segundo avance, a falta de formas morrénicas correlativas. En realidad un glaciar con las dimensiones mencionadas es compatible con los datos de espesor que se han indicado para ambos avances en el tramo de valle inmediatamente inferior.

3400 m. La morrena lateral izquierda se extiende desde 3740 m (donde se halla en contacto lateral con una del primer avance) hasta 3440 m, mientras que la lateral derecha va de 3700 a 3400 m. En los dos extremos inferiores hay buenos cortes, en especial el de la lateral izquierda, que ha sido descrito en páginas anteriores. Aproximadamente a 3500 m (altura de la parte central del valle) las morrenas alcanzan cerca de 50 m de altura, razón por la cual destacan claramente en la topografía. La posición terminal debió encontrarse unos metros abajo de los 3400 m, pero ha sido erosionada por el arroyo principal.

Un kilómetro aguas arriba de este punto se localiza a 3470-3480 m una primera morrena recesional¹⁴ apenas visible en las fotografías aéreas por su escasa altura. Unos 400 m (horizontalmente) más arriba, alrededor de los 3480-3490 m, se encuentra otra morrena recesional mucho más notoria, con 8-10 m de altura en su porción terminal. Ambas -en especial la segunda- están claramente ligadas en sus extremos a las morrenas principales, de cuyas partes superiores se desprenden hacia el fondo del valle; ahí se manifiestan como un pequeño escalón en el perfil longitudinal general. Las dos han sido cortadas por el arroyo principal, formándose aguas arriba de cada una de ellas una terraza de pocos metros de altura¹⁵.

Según White (1962a:16,45-46), después de la glaciación *Diamantes* se generó en el lado NW del Teyotl una colada de lava de 100 a 150 m de espesor. La lava cubrió el extremo superior de la morrena que se prolonga hasta el borde sur de Llano Grande y de las que se extienden alrededor de Llano Chico. Esta colada es la que en el mapa geológico (Fig.4) aparece marcada con el No.2. Las observaciones realizadas durante la presente investigación más bien sugieren -sin que se haya podido demostrar- que dicha colada es anterior a la glaciación. Esta suposición se basa en los siguientes argumentos:

- La situación de la colada no es anómala en relación con la de las morrenas, ya que constituye la separación entre las cuencas de Agua el Marrano y Tlacopaso. En otras palabras, la dirección de flujo de los glaciares de ambos valles durante esta etapa parece haber estado influida por la presencia de la colada.

- El hecho de que las crestas morrénicas no continúan arriba de los 3680 m no significa necesariamente que sus extremos superiores fueran cubiertos por lava, ya que muchas morrenas de edad equivalente en el Iztacchiuatl y en el mismo Teyotl terminan a altitudes comparables. De hecho White (1962a:46) señala que en la vertiente occidental del Iztacchiuatl la mayoría de los depósitos Hueyatliaco se interrumpen abajo de los 4000 m.

14. Las morrenas recesionales ciertamente se desarrollan durante las fases generales de retirada de los hielos. Sin embargo, y contra lo que indica su nombre, en realidad no se depositan en los momentos en que los glaciares retroceden, sino más bien durante pequeñas etapas de avance dentro de una fase de desglaciación general. En efecto, las observaciones en glaciares actuales muestran que un glaciar sólo acumula materiales en su frente cuando avanza o se encuentra en posición estacionaria, es decir, cuando el hielo es activo (Ehleron y King 1969:204).

15. White (1962a:47) menciona la existencia de dos o tres morrenas recesionales pequeñas del segundo avance de la glaciación *Diamantes* en muchos valles del occidente del Iztacchiuatl, lo cual también se verifica en el de Tlacopaso.

Por último es importante señalar que la "pómez con andesita" sobryace a las morrenas T1 (Hueyatjaco) de los dos avances. El corte ya descrito del extremo NE de Llano Grande expone depósito glacial del primer avance, mientras que el corte de la morrena lateral derecha a 3400 m. afecta a material del segundo avance. En ambos casos la pómez aparece arriba del depósito.

1.4.c. Cuenca El Rodadero.

La cuenca El Rodadero tiene una superficie por encima de los 4000 m de apenas 0.5 km². Sin embargo, su disposición debió favorecer en alguna medida la acumulación de nieve, ya que su parte superior consta de laderas muy escarpadas (30-35°), de contorno cóncavo (en planta) orientadas al norte y con alturas hasta de 300 m; estas laderas culminan a más de 4200 m en paredes rocosas y pináculos que constituyen una verdadera arista glacial limitrofe con la cuenca de Tlacopaso.

Las morrenas son de dimensiones mucho menores que las anotadas en el párrafo anterior, por lo que se detectan con dificultad en las fotografías aéreas. En todos los casos identificados se presentan como crestas angostas de no más de 15-20 m de altura y de varios cientos de metros de longitud, distribuidas desde 3940 hasta casi 3500 m en ambos lados del valle. Con los pocos datos disponibles no se logró distinguir depósitos de dos avances diferentes.

Llama la atención un pequeño arco cerrado en la ladera izquierda, entre 3520 y 3580 m; tiene toda la apariencia de morrena, pero no fue posible llegar hasta el lugar para verificarlo.

Debe recordarse que a esta cuenca penetraron aparentemente dos lenguas difluentes del glaciar de Tlacopaso, como lo evidencian las pequeñas lomas morrénicas de su ladera W entre 3700 y 3800 m.

1.4.d. Cuenca Texcalco.

Con sus 2.2 km² de superficie por encima de los 4000 m, la de Texcalco es la segunda cuenca más compleja en cuanto a registro glacial después de la de Tlacopaso (considerando sólo las cinco exclusivas del Teyotl). Su parte superior tiene una morfología relativamente favorable a la concentración de nieve, con laderas altas muy empinadas o verticales y expuestas sobre todo al norte. La cabecera se extiende hasta el área de los picos, a más de 4600 m. Existe un valle principal (Texcalco) que se origina en ésta última zona y a él se unen más abajo dos valle menores, ambos por la margen derecha: uno, relativamente importante, confluye alrededor de los 3600 m y presenta varios escalones; llama la atención un pequeño lago ("La Lagunilla") alojado en el rellano de un escalón. El otro afluente desemboca alrededor de los 3400 m.

Mientras que la ladera derecha es muy irregular (en planta), la izquierda es recta y sin afluentes a lo largo de más de 2 km entre los 3900 y los 3400 m (altitudes del fondo del valle), ya que está controlada por una falla de orientación NE-SW. Por lo mismo, en la mayor parte de ese tramo aparecen paredes verticales que en algunos puntos alcanzan más de 50 m de altura. El fondo del valle es relativamente amplio y de poca pendiente en perfil transversal, exceptuando el tramo comprendido entre 3350 y 3200 m, donde la erosión fluvial ha cortado una garganta en la roca dacítica. A 3200 m desemboca en una zona de relieve menos prominente, de transición hacia el piedemonte.

Justamente en ese lugar, a 3200 m, el camino de terracería principal corta una loma morrénica estrecha y de pocos metros de altura que se extiende paralelamente a la dirección del valle sobre su margen izquierda. Se considera de edad T1 dada su altitud y las características del material¹⁶. Aunque el denso bosque de oyamel dificulta la observación, al parecer esta morrena lateral izquierda tiene su correspondiente derecha a unos 50 m de distancia. Estos depósitos se encuentran en la zona de "desembocadura" que ya se indicó y evidencian la existencia de una estrecha lengua de hielo, probablemente durante el primer avance de la glaciación T1. La poca amplitud y la relativa profundidad del valle de Texcalco habrían protegido de la ablación al glaciar y le habrían permitido descender hasta menos de 2200 m, es decir, una altitud inferior a la de las morrenas más bajas del valle de Tlacopaso.

Más arriba, a 3420 m, el fondo del valle es atravesado por un arco de morrena de unos cuantos metros de altura, virtualmente invisible en las fotografías aéreas pero bastante claro en el terreno. Sólo se observa en la margen izquierda del arroyo (que se ha encajado en ese sector cerca de 10 m, cortando la morrena). La loma inicia en la base del escarpe de falla, justo donde éste se interrumpe, y desciende arqueándose hacia el centro del valle. Por su reducido tamaño, se ha interpretado como una morrena recesional T1, probablemente del primer avance.

En el escarpe de falla que se localiza valle arriba se esperaba encontrar evidencias erosivas del espesor alcanzado por el glaciar, pero ello no fue posible ya que casi toda la pared consta de roca fisurada (nada extraño tratándose de una zona de falla, con material triturado) que continuamente se desprende. Las superficies originales erosionadas por el hielo sólo se preservan, y de manera discontinua, en los tramos menos inclinados del escarpe, localizados aguas arriba de la confluencia del valle de La Lagunilla.

También en el área de dicha confluencia se localizan dos morrenas topográficamente muy evidentes en el fondo del valle de Texcalco. Se trata de morrenas laterales cuyos extremos superiores se enlazan con las laderas rocosas del valle a 3680 (izquierda) y a

16. No parece posible que este material sea de una glaciación más antigua (la Tenicocco de White), ya que el depósito glacial correspondiente (Mexcozango) tiene un grado de meteorización mucho mayor, según se observó en diversos puntos de la vertiente occidental del Itzacchuatl.

3720 m (derecha); descienden adelgazándose hasta 3510 m, donde configuran un arco de escasa altura ya erosionado en su frente por el arroyo principal. Son muy estrechas (en general menos de 60 m) y de fuerte pendiente (hasta 30°) en ambos flancos. La derecha mide más de 1 km y alcanza cerca de 40 m de altura, mientras que la izquierda tiene 0.7 km y 20 m respectivamente. Por su altitud y morfología se consideran de manera preliminar como morrenas T1, segundo avance, y evidencian la existencia de una lengua glaciar estrecha y delgada en comparación con sus contemporáneas de la cuenca de Tlacopaso.

El pequeño cuerpo de agua existente en el valle de La Lagunilla debe su origen a una elevación de roca decítica transversal a la dirección del escurrimiento. La morfología y disposición de esta barrera topográfica llevaron a pensar que podría tratarse de una morrena, hipótesis que se descartó durante el trabajo de campo. Aunque no se ha podido comprobar, el cuerpo de agua parece estar alojado en una depresión de sobre-excavación glacial, en la cual el umbral rocoso represa el escurrimiento. Por encima de cierto nivel el lago se desborda en cascada y así, por erosión fluvial, la barrera ha sido cortada paulatinamente, aunque todavía no lo suficiente como para impedir la acumulación de agua. Por otro lado, es probable que el de La Lagunilla sea una valle colgante, ya que la zona de confluencia se presenta como un escalón de cerca de 40 m de altura (en el rellano arriba del escalón se localiza el lago).

Entre 3800 y 4100 m el terreno entre los valles de Texcalco y su afluente La Lagunilla está constituido por una colada de lava de aspecto reciente ("El Malpais" en el mapa topográfico), similar a la que separa las cuencas de Tlacopaso y Agua el Marrano, aunque mucho más pequeña. Durante el trabajo de campo se encontraron evidencias de erosión glacial sobre toda esta superficie, en forma de rocas pulidas, estriadas y aborregadas. En teoría, con base en la altitud este modelado se puede atribuir sin mayor problema a la glaciación T1; pero también a la T2, ya que en el valle de Tlacopaso los glaciares de esta última descendieron aparentemente hasta 3800 m. Ahora bien, sobre la margen izquierda de la colada en cuestión descansan morrenas que el autor considera de edad T2; por la disposición que guardan, no las podría haber depositado un glaciar que cubriera la colada, así que los rasgos erosivos mencionados sólo podrían deberse a una glaciación anterior y necesariamente más extensa: T1. Con base en esto se puede concluir que la emisión de la lava, ocurrida en la zona somital fuertemente afallada, tuvo lugar antes de la glaciación T1 y probablemente corresponda a la misma fase eruptiva que originó la colada situada al NW de los picos (Fig.4, No.2).

1.4.a. Cuenca Hueytecoxco.

En esta cuenca el área por encima de los 4000 m es de aproximadamente 0.9 km². Está constituida por un solo valle importante (Hueytecoxco), con cabecera en un circo glacial que culmina a más de 4500 m. En su perfil longitudinal se reconocen dos sectores de fuerte pendiente: entre 4000 y 3840 m (a la salida del circo), y entre 3680 y

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

3580 m. que separan a tres sectores de baja pendiente. Desde el circo, cuyo fondo se ubica alrededor de 4100 m, hasta cerca de los 3500 m el valle presenta un perfil transversal en "U".

En el valle de Hueytecoxco destacan claramente dos morrenas laterales que se extienden desde 3840 hasta cerca de 3440 m, tramo en el que de hecho conforman las laderas del valle. La lateral derecha inicia a 3840 m, mide 2.3 km de largo y hasta 40 m de altura. La izquierda mide 1 km y hasta 25 m, respectivamente; sólo se manifiesta en el relieve (como loma) a partir de los 3600 m, pero más arriba también existe como un depósito adosado a la base de la ladera del valle. Ambas tienen una morfología muy bien preservada, lo que permite (junto con sus dimensiones) identificarlas incluso en el mapa topográfico. En su posición terminal se ha excavado un valle estrecho. No es difícil identificar a estos depósitos como morrenas T1 del segundo avance. Con base en la altura de éstas, se puede afirmar que el glaciar tuvo un espesor un poco mayor de 60 m en el tramo comprendido entre los 3800 y los 3560 m.

Entre 3400 y 3200 m se extienden sobre la margen izquierda del valle dos lomas de más de 20 m de altura. Probablemente sean morrenas T1 del primer avance pero esto no se pudo comprobar en el campo por falta de cortes.

Es muy probable que durante la glaciación T1 se produjeran transfluencias desde el área de la boca del circo glacial hacia los valles de La Lagunilla y Tecoxco, ya que en ese sector las divisorias entre las cuencas son muy bajas. Entre la de Hueytecoxco y La Lagunilla llama la atención una elevación muy prominente con forma de horn, que culmina a 4020 m (Cerro Tehuistle en el mapa topográfico).

1.4.f. Cuenca Tecoxco.

Esta cuenca es la que posee la menor superficie por encima de los 4000 m; poco menos de 0.2 km². Sin embargo, pueden identificarse en ella morrenas T1 bastante claras. Muy probablemente gran parte de su alimentación provino de una transfluencia desde la cuenca de Hueytecoxco, ya que la divisoria entre ambas es muy baja, en especial entre 4000 y 4100 m, donde está formada por una pequeña colada de lava de aspecto reciente.

Se reconocen dos morrenas laterales que dibujan un arco muy tenue; su posición terminal -en la actualidad erosionada en forma de un valle estrecho- debió localizarse alrededor de los 3400 m. La lateral derecha se extiende desde 3760 hasta cerca de 3500 m; la izquierda inicia un poco abajo de 3600 y aparentemente se prolonga hasta 3400, recurvando en su tramo final hacia el centro del valle. Ambas tienen una longitud del orden de 1 km y una altura del orden de los 20 m (quizá un poco más).

Probablemente se trate de depósitos del primer avance T1, pero esto no pudo comprobarse. Además de su morfología, esta suposición se

apoya en el hecho de que la lateral izquierda parece estar cubierta en su extremo superior (3600 m) por la morrena lateral derecha (Tlsegundo avance) del valle de Hueytacoxco. Por otro lado, es evidente que la comunicación entre ambos valles era muy fácil antes de que fuera construida esta última morrena, lo que apoya la idea de la transfluencia. También cabe la posibilidad de una transfluencia desde el valle de Tlatzala, donde parece haber existido un glaciar con más de 100 m de espesor, pero faltan evidencias de campo para comprobarlo.

1.4.g. Cuenca Tlatzala.

La cuenca de Tlatzala es de dimensiones muy superiores a las de las otras estudiadas. En realidad corresponde sólo en proporción mínima al Táyotl, ya que de éste únicamente recibe aportes de la zona de los picos y de las escarpadas laderas meridionales: en el Intecchinuati, en cambio, su área de captación abarca todas las laderas orientales de la Cabeza y buena parte de las del Pecho. Debido a lo anterior y a las dificultades de acceso, sólo se estudió a través de la fotointerpretación.

El valle troncal¹⁷ se origina en el collado entre el Táyotl y la Cabeza, a 4500 m; entre este punto y los 4000 m capta el escurrimiento de la Cabeza y el NE del Pecho; entre 4000 y 3800 m se presenta un impresionante escalón de borde agudo y contorno semicircular¹⁸, abajo del cual el valle adopta un perfil en artesa muy notable (aunque el fondo ha sido cortado por profundos barrancos). La ladera izquierda desde la cabecera hasta menos de 3500 m (altitud medida en el fondo del valle) está claramente afectada por el sistema de fallas del sur del Táyotl: éstas contribuyen a darle una pendiente muy fuerte y en algunos tramos aparecen como escarpes verticales hasta de 100 m de altura.

Entre 3640 y 3200 m se extienden morrenas laterales a ambos lados del valle. La izquierda inicia al pie de un escarpe de falla a 3640 m y se prolonga como una loma estrecha por más de 3 km hasta 3200 m, probablemente más abajo; su espesor es difícil de estimar ya que descansa sobre la ladera del valle, pero en algunos puntos es sin duda mayor de 30 m. La lateral derecha se encuentra entre 3540 y 3200 m, mide cerca de 2 km de largo y es más baja y estrecha que la otra. Es probable que ambas se extiendan más arriba en forma de depósitos adosados a las laderas escarpadas de la artesa. Su morfología relativamente conservada hace pensar que se trata de depósitos del segundo avance T1, pero esto es todavía una suposición. El espesor del glaciar formador de estas morrenas muy probablemente era mayor de 100 m en la zona donde el fondo del valle se encuentra ahora a 3600 m.

17. Su tramo superior aparece en el mapa topográfico ("Huejotzingo, E14-042, de S.F.P.) como "cañada Tlatzala" y abajo, hacia los 3000 m, se denomina "cañada Xantiqui".

18. Esta especie de muralla en forma de anfiteatro es lo que en francés se denomina *bout d'auge* y en alemán *Trogschluss*. Al parecer no existe un término específico en español.

Inmediatamente al sur de este valle las laderas presentan un claro modelado glacial al menos hasta los 3700 m, con valles poco profundos pero de bordes agudos (algunos desembocan en el de Tlatzala y tienen aspecto de valles colgantes) y lomas morrónicas pequeñas. En lo que parece ser una superficie sobre-excavada por uno de estos afluentes, se aloja un pequeño cuerpo de agua aproximadamente a 3810 m, a 250 m (horizontalmente) del borde derecho de la artesa.

2. Glaciación Intermedia T2.

2.1. Extensión de los glaciares y erosión glacial.

Una glaciación de menor extensión que la T1 dejó claros vestigios en cuatro de las cuencas estudiadas (Tlacopaso, Texcalco, Agua el Marrano y Tlatzala), en la franja altitudinal comprendida entre 3800 y 4300 m. A este evento y a sus correspondientes depósitos se les ha asignado la denominación no formal T2. Probablemente también afectó a las demás cuencas, pero ello no se ha podido comprobar durante la presente investigación, sobre todo por falta de trabajo de campo detallado en varias zonas de la montaña.

Siendo una glaciación más limitada, las formas acumulativas generadas tienen dimensiones reducidas (por lo general de unos cuantos metros de altura) de manera que su identificación en muchos casos sólo es posible en el campo, máxime que se encuentran en parte dentro del bosque. Asimismo, los rasgos erosivos han sido parcialmente destruidos o sepultados por la dinámica de la glaciación subsiguiente (T3), que tuvo lugar en el piso altitudinal inmediatamente superior, o bien se confunden con los de ésta. Por todo lo anterior es difícil reconstruir la extensión y espesor de los hielos durante el evento T2.

Sin embargo, entre 4300 y 3900 m se han podido encontrar superficies pulidas, estriadas y acanaladas, así como rocas aborregadas con un aspecto notablemente mejor conservado que los rasgos del mismo tipo de la glaciación T1. Aún así, los glaciares T2 (Fotos 11 y 12) en general sólo modificaron en detalle el modelado creado durante la glaciación precedente.

Poco se puede decir sobre el espesor de las masas de hielo. Generalizando para los cuatro valles ya mencionados, puede estimarse que alrededor de los 4000 m, es decir cerca de su término, difícilmente podrían haber tenido más de 30 m, ya que las morrenas construidas un poco más abajo alcanzan apenas unos cuantos metros de altura.



FOTO 11. Pared estriada en la cuenca de Tlacopaso a 4020 m. Corresponde a la ladera izquierda del valle que aparece en la foto 17. La roca presenta acanaladuras, estrías y superficies pulidas notablemente bien preservadas, por lo que se considera que datan de la glaciación T2 (primera fase). Justo al pie de esta pared (y cubriendo su parte inferior) se encuentra el escalón morrénico T2 (de la fase recesional) que aparece en la foto 18. (13-IV-87)



FOTO 12. Afloramiento rocoso pulido, estriado y acanalado durante la glaciación T2. Se localiza a 4220 m en el occidente de la cuenca de Tlacopaso, sobre el borde derecho de la colada de lava que la separa de la cuenca de Agua el Marrano. Por su excelente preservación, se considera que estos rasgos fueron modelados durante la glaciación T2. El glaciar avanzaba en dirección norte (fondo de la foto) por el borde de la colada, antes de caer en cascada hacia la artesa occidental de la cuenca alta de Tlacopaso. (3-V-87)

2.2. Deposición glacial.

Muchas de las morrenas T2 sólo pueden ser detectadas en las fotografías aéreas cuando se encuentran por encima del límite superior del bosque (4000 m) -en el área del zacatonal- debido a sus dimensiones reducidas (Foto 13). En pocos casos superan los 20 m de espesor y muchas de las identificadas tienen menos de 10 m.

Se trata de lomas estrechas (5-30 m), con crestas por lo general angostas y afiladas y pendientes en sus flancos del orden de los 20° (Foto 14). En algunos casos se conservan sólo las morrenas laterales; en otros los arcos frontales aparecen casi cerrados (aún no erosionados); y en algunos más se presentan cerrados, delimitando pequeñas cuencas terminales (las *Zungenbecken* de los alemanes). En las crestas de las morrenas hay gran cantidad de bloques ligeramente intemperizados y casi siempre a menos de 1 m de distancia uno de otro. Es importante señalar que en el valle de Tlacopaso (aparentemente también en el de Tlatzala) se encuentran morrenas T2 a dos niveles distintos.

El depósito glacial sólo pudo ser observado en cinco cortes, todos ellos en el valle de Tlacopaso en la proximidad de los 3800 m (nivel de morrenas inferior), ninguno de ellos de más de 2 m de profundidad. Es un depósito masivo, sin clasificación, de compacto a débilmente cementado, compuesto por bloques subangulares en una matriz arenolimoso. Casi todos los fragmentos resisten sin romperse al golpe del martillo y pueden considerarse ligeramente intemperizados. El conjunto del depósito presenta un color café claro, a veces rosáceo.

Sobre el depósito glacial T2 siempre se observó una cubierta de cenizas finas de color gris oscuro a negro en la cual se desarrolla el suelo actual. Esta capa es de espesor muy variable ya que, en función de su posición topográfica, ha sido más o menos removida por la erosión; en algunas morrenas tiene apenas unos centímetros y se encuentra mezclada con el depósito glacial, cuyos bloques aparecen entonces en superficie; en otros casos se la ha observado con un grosor superior a 1.5 m. En ninguno de los cortes analizados se identificó otro depósito piroclástico debajo o encima de esta ceniza.

Con base en sus características visibles, se considera que la ceniza gris oscura-negra es la misma que aparece en la parte superior de los perfiles del depósito glacial T1 (ver arriba), y que constituye el material parental para los suelos de casi toda la zona. Además puede ser correlacionada con la ceniza superior de la secuencia ceniza-lapilli-ceniza de White (ver Fig.5), originada en el Popocatepetl antes de las erupciones históricas del mismo. Como se señala en el capítulo III, esta tefra podría equivaler a la ceniza C1 de Heine, quien la atribuye (aunque no exista datación ¹⁴C) a las erupciones del Popocatepetl de principios del siglo XVI¹⁹.

19. Sin embargo, es importante señalar que, de acuerdo con lo mapas de Kneib et al. (1973:113) y de Mischlich (1974:108), la ceniza C1 no llegó hasta la zona del Tlayotl, siendo la ceniza C2 y, debajo, la C3 las que constituyen el material parental de los suelos en dicha zona. Este punto no ha podido ser esclarecido durante la presente investigación, ya que requeriría una verificación detallada en toda la Sierra Nevada.



FOTO 13. Morrena lateral T2 de la primera fase en el valle de Tlacopaso a 3890 m. Se encuentra en la desembocadura de la arroya occidental que desciende de la cuenca superior de Tlacopaso (más de 4000 m). La loa morrénica tiene 3 m de altura. (21-X-89)



FOTO 14. Morrena lateral izquierda T2 en el valle de Texcalco a 4040 m. La depresión alargada de la izquierda está formada entre la morrena y la pared del valle. A la derecha hay otra morrena lateral izquierda, envuelta por la primera y correspondiente a una posición recesional del glaciar. El tono oscuro se debe a pastos quemados. (6-II-88)

Lo anterior implicaría que la glaciación T2 precede a la fase de actividad del Popocatepetl ocurrida hace poco menos de 500 años. Puesto que la pómez con andesita no fue encontrada encima de los depósitos T2, puede suponerse que el evento comenzó hace menos de 13000-14500 años. Por otro lado, el hecho de que las posiciones terminales de algunas morrenas aún se encuentren bien conservadas, muestra que la formación de éstas es relativamente reciente.

2.3. Correlación.

En términos generales las morrenas T2 son similares en sus características y distribución a las morrenas Milpulco (sub-etapa glacial Alcalican) que White (1962a, 1962b) estudió en la ladera occidental del Iztaccihuatl (ver Tabla 1 y Fig. 8).

Las dimensiones y morfología de ambas coinciden de manera muy aproximada. La cubierta de tefra también se limita a una capa de ceniza negra en los depósitos Milpulco (ver Tabla 2). Existe además una buena correspondencia en altitud, aunque podría alegarse que en la cuenca de Tiacopaso las morrenas T2 se encuentran demasiado abajo (3800 m) para equipararlas con las Milpulco de los grandes valles del SW del Iztaccihuatl, ya que la altitud del Teyotl es menor. Sin embargo, como se señaló al caracterizar la glaciación T1, la cuenca de Tiacopaso presenta condiciones muy favorables para los fenómenos glaciales, y así lo demuestran las dimensiones y la altitud mínima de las morrenas T1 que ahí se presentan.

La duplicidad de las morrenas Milpulco probablemente también se manifiesta en el Teyotl²⁰. En el valle de Tiacopaso las morrenas T2 se presentan a dos niveles distintos: las externas alrededor de 3800 m y las internas alrededor de 4000 m. En el valle de Tlatzala aparentemente ocurre algo similar, aunque los dos niveles de morrenas no se observan tan claramente.

Es interesante notar que White indica la presencia de morrenas Milpulco sólo en los dos grandes valles del SW del Iztaccihuatl: Tlaltipitongo y Milpulco (Fig. 8). Afirma que "varias crestas de bloques de lava muy grandes, orientadas E-W están más al N a 4100-4350 m. en los flancos superiores, pero allí no hay morrenas" (White 1962a:48). Sin embargo, durante la presente investigación se detectaron unos depósitos que parecen ser de esta misma edad en las laderas situadas al E de la cima de la Cabeza, entre 4000 y 4380 m. Se trata de lomas de cresta afilada, estrechas, alargadas y de unos cuantos metros de altura, con una clara morfología morrenica²¹. Por su forma y ubicación no podrían ser morrenas Hueyatiaco (que se

20. Según White (1962a:48), las morrenas interiores de la glaciación Milpulco sólo pueden considerarse como posiciones recessionales de un único avance y no como evidencias de un segundo avance, ya que no hay diferencia apreciable en el grado de intemperismo que presentan unas y otras; esto es, el tiempo transcurrido entre la formación de ambas es reducido.

21. Probablemente son las "crestas de bloques" que menciona White (1962a:48).

encuentran a menos de 4000 sobre esa misma ladera) ni tampoco Ayoloco (que se desarrollan arriba de 4300 m).

Estas mismas crestas y algunas otras localizadas inmediatamente al sur, en el valle de Ayolotepito, fueron observadas y mapeadas por Heine (1975a:60,72) como morrenas MIV, es decir, de la glaciación ocurrida hace aproximadamente 2000 años. Como las morrenas T2 de los valles de Texcalco y de Tlatzala también fueron mencionadas y mapeadas por Heine (1975a:60,62) dentro del grupo MIV, es razonable proponer que el evento glacial T2 del presente trabajo equivale a la glaciación MIV identificada por dicho autor en el Iztaccihuatl²².

2.4. La glaciación T2 en las distintas cuencas del Táyotl.

2.4.a. Cuenca Agua el Marrano.

Se señaló en el párrafo anterior la presencia de morrenas T2 en el valle de Ayoloco (entre Pecho y Cabeza) y en las laderas situadas exactamente al E de la cima de la Cabeza. Formas de este mismo grupo fueron observadas a 4220-4280 m en el pequeño valle que pasa justo al S de Los Yautepemes (picachos localizados 2 km al NW de la cima de la Cabeza).

También fueron identificadas en el valle Agua el Marrano -en especial en su vertiente sur- desde 4360 hasta por lo menos 4000 m (probablemente aún más abajo) (Foto 15). Son lomas de trazo ondulado, estrechas y en su mayoría con menos de 10 m de altura. La superficie amplia y relativamente poco inclinada que se extiende al pie de la Cabeza entre 4300 y 4100 m²³, presenta varias lomas alargadas y un pequeño arco morrénico (éste último a 4200-4220 m en la margen izquierda). Casi todo el fondo del valle está cubierto por material detrítico (probablemente se trata de morrenas de fondo y/o de ablación), pero en los sitios donde éste ha sido lavado, la roca aparece pulida y acanalada.

Los reducidos espesores de las morrenas sugieren que los glaciares de la fase T2 eran delgados. Esto podría deberse en parte a que la cuenca alta es de forma abierta, es decir, desfavorable a la concentración de los flujos y al engrosamiento de la masa de hielo. Probablemente ésta alcanzaba un máximo de 60 m entre las cotas 4300 y 4200 m y alrededor de 30 m al pie de El Solitario, prominencia rocosa situada a 4100-4200 m sobre la ladera izquierda del valle. La margen derecha, muy empinada, corresponde al borde de una colada de lava (Fig.4, No.2) que según White (1962a:16,57) fue acanalado y estriado por vez primera (debido a su corta edad) durante la glaciación Aicalcan. Ciertamente la ladera presenta un claro modelado glacial, pero, como se señaló en páginas anteriores, la colada de lava también

22. Es conveniente aclarar que la denominación "glaciación/morrenas MIV" se emplea aquí en un sentido meramente local, es decir, limitado al Iztaccihuatl, con objeto de no entrar en el controvertido tema de las correlaciones entre La Malinca y el Iztaccihuatl.

23. En esta zona se encuentra el llamado refugio alpino del Táyotl, alrededor de 4320 m.



FOTO 15. La cuenca Agua el Marrano en la zona de morrenas T2 (alrededor de 4200 m). Se observan varias lomas morrénicas estrechas y alargadas (ver flechas) y en especial un arco morrénico cerrado (Ar, arriba del centro de la foto). A la izquierda, en tono oscuro, los taludes inferiores de la Cabeza. El pico cercano al centro corresponde a los Yautepemes (4280 m) y el de la derecha al Solitario (4200 m). La foto fue tomada desde el borde de la colada de lava que separa a esta cuenca de la de Tlacopaso, a 4360 m, en dirección SW. (3-V-87)



FOTO 16. Roca estriada y acanalada durante la glaciación T2. Se localiza a 4170 m sobre la colada de lava que separa las cuencas de Agua el Marrano y Tlacopaso. En el centro de la foto hay una tapa de lente de cámara. La superficie de esta colada presenta numerosos promontorios de roca aborregada, en muchos casos estriada, con frecuencia afectados por gelifracción posterior a la glaciación. (3-V-87)

fue erosionada durante la glaciación precedente (T1). Considerando lo anterior, por un lado, y el reducido espesor de los glaciares, por el otro, es probable que una parte de los rasgos erosivos (sobre todo los localizados a mayor altura en la ladera) daten de la glaciación T1.

Absolutamente toda la superficie de esta colada presenta modelado glacial (rocas aborregadas, acanaladas, estriadas) de aspecto relativamente reciente, por lo cual se puede suponer la existencia de un manto de hielo continuo de espesor desconocido encima de ella, durante la glaciación T2 (Foto 16). Las orientaciones de las estrias y acanaladuras observadas en campo indican que el hielo fluía desde esta superficie interfluvial (situada entre 4100 y 4400 m) hacia las dos cuencas adyacentes (Agua el Marrano y Tlacopaso), uniéndose a los glaciares de valle o bien desintegrándose al caer por los bordes abruptos de la colada (por ejemplo en su borda frontal). La existencia de este manto de hielo es compatible con el límite inferior de la glaciación cerrada *Alicapán* del flanco W del Iztaccihuatl, situado a 4100 m (White 1962a:56).

En el borde derecho de la misma colada y suspendido sobre el fondo del valle Agua el Marrano hay un pequeño valle en artesa entre 4300 y 4200 m que seguramente funcionó durante la glaciación T2. Parece haberse desarrollado sobre una línea de falla de orientación NW-SE que se prolonga hasta el área de los picos y vuelve particularmente escarpado el flanco soroccidental de la montaña.

Por otro lado, la mayor parte de los bordes abruptos de la colada aparecen hoy cortados por corredores de avalancha. Al pie del borde frontal, alrededor de los 4000 m, llama la atención una loma de hasta 4 m de altura y amplitud apenas mayor, que se extiende de manera casi continua rodeando la base de la colada; entre ésta y la pequeña loma queda entonces una depresión estrecha y alargada. Por su posición al pie de laderas empinadas surcadas por corredores de avalancha, así como por los materiales que la componen (bloques angulosos), esta loma ha sido interpretada como un *protales rampart*²⁴, forma característica de un ambiente nival. Sin embargo, no se puede atribuir con seguridad a la fase T2, ya que la zona donde se encuentra también estuvo sujeta a periglaciario durante la glaciación subsiguiente (T1).

24. *Protales rampart*: cresta de déritos que se han acumulado gradualmente después de desprenderse gravitacionalmente de una ladera alta y de deslizarse sobre un banco de nieve. Ocurren con frecuencia en los circos, donde pueden ser confundidos con morrenas. El material predominante son los bloques angulosos derivados de la gelifracción, y faltan casi por completo los finos. Tienen varios metros de altura y una amplitud y longitud hasta de varias decenas de metros. En su mayoría son de forma arqueada con la concavidad orientada ladera arriba, pero algunos son bancos lineales. Los *protales rampart* inactivos indican un clima anterior más frío, una mayor precipitación nival o ambas cosas. Son característicos de un ambiente nival con alta probabilidad de gelifracción y pueden servir como guía para trazar la línea orográfica de las nieves, ya que están claramente relacionados con ella (Washburn 1973:199-201). (Una traducción literal del término *protales rampart* sería más o menos "auralla de frente de talud", lo que hace alusión a su posición cercana a la base de los taludes dériticos. Por estar asociados en su origen a los manchones de congesta (nével) y por ser parecidos a las morrenas, se les denomina en francés *moraines de nével*).

2.4.b. Cuenca Tlacopaso.

En la cuenca Tlacopaso las morrenas T2 se presentan en dos niveles: alrededor de 3800 y alrededor de 4000 m. Las más bajas revelan que durante esta fase la parte superior de la cuenca (arriba de 4000 m) se encontraba cubierta de hielo y que de esta zona de acumulación se desprendían pequeños glaciares a través de los tres valles en artesas que se mencionaron al caracterizar el evento T1. Durante la glaciación T2, a diferencia de la anterior, el espesor de estas masas de hielo no fue suficiente para cubrir las elevaciones que separan a un valle de otro. Por lo menos así lo indica la distribución de las estrias y acanaladuras de aspecto reciente (T2), en este caso limitadas a las partes bajas de las paredes de los valles. Los tres glaciares en cuestión produjeron pequeñas morrenas desde su desembocadura (aprox. 3900 m) hasta 3800 m, es decir en un sector de muy baja pendiente. Se trata de pequeños arcos terminales con alturas desde 2 m (recesionales) hasta un máximo de 10 m (principales), en su mayoría cerrados (no erosionados); y de pequeñas pero muy claras morrenas laterales (Foto 13).

Desde las desembocaduras a 3900 m y hasta los 3800 m se extienden dos morrenas paralelas y muy próximas entre sí, distantes apenas unos 50 m; una es la lateral derecha del valle occidental y la otra es la lateral izquierda del valle central. Muestran que los glaciares no se unían al salir de sus respectivos valles sino que avanzaban de manera independiente formando sus propias morrenas²². Muestran también que en esta zona el glaciar del valle central debió tener un espesor cercano a los 40 m. Probablemente era el más grande de los tres, ya que su morrena terminal es la más prominente (cerca de 10 m). La del glaciar del valle oriental consta de varios arcos de no más de 5 m unidos por sus extremos, mientras que la del occidental no se logró identificar.

Las morrenas del segundo grupo evidencian una menor extensión de la cubierta de hielo. Si durante la primera fase la acumulación de hielo en la cuenca superior posibilitó la formación de lenguas que descendieron a través de tres valles hasta las inmediaciones de los 3800 m, en la segunda el hielo apenas llegó a las partes altas y medias de las artesas.

En el valle oriental se observan dos morrenas laterales de unos cuantos metros de altura y de aspecto muy reciente, que se aproximan hasta unirse cerca de los 4000 m delineando un pequeño arco (Fotos 17, 18 y 11). Inmediatamente abajo comienza el declive pronunciado del valle. Debido a su cercanía a un sector de fuerte pendiente, esta morrena ya ha sido abierta ligeramente por la erosión, pero aún así constituye un pequeño rellano en el perfil longitudinal del valle. Es probable que el arco terminal haya sido de dimensiones reducidas desde su formación, ya que la acumulación de partículas sobre una ladera empinada en una zona proglacial parece difícil.

En el valle central una muy clara morrena lateral derecha (de 10-15 m de altura) desciende hasta aproximadamente 3920 m; como se

²² Desde otro punto de vista, el conjunto descrito tal vez podría considerarse como una morrena central "doble".

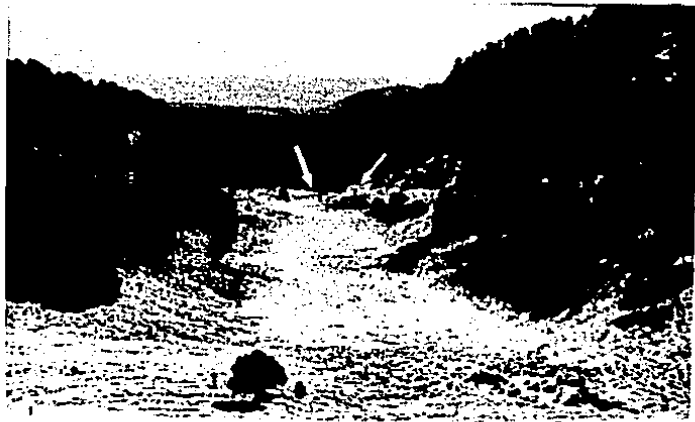


FOTO 17. De las tres artesas que drenan la cuenca superior de Tlacopaso (más de 4000 m), la oriental en su parte alta. La artesa fue modelada durante la glaciación T1 y sólo retocada durante la primera fase T2 por un glaciar que descendió hasta cerca de los 3900 m. (durante la segunda fase T2 (recesional), en cambio, se depositaron en ella morrenas laterales, que forman escalones (E) (foto 18) entre las paredes rocosas estriadas (foto 11) y el fondo plano del valle, situado a 4010 m. Las morrenas forman un arco cuya posición terminal alcanza a apreciarse en la foto (ver flechas). Foto tomada en dirección NN desde una morrena terminal T3 a 4060 m. (13-IV-87)



FOTO 18. Escalón formado por una morrena T2 de la fase recesional, entre la pared (estriada por un glaciar de la primera fase T2, ver foto 11) y el fondo de la artesa que aparece en la foto 17. El rellano, situado a 4020 m, constituye la parte superior de la morrena. (11-III-89)

encuentra adosada a la ladera del valle, forma un pequeño escalón en el perfil transversal (Foto 19). La lateral izquierda sólo puede ser identificada en campo debido a su escasa altura. No se conserva el arco terminal, pero la disposición de las morrenas laterales sugiere que el glaciar terminaba un poco arriba de 3900 m.

La acentuada pendiente del valle occidental probablemente fue el factor que impidió la formación de morrenas tan claras como las de las dos artesas vecinas. Sólo existe una loma de forma irregular y menos de 5 m de altura en el rellano situado a 4060-4080 m, justo arriba del tramo de fuerte inclinación; y una especie de arco cerca de la desembocadura a 3940 m, que marca un claro escalón en el perfil longitudinal. La alimentación del glaciar de este valle provenía sobre todo de las laderas orientales de la colada de lava que separa a las cuencas de Tlacopaso y Agua el Marrano (Fig.4, No.2). Sobre estas laderas se encuentran rocas pulidas y estriadas con un aspecto notablemente reciente, por lo mismo atribuibles al evento T2.

No fue posible determinar si la colada en cuestión estuvo cubierta de hielo durante ambos avances o solamente durante el primero. Por lo mismo, las dos pequeñas morrenas T2 que se encuentran en sus bordes frontal y derecho entre 4060 y 4200 m no pueden ser atribuidas con seguridad a alguno de los dos avances.

2.4.c. Cuenca Texcalco.

Entre 4100 y 3900 m, es decir en el área del límite superior del bosque, se encuentran en el valle de Texcalco varias morrenas topográficamente muy claras no obstante su espesor reducido (máximo 15-20 m). Dentro del arco externo hay por lo menos un arco interno, probablemente dos, todos con sus posiciones terminales ya erosionadas por un arroyo, pero con un aspecto muy reciente. Otros arroyos han excavado apenas ligeramente las depresiones alargadas existentes entre morrenas contiguas. Dos pequeños arcos cerrados en la parte central-superior de todo el sistema, parecen ser *protalus ramparts* de edad más reciente que las morrenas, derivados de una pared rocosa situada apenas arriba, a 4200 m.

Inmediatamente abajo de las morrenas y hasta 3740 m se extiende una protuberancia topográfica en forma de lengua. Un barranco de varios metros de profundidad y de reciente formación permitió observar que esta masa está constituida predominantemente por detritos rocosos de forma angulosa. Esto y el hecho de que su parte superior está ligada a la zona terminal de las morrenas, hacen pensar que se trata de un glaciar rocoso²⁶. De ser así, correspondería al "glaciar ice-

26. Glaciar rocoso (GR): lengua semejante a un glaciar formada por una masa de fragmentos rocosos angulares con hielo en su interior, que le confiere plasticidad y hace que se mueva lentamente ladera abajo (por lo general a menos de 1 m/año). Tiene un frente abrupto, con pendiente cercana o igual al ángulo de reposo, y su superficie comúnmente presenta surcos y crestas tanto longitudinales como transversales, éstos últimos arqueados y convexos hacia abajo. Es característico de áreas montañosas y generalmente tiene su cabecera en circos u otros anfiteatros de laderas escarpadas



FOTO 19. De las tres artesas que drenan la cuenca superior de Tiapasco (más de 4000 m), la central. En la ladera derecha del valle se distingue, dentro del bosque, una morrena lateral T2 (fase recesional) que forma un escalón en el perfil transversal (indicado con flechas). En primer plano aparece la ladera izquierda de la artesa parcialmente cubierta por detritos de gelifracción (ladera de bloques) subrecientes (T3); algunos de estos depósitos probablemente son *protalus raaparts*. Al fondo, los claros de bosque son Llano Chico (centro) y Llano Grande el Alto (izquierda). Foto tomada a 4020 m en dirección N (13-IV-87).

cored rock glacier" de Martin y Whalley (1987:269), al "tongue shaped rock glacier" de White (1976) y a lo que en el Nevado de Toluca Heine (1976a:333) denomina "Blockzunge", es decir, una lengua glaciar sepultada por detritos.

Algunas de las morrenas T2 identificadas en este sector fueron mapeadas y descritas brevemente por Heine (1975:60) como morrenas MIV.

2.4.d. Cuenca Tlatzala.

Inmediatamente arriba del límite superior del bosque se observan en la cuenca de Tlatzala varias lomas morrénicas estrechas y bajas, tanto en el valle principal como en los laterales. Algunas presentan crestas afiladas y otras redondeadas; en general muestran un aspecto reciente, aunque en ningún caso se conservan como arcos cerrados. Por su altitud y morfología parecen equivalentes a los depósitos T2 del segundo avance de la cuenca Tlacopaso.

Un par de morrenas laterales de menos de 20 m de altura se observan entre 4000 y 3800 m en el área del escalón (*Trogsschluss*) del valle principal (Tlatzala), sobre un terreno de fuerte pendiente. Delinean un arco, pero la posición terminal ha sido erosionada lateral y verticalmente por el arroyo principal. Comparando con la cuenca Tlacopaso y de manera preliminar, estas formas pueden atribuirse al primer avance de la glaciación T1. La fuerte discción que ha cortado el fondo del valle entre las cotas 3800 y 3500 m, impide determinar (al menos por medio de las fotografías aéreas) si hay otras morrenas T2 en ese sector. Sin embargo, a manera de hipótesis es posible pensar que el material del fondo del valle corresponde a depósitos fluvio-glaciales T2, ahora en forma de terrazas por efecto de la erosión. Esto es congruente con las observaciones de White (1962a:51-52) para el "derrubio glacial" de la glaciación *Milpulco* en el occidente del *Iztaccihuatl*.

con abundante producción détritica. Se le considera una forma propia del ambiente periglacial, en algunos casos de transición hacia el glacial.

No existe una clasificación de los GR plenamente aceptada. Considerando el origen del hielo, en general se distingue entre "GR con núcleo de hielo" (*ice-cored*) y "GR cementados por hielo" (*ice-cemented*). En el primer caso el hielo constituye un núcleo continuo y es el resto de una lengua glaciar sepultada por detritos rocosos (origen glacial); en el segundo caso sólo rellena los intersticios y se genera a partir de nieve cubierta por detritos en la base de los taludes, o de agua de fusión congelada en el interior de la masa rocosa (origen no glacial). Considerando la morfología, en general se aceptan dos tipos básicos: lobulados (*"lobated"*) y en forma de lengua (*"tongue-shaped"*). Los primeros se originan en la base de los taludes détriticos, por lo común tienen una anchura mayor o igual a su longitud y el hielo que contienen siempre es de origen no glacial. Los segundos son más largos que anchos, avanzan por el fondo de los valles y comúnmente se originan en los circos; al parecer pueden formarse tanto a partir de una lengua glaciar sepultada por detritos (origen glacial del hielo), como de la coalescencia de varios GR lobulados en la base de las laderas de un circo (origen no glacial).

Cuando el hielo se funde el GR se inmoviliza y queda inactivo. La pérdida de volumen provoca cierto colapso, pero a pesar de ello buena parte de los rasgos morfológicos del GR se preserva. Todos los GR identificados en el Iztaccihuatl son formas inactivas.

hielo intersticial dentro de las masas detriticas de la base de los taludes. Su formación supone un ambiente periglacial, lo que resulta factible a 4200-4300 m durante el evento T2.

En el fondo del Circo del valle de Hueytecocxco, aproximadamente entre 4180 y 4060 m, se observa otro posible glaciar rocoso T2, en este caso en forma de lengua²⁹. No es posible precisar el origen del hielo que contuvo, que según White (1976:77) en este tipo de formas puede o no ser glacial. Tiene cerca de 400 m de largo, 150 de ancho, al menos 15-20 de espesor, y una pendiente general del orden de 9°. En su parte superior, justo al pie de las paredes del circo (aproximadamente a 4050 m), se le sobreponen dos arcos muy pequeños (5-10 m de altura) que parecen ser morrenas (por su posición también podrían ser *protalus ramparts*) y cuya edad no se pudo precisar. Considerando su morfología, podrían ser T2 o T3, pero dada su altitud más bien parecen T2. Heine (1975a:60) las mapea como morrenas MIV.

En las fotografías aéreas el fondo del valle El Rodadero aparece muy irregular. Este hecho, por un lado, y la abundancia de material detritico en las paredes y taludes situados arriba de los 4000 m, por otro lado, permiten suponer con ciertas bases que durante el evento T2 pudieron desarrollarse glaciares rocosos al pie de los taludes, máxime que las laderas productoras de detritos son altas, escarpadas y orientadas al norte. Ello habría favorecido la preservación de nieve mezclada con rocas, con la consecuente formación de glaciares rocosos, cuya topografía es característicamente irregular. Si se acepta que el límite inferior de la cubierta de hielo cerrada durante la glaciación Aicalán (T2) se situaba alrededor de los 4100 m (según White), en esta zona debieron prevalecer condiciones periglaciales, es decir, un ambiente propicio para el desarrollo de las formas mencionadas³⁰.

3. Glaciación Reciente: T3.

3.1. Extensión de los glaciares y erosión glacial.

En el volcán Táyotl se encuentran evidencias de un enfriamiento climático reciente, sin duda holocénico, a partir de los 4000 m y en especial arriba de los 4200. En algunas partes de la montaña las condiciones locales permitieron la formación de glaciares, mientras que en otras sólo ocurrieron fenómenos periglaciales. Se utiliza la denominación no formal T3 para designar a este evento -el más reciente de los identificados en la presente investigación- y a sus correspondientes depósitos glaciales y periglaciales.

29. Corresponde al "tongue-shaped rock glacier" (White 1976; Martin y Whalley 1987), y al "cirque floor rock glacier" (Outcalt y Benedict 1965).

30. Es importante hacer notar que las observaciones de Heine (1976a) sobre los glaciares rocosos en el Nevado de Toluca difícilmente apoyan la suposición de que este tipo de formas se hubieran desarrollado a la altitud de la cuenca El Rodadero durante la glaciación MIV (=T2). Lo mismo puede decirse con relación a las estimaciones del propio Heine (1976a:163) sobre la posición de la línea de las nieves durante el evento MIV (ver Fig.9).

Durante el evento T3 la formación de glaciares estuvo limitada a la cuenca de Tlacopaso y a las dos que incluyen porciones del N del Iztaccihuatl: Agua al Marrano y Tlatzala. De ello resulta evidente que la depresión de la línea de las nieves fue sustancialmente menor que la ocurrida durante los eventos anteriores (T2 y T3). La línea de las nieves permanentes debió encontrarse a una altitud apenas inferior a la del Táyotl, ya que solamente se generaron glaciares a partir de la zona de los picos, situada alrededor de 4600 m. En realidad los únicos glaciares importantes (exceptuando los formados en las laderas de la Cabeza y el Pecho del Iztaccihuatl) se encontraban en la cuenca de Tlacopaso, es decir, en un sector con condiciones especialmente favorables a la acumulación de nieve: morfología de anfiteatro con laderas circundantes altas, de fuerte pendiente y orientadas (las principales) al norte. Tal vez también se puede añadir como factor favorable la gran producción de detritos en la zona fuertemente afallada de los picos, donde la gelifración ha actuado de manera particularmente eficaz sobre las rocas fisuradas y sobre las brechas de flujo de antiguas bocas volcánicas (ver Cap. III).

El panorama debió ser el de una montaña con una cubierta de nieve efímera (pero mucho más frecuente que bajo las condiciones actuales), con algunos manchones delgados de nieve más o menos permanentes en las partes más altas o sombreadas, y algunos glaciares pequeños (destacan tres dentro de la cuenca de Tlacopaso) fuertemente cargados de detritos, especialmente en sus partes terminales. Además, abundantes campos de bloques, laderas de bloques, corrientes de bloques y taludes detriticos activos, junto con algunos glaciares rocosos y otras formas periglaciales de menor tamaño.

Las morrenas de la cuenca de Tlacopaso permiten deducir que los tres pequeños glaciares que ahí existieron eran lenguas alargadas (del orden de 1 km) y estrechas (150-250 m), con espesores del orden de los 20-30 m (probablemente un poco más) cerca de su parte media, ello durante el periodo de máximo avance. Sus posiciones terminales se encontraban entre 4020 y 4250 m. Se observan pocas huellas de la erosión producida por estas masas de hielo; cerca de sus cabeceras (a más de 4400 m) hay algunas paradas estriadas en parte ya destruidas por la gelifración. En muchos casos no es posible determinar si los rasgos erosivos se deben a la glaciación T3 o T2, debido a que los de ésta última también tiene un aspecto reciente; y a que en la parte superior de la montaña la gelifración (probablemente también el termoclastismo) ha atacado intensamente la superficie de los afloramientos rocosos, haciendo aparecer a las microformas menos recientes de lo que en realidad son.

Varias fases de retroceso de los hielos quedan registradas por pequeñas morrenas recessionales. La presencia de glaciares rocosos de aspecto notablemente reciente detrás de las últimas morrenas recessionales (y en algunos otros sitios), sugiere que las condiciones glaciales progresivamente se volvieron periglaciales a medida que la línea de las nieves subía.

3.2. Deposición glacial.

Todas las morrenas T3 se encuentran por encima del límite superior del bosque, dentro del piso altitudinal del zacatonal alpino (4000-4300 m) o un poco más arriba (Foto 20).

Los arcos morrénicos que bordean a la Cabeza de manera casi continua entre 4800 y poco menos de 4400 m (Foto 21) ya fueron cartografiados y descritos por White (1962a, 1962b) con el nombre de depósito glacial Ayoloco (Fig. 8), y por Heine (1975a) como morrenas MV. Por ello aquí sólo se detalla lo referente a las laderas del Táyotl, y en especial los depósitos de la cuenca de Tlacopaso.

El depósito glacial T3 en la cuenca de Tlacopaso aparece en forma de arcos morrénicos muy bien conservados (Fotos 22 a 28). Las morrenas laterales miden cerca de 0.5 km de largo, casi siempre menos de 30 m de ancho y hasta 35 m de altura; no presentan huellas de erosión y sus crestas son muy afiladas y con abundantes bloques tanto subangulosos como angulosos distantes menos de 1 m. Las terminales superan los 100 m de ancho y alcanzan un espesor entre 30 y 60 m; no están erosionadas; de manera que cada morrena delimita una depresión cerrada; tienen hasta 3 o 4 crestas (que indican pequeñas pulsaciones del frente del glaciar), todas muy afiladas y con numerosos bloques subangulosos, en algunas partes únicamente angulosos, a veces hasta de más de 10 m³, y distantes menos de 1 m.

En el interior de las morrenas principales hay siempre varias recesionales (2 ó 3) casi todas perfectamente conservadas y con alturas inferiores a 10 m. Las más altas (o sea las más recientes) parecen más bien *protalus ramparts* debido a su escasa altura (2-3 m) y a que están constituidas casi exclusivamente por bloques métricos angulosos. Más arriba, al pie de algunas laderas hay glaciares rocosos.

No fue posible observar ningún corte del depósito glacial T3. En superficie, como se mencionó, está formado por bloques decimétricos y métricos subangulosos y angulosos no intemperizados³¹, que resisten sin romperse varios golpes fuertes de martillo. Entre los bloques hay arenas gruesas de color gris claro, que constituyen un suelo muy incipiente sobre el cual se desarrollan pastos amacollados dispersos.

No se observó ninguna capa de ceniza encima de las morrenas T3, por lo cual puede suponerse que su formación fue posterior a la erupción de la ceniza gris oscura-negra que cubrió a los depósitos glaciales anteriores, y que forma el material parental de los suelos en casi toda la montaña. Como se indicó anteriormente, dicha ceniza podría equivaler al miembro superior de la secuencia de White (1962a, 1962b) y probablemente también a la C1 de Heine (1975a).

31. Según la tabla de descripción de los grados de intemperismo de Selby (Gardiner y Dackombe 1963:89) la mayoría de los bloques tiene las características de "unweathered fresh rock" (grado I), es decir, roca sin descoloración, sin discontinuidades que le resten resistencia ni ningún otro efecto del intemperismo.



FOTO 20. Vista de la cuenca de Tlacopaso arriba del límite superior del bosque (más de 4000 m). A la derecha (sur) del pico Ventanas hay un circo glacial con dos pequeñas morrenas. Al frente, laderas de bloques en proceso de colonización por el zacatal. T2=morrena T2; T3=morrena T3; GR=zona de glaciares rocosos T3; PR=protalus rampart T3; V=pico Ventanas. (3-V-37)



FOTO 21. La Cabeza del Iztaccíhuatl vista desde el N. El escalón que se observa a mitad de la ladera (centro de la foto) corresponde a la cresta de un arco morrénico T3 (Ayoloco según White) que se ubica alrededor de los 4500 m (base de los taludes hasta cerca de 4300 m). La gran cantidad de bloques métricos diseminados en la base indica intensos procesos de reocasión en masa relacionados con macropelificación en las paredes rocosas superiores. La foto está tomada desde el borde SW del Teyotl a una altura de 4380 m en dirección S.

1, y 2 son pequeñas morrenas, apenas visibles en la foto, desarrolladas en las escarpadas laderas meridionales del Teyotl. R=refugio alpino del Teyotl. (3-V-67)

3.3. Correlación.

Las morrenas T3 de los flancos de la Cabeza y de la ladera sur del Táyotl pueden ser correlacionadas fácilmente con el depósito glacial Ayoloco (sub-etapa glacial Ayolotepito) de White, ya que la localización coincide con la de este autor (comparar Fig.8 y Fig.10).

En cambio, la equivalencia entre los depósitos Ayoloco y los T3 de la cuenca de Tlacopaso plantea ciertos problemas y puede decirse que todavía no es segura. Aun cuando las morrenas antes descritas son parecidas a las Ayoloco del W y N del Iztaccihuatl, sus términos se localizan a una altitud más compatible con la de las Milpulco: 4020-4240 m (ver Tabla 1), sobre todo si se toma en cuenta que la altitud del Táyotl es inferior en más de 400 m a la de las zonas del Iztaccihuatl en donde hubo glaciares durante la sub-etapa Ayolotepito.

Sin embargo, se optó por la correlación anotada debido a las siguientes razones:

-Las morrenas T3 de la cuenca de Tlacopaso observadas tanto en fotografías aéreas como en el campo, tienen un aspecto extraordinariamente reciente. Al respecto vale la pena anotar que los arcos terminales y la mayoría de los recessionales no están erosionados, de manera que limitan cuencas cerradas (*Zungenbecken*). Algunas morrenas Ayoloco del Pecho y la Cabeza presentan esta misma característica, a diferencia de las Milpulco que ya han sido cortadas por los arroyos principales de los valles.

-La presencia de tres o hasta cuatro pequeñas morrenas recessionales en el occidente del Iztaccihuatl también se cumple en la cuenca de Tlacopaso. Además, White (1962a:49, 1962b:950) observa en aquella zona que las más internas parecen ser *protales ramparts* y no verdaderas morrenas (aunque de cualquier manera marcan la posición del frente del glaciar), situación que también ocurre en el Táyotl.

-Hasta donde fue posible observar, las morrenas no presentan ninguna cubierta de tefra, lo que tampoco ocurre con las Ayoloco (ver Tabla 2 y Fig.5).

-Por último, es interesante notar que el propio White (1962a:51) comenta lo siguiente luego de describir las morrenas Ayoloco de la Cabeza: "Un estudio de las aerofotos revela que al N del cerro Táyotl hay morrenas masivas semejantes, morrenas recessionales, muy claros *protales ramparts* y numerosas formas superficiales en el terreno que están regidas por el repetido congelamiento y derretimiento tan frecuente en altitudes superiores". Seguramente se refiera a la cuenca de Tlacopaso.

Heine (1975a:60) cartografía los depósitos de la Cabeza y el borde sur del Táyotl como morrenas MV, pero dice no haber observado

32. En el valle de Ayoloco, por ejemplo, se pudo constatar que la tercera posición recessional (aprox. a 4460 m) -un *protales rampart* (White 1962a:50, 1962b:950) - es muy similar a la tercera y última posición recessional del glaciar central T3 de la cuenca de Tlacopaso -también un *protales rampart*- situada alrededor de los 4250 m.

ninguna morrena grande ("...keine grösseren Moränenwälle...") en el flanco norte de éste último (Heine 1975a:62). Sin embargo, los mismos argumentos expuestos en favor de la correlación T3 (cuenca de Tlacopaso)-Ayoloco son válidos para la correlación con los depósitos MV. El problema de la altitud ya mencionado también se presenta en este caso, ya que para Heine las morrenas MV en el Iztaccihuatl se formaron arriba de 4200 m (ver Tabla 3), y el límite de las nieves se encontraba alrededor de 4700 m (ver Fig.9). En el siguiente capítulo se hacen algunos comentarios al respecto.

3.4. La glaciación T3 en las distintas cuencas del Teyotl.

3.4.a. Cuenca Agua el Marrano.

Tanto White (1962a:50-51) como Heine (1975a:63-64) describen los impresionantes arcos morrénicos cerrados que bordean el flanco norte de la Cabeza del Iztaccihuatl (Foto 21). Por su disposición, es evidente que los glaciares cubrían sólo parte de las laderas y se fundían arriba de 4400 m, sin alcanzar el fondo del valle.

Entre 4300 y 4500 m hay tres pequeños depósitos (5-10 m de espesor) en forma de arco al pie de la escarpada ladera SW del Teyotl (Foto 21). Según White (1962a:51) se trata de *proctalus ramparts*, y así parecen por su posición topográfica. Sin embargo, los dos más bajos podrían ser una forma transicional entre *proctalus ramparts* y morrena. Estas formas, poco conspicuas desde el punto de vista morfológico, tienen cierta significación paleoambiental, pues revelan que el clima era suficientemente frío y/o húmedo como para permitir la formación de una cubierta de nieve (probablemente congesta o hielo) incluso sobre una ladera orientada al S, es decir, expuesta a la radiación solar directa. Si ello ocurría ahí, cabe pensar que en las laderas de orientación N de la cuenca de Tlacopaso la acumulación nival tuvo condiciones mucho más favorables durante el evento T3, mismas que permitieron el desarrollo de pequeños glaciares.

Por otro lado, vale la pena mencionar los numerosos corredores de avalancha que cortan las escarpadas laderas SW y S del Teyotl, así como los conos y taludes detriticos formados en su base. Si bajo las condiciones actuales relativamente secas que caracterizan a las partes superiores de las altas montañas de México (Lauer y Klaus 1975) la dinámica de éstas formas todavía es intensa, durante la glaciación T3 la actividad debió ser considerablemente mayor.

3.4.b. Cuenca Tlacopaso.

En el párrafo referente al depósito glacial T3 se anotaron las características generales de las morrenas de esta zona. Sólo quedan por hacer algunas precisiones.

En las fotografías aéreas es fácil detectar tres arcos morrénicos principales en la cuenca de Tlacopaso (ver Fig.10). Indican que existían tres lenguas glaciares de forma estrecha y alargada hacia el NW. Una se generaba en los picos occidentales del Teyotl y descendía por la orilla derecha de la colada de lava que separa a esta cuenca de la de Agua el Marrano (Fig.4, No.2), hasta aproximadamente 4280 m, donde se formó la cresta terminal más externa (base del arco a 4240 m). Otras dos crestas recesionales se encuentran en el interior, a 4290 y 4300 m, con una separación horizontal entre cada uno del orden de 100 m (Foto 22). Parece que durante su máximo avance, parte del glaciar caía por el borde derecho de la colada y se desintegraba en esa ladera escarpada.

Apenas 350 m al W, pero en el fondo de la cuenca, descendía otra lengua de hielo similar, que formó una morrena muy clara con posición terminal a 4120 m (cresta a 4160 m). Al pie de este arco de 40 m de altura (en su parte frontal) hay una loma de cerca de 15 m de altura que probablemente registra la máxima extensión alcanzada por el glaciar (Foto 20). Dentro del arco principal hay una marcada depresión de aproximadamente 20 m de profundidad con respecto a la altura de las morrenas laterales. Más atrás hay dos arcos recesionales, ambos cerca de los 4200 m. Un poco más arriba, a 4230 m, se encuentra una última posición recesional que en las fotografías aéreas parece un glaciar rocoso, aunque en el campo su parte frontal se ve como un *protales rampart* (Foto 23).

El tercer glaciar corría paralelamente a menos de 300 m al W, por la parte más profunda de la cuenca de Tlacopaso y prolongándose hasta más abajo de los 4100 m. También formó un arco morrénico perfecto que aún se conserva íntegro, con una clara depresión cerrada en su interior de cerca de 15 m de profundidad con respecto a las morrenas laterales (Fotos 24 y 25). La base de la morrena frontal se encuentra a 4020 y la cresta más alta a 4090 m, pero no es seguro que los 70 m de desnivel correspondan en su totalidad al espesor del depósito. Llamen la atención dos crestas pequeñas unos cuantos metros abajo de la más alta (Fotos 26 y 27). Además, detrás de esta última y descendiendo hacia la depresión, el terreno se caracteriza por una serie de protuberancias y cavidades de dimensiones métricas. Este último rasgo ha sido interpretado de la siguiente manera: el frente del glaciar se convirtió en un glaciar rocoso con núcleo de hielo al quedar sepultado por una gruesa capa de detritos³³. La topografía irregular sería entonces resultado del movimiento de la masa (estructuras de flujo), así como de la posterior fusión del hielo muerto.

Hay por lo menos dos posiciones recesionales dentro de esta morrena principal: otras dos más, fuera de ella, muestran que el glaciar recibía aportes del área de captación del glaciar situado inmediatamente al W. Además lo alimentaban las laderas del extremo SE de la cuenca, que culminan en los picos más altos del Teyotl. En la

33. Por tener su origen en un glaciar verdadero, se trataría de un glaciar rocoso de tipo "glaciar ice-cored rock glacier" (Martin y Whalley 1967), o "ice-cored rock glacier" (Potter 1972, White 1976). Corresponde también a los que Heine (1976) denominó "Blockzunge" en el Nevado de Toluca.

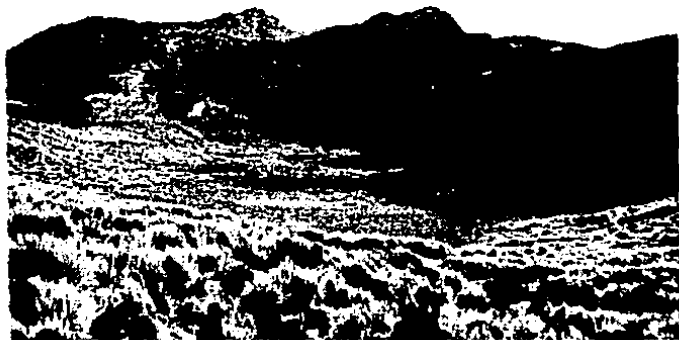


FOTO 22. Aspecto general del arco morrénico (3 situado en el extremo occidental) de la cuenca alta de Tlacopaso, sobre el borde de la colada de lava que la separa de la cuenca Agua al Marrano. El fondo plano, formado por arenas gruesas y gravas, se encuentra a una altitud de 4080-4090 m. La foto fue tomada desde la cresta morrénica frontal más alta (4300 m) hacia la zona de captación del glaciar formador. Los dos picos del fondo superan los 4600 m. (3-V-67)



FOTO 23. Cabecera central de la cuenca de Tlacopaso. Foto tomada a 4220 m.
1=morrena lateral izquierda del arco oriental; 2=morrena lateral derecha del arco central; 3=pequeña morrena recesional entre 1 y 2; 4=posición recesional más alta, probablemente es una forma de transición entre glaciar rocoso y *protaivus raupart*. (13-IV-67)



FOTO 24. De los tres mayores arcos morrénicos T3 de la cuenca alta de Tlacopaso, el oriental. Vista del arco completo desde 4360 m en dirección NW. Nótese la depresión cerrada interna, la morrena lateral derecha doble, la topografía irregular de la zona frontal, y algunas posiciones recesionales (R) dentro del arco. También pueden verse levés de flujo lodoso (L). (13-IV-87)



FOTO 25. De los tres mayores arcos morrénicos T3 de la cuenca alta de Tlacopaso, el oriental. Área de captación del glaciar formador. La foto está tomada desde la morrena lateral derecha (D) a 4130 m hacia la cabecera de la cuenca. Se observa la correspondiente lateral izquierda (I). Entre ambas, una depresión con algunas morrenas recesionales pequeñas (R) y, en el centro de la misma, levés de flujo lodoso (L). Nótese la abundancia de bloques angulosos sueltos sobre la morrena desde donde fue tomada la foto. El pico más alto tiene 4560 m. (13-IV-87)



FOTO 26. De los tres mayores arcos morrénicos T3 de la cuenca alta de Tlacopaso, el oriental. Aspecto de la parte frontal del arco (el glaciar avanzó de derecha a izquierda). Presenta varias crestas (la más alta a 4090 m), algunas cubiertas por pinos. La topografía irregular y lo masivo del depósito sugieren una transformación del frente del glaciar en un glaciar rocoso con núcleo de hielo. Hacia la derecha se encuentran las morrenas laterales (L). Detrás del arco se puede ver una morrena lateral derecha T2 y, al fondo en la parte alta, un circo glacial con morrenas T3. Foto tomada a 4110 m. (13-IV-87)



FOTO 27. De los tres mayores arcos morrénicos T3 de la cuenca alta de Tlacopaso, el oriental. Una de las crestas de la parte frontal, situada a 4075-4080 m. Está formada únicamente por bloques angulosos de hasta más de 1 m de diámetro, todavía en proceso de colonización por el zacatonal. A la derecha puede verse la morrena lateral T2 de la foto anterior, que se prolonga hacia la artesa oriental de la cuenca alta. El pico que sobresale arriba a la izquierda es La Garra (4180 m). (13-IV-87)

base de dichas laderas (4300-4400 m) se desarrollaron glaciares rocosos muy notables, que pueden entonces considerarse como los últimos depósitos recesionales³⁴.

Aparte de los tres glaciares principales ya mencionados, hay evidencias de otro más; ocupaba un pequeño valle ubicado al E y arriba del anterior, y también recibía alimentación de la zona hoy cubierta por glaciares rocosos que se acaba de mencionar. Era estrecho (alrededor de 100 m cerca de su término), delgado y relativamente largo (cerca de 1 km). Depositó tres pequeños pero muy claros arcos morrénicos: el principal, un semicírculo con diámetro aproximado de 100 m y un espesor inferior del orden de 3 m, ubicado alrededor de 4200 m; y dos recesionales más cortos pero de unos 5 m de espesor a 4205 y 4245 m (posiblemente un tercero a 4250 m). Como ya se indicó, los glaciares rocosos de la cabecera representan a la última fase recesional. El arroyo principal ha cortado un estrecho barranco en los tres arcos morrénicos. Por otro lado, todo parece indicar que este glaciar no alcanzaba a unirse con el que corría inmediatamente al W, ya descrito.

En el extremo oriental de la cuenca de Tlacopaso, arriba de 4260 m, hay un valle con perfil en "U" abierta, limitado al E por una notable arista. No se encontraron ahí evidencias seguras de la presencia de glaciares durante el evento T3, pero dada su altitud es de suponer que por lo menos había un campo de congesta (firn). Su cabecera (un tramo de la arista mencionada) presenta corredores de avalancha y taludes detriticos que aún hoy manifiestan una fuerte actividad.

Continuando hacia el N por la arista que divide a las cuencas de Tlacopaso y el Rodadero se encuentran varios picachos (el más conocido, "La Garra", llega a 4180 m) y dos circos delimitados por los mismos picachos y la arista (Foto 28). Los circos seguramente fueron modelados en su mayor parte durante las glaciaciones anteriores (T1 y T2), pero hay evidencias de que también durante el evento T3 hubo actividad glacial y periglacial en ellos. En el más meridional (al S del pico Ventanas³⁵) hay una morrena a 4140 m apenas cubierta de pastos y con abundantes bloques en superficie (Foto 29); más arriba, a 4190 m, hay otro arco más pequeño que se interpretó como una posición recesional; por su situación, parece más un *protafus raspant* que una morrena.

En el otro circo (entre los picos Ventanas y La Garra) se desarrollaron dos pequeños glaciares rocosos del tipo lobulado³⁶ al pie de la ladera orientada al NW (Foto 30). Están unidos por su borde, tienen (cada uno) una longitud y amplitud cercana a los 100 m, un espesor variable entre 10 y 15 m, y presentan una depresión en la parte central (sobre todo el izquierdo). Rellenaron parcialmente una

34. Estos glaciares rocosos se describen al final del presente párrafo.

35. Este circo está limitado al N por el pico que aparece con el nombre de "Ventanas (Tello)" en el mapa topográfico "Iztacchuatl", clave 140-h(107), escala 1:25 000, de la Secretaría de la Defensa Nacional, 1953.

36. Corresponden al "lobate rock glacier" (Martin y Whalley 1987, White 1976) y al "valley wall rock glacier" (Outcalt y Benedict 1965).



FOTO 28. Arista glacial entre las cuencas de Tlacopaso (izquierda) y El Rodadero (derecha) a 4300 m. En primer plano aparece una zona de desprendimiento de bloques activa; los detritos producidos van a parar a los taludes de la cabecera de la cuenca de El Rodadero. Foto tomada en dirección NW. V=pico Ventanas (4250 m); G=pico La Garra (4180 m); C=circo glacial; T=taludes detriticos. (23-V-87)



FOTO 29. Arco sarrénico cerrado T3, en el interior de un circo glacial a 4140 m. El circo se localiza en el extremo oriental de la cuenca de Tlacopaso, al S del pico Ventanas, y aparece en la foto 20. Se aprecia claramente que la superficie de la morrena está constituida predominantemente por bloques, sin ninguna cubierta de cenizas. (23-V-87)



FOTO 30. Glaciares rocosos lobulados T3 a 4120 m. Se localizan en el circo formado entre los picos La Garra y Ventanas, en el extremo E de la cuenca de Tlacopaso. Pueden distinguirse dos lóbulos (unidos por sus bordes) que se movieron de la base de la pared rocosa de la izquierda hacia el umbral rocoso de la derecha (R). Rellenaron parcialmente el fondo sobre-excavado del circo, del cual sólo aparece una pequeña depresión alargada (D) entre uno de los glaciares rocosos y el umbral rocoso. Este último presenta claras estrias y acanaladuras que, por su localización y buena preservación, se consideran de edad T2. Nótese que algunas partes del frente de los glaciares rocosos aún no han sido colonizadas por el zacatonal. Al fondo se observa la zona de los arcos morrénicos mayores de la cuenca superior de Tlacopaso. Foto tomada desde La Garra en dirección SW. (23-V-87)



FOTO 31. *Protalus raspant* T3 en la cuenca de Tlacopaso a 4080 m, constituido por bloques angulosos de diámetro decimétrico. Forman un arco convexo (hacia abajo) al pie de una ladera con 25-30° de inclinación cubierta por bloques derivados de la gelifracción. Entre el arco (que mide cerca de 150 m de longitud) y la ladera queda una depresión alargada de poco más de 2 m de profundidad. Árboles de *Pinus hartwegii* y pastos colonizan paulatinamente el *protalus raspant*, que también puede verse a distancia en la foto 20. (23-V-87)

depresión de sobre-excavación (formada durante las glaciaciones anteriores), pero sólo el frente del lóbulo izquierdo alcanzó a llegar al umbral de la misma, formado por una protuberancia rocosa de 5-10 m. de altura. Entre ésta y el frente abrupto de los lóbulos quedan entonces dos pequeñas depresiones alargadas. Se ha datado a estos glaciares rocosos dentro de la fase T3 por su morfología notablemente reciente. Al respecto llama la atención que sus frentes sean aún tan abruptos; que se conserve la depresión interna no obstante existir una pared que aporta numerosos detritos de gelifración inmediatamente arriba; y que la cubierta de zacatonal sea aún muy rala, e incluso inexistente en algunas partes todavía inestables de los frentes.

En distintos lugares de la cuenca de Tlacopaso existen otras formas y depósitos que evidencian condiciones periglaciales más marcadas que las actuales. Se observaron laderas de bloques ("block slopes" en el sentido definido por Washburn 1973:191) y pequeños *proetus ramparts* a altitudes hasta de 3900 m en la base de laderas de fuerte pendiente y orientadas al N (Foto 31). La vegetación sobre ellos es aún escasa y en ciertas partes inexistente. Arriba de los 4100 m estas formas son relativamente frecuentes, y se desarrollan además algunas corrientes de bloques ("block streams"). Numerosos corredores de avalancha, conos y taludes detriticos se encuentran todavía activos, pero muestran evidencias de una dinámica mucho más intensa en el pasado reciente, ya que las partes más bajas de los depósitos han sido colonizadas por el zacatonal (Foto 32). Ocasionalmente se encontraron pequeños lóbulos de solifluxión aparentemente inactivos. Por otro lado, dentro del arco morránico localizado en la parte más profunda de la cuenca, hay depósitos de flujo lodoso que se reconocen por sus canales y levées ("diques"), iguales a los *embanked gullies* y *sudflow levées* del W del Iztaccihuatl que White (1962a:52,23) atribuye a la glaciación *Ayolotepito* (Fotos 23 y 24).

Ya se mencionó en párrafos anteriores la presencia de varios glaciares rocosos en el extremo SE de la cuenca de Tlacopaso, justo al pie de las escarpadas laderas que culminan a más de 4600 m en los picos del Tayotl. Pueden notarse tanto en el campo como en las fotografías aéreas por su morfología y por la ausencia casi total de zacatonal sobre su superficie formada por grandes bloques angulosos, en contraste con los terrenos adyacentes. Como es característico en este tipo de formas, presentan bordes muy escarpados y, en su parte superior, estructuras de flujo: surcos y crestas transversales (arqueados) y longitudinales, así como pequeñas depresiones. Tienen espesores entre 12 m y probablemente cerca de 30 m, y longitudes y amplitudes del orden de las decenas de metros (alrededor de 300 m el más largo). Pueden identificarse varios superpuestos, pero todos tienen un aspecto notablemente reciente, y así lo evidencia la preservación de sus estructuras de flujo en muchos sitios. En su formación seguramente influyó la existencia de laderas sombreadas (orientadas al N), de fuerte pendiente y de más de 200 m de altura, así como la gran producción de detritos de gelifración en la zona fuertemente afallada de los picos. En su mayoría parecen del tipo lobulado (es decir, formados en la base de los taludes detriticos), pero el más largo probablemente se originó a partir de una lengua



FOTO 32. Taludes detriticos en la cabecera de la cuenca de Tlacopaso a 4300 m. Están formados por bloques angulosos de tamaño decimétrico a métrico, producto de la gelifración y la reación en masa. Algunas zonas presentan acumulación activa, mientras que otras ya están siendo colonizadas por pastos. (13-IV-87)



FOTO 33. Superficie del mayor de los glaciares rocosos de la cabecera SE de la cuenca de Tlacopaso, a 4340 m. Presenta crestas y depresiones longitudinales y algunas transversales, características de esta clase de formas. El glaciar rocoso, al parecer de tipo lobulado (cementado por hielo no glacial), fluyó de derecha a izquierda. Al fondo, detrás de él, inicia el valle de Texcalco. (13-IV-87)

glaciar en retroceso sepultada por detritos (glaciar rocoso en forma de lengua, con núcleo de hielo) (Foto 34). Este llegó a 4260 m, y después parece haber sido cubierto por uno más pequeño, que relleno su depresión central e incluso la desbordó ligeramente. Se presenta entonces una secuencia como la que Outcalt y Benedict (1965:854-855) describen para la formación de los complejos de glaciares rocosos en la Front Range de Colorado, similar también a la que Heine (1976a:Fig.5) ilustra para el Nevado de Toluca. Varios lóbulos pequeños se observan por encima de los 4300 m, y uno de ellos, pequeño pero muy claro, se encuentra en la superficie divisoria entre las cuencas de Tlacopaso y Texcalco, que en este sector corresponde al fondo de un valle glacial de poca pendiente (Foto 35). El más alto de los glaciares rocosos es una lengua estrecha que se desarrolló en plena ladera entre 4600 y 4500 m (un poco más abajo hay un *proetus raspant*). Como los procesos gravitacionales continúan activos en lo alto de las vertientes, las raíces de los glaciares rocosos están siendo cubiertas por detritos en la actualidad. En algunas partes, sobre todo sus frentes, han perdido ya la morfología característica y se han transformado en campos, laderas y corrientes de bloques, en un cambio como el que señalan Embleton y King (1968:541).

Como se anotó anteriormente, estos glaciares rocosos representan la última (o últimas) fase recesional de los glaciares que ocuparon las partes centrales de la cuenca superior de Tlacopaso durante la glaciación T3. Por lo mismo, pueden ser correlacionados con las morrenas recesionales *Ayo loco* de los valles occidentales del Iztacchihuatli mientras que los glaciares alimentados por las cimas del Iztacchihuatli retrocedían, en el Táyotl, 500 m más bajo, el ascenso de la línea de las nieves dejaba de asegurar las de por sí precarias condiciones de existencia de las pequeñas lenguas de hielo, y provocaba el paso gradual de un sistema morfogenético glacial a otro de tipo periglacial³⁷. Bajo este último, pero sólo en algunos sitios favorables de la montaña, se produjeron los glaciares rocosos en cuestión. Estos también son correlacionables -su aspecto extraordinariamente reciente así lo indica- con los de la Generación I del Nevado de Toluca, originados durante la glaciación MV ("Pequeña Edad Glacial": probablemente desde el siglo XVI hasta principios del XIX) (Heine 1976a); y probablemente también con los que el propio Heine (1983a:407,414) cartografía como "sub-actuales" en la Malinche y el Pico de Orizaba. En el caso de las morrenas T3 de la cuenca de Tlacopaso puede ser discutible la correlación que se ha planteado con el depósito glacial *Ayo loco* (glaciación *Ayo lotepito*), pero en el de los glaciares rocosos se puede considerar segura³⁸.

37. Para Tricart y Callieux (1962:417-432) los glaciares rocosos son foras de decrepitud (junto con los casquetes de hielo fósil) características de una etapa de desglaciación, y por ello los consideran transicionales entre los fenómenos glaciares y periglaciares, aunque dependen más bien de éstos últimos.

38. Por otro lado, según se puede observar en las fotografías aéreas, los glaciares rocosos de la Malinche que Heine (1963a:414); Heine y Ornesach (1976:237, 238) atribuye a la glaciación MIV tienen una apariencia marcadamente más antigua que los de este sector del Táyotl. Aparecen fotografías de campo de los glaciares rocosos MIV de la Malinche en trabajos anteriores del mismo autor (Heine 1973c:54); Heine (1975a:40); todavía entonces los consideraba morrenas, pero advierte (Heine 1975a:39) la posible participación de fenómenos de tipo glaciar rocoso en su formación.



FOTO 34. Zona terminal de los glaciares rocosos fósiles en la cabecera SE de la cuenca de Tlacopaso. El área cubierta de pastos (M) probablemente es un glaciar rocoso con núcleo de hielo (o un arco morrénico) recesional T3, pues parece tener una forma de arco con una depresión alargada en su parte central. Posteriormente ésta fue rellena y desbordada por un glaciar rocoso más reciente, aún sin vegetación (tono oscuro), mientras otro avanzaba a un lado del arco (parte central de la foto). El frente de los glaciares rocosos más recientes en parte se ha transformado en campos de bloques y en corrientes de bloques. Los picos del fondo tienen más de 4600 m. La foto fue tomada aproximadamente a 4300 m. (13-IV-87)



FOTO 35. Pequeño glaciar rocoso lobulado (cementado por hielo no glacial) formado a partir de los taludes detriticos de la cabecera de las cuencas de Texcalco y Tlacopaso, sobre el fondo de un valle glacial. Tiene un espesor aproximado de 25 m y su base se encuentra a una altitud de 4340 m. La parte superior presenta claras estructuras de flujo del tipo de las crestas de presión. Los escarpes de la parte superior de la ladera son diques. Foto tomada desde 4410 m. (1-X-87)

Finalmente cabe mencionar que con anterioridad no habían sido reportados glaciares rocosos en la Sierra Nevada, sólo en el Nevado de Toluca, la Malinche y el Pico de Orizaba (Heine 1976a, 1983a).

3.4.c. Cuenca El Rodadero.

No se identificaron en esta zona huellas de la glaciación T3 en forma de depósitos glaciales. En cambio se encontraron evidencias de un intenso periglaciario en su parte superior. El rasgo más notable lo constituyen los impresionantes taludes detriticos de más de 300 m de altura que conforman la cabecera de la cuenca (Foto 36) y que están rematados por una arista glacial a 4300 m (parteaguas entre esta cuenca y la de Tlacopaso) (Foto 28). Estos taludes aún presentan una actividad considerable por encima de los 3940 m, y de ahí el nombre de El Rodadero. Sin embargo, en el pasado reciente su dinámica debió ser más intensa y generalizada, como lo demuestra el hecho de que las partes bajas hoy en día son colonizadas por el zacatonal, que además avanza hacia arriba por algunas franjas de terreno relativamente estables. Por otro lado, dentro de la zona boscosa comprendida entre la base de los taludes y los 3800 m (tal vez menos) se observaron numerosos depósitos de flujo lodoso, evidenciados por levées hasta de 3 m de altura formados predominantemente por bloques angulosos y dispuestos a los lados de estrechos canales (por lo general hay menos de 4 m entre los dos levées). Hay aquí un claro paralelismo con los *auflow levées* y *embanked gullies* que según White (1962:52,23) se produjeron en zonas no glaciadas del W del Istacchuatl durante la última glaciación (Ayoletepit). Hasta donde fue posible observar, los flujos lodosos no son característicos de las condiciones actuales, al menos no como fenómenos frecuentes. Reflejan un ambiente periglacial más húmedo que el que prevalece hoy en día en las laderas superiores del Tavotl. Sobre todos los levées observados se desarrollan pinos con una edad de algunos años a varias decenas de años.

3.4.d. Cuenca Texcalco.

En la cuenca de Texcalco no se encontraron morrenas T3. En cambio sí se observaron varios glaciares rocosos similares a los de la cuenca de Tlacopaso, con la cual presenta comunicación en el área de la cabecera. Ahí precisamente, a 4340 m, se desarrolló un glaciar rocoso lobulado que avanzó apenas unas decenas de metros. Otros se generaron más abajo a partir de la misma ladera derecha del valle, que presenta condiciones como las ya descritas para la cuenca de Tlacopaso. Uno muy pequeño (menos de 70 m de largo) se localiza a 4320 m. Inmediatamente abajo hay otro, masivo (15-30 m) y más largo (más de 300 m), que se generó en la base de la ladera pero luego se extendió sobre el fondo del valle aproximadamente entre 4300 y 4200 m. Según se observa en las fotografías aéreas, este glaciar rocoso parece cubrir a un depósito masivo ligeramente más antiguo. La forma parcialmente sepultada podría ser otro glaciar rocoso, pero también una morrena; su porción frontal -parecida a la de las morrenas T3 de la cuenca de



FOTO 36. Taludes detríticos en la cabecera de la cuenca El Rodadero, en parte todavía activos. El pico más elevado alcanza 4330 m. La foto fue tomada desde La Garra (4180 m) en dirección NW. (23-V-87)



FOTO 37. Levés de flujo lodoso en la cuenca de Texcalco a 3900 m. Tienen una altura entre 1 y 2 m y se prolongan varias decenas de metros. Son resultado de una dinámica periglacial más intensa que la actual durante la glaciación T3. Los árboles (*Pinus hartwegii*) son claramente posteriores a la formación de los levés, ya que se encuentran alineados a lo largo de ellos. (6-VIII-88)

Tlacopaso- cubre el extremo superior de las morrenas T2, localizado alrededor de los 4100 m.

Por otro lado, en la zona de morrenas T2, alrededor de los 3900 m, se encuentran levées de flujo lodoso como los observados en las cuencas de Tlacopaso y el Rodadero (Foto 37).

3.4.e. Cuenca Hueytecoxco.

Anteriormente fueron descritos un glaciar rocoso y un par de morrenas alojados en el circo de la cabecera del valle de Hueytecoxco. Se los atribuyó preliminarmente a la glaciación T2, con la aclaración de que no podía descartarse definitivamente una edad T3.

También en las laderas del circo, aproximadamente a 4250 m, se encontró un depósito en forma de arco que por su morfología y escasa cobertura vegetal se ha incluido en el grupo de formas de edad T3. Se trata de un *protalus rampart*. Apenas arriba del borde superior del circo, a 4470-4480 m, aparece otra forma de aspecto igualmente reciente, sin duda T3, en este caso un pequeño glaciar rocoso lobulado que se desarrolló en la ladera N de un picacho.

3.4.f. Cuenca Tlatzala.

Los arcos morrénicos T3 que se encuentran sobre las laderas orientales de la Cabeza fueron mapeados y descritos por White (1962a, 1962b) como depósito glacial Ayojoco y por Heine (1975a) como morrenas MV (Heine también incluye otros ubicados más al sur). Entre la base de estos enormes terraplenes y las pequeñas morrenas T2 situadas alrededor de los 4000 m no se observaron otros depósitos glaciales. Antes se mencionó que en la abrupta ladera SE del Teyotl entre 4200 y 4300 m hay algunos depósitos de glaciar rocoso que no han podido atribuirse con seguridad al evento T2 (Probablemente son del T3). Por otro lado, los numerosos corredores de avalancha, conos y taludes detriticos todavía activos que conforman esta ladera (junto con algunos escarpes de falla), sin duda fueron sitio de una intensa dinámica durante la fase T3.

VI. DISCUSION DE LOS DATOS DE LA SECUENCIA GLACIAL DEL TEYOTL

En el capítulo anterior fueron presentados los datos relativos a la secuencia glacial del volcán Teyotl. En síntesis, se encontraron evidencias de tres glaciaciones, denominadas (no formalmente) T1, T2 y T3, de la más antigua a la más reciente. Se dispone de poca información sobre su edad absoluta. Se sabe que la más antigua había concluido (o por lo menos había formado sus morrenas principales) hace unos 13000 años, ya que el depósito glacial fue cubierto por la llamada "pémez con arbusita" del Popocatepetl de 12900-14700 años AP. De las otras no existen datos precisos; la segunda podría datar de fines del Pleistoceno o bien del Holoceno, mientras que la tercera muy probablemente es holocénica y, como se verá en páginas posteriores, tal vez tenga menos de 500 años.

En la primera parte de este capítulo se exponen algunas ideas sobre las implicaciones paleoambientales de las evidencias de glaciario y periglaciario encontradas en el volcán Teyotl. En la segunda parte se aborda nuevamente el problema de las edades y las correlaciones, pero ahora desde la perspectiva más amplia de la comparación con otras montañas del centro de México. Como se verá, en ocasiones resulta difícil separar ambas cuestiones durante el análisis.

1. Glaciario y periglaciario en el Teyotl, algunas implicaciones paleoambientales.

1.1. Glaciación T1.

Las evidencias reunidas en el Teyotl por el momento no permiten reconstruir la topografía de los glaciares del pasado para, con base en ello, determinar la altitud de la línea de equilibrio (ALE) durante cada uno de los eventos. Sin embargo, es posible comparar de manera general la información del Teyotl con los datos de este tipo calculados por White (1981a) para diversas subetapas de glaciación del occidente del Istacchiuatl, del Popocatepetl y del Ajusco. Para la subetapa Diamantes (depósito glacial Myatlaco) del Istacchiuatl, las ALEs promedio son de 3880 m (primer avance) y de 3970 m (segundo avance) (White 1981a:247), lo que en términos generales concuerda con la distribución de los glaciares T3 del Teyotl. Según se observa en los mapas de White (1981a:243-244) referentes a las ALEs de los dos avances Diamantes, el cociente de la longitud del sector del glaciar con balance negativo entre la longitud total del glaciar, es un poco menor de 0.5 (promedio). Si se aplica esta cifra al glaciar T3-segundo avance del valle de Tlacopaso, la ALE quedaría ubicada entre 3700 y 3800 m. Como se indicó anteriormente, en el Teyotl el límite inferior de la glaciación cerrada T3 (sin diferenciación avances)

1. Debe aclararse que para determinar la ALE se utiliza más bien el área de un glaciar y no su longitud. De manera que las comparaciones aquí efectuadas no constituyen un intento por establecer las ALEs de los glaciares del Teyotl.

se ubica alrededor de 3800-3900 m -dato que se aproxima al antes anotado-, mientras que el término de los glaciares de valle se localiza a 3200-3600 m.

Estos últimos datos también coinciden de manera general con la posición de la línea de las nieves (3900 m) y del término de los glaciares de valle (3000-3200 m) que indica Heine (1976b:163) para la glaciación III-primer y segundo avance (ver Fig.9).

Según White (1981a:248) la posición de las ALEs en el Iztacchuatl durante la glaciación Diamantes sugiere un enfriamiento de probablemente 5°C respecto a la temperatura actual (aplica un gradiente de 0.6°C/100 m a la diferencia de altitud entre la ALE actual y la del pasado). Si se considera que hoy en día la temperatura media anual a 4000 m es de 5°C (García 1981), entonces durante la glaciación T1 (Diamantes) la temperatura media a esa altitud debió ser del orden de -1°C. Estas condiciones teóricamente habrían permitido la existencia de glaciares, si se toma en cuenta, por ejemplo, que en 1979 el límite inferior del glaciar del Ventorrillo (ladera norte del Popocatepetl) se encontraba a 4600 m (White 1981b) *, mientras que la temperatura media calculada para esa altitud es de poco menos de 2°C, utilizando el gradiente de 0.52°C/100 m propuesto por García (1981:43).

Bajo tales condiciones y con el mismo gradiente térmico, pueda suponerse un abatimiento de la isoterma de 5°C del orden de 1150 m, de manera que durante la glaciación T1 el límite superior del bosque (hoy a 4000 m) probablemente se localizaba un poco abajo de los 3000 m, suponiendo que en todo momento hubiese coincidido con la isoterma mencionada. Aunque Heine acepta una depresión de la línea de las nieves del orden de 1100 m durante la glaciación III (ver Fig.9) *, sólo admite (Heine 1983a:420) un descenso del límite superior del bosque de 800 m durante esta misma fase, ya que lo sitúa a 3200 m, es decir, en la zona terminal de los glaciares de valle. Esto implica que las franjas climáticas se habrían desplazado desigualmente (en particular, que la franja periglacial se habría estrechado en comparación con la actual); o bien, que los climas pleistocénicos habrían sido diferentes a los actuales *. Las observaciones realizadas

2. De acuerdo con Lorenzo (1969a), a fines de los años sesenta los glaciares de las montañas mexicanas descendían en promedio hasta 4700 m. De acuerdo con Heine (1976b:163) (ver Fig.9) la línea climática de las nieves se encontraba a mediados de los años setenta alrededor de los 5000 m, mientras que el límite inferior de los glaciares se situaba a 4800 m. Para García (1981:43) el límite de las nieves perpetuas en la Sierra Nevada se localiza a 5272 m.
3. En un trabajo anterior, basado en datos del mismo Heine, Klaus (1973a:59) estima un descenso del límite de las nieves de 800 m y una disminución térmica de sólo 4°C para la glaciación III (utiliza un gradiente de 0.5°C/100 m).
4. No es posible profundizar aquí en este tema, pero vale la pena reproducir algunas ideas interesantes sobre la complejidad de las reconstrucciones paleoambientales. Luego de analizar la información relativa a los zonas tropicales y subtropicales (incluyendo México), Heine (1977b:162) concluye que la relación entre la línea de las nieves, el límite inferior del permafrost y el límite inferior de los suelos polygonales no fue constante durante el Cuaternario, ya que las fluctuaciones de la humedad ocurrieron de manera independiente a las fluctuaciones de la temperatura. Por otro lado, los datos del centro de México muestran que en varios lapsos del Cuaternario los climas (y procesos geomórficos asociados) fueron sustancialmente distintos a los del presente, es decir, los cambios en el paisaje no se pueden explicar como un simple desplazamiento latitudinal o altitudinal de las franjas climáticas hoy existentes (Heine 1980:152). Por ello es necesario recurrir a modelos no actualistas para interpretar las fluctuaciones de los

en el Tayótl, aunque no exhaustivas, parecen apoyar la hipótesis de Heine sobre un límite superior del bosque relativamente alto, ya que los depósitos periglaciales observados a menor altitud se encontraron apenas abajo de 3300 m.

Sin embargo, existen evidencias de condiciones periglaciales relativamente marcadas por lo menos hasta una altitud de 3400 m, con posterioridad a la construcción de las morrenas T1 del segundo avance. Cuando se describió el corte localizado entre Llano Grande el Alto y Llano Chico, a 3650 m, se hizo mención del depósito periglacial de ladera que sobreyace a la "pómez con andesita" (Mooser 1967, Lambert 1986) y al depósito glacial T1 del primer avance (ver Fig.11 y Foto 8). Además de numerosas lajas, dicho depósito contiene fragmentos removidos de la capa de pómez mencionada, lo que permite asignarle una edad de menos de 12900-14770 AP (Mooser 1967); o bien, menos de 14500 AP si se aceptan los argumentos expuestos en el Capítulo III, basados en datos de Tlapacoya (Flores Diaz 1986).

Heine (1975a:61-62) encontró vestigios de una pequeña cuña de hielo en el corte que se ha descrito a 3400 m (morrena lateral derecha del valle de Tlapacoya) (ver Fig.9 y 10). La cuña afectó al depósito glacial T1 del segundo avance y a dos cenizas sobreyacentes, pero no a la "pómez con andesita" que sigue arriba y rellena el espacio antes ocupado por el hielo. Así, también es posible pensar en condiciones periglaciales relativamente marcadas antes de la depositación de la pómez. Sería difícil atribuirlos a la glaciación subsiguiente, T2, ya que su límite inferior se ubica demasiado arriba (3800 m) como para pensar en una dinámica periglacial tan intensa a sólo 3400 m. Aun cuando la formación de cuñas de hielo -una de las formas de permafrost- supone condiciones climáticas extremadamente rigurosas, en teoría difícilmente realizables en el caso considerado*, se ha reportado la presencia de permafrost actual en las inmediaciones de los glaciares del Pico de Orizaba entre 5000 y 4600 m (Heine 1975b) y del Popocatepetl (Delgado 1986). Probablemente en circunstancias de

glaciares de las montañas mexicanas durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno Temprano (Heine 1983c:302).

5. Para Lorenzo (1969a:36-37, 40) los depósitos de lajas que aparecen en los cortes de la autopista México-Puebla a unos 3000 m (km 36), en el Paso de Río Frio, corresponden a la glaciación Diamantes del lado W del Istaccihuatl (T1 del Tayótl). El autor del presente trabajo pudo revisar estos materiales y concuerda con esa apreciación (ver también Vázquez Selam 1985). Por otro lado, restos de cuñas de hielo y formaciones en bolsa que se encuentran más adelante sobre la misma autopista (km 47, 3800 m) son atribuidos por Lorenzo (1969a:38-40) a la glaciación Tonicoxco. Sin embargo, para Heine (1981:72, 1983b:15) no se trata de formas periglaciales, sino más bien de pequeñas incisiones fluviales producidas durante un corto periodo de precipitaciones extraordinarias que ocurrió hace unos 12000 años, y que en las altas montañas generó la glaciación que él llama MII. El propio Heine (1978:143-144) describe dos cortes de la misma carretera situados a 3100 y 2950 m; ahí aparecen materiales piroclásticos (entre ellos probablemente la pómez con andesita) in situ y redepositados por el viento, intercalados con paleosuelos y con tres depósitos de solifluxión que se correlacionan con las glaciaciones MI, MII y MIII. Lo único que se puede comentar al respecto es que alguno de los dos depósitos de solifluxión superiores (arriba de un paleosuelo de 25750 AP) probablemente correspondan al evento aquí denominado T1.

6. De acuerdo con Washburn (1973:93), las cuñas de hielo son una de las pocas evidencias aceptables de la existencia de permafrost en el pasado. Para su formación se requieren temperaturas medias anuales de por lo menos -3°C a -10°C, según se concluye de los reportes de diversos autores (Washburn 1973:259-261). Semeljantes valores parecen poco probables a una altitud de 3400 m en las montañas de México durante la glaciación T1, ya que, como se anotó anteriormente, la temperatura media a 4000 m era de apenas -1°C (suponiendo un descenso de 6°C respecto a la actual).

este tipo se desarrolló la cuña de hielo en cuestión. Esta hipótesis coincide con los planteamientos de Lorenzo (1969a:28) en el sentido de que las características de la glaciación no propiciaron la formación de una zona periglacial proporcional a la glacial en las montañas del centro de México: "más bien parece que las lenguas glaciales penetraron profundamente en las regiones bajas de la montaña, donde el clima reinante no era precisamente subnival", y que la presencia de formas periglaciales, "como en nuestros días, estuvo normada por el topoclina inducido por la cercanía de los glaciares más que por una alteración climática general". También apoyan a lo anterior las interpretaciones paleoclimáticas propuestas por el mismo Lorenzo (1969a:28-29) y más tarde, de manera detallada, por Heine (véase especialmente Heine 1973a, 1974b, 1975a, 1977b, 1981, 1983b) y Klaus (1973a, 1973b), según las cuales los avances glaciales de finales del Pleistoceno en el centro de México no se debieron tanto a temperaturas bajas como a aumentos de la precipitación a escala regional; éstos tuvieron lugar después del máximo enfriamiento global (el llamado máximo glacial, ocurrido alrededor de 18000 AP) cuando las temperaturas ya iban en ascenso.

Por otro lado, en dos sitios se observaron, cubriendo a las morrenas T1, depósitos como los que Heine y Schönhals (1973) denominan sedimentos "toba" (llamados *ehcanexpa* por Cornwall 1969, 1970): limos (sobre todo) y arenas finas de origen piroclástico removidos por el viento de las laderas superiores de las montañas y depositados más abajo, a veces bajo condiciones de tipo periglacial. Uno de los sitios es el corte situado a 3400 m en el valle de Tlacopaso, donde aparece una capa de "toba" de pocos centímetros de espesor (identificada por Heine 1975a:62) arriba de la "pómez con andesita". El otro es un corte situado en la boca del valle de Texcalco a 3200 m, a un lado de la terracería; se observa un depósito glacial (que aquí se ha atribuido al primer avance T1) cubierto por una capa de 1-2 m de espesor de sedimentos "toba". En ambos casos probablemente se trata de depósitos sólicos originados en un ambiente periglacial de escasa vegetación y fuertes vientos. Por lo menos es lo que se deduce de su ubicación a una altitud elevada, ya que según Heine y Schönhals (1973:204), en la vertiente oriental del Itzacchuatl las "tobas" -en general de origen no periglacial- sólo se encuentran por debajo de lbs 3000 m. Sobre su edad sólo se sabe que son posteriores a la formación de las morrenas T1 y anteriores a la deposición de la ceniza negra que aparece en superficie en casi toda la zona. Por lo demás, no se identificaron sedimentos "toba" en las zonas de la montaña situadas a mayor altitud.

En el capítulo anterior se mencionó en varias oportunidades el hecho de que las morrenas T1 alcanzan espesores notables, en algunos casos hasta de 50 m, y debido a ello tienen una influencia considerable en la morfología de la montaña. En contraste, prácticamente no se observan depósitos fluvioglaciales⁷. Para J. Tricart (comunicación personal) esta situación puede caracterizarse como una hipertrofia de los depósitos glaciales y una atrofia de los fluvioglaciales, y obedecería a ciertas peculiaridades del

7. White (1962a:51) señala que en el flanco W del Itzacchuatl sí se formaron grandes depósitos de este tipo, pero no en los valles dentro de la montaña sino al pie de ésta, en forma de abanicos aluviales.

funcionamiento de los glaciares de la zona: debido a su ubicación intertropical, estarían sujetos a un régimen de fusión predominantemente de ciclo diurno, que produciría pequeñas cantidades de agua de manera continua durante todo el año; con corrientes de caudal reducido sólo sería posible un transporte limitado de partículas desde la margen de las lenguas de hielo hacia los terrenos situados inmediatamente abajo, resultando así depósitos fluvio-glaciales muy escasos⁸. Los glaciares de latitudes superiores, en cambio, presentan un régimen de fusión más bien de ciclo estacional, lo que implica la producción de considerables volúmenes de agua durante la primavera, capaces de transportar grandes cantidades de partículas más allá de la zona de morrenas. A esta explicación de orden climático podría añadirse un factor local muy importante: la alta permeabilidad de las rocas volcánicas, que limitaría aún más el escurrimiento derivado de la fusión.

1.2. Glaciación T2.

Durante la glaciación T2 el hielo cubrió de manera irregular las laderas del Teyotl y ocupó menores extensiones que durante el evento anterior. La causa evidente de ello fue un abatimiento de la línea de las nieves de menor magnitud, de manera que sólo es posible reconocer huellas claras del paso del hielo en las cuencas con áreas de captación ubicadas arriba de 4200-4300 m. Las observaciones en el valle de Tlacopaso parecen mostrar que hubo dos fases de deposición de morrenas: la primera llegó a 3800 m y la otra, tal vez recesional, cerca de 3900 m.

White (1981b:247) calculó la ALE (altitud de la línea de equilibrio) para la subetapa glacial *Alcalican* (depósito glacial *Milpulco*) del occidente del Iztaccihuatl (que ha sido correlacionada aquí con la glaciación T2), obteniendo un promedio de 4160 ± 120 m para la fase de máximo avance y de 4250 ± 175 m para la recesional. Estos valores son compatibles con la extensión supuesta para la glaciación T2 del Teyotl (ver Fig.10). El valle de Tlaltipitongo (o *Alcalican*), localizado en el SW del Iztaccihuatl, resulta particularmente útil para efecto de las comparaciones, ya que sus condiciones altitudinales (cabecera entre 4600 y 4700 m) son similares a las de la cuenca de Tlacopaso, si bien su morfología es más favorable a la concentración de los flujos de nieve y hielo. La morrena principal *Milpulco* se formó ahí a 3630-3700 m y la recesional a 3735 m (White 1962a:48). Por consiguiente, el alcance señalado para la glaciación T2 en el Teyotl encaja bien en el

8. El funcionamiento de los glaciares intertropicales aún es poco conocido, ya que casi todos los estudios glaciológicos han sido realizados en latitudes medias y altas. Una diferencia esencial proviene del hecho de que en las montañas intertropicales la oscilación térmica anual es mínima, mientras que las oscilaciones diurnas son muy marcadas, en contraste con las zonas de latitud alta, donde ocurre lo opuesto en ambos casos (ver, por ejemplo, Tricart 1969:23-27). Los frecuentes ciclos de congelamiento y fusión derivados de ello imprimen a la ablación un ritmo muy peculiar, en buena medida diurno, distinto al de los glaciares extratropicales. Este ritmo es en teoría favorable a ciertos procesos periglaciales, pero limita las posibilidades de formación de glaciares a las montañas de gran altitud.

contexto más amplio del Iztaccihuatl planteado por White.

En cambio, la correspondencia entre el evento T2 y la glaciación NIV de Heine no es buena si se considera el esquema de reconstrucción de la línea de las nieves elaborado por dicho autor (ver Fig.9). De acuerdo con él, en montañas como la Malinche (4461 m) y el Nevado de Toluca (4558 m) no se formaron glaciares durante la glaciación NIV, porque la línea climática de las nieves se hallaba alrededor de 4600 m; sólo era posible la generación de glaciares rocosos que descendían por la franja periglacial hasta menos de 4200 m. Dentro de este esquema, el Teyótl (4660 m) se encontraría apenas arriba de la línea de las nieves y en sus laderas sólo sería posible una glaciación muy limitada, que difícilmente habría podido emitir lenguas de hielo hasta los 3800 m. Por otro lado, en el mismo esquema se puede notar cierta coincidencia entre el evento NIII-3 de Heine y el T2.

Según White (1981a:248) la posición de las ALEs en el Iztaccihuatl durante la glaciación *Alcalican* sugiere un enfriamiento de 4°C (promedio de los dos avances) respecto a la temperatura actual. Ello implicaría una temperatura media del orden de 1°C a una altitud de 4000 m (donde la media actual es de 5°C), en teoría apenas suficiente para permitir la existencia de glaciares si se toma como referencia la situación actual (ver arriba, discusión sobre el descenso térmico durante la glaciación T3). En términos generales esto es congruente con el límite inferior supuesto para los glaciares T2. Suponiendo que el límite superior del bosque siempre haya coincidido con la isoterma 5°C, dicho límite habría descendido alrededor de 770 m para establecerse un poco arriba de 3200 m. Heine propone una depresión de la línea de las nieves del orden de 600 m, pero ubica el límite superior del bosque a 4000 m, igual que en la actualidad (Heine 1983a:420; 1980:147) ¹⁸. En el párrafo anterior ya se expusieron algunas ideas acerca de estas discrepancias.

Se observaron pocas evidencias de periglaciarrismo de edad T2 en la zona estudiada. Además, no en todos los casos es segura la edad que se les asignó. Las formas más notables son los glaciares rocosos identificados en el fondo de los valles de Texcalco y Hueytecocxo. En el primer caso al parecer se trata de un glaciar rocoso con núcleo de hielo, es decir, formado en la parte frontal de un glaciar verdadero, y se extendió aproximadamente desde 3900 hasta 3740 m. Aunque en la literatura se reportan casos de glaciares rocosos activos muy próximos al bosque, en general se desarrollan en un ambiente periglacial marcado. Para Tricart y Cailleux (1962:430-432) son formas características de la desglaciación cuyo desarrollo es favorecido por

9. En realidad esta discrepancia también se presenta para montañas como el Iztaccihuatl, ya que de acuerdo con el esquema de Heine los glaciares NIV sólo descendieron ahí hasta cerca de 4000 m. Debe recordarse que Heine correlaciona su glaciación NIV con la *Alcalican*, que según White llegó a 3630-3760 m (ver Tablas 1 y 3). Sin embargo, recientemente modificó sus ideas sobre el alcance de la glaciación NIV en el Iztaccihuatl: las morrenas que originalmente (Heine 1975a:60) cartografió como NIV coincidiendo con las *Nisulco* (*Diasantes*) de White, aparecen en un nuevo mapa como morrenas NIII-3 (Heine 1975a:411).

10. Klaus (1973a:59) propone un descenso de la línea de las nieves de 600 m durante la glaciación NIV, y con base en ello calcula un decremento térmico de 3°C. Lauer (1973:212), por su parte, estima en 2°C la magnitud del enfriamiento, y en 300-500 m el abatimiento del límite del bosque.

los climas continentales secos con gran amplitud térmica y fuerte insolación; las variaciones térmicas pronunciadas propician la gelificación y proporcionan abundantes detritos, que sepultan y protegen de la fusión a los glaciares ya decadentes en razón de la escasa alimentación nival; gracias a esta protección pueden seguir avanzando e incluso descender más allá del límite de las nieves, aún cuando los glaciares verdaderos se encuentren en retroceso. Ahora se sabe que también se pueden producir bajo un clima húmedo, siempre y cuando haya un aporte considerable de detritos (Martin y Whalley 1987:274). En los Alpes suizos Haerberli (1983, citado por Martin y Whalley 1987:274) estimó una temperatura de entre 1°C y -10°C como condición necesaria para la existencia de glaciares rocosos con núcleo de hielo (y entre -4°C y -10°C para los cementados por hielo)¹¹. Con una temperatura de 1°C a 4000 m durante la glaciación T2 (ver arriba), se está cerca de las condiciones térmicas necesarias para el desarrollo de un glaciar rocoso con núcleo de hielo un poco más abajo.

Para Washburn (1973:199), las formas en cuestión evidencian condiciones climáticas rigurosas compatibles con la existencia de permafrost al menos discontinuo. A una conclusión similar llega Höllerman (1983) luego de analizar los climas bajo los cuales se desarrollan formas activas en Norteamérica y Europa. Sin embargo, en su estudio de los glaciares rocosos del Nevado de Toluca, Heine (1976a:349) concluye que éstos se produjeron en un ambiente periglacial sin permafrost¹². No es posible opinar sobre esto último con base en los datos del Teyotl, pero lo cierto es que el glaciar rocoso fósil del valle de Texcalco se desarrolló más allá del límite inferior de las morrenas T2 del mismo valle; consta fundamentalmente de fragmentos angulosos probablemente resultado de la gelificación; y su frente se encuentra a una altitud compatible con el alcance de la glaciación T2 en otros valles; en el de Tlacopaso los glaciares verdaderos llegaron hasta 3800 m; en los valles del SW del Iztacihuatl, durante la glaciación *Atlixan* (aquí equiparada con T2), hasta menos de 3700 m.

Más compatible aún es la altitud del glaciar rocoso identificado en el circo del valle de Hueytecoxco entre 4180 y 4060 m, así como la de los glaciares rocosos lobulados (origen no glacial) identificados en las laderas de varios valles entre 4200 y 4300 m. En estos casos, además, hay coincidencia de altitud con formas similares del Nevado de Toluca atribuidas por Heine a la glaciación *IV* (aquí equiparada a T2).

Por otro lado, la observación de *protalus ramparts* al pie de laderas empinadas y sombreadas a una altitud de 4000 m entre los valles Agua el Marrano y Tlacopaso, sería una señal de condiciones

11. Las estimaciones térmicas de Haerberli (1983) deben tomarse con muchas reservas ya que proceden de un contexto climático muy diferente al de las montañas intertropicales del centro de México. Como Höllerman (1983) muestra en su estudio comparativo de la distribución de los glaciares rocosos, éstos dependen al mismo tiempo de la precipitación y de la temperatura, no sólo de ésta última. Sin embargo, los datos de Haerberli se consideran aquí por ser una de las pocas referencias precisas disponibles (en la literatura consultada) sobre la relación clima-glaciares rocosos.

12. Todavía existe controversia sobre las relaciones entre permafrost y glaciares rocosos, y en general aún se conoce poco sobre las condiciones climáticas que controlan el desarrollo de éstos últimos. Ver Martin y Whalley (1987) para una discusión actualizada del tema.

periglaciales a esa altitud. De acuerdo con Washburn (1973:201), los *protalus ramparts* son indicadores de un ambiente nival con una alta probabilidad de gelificación, y pueden servir como guía para trazar aproximadamente la posición de la línea orográfica de las nieves. En el presente caso, hay cierta correspondencia entre la altitud de los *protalus ramparts* y las ALEs calculadas por White (1981b) para la glaciación *Alcalica* en sus dos fases (4160, 4250 m), pero no la hay con respecto a la posición de la línea de las nieves de la glaciación *MV* establecida por Heine (4600 m).

Por último es importante señalar que se encontraron evidencias de la glaciación T2 no sólo en el Teyotl sino también en las laderas de la Cabeza y el Pecho (Fig.10). Si se acepta la validez de la correlación entre T2 y la glaciación *Alcalica* (depósito glacial *Milpulco*) de White, significa que ésta última no sólo se manifestó en los valles suroccidentales del Iztaccihuatl, como el mapa de White (Fig.8) deja entender, sino de manera más generalizada en las laderas de la montaña situadas arriba de 4000-4200 m¹³.

1.3. Glaciación T3.

De los depósitos glaciales T3 de la cuenca de Tlacopaso llaman la atención dos aspectos, que en realidad se encuentran relacionados: su morfología de arcos cerrados y masivos, y la altitud relativamente baja a la que se formaron.

Con anterioridad (Cap. V) fueron descritas las características morfológicas de las morrenas de la cuenca alta de Tlacopaso. Vale la pena destacar su excelente estado de conservación, que ha sido el criterio fundamental para datarlas dentro de la fase T3 y correlacionarlas con las morrenas *Ayoiloco* del Iztaccihuatl. Se trata de arcos morrénicos perfectamente cerrados, que constituyen barreras al drenaje de la parte superior de la montaña. Si no alojan cuerpos lacustres hoy en día, es debido a la alta permeabilidad del sustrato y a la relativa aridez del clima en esa zona. También es de notar que su parte frontal es particularmente masiva; entre 30 y probablemente hasta 70 m desde la base hasta el borde superior; y de pendiente pronunciada (casi 35°). Tienen dos o más crestas, y algunas de ellas están constituidas únicamente por bloques angulosos (Foto 27). Además, en la morrena más extensa se observa, inmediatamente atrás de la zona de crestas, un campo de topografía irregular con protuberancias y depresiones métricas que desciende paulatinamente hacia la depresión central del arco (Fotos 24 y 26). Este rasgo es para el autor una evidencia de que el frente de la lengua de hielo se transformó en un glaciar rocoso con núcleo de hielo (*ice-cored rock glacier*) al quedar

13. Lorenzo (1973:407) planteó como hipótesis que la ausencia de la glaciación *Alcalica* en la parte central y norte del Iztaccihuatl era consecuencia de la actividad volcánica formadora del cono cinerítico del Pecho. En tales circunstancias, argumentó, no se habrían podido producir glaciares más que en las zonas alejadas del centro eruptivo, es decir, en los valles del SM (Tlaltipitongo y Milpulco).

sepultado por detritos. La irregularidad topográfica se debería a la fusión del hielo muerto, pero en parte sería también una característica original del glaciar rocoso. En los otros dos arcos morránicos conspicuos de la cuenca superior de Tlacopaso no se observa un terreno de este tipo, pero sí una posición frontal notablemente masiva.

El segundo aspecto mencionado al principio, la altitud de los depósitos, encuentra su explicación en lo que acaba de plantearse. Mientras que el depósito glacial Ayoloco (según White) de la vertiente W del Itzacihuatl y su equivalente MV (según Heine) se localizan arriba de 4270 m y 4200 m, respectivamente (ver Fig.8 y Tabla 3), en la cuenca de Tlacopaso del Teyotl las morrenas mencionadas llegan hasta 4240-4020 m. Esta diferencia, de unos 200 m en el caso extremo, llama aún más la atención si se considera la menor altitud del Teyotl con respecto a las laderas occidentales del Itzacihuatl (cerca de 500 m). Para explicarla debe recordarse que los glaciares rocosos pueden descender más allá del límite inferior de los glaciares verdaderos gracias a la cubierta detritica que protege de la fusión al núcleo de hielo. Como se señaló en capítulos anteriores, la cabecera de la cuenca corresponde a la zona de los picos del Teyotl, afallada y fracturada, y donde la facies de la lava es con frecuencia brechosa por ser sitio de antiguas bocas volcánicas. En ese contexto es factible pensar en una intensa gelifracción y, dadas las fuertes pendientes, en un transporte masivo de detritos hacia el fondo de la cuenca, mezclados con nieve de avalanchas o mediante otros procesos gravitacionales. Los grandes taludes detriticos y laderas de bloques que hoy en día se observan en esa zona, en parte todavía activos, son evidencia de una notable producción de fragmentos rocosos.

Como es sabido, la ablación en los glaciares verdaderos aumenta en los tramos de fuerte pendiente, ya que ahí se adelgazan y agrietan; y disminuye en los sectores de poca inclinación, donde el hielo es compacto y de mayor espesor. Probablemente ocurre algo similar con los glaciares rocosos. De ser así, la pendiente relativamente suave del fondo de la cuenca superior de Tlacopaso también pudo influir en la movilidad del frente de los glaciares TG, fuertemente cargados de detritos. Es pertinente señalar que las morrenas Ayoloco (MV) del Itzacihuatl casi siempre se depositaron en laderas de muy fuerte inclinación, siendo las que bordean a la Cabeza las más notables en este sentido; posiblemente se habrían emplazado a menor altitud si los glaciares hubiesen avanzado sobre laderas de menor pendiente.

Además, la morfología de anfiteatro de la cuenca alta de Tlacopaso es favorable a la concentración de los flujos de nieve y hielo. Como afirma Tricart (1969:19), en sitios donde la topografía propicia la convergencia de flujos de nieve pueden formarse glaciares incluso por debajo de la línea de las nieves en lugares sombreados. En este último influye primordialmente la orientación y en segundo término la inclinación de las laderas. En la cabecera de la cuenca de Tlacopaso, las extensas y empinadas laderas orientadas al N sin duda favorecieron la formación de glaciares durante épocas de clima más húmedo y frío.

La importancia de la orientación puede apreciarse fácilmente si se observa la situación de los glaciares actuales del Popocatepetl (3452 m). Se trata de un cono de forma más o menos regular, pero los glaciares sólo se encuentran en la vertiente N (hasta cerca de 4800 m), mientras que en la cara S faltan por completo; en esta última ni siquiera existe una cubierta de nieve permanente. Una situación similar se presenta en el Pico de Orizaba (ver Lorenzo 1964).

Ejemplos del mismo fenómeno pueden demostrarse para las glaciaciones del pasado. En el Ajusco (3937 m), situado en el extremo SW de la cuenca de México, se aprecia una marcada diferencia entre las laderas del S, de contorno convexo en planta, y las del N, de contornos cóncavos y con dos profundas cabeceras de valle (una de ellas en forma de un amplio circo glacial). Siendo similares ambas caras, en el N se han identificado morrenas de cuatro glaciaciones distintas, mientras que en el S sólo se presentan depósitos periglaciales de ladera (Ortega 1979, White 1978, White y Valastro 1984). Los últimos dos avances (Neoglaciación I y Neoglaciación II) produjeron pequeñas morrenas en el fondo del circo a 3385 y 3405 m respectivamente, y datan de menos de 2000 AP (White y Valastro 1984:23). Lo interesante es que White y Valastro (1984:29) las correlacionan con las morrenas Ayoloco del Iztaccihuatl, no obstante la marcada diferencia de altitud entre ambas montañas y entre ambos depósitos (alrededor de 1000 m en los dos casos). Otro ejemplo: las morrenas de la glaciación Santo Tomás del Ajusco se encuentran a una altitud hasta de 3000 m, mientras que las morrenas Hueyatlaco del segundo avance -sus equivalentes en el Iztaccihuatl según White y Valastro (1984:29)- sólo se depositaron arriba de 3300 m (ver Fig.8). Los contrastes entre las ALEs promedio calculadas por White (1981a:247) son igualmente marcados: 3425 y 3440 m para la Neoglaciación I y II (Ajusco), y 4635 m para su supuesto equivalente Apotepeño (Iztaccihuatl), lo que significa 1200 m de diferencias; 3270 m para la glaciación Santo Tomás (Ajusco), y 3970 m para el segundo avance de la subetapa Diamantes (Iztaccihuatl), es decir, una diferencia de 700 m.

Las correlaciones de White sólo pueden ser válidas si se acepta que las condiciones de morfología y orientación de la vertiente N del Ajusco son particularmente favorables a los fenómenos glaciales, a tal grado que compensan la influencia de una altitud casi 1000 m inferior. Los contrastes observados al equiparar los eventos del Tayotl con los de las laderas del Iztaccihuatl, son de mucho menor magnitud que los arriba anotados. Así pues, al menos desde la perspectiva de White dichas equivalencias no parecen incongruentes. Lorenzo (1973:404) impugnó las correlaciones de Heine entre la Malinche y el Iztaccihuatl con base en el criterio de la diferencia de altitudes; según él, avances glaciales que llegaran hasta cotas similares en una y otra montaña no podrían ser contemporáneos dada la menor altitud de la Malinche. Sin embargo, las correlaciones que propuso entre esos mismos volcanes (Lorenzo 1973:408) y que posteriormente reafirmó e hizo extensivas al Ajusco (Lorenzo 1986:280) también contradicen claramente este argumento.

Todo lo anterior lleva a pensar, en conclusión, que si bien el factor altitud ha sido fundamental en las posibilidades de formación

de glaciares en el centro de México, el límite altitudinal inferior de una glaciación puede variar notablemente de una montaña a otra, e incluso en una misma montaña, debido a condiciones climáticas locales dependientes de la orientación, inclinación y morfología de las laderas¹⁴. En algunos casos, como la cuenca de Tlacopaso del Táyotl, la producción de detritos también parece haber influido en la extensión de las masas de hielo, al protegerlas de la ablación. Seguramente la proximidad a las máximas elevaciones del Iztaccihuatl tiene cierta influencia en el clima del Táyotl, tanto hoy como en el pasado, aunque no es posible determinarla con precisión. En particular, es de suponer que la cercanía a estas elevaciones provoca una nubosidad y unas precipitaciones mayores que las que recibiría una montaña similar al Táyotl, pero situada en medio de relieves de poca altura (como la Malinche, por ejemplo).

Todos estos factores en conjunto, permiten explicar cómo fue posible que lenguas de hielo estrechas y de espesor relativamente pequeño pudieran desplazarse hasta altitudes tan bajas, inferiores incluso a la de la línea de las nieves y a la ALE de los glaciares de valle del Iztaccihuatl.

Para la subetapa *Ayolotepito* (depósito glacial *Ayoloco*) de las laderas occidentales del Iztaccihuatl, Whita (1981a:248) estimó la ALE promedio en 4635 m (245 m abajo de la ALE de 4880 m calculada para los glaciares existentes en 1953), lo que implicaría un descenso térmico de 1.5°C. En primer lugar llama la atención que la ALE se encuentra apenas unos metros abajo de la máxima altitud del Táyotl (4660 m), de manera que las posibilidades teóricas de glaciación en esta montaña durante la subetapa mencionada parecen limitadas. En otras palabras, la correlación *Ayolotepito*-T3 no parece factible desde esta perspectiva. En segundo lugar, un enfriamiento de 1.5°C sólo produciría una temperatura media de 3.5°C a 4000 m (aplicando el gradiente térmico de 0.52°C/100 m establecido por García 1981:43), lo que parece incompatible con la ubicación de frentes de glaciares a 4020-4240 m en la cuenca de Tlacopaso. Sin embargo, nuevamente es pertinente mencionar el caso del Popocatepetl, donde se calcula una temperatura media de 2°C a 4600 m, siendo esta la cota a la que se encontraba el frente del glaciar del Ventorrillo en 1979 (ver arriba). Si se toma en cuenta lo dicho en párrafos anteriores acerca de la gruesa capa de detritos que cubrió estos glaciares, se vuelve factible su presencia a las altitudes mencionadas¹⁵.

14. Las diferencias de precipitación entre una montaña y otra también pueden desempeñar un papel importante: si en general se reconoce que los glaciares de montaña deben su existencia a una precipitación alta que logra compensar una elevada ablación y no tanto a temperaturas bajas (Fricart 1969:11), en las zonas intertropicales esto parece especialmente cierto. Meine (1975a, 1981, 1983b, 1983c), Klaus (1973a, 1973b) y Lorenzo (1967a:28, 1973:404, 1986:264) han coincidido en señalar que las distintas glaciaciones pleistocénicas del centro de México se produjeron con posterioridad al máximo glacial mundial (que habría sido seco en esta zona), en algunos periodos en que la precipitación aumentaba debido a cambios en la circulación general de la atmósfera; es decir, dependieron más de aumentos de la lluvia que de descensos de la temperatura.

15. aun así, la existencia de glaciares rocosos con núcleo de hielo en sitios con temperatura entre poco menos de 3.5°C (4020 m) y 2.2°C (4240 m), no concuerda con las estimaciones térmicas de Haeblerl (1993), citado por Martín y Whalley

La línea climática de las nieves durante la glaciación MV se situaba, según Heine, a 4700 m (ver Fig.9) -lo que concuerda aproximadamente con la ALE calculada por White para la glaciación Ayolotepito-, mientras que las lenguas glaciares descendían hasta menos de 4300 m. Klaus (1973a:59) estima un descenso térmico de 1.75°C durante esta fase. Los argumentos arriba expuestos en favor de la correlación T3-Ayolotepito, son válidos también para la equivalencia T3-MV.

Un rasgo muy notable de la glaciación T3 en la cuenca de Tlacopaso son los depósitos recessionales, que indican una retirada paulatina de los glaciares interrumpida por pequeños lapsos de avance o permanencia del frente de hielo. White (1962a, 1962b) reportó hasta cuatro morrenas recessionales Ayoloco en el W del Iztaccíhuatl (Fig.8), algunas en forma de *protalus ramparts*. Heine (1975a) también las identificó y las atribuyó a periodos húmedos reconocidos en el centro de México para las últimas décadas del siglo XIX y la primera mitad del XX (ver capítulo IV). En la cuenca de Tlacopaso las últimas posiciones recessionales se presentan en forma de glaciares rocosos lobulados, es decir, cementados por hielo no glacial (probablemente hay uno con núcleo de hielo glacial) y se localizan principalmente entre 4300 y 4400 m, al pie de laderas escarpadas y orientadas al N (Fig.10). Con un descenso térmico de 1.5°C durante la glaciación T3, la temperatura media anual en esta franja altitudinal habría estado entre 2°C y 1.5°C, valores que de nuevo parecen incompatibles con los señalados por Haeblerli (entre -4°C y -10°C para los glaciares rocosos de origen no glacial). Lo cierto es que estas formas indican una fuerte gelificación y presencia de nieve mucho más frecuente que en la actualidad. La influencia de la orientación se manifiesta claramente en el hecho de que las laderas de solana al sur de los picos no presentan glaciares rocosos, sólo desarrollo de taludes detriticos.

Observaciones actuales no sistemáticas muestran que en verano la parte superior del Teyotl es alcanzada por las nevadas que ocurren en el Iztaccíhuatl, y que la cubierta de nieve puede permanecer durante varios días, en especial sobre las laderas de umbría. La nubosidad característica del tiempo de verano es importante, ya que con cielo despejado la fusión ocurre en pocas horas. En invierno las nevadas son menos frecuentes y el número de días nublados más bajo, por lo que la radiación solar logra fundir en pocos días incluso las capas de nieve de las precipitaciones más intensas, relacionadas con "nortes" húmedos". Con estas bases es posible suponer que durante la formación de los glaciares rocosos T3, la nubosidad y la precipitación debieron ser mayores que en el presente, en especial en invierno. La ausencia de glaciares rocosos activos en todas las altas montañas del centro de México sugiere que el clima actual no es propicio para la construcción de formas de este tipo en ningún piso altitudinal, ni siquiera en las inmediaciones de los glaciares verdaderos. Otra evidencia más de que la distribución altitudinal de las formas de relieve modeladas durante el Cuaternario en dichas montañas no se puede explicar en su totalidad

1967:274) para formas de este tipo en los Alpes Suizos: entre 1°C y -10°C.

16. Los inviernos y primavera secos y muy soleados parecen ser los principales responsables del marcado retroceso (en algunos casos desaparición) de los glaciares registrado en el Popocatepetl e Iztaccíhuatl en los últimos años.

por un simple desplazamiento de las franjas climáticas hoy existentes.

Por otro lado, en el Táyotl se verifica lo señalado por Tricart y Cailleux (1962:430) en el sentido de que los glaciares rocosos se forman donde existen rocas macrogelivables (si abundan los clastos pequeños no queda espacio para el hielo intersticial y la masa no fluye). En todos los casos observados se desarrollaron a partir de taludes detríticos constituidos por bloques con un diámetro generalmente mayor de 0.5 m.

En el Nevado de Toluca, montaña 100 m más baja que el Táyotl, durante el evento MV se desarrollaron glaciares rocosos también de origen no glacial (o sea, cementados por hielo intersticial, lobulados) hasta una altitud inferior a 4400 m (Heine 1976a). Ello ocurrió tanto en la vertiente N como en la S, lo que supone una precipitación nival muy abundante capaz de contrarrestar la fuerte ablación de las laderas de solana. La fotointerpretación y los datos de campo apuntan hacia una equivalencia de estas formaciones con las descritas en párrafos anteriores para el Táyotl.

Otras formas observadas en el Táyotl también evidencian una dinámica periglacial intensa en el pasado reciente, que contrasta con la relativa estabilidad del presente, situación que Heine (1983a) ya ha hecho notar en su examen del periglaciario actual y fósil en varias montañas de México. Por su aspecto sub-actual, dichas formas han sido atribuidas al evento climático T3, aunque en algunos casos todavía pueden estar activas. Se trata de taludes detríticos, laderas de bloques, corrientes de bloques y *protalus rasparts* que recientemente fueron (o están siendo) colonizados por el zacatonal y/o grupos de pinos. Si en la actualidad el zacatonal se extiende de manera más o menos continua hasta 4300 m y cubre paulatinamente los conos y taludes detríticos, campos de bloques, *protalus rasparts* y glaciares rocosos inactivos, durante el evento T3 su desarrollo por encima de los 4100 m debió ser limitado por las severas condiciones climáticas que propiciaban una fuerte gelifracción y la existencia de una cubierta discontinua de nieve y congesta. Esto y las fuertes pendientes de la zona seguramente favorecieron una mayor intensidad y frecuencia de los procesos de remoción en masa, como lo indican los taludes detríticos que bordean casi toda la parte superior de la montaña. En particular los *protalus rasparts* señalan abundantes precipitaciones nivales por lo menos hasta 4100-4000 m¹⁷. También los lavas de flujo lodoso observados en distintos puntos entre 4200 y 3900 m pueden considerarse evidencia de condiciones más húmedas, tal vez relacionadas con la fusión estacional de grandes volúmenes de nieve. Los fenómenos de flujo lodoso no parecen ocurrir bajo las condiciones relativamente secas de la actualidad, al menos no con

17. En la literatura consultada las referencias al lapso y condiciones necesarios para la formación de los *protalus rasparts* son muy vagas. Sin embargo, es de suponer que se requiere la permanencia de una cubierta de congesta al menos durante varias semanas por año. Tricart y Cailleux (1962:226) mencionan que se originan en zonas de congesta (*hnye*), pero también en nieves estacionales cuya superficie se ha endurecido por congelamiento de agua de fusión. Washburn (1973:201) y Wilson (1968:377) admiten que se relacionan estrechamente con la línea orográfica de las nieves, pero en opinión de éste último no necesariamente son indicadores climáticos confiables.

frecuencia¹⁸. Por esta misma razón, así como por la alta permeabilidad de los materiales superficiales (casi siempre arenosos), las evidencias de soliflucción actual son muy escasas.

A falta de evidencias seguras, no se puede afirmar que el límite superior del bosque (aproximadamente 4000 m hoy en día) haya descendido¹⁹, pero sí es probable que el bosque fuera más abierto en esa zona, ya que hoy en día los árboles de *Pinus hartwegii* apenas colonizan laderas de bloques y pequeños *protalus rasperts* situados entre 3850 y 4000 m. El límite superior de los árboles ciertamente se abatió durante la glaciación T3, ya que individuos aislados o en pequeños grupos de *Pinus hartwegii* recientemente han colonizado *protalus rasperts* y morrenas arriba de los 4100 m, donde antes, bajo condiciones periglaciales marcadas, difícilmente habrían podido prosperar. Si se acepta que en el presente dicho límite se localiza alrededor de 4200 m (Beaman 1962, Lauer y Klaus 1975), cabe suponer una depresión del orden de los 200 m.

2. Relaciones entre la secuencia glacial del Tévoti y las de otras montañas del centro de México.

En el capítulo V se expuso detalladamente la secuencia glacial del Tévoti y se plantearon los argumentos que apoyan las correlaciones con otras cronologías utilizadas en el contexto del Iztaccihuatl. La de S. White fue realizada en la vertiente W de esta montaña, mientras que la de K. Heine se derivó del estudio detallado de La Malinche y más tarde fue ampliada a otras montañas. Un análisis de los resultados de ambos autores en el marco del Iztaccihuatl revela que en términos generales hay coincidencia en la ubicación de los depósitos glaciales, en su agrupamiento por edades relativas, y en el número de eventos registrados. Heine objetó a White no haber distinguido en algunos casos el límite inferior de la glaciación cerrada del de los glaciares de valle, pero aún así, las similitudes son considerables. La diferencia más importante radica en la edad absoluta de los eventos propuesta por cada autor. White se basó en correlaciones con eventos reconocidos en Norteamérica, y recientemente precisó su cronología con fechamientos ¹⁴C obtenidos en el Ajusco. Por su parte, Heine realizó numerosas dataciones en la Malinche y algunas más en la Sierra Nevada, que desde un principio le permitieron establecer con cierta precisión

18. Heine (1983a:408) reporta que en las laderas superiores del Pico de Orizaba los flujos detríticos sólo se presentan actualmente como resultado de eventos de precipitación pluvial anormalmente intensos. Afirma, por ejemplo, que los flujos detríticos que cortaron las morrenas NW de la cara norte del volcán, se debieron a las lluvias de un huracán en el año 1974, y que estas lluvias probablemente son las más intensas desde la formación de dichas morrenas en el siglo pasado.

19. Según Lauer (1979:32) durante la glaciación NW (correlacionada en el presente trabajo con la glaciación T3), ocurrida entre los siglos XVI y XIX, "el límite de la nieve y del bosque" debió bajar alrededor de 300 m respecto a la situación actual, como resultado de un descenso térmico cercano a 2°C y un ligero aumento de la precipitación. En cambio para Heine (1983a:426) el límite superior del bosque y el de los zacatonales se han mantenido sin cambios (4000 y 4300 m, respectivamente) por lo menos desde hace unos 2000 años.

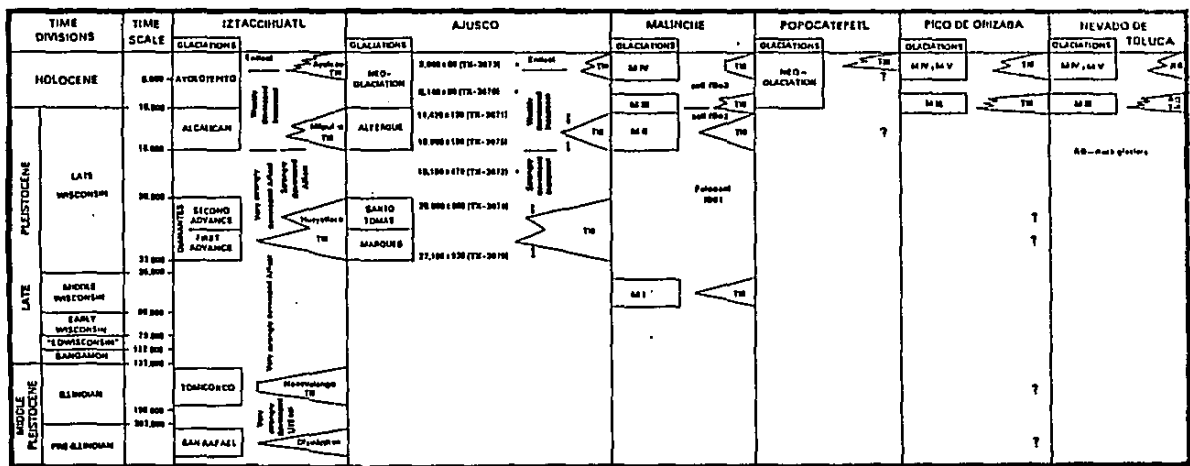


Tabla 4. Correlaciones entre las glaciaciones de varias montañas del centro de México, según White (1987:Chart 1). Los resultados del Iztaccihuatl, del Ajusco y del Popocatepetl corresponden a White. Los de la Malinche, del Pico de Orizaba y del Nevado de Toluca, a Heine.

la antigüedad de las fases de glaciación por él propuestas. Como se puede ver en la Tabla 4, la secuencia de Heine es mucho más "comprimida" en el tiempo que la de White; mientras que los cinco eventos glaciales detectados por el primero ocurren en los últimos 36 000 años, es decir, caen en su totalidad dentro del Wisconsin y el Holoceno, los de White cubren un lapso de más de 300 000 años que inicia en el pre-Illinoiano y llega hasta el Holoceno Tardío²⁰.

El presente trabajo evidentemente no pretende resolver estas discrepancias, ya que para ello se requeriría un extenso programa de datación absoluta de los depósitos glaciales en varias montañas. Sin embargo, esta investigación ha contribuido a precisar la edad de uno de los eventos glaciales más importantes del Pleistoceno Tardío en el centro de México. Se trata de la glaciación aquí llamada T3, que pudo ser correlacionada sin mayores problemas con la subetapa *Dianantes* definida por White en el W del Iztaccihuatl, y con la fase que Heine denominó *III* también en el Iztaccihuatl (Tabla 5). Es importante enfatizar esto último, ya que no se tienen bases para extrapolar la información del Teyotl a la Malinche o a otras montañas.

2.1. La edad de las morrenas T1.

En el capítulo anterior se anotó que la capa de tefra conocida en Tlapacoya como *pómez con andesita* (PCA) (Mooser 1967, Lambert 1986) cubre a las morrenas T1, consideradas equivalentes a las Hueyatlaco de White y a las *III* de Heine. Esta tefra fue datada en un principio entre 14770 y 12900 AP (Mooser 1967), pero fechamientos más recientes permiten situarla en alrededor de 14500 AP (Lambert 1986) (ver capítulo III). Como la correlación T3-Hueyatlaco-III se considera segura, este fechamiento tiene implicaciones en las dos cronoestratigrafías mencionadas (Tabla 5).

En el Ajusco White y Valastro (1984) dataron entre más de 19000 y por lo menos 27000 años morrenas que consideran equivalentes a las Hueyatlaco del Iztaccihuatl (ver Fig. 8). No puede decirse que la cifra de más de 14500 AP aquí propuesta confirme esta correlación -también sugerida por Lorenzo (1986:280)-, pero al menos si resulta congruente con ella.

En cambio, la fecha de 14500 AP no encaja dentro de la cronología de Heine, según la cual las morrenas *III* se depositaron entre 10000 y 6500 AP. Ahora bien, en el esquema de desarrollo del medio natural propuesto por este autor puede observarse lo siguiente: el período comprendido entre 12500 y 20000 AP es relativamente seco y frío (en comparación con la actualidad), condiciones inadecuadas para el desarrollo glacial; pero el período entre 20000 y 24000 AP es húmedo y frío, lo que en teoría es favorable a la formación de glaciares. Es de

²⁰ Es importante señalar que las edades propuestas por White son hipotéticas, sobre todo las de las dos glaciaciones más antiguas, ya que resultan de correlaciones con las Montañas Rocallosas, apoyadas a su vez en criterios de datación relativa de los depósitos glaciales. La diferente historia climática de ambas zonas -una intertropical, la otra extratropical- vuelve riesgoso cualquier intento de correlación no sustentado en dataciones absolutas.

	IZTACCÍHUATL (White)	TÉYOTL (Vázquez Selem)	IZTACCÍHUATL (Heine)
Holoceno	AYOLOCO	T3	MV
	MILPULCO 1 y 2	T2	MIV (¿ MIII-3 ?)
Pleistoceno	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block;">Lapilli pumítico</div>	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block;">pómez con andesita (~14 500 AP)</div>	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block;">pómez P2</div>
	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block;">HUEYATLACO 1 y 2</div>	T1	MIII
	<div style="border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block;">lavas del Teyotl</div>	lavas del cuerpo principal del Teyotl	
	NEXCOALANGO	?	MII
	SAN RAFAEL		MI

Tabla 5. Correlaciones probables entre depósitos glaciales del Teyotl (Vázquez Selem) y del Iztaccíhuatl (S. White; K. Heine).

- No se consideran las edades absolutas propuestas por S. White y por K. Heine para sus respectivas cronologías, ya que aún no han sido comprobadas plenamente.
- El única data cronológica que se anota es el de la "pómez con andesita", fechada en Tlapacoya en alrededor de 14500 AP e identificada en el área del Teyotl sobre morrenas T1. Estas morrenas corresponden con seguridad a las "Hueyatlaco" del flanco N del Iztaccíhuatl (White) y a las MIII del Iztaccíhuatl en general (Heine).
- La correlación "pómez con andesita" - P2 se aplica al depósito que Heine llamó P2 en el área del Teyotl. Por consiguiente, no se trata de la tefra P2 que fue datada en aprox. 4800 AP en otras partes de la Sierra Nevada por el mismo Heine.
- A falta de fechamientos, se desconoce si las morrenas T2 son pleistocénicas u holocénicas.
- La tabla no sugiere correlación alguna entre las morrenas San Rafael y Nexcohalango, por un lado, y las MI y MII, por el otro.

notar que este lapso coincide de manera aproximada con las estimaciones de White y Valastro (1984) arriba anotadas.

La datación de la fase III en 10000-8500 AP fue realizada por Heine (1973b, 1973c) y por Heine y Ohngemach (1976) en la Malinche, y en esa montaña no hay bases para objetarla. Sin embargo, por lo antes señalado no parece válida para los depósitos que dicho autor denominó III en el Iztaccihuatl. Algo similar ocurre con la glaciación MII, cuya edad de 12100 AP fue definida en la Malinche. Heine supuso que las morrenas MII del Iztaccihuatl eran posteriores a la pómez con andesita (P3 de su estratigrafía) datada en 12900-14770 AP (ver Fig.6). Aunque estas cifras contradicen su correlación, el argumento que los fechamientos de Tlapacoya reportados por Mooser (1967) indicaban edades mayores a las reales, por lo cual la equivalencia con las morrenas de la Malinche datadas en 12100 AP si era posible (Heine 1973b:170). Sin embargo, como se anotó anteriormente, la edad de la pómez con andesita parece situarse alrededor de los 14500 AP, lo que va en contra de la correlación propuesta por Heine.

2.2. La edad de las morrenas T2.

No se dispone de información precisa sobre la edad de la glaciación T2. Sólo se puede decir que en todos los cortes observados se encontró una ceniza de color gris oscuro-negro encima del depósito glacial, pero en ninguno de ellos se identificó la "pómez con andesita". La ceniza probablemente corresponde al miembro superior de la secuencia ceniza-lapilli-ceniza de White, pero no se sabe a cuál de las tres capas de tefra (C1, C2, C3) de la secuencia de Heine equivale²¹ (ver capítulo III). Los depósitos T2 han sido correlacionados aquí con las morrenas *Nipalco* del W del Iztaccihuatl (White 1962), y con las morrenas que Heine (1975a) denominó KIV en esa misma montaña. (Tabla 5).

De acuerdo con White (1962:32) las morrenas *Nipalco* son del Wisconsin Tardío, ya que se formaron antes del Intervalo Hipsitermal. Recientemente las ha circunscrito al periodo entre 76000 y 10000 AP, por correlación con depósitos de la glaciación Albergue del Ajusco que considera equivalentes (White 1987:Chart 1) (Tabla 4). Esta misma equivalencia es sugerida por Lorenzo (1986:280). Sin embargo, es importante notar que ninguno de los fechamientos ¹⁴C del Ajusco reportados por White y Valastro (1984) se relaciona con los depósitos Albergue, de manera que la edad propuesta es una mera hipótesis²². Por otro lado, White tampoco realizó dataciones absolutas para las morrenas *Nipalco* del Iztaccihuatl, por lo que su correlación no se

21. De acuerdo con el mapa de distribución de piroclastos recientes en la Sierra Nevada de Michich (1974:109), al área del Táyotl sólo llegaron las dos cenizas más antiguas: C3 (aproximadamente 12900-10000 AP) y C2 (aproximadamente 4800-2000 AP).

22. La única referencia de White y Valastro (1984:28) a la edad de la glaciación Albergue es la siguiente: "After the Santo Tomas glaciers retreated, the area around Ajusco and including Cuenca de México had a rather complicated eruptive history from about 15,000 yr ago until at least as recently as 8,000 yr ago. The Albergue glaciation was a late event during this volcanic period".

sustenta en bases firmes, sólo en criterios relativos.

Según Heine (1976a:348) la glaciación MIV ocurrió entre 3000 y 2000 AP, periodo para el cual pudo demostrar un clima más húmedo y frío en La Malinche. Como apoyo a lo anterior hace notar que esta edad coincide, por un lado, con la que White y Valastro (1984) asignan a los avances Neoglaciales del Ajusco (Heine 1984b:243); y, por otro lado, con los resultados palinológicos de Ohngemach y Straka (1978) ²³ sobre una etapa más húmeda y fría en la Malinche en ese mismo lapso (Heine 1983c:301). Sin embargo, investigaciones más recientes han mostrado que esta etapa fría y húmeda -caracterizada desde el punto de vista palinológico por la abundancia de abeto (*Abies*)- tuvo lugar entre 320 y 800 D.C., es decir, hace aproximadamente 1700-1200 años (Heine 1985:89-90). Empero, como el propio Heine admite, no es seguro que la glaciación MIV coincida con este evento polínico, pues existen evidencias de que la vegetación y los glaciares no responden de la misma manera a los cambios climáticos (Heine 1985:90-91). Se sabe que las morrenas MIV del SE del Iztaccihuatl ya se habían formado hace 1000 años por lo que cubrió una pómez del Popocatepetl datada en cerca de 1000 AP (Heine 1975a:79) (ver Fig.6); pero la temporalidad de esta glaciación aún no se conoce con exactitud.

Es importante señalar que las morrenas del Iztaccihuatl que White (1962a, 1962b) denomina *Milpulco*, son las mismas que en un principio Heine (1975a:60) atribuyó al evento MIV. Sin embargo, más recientemente Heine (1983a:411, 1984a:103) ha modificado sus ideas iniciales sobre el alcance de la glaciación MIV en el Iztaccihuatl: en su nuevo mapa de la parte sur de esta montaña aparecen como depósitos MIII-3 (es decir, de más de 8500 AP) los que antes había mapeado como MIV. Es el caso de las morrenas de los valles de Tlatipitongo y Milpulco. Precisamente las que permitieron a White definir la glaciación *Atlixca* (depósito glacial *Milpulco*). Las morrenas MIII-3, recessionales del segundo avance MIII, se desarrollaron en la Malinche entre 9000 y 8500 AP y constituyen los últimos vestigios de condiciones ambientales pleistocénicas (Heine y Ohngemach 1976:236,245) (ver Fig.9) ²⁴. Con la modificación indicada disminuyen parcialmente las contradicciones de edades que el primer mapeo de Heine hacía aparecer, ya que también para White las morrenas en cuestión marcan el fin del Pleistoceno, si bien las considera anteriores a 10 000 AP. Resulta interesante notar que la altitud de las morrenas T2 parece más compatible con el evento MIII-3 de Heine que con el MIV (ver Fig.9), aunque por el momento no es posible profundizar en esta posibilidad a falta de información cronológica más precisa para el área del Táyotl (Tabla 5).

Por otro lado, White (1987:205) admite que la fase MIV de la Malinche puede equivaler a las Neoglaciaciones del Ajusco (es decir, a una parte de la glaciación *Ayolotepe* del Iztaccihuatl) ²⁵, pero no

23. Resultados más detallados sobre las mismas investigaciones palinológicas aparecen en Ohngemach y Straka (1983:104).

24. En el Nevado de Toluca la fase MIII-3 está representada por glaciares rocosos con núcleo de hielo, que llegaron un poco más abajo de los 4000 s (Heine 1976a:246).

25. White (1987:205) propone que el evento MIV de la Malinche podría coincidir con el *Triple Lakes Stade* (5000-3000 AP) o con el *Audubon Lake Stade* (1650-950 AP) de las Rocallosas, definidos por Benedict (1973). A la luz de los nuevos datos reportados por Heine (1985), que sugieren una edad de MIV entre 1700 y 1200 AP, parece más probable la correlación con el

hace ningún comentario sobre los depósitos que Heine llamó MIV (y ahora MIII-3) en el Iztaccihuatl. En suma, ambos autores reconocen que alrededor de 2000 AP tuvo lugar una glaciación en la Malinche y en el Ajusco, pero no concuerdan al identificar las evidencias de este evento en el Iztaccihuatl. De hecho las únicas morrenas MIV del nuevo mapa de Heine se ubican en la cabecera del valle de Tlaltipitongo, en un sitio donde White (1962a, 1962b) no indica la presencia de depósitos glaciales (ni *Hilpulco* ni *Ayoloco*).

2.3. La edad de las morrenas T3.

En el capítulo anterior se discutieron ampliamente los problemas de correlación entre los depósitos T3 del Teyotl, *Ayoloco* de la vertiente W del Iztaccihuatl, y MV del mismo Iztaccihuatl.

No hay duda de que las morrenas *Ayoloco* de White son las mismas que Heine denominó MV en el Iztaccihuatl. Pero mientras éste último las considera depósitos del siglo pasado, para aquél son en general más antiguas.

Originalmente White (1962:64, 20) señaló que eran posteriores al Hipsitarmal y se formaron durante la *Pequeña Edad Glacial*, luego de haber sido depositada la ceniza negra superior de su secuencia ceniza-lapilli-ceniza y antes de las erupciones históricas del Popocatepetl. Posteriormente propuso las siguientes equivalencias probables con eventos del Ajusco y con otros mucho mejor datados de las Rocallosas (White 1981a:246):

IZTACCIHUATL	AJUSCO	ROCALLOSAS =
Subetapa <i>Ayolotepito</i>	= Neoglaciación I	= Triple Lakes Stade (1000-2000 AP)
Una fase recesional <i>Ayolotepito</i>	= Neoglaciación II	= Audubon Stade (1100-950 AP)
Otra fase recesional <i>Ayolotepito</i>	= Flujos detriticos periglaciales	= Arapaho Peak Stade (1000-150 AP)

En su tabla de correlación más reciente (Tabla 4), aunque no hace alusión a lo reportado por Heine para el Iztaccihuatl, sí señala que las morrenas MIV y MV del Nevado de Toluca y del Pico de Orizaba definidas por éste último corresponden en conjunto a los depósitos *Ayoloco* del Iztaccihuatl, formados a partir de 5000 AP.

Para Heine, sin embargo, todas las morrenas MV son muy recientes; las principales se formaron entre aproximadamente 1800 y 1850 D.C., y las recesionales entre aproximadamente 1890 y 1953 (Heine 1975a:92). También menciona a la glaciación MV como equivalente de la *Pequeña Edad Glacial*, que tuvo lugar desde fines del siglo XVI hasta mediados del XIX (Heine 1985:92). Como evidencia de la juventud de estas morrenas señala el hecho de que en la Sierra Nevada no fueron

segundo.

26. Glaciaciones de las Rocallosas y sus edades, según Benedict (1973).

cubiertas por las últimas cenizas del Popocatepetl (Ci), emitidas hace unos 450 años durante la etapa eruptiva de 1519-1539 (Heine 1973b:169); y en el Pico de Orizaba fueron posteriores a la última erupción, ocurrida en el año 1545 D.C. (Heine 1985:82).

Como es fácil concluir, para conocer la edad de estos depósitos glaciales -llámense Ayoloco o MV- es necesario diferenciar y fechar con precisión las diversas erupciones de cenizas del Popocatepetl ocurridas después del Hipsitermal, y determinar la relación estratigráfica que guardan con las morrenas.

La información reunida en el Táyotl no permite afirmar que las morrenas principales T3 del valle de Tlacopaso se formaron a mediados del siglo pasado, como sugiere Heine para las MV del Iztaccihuatl. Pero al menos las últimas recessionales y los glaciares rocosos desarrollados en las cabeceras, arriba de los 4200 m, tienen un aspecto que deja pocas dudas sobre su equivalencia con los depósitos MV o Ayoloco (Tabla 5). Los siguientes datos apoyan esta posibilidad:

- Heine (1976a:342,345) atribuyó a la fase MV los glaciares rocosos más recientes del Nevado de Toluca, donde las condiciones son similares o incluso menos adecuadas que las del Táyotl para este tipo de fenómenos. Es interesante notar que dentro de este grupo de glaciares rocosos ("Generación I") distingue unos muy recientes -activos hacia 1900- de otros un poco anteriores -probablemente activos durante la Pequeña Edad Glacial (siglos XVII y XVIII). En el campo se ha podido observar una gran similitud entre los glaciares rocosos T3 del Táyotl y los más recientes del Nevado de Toluca.

- En la Malinche -que durante la fase MV ya no tuvo glaciares- Heine (1983a:414) reporta taludes detríticos y un glaciar rocoso "subrecientes" (posiblemente de la Pequeña Edad Glacial). Ello es testimonio de una dinámica periglacial intensa, en una montaña cuyas condiciones son en algunos aspectos menos favorables al desarrollo de glaciares rocosos que las del Táyotl.

- En el Pico de Orizaba Heine (1984a:102) indica la presencia de glaciares rocosos de la Pequeña Edad Glacial en la zona comprendida entre las morrenas MV (más de 4200 m) y el límite superior del bosque (4000 m), es decir, a una altitud similar a la de los glaciares rocosos T3 del Táyotl.

- En el Táyotl existen diversos depósitos periglaciales de aspecto muy reciente (T3) incluso a menos de 4000 m. Denotan condiciones nivales y gelifracción intensa.

- En el Popocatepetl el glaciar del valle del Ventorrillo descendía hasta 4335 m todavía en 1906 (White 1891b:360), lo que implica temperaturas suficientemente bajas para permitir la existencia de hielo a la altitud mencionada -inferior a la del Táyotl-, así como precipitaciones nivales abundantes en la parte alta de la montaña.

- En el Iztaccihuatl al glaciar de Ayoloco descendía hasta 4330 m en 1898 (Heine 1975a:72-73), y alrededor de 4300 m a mediados del

siglo XIX (Heine 1983a:412), datos que son coherentes con los del Popocatepetl, y con la idea de la formación de glaciares rocosos en las laderas sombreadas de más de 4300 m del Táyotl.

Una diferencia de las morrenas T3 con respecto a sus supuestas equivalentes del Iztacchiuatl, es la cubierta de zacatonal presente en aquellas, en contraste con la falta casi total de vegetación sobre éstas. El autor considera que esta discrepancia no es de importancia, ya que el desarrollo de la vegetación depende más del clima, controlado por la altitud, que de la edad de los depósitos glaciales, sobre todo si se considera que éstos tienen una antigüedad por lo menos de varios decenios, suficiente para la existencia de una vegetación incipiente. Así, una morrena situada a más de 4300 m difícilmente puede ser colonizada por los pastos, lo que si ocurriría con otra de la misma edad ubicada más abajo. Algo similar ocurre con la formación del suelo. Para ilustrar lo anterior vale la pena señalar que White (1981a:246) correlaciona las morrenas Ayofoco (arriba de 4300 m) del Iztacchiuatl, no colonizadas, con las de la Neoglaciación I (3885 m) del Ajusco, cubiertas por un denso bosque de coníferas.

En conclusión, no es conveniente utilizar como criterio de datación a la vegetación o al suelo en aquellos casos en que las formas por datar se localizan cerca de límites bioclimáticos altitudinales importantes.

De paso puede señalarse que, a igual altitud, el desarrollo de suelo y vegetación es más rápido sobre una morrena que sobre un glaciar rocoso, un talud detrítico formado por bloques, un *protaeus* rampart o un campo de bloques, ya que en la primera suele ser abundante el material fino (favorable a los procesos pedogenéticos y a la colonización vegetal), que en cambio falta casi por completo en la superficie de las otras formas.

2.4. Comentarios finales sobre edades y correlaciones.

La actividad volcánica formadora del Iztacchiuatl se extiende hasta el Pleistoceno Tardío y una de sus etapas finales corresponde a la formación del Táyotl (Nixon et al. 1987). Precisamente en la zona del Táyotl, White (1962a, 1962b) encontró que las morrenas de distintas subetapas glaciales del Pleistoceno Tardío están intercaladas con depósitos volcánicos.

Durante la presente investigación no se encontraron evidencias que apoyen la idea de White sobre emisiones de lava posteriores a la glaciación Diamantes (T1) en el área del Táyotl. Como se indicó en el capítulo V, la distribución y dirección de flujo de los glaciares T1 no se contraponen con la disposición de las coladas de lava más recientes del Táyotl. Las observaciones de campo y la fotointerpretación muestran que dentro del área abarcada por la

glaciación T1 (en general arriba de los 3400 m, en algunas partes arriba de 3200 m) no fueron emitidas lavas con posterioridad a este evento. Una de las coladas de lava de aspecto más reciente se ubica en el extremo N de la zona estudiada, en el fondo de la cañada Meztilia, inmediatamente al E del valle de Tlacopaso; aún conserva ciertos rasgos de malpais, y en su borde derecho todavía puede observarse un leve muy claro. Sin embargo, está parcialmente cubierta por la morrena lateral derecha del segundo avance T1. De acuerdo con lo anterior, las lavas tendrían una edad mínima de 14500 AP (edad de la pomez con andesita que cubre a los depósitos T1) (Tabla 3).

Si se acepta el dato de Nixon et al. (1987) según el cual las lavas fuertemente afalladas del extremo S del Teyotl tienen cerca de 80 000 años de antigüedad²⁷, entonces las efusiones que formaron la mayor parte del volcán debieron ocurrir entre 80 000 AP y 14 500 AP. Algunas lavas muy erosionadas pueden ser anteriores (por ejemplo, el interfluvio entre las cuencas de Texcalco y Hueytecocxo).

Es interesante notar que no se observaron evidencias de glaciación en los valles de Tlacopaso y el Rodadero más abajo de la zona de morrenas T1 (el curso inferior de los demás valles no se estudió). En contraste, en la zona situada al NW y W de Llano Grande, incluyendo el valle Agua al Marrano, se encuentran depósitos glaciales más antiguos: son los que White (1962a, 1962b) mapea como morrenas Nexcoalango de la subetapa glacial Tonicocxo (Fig. 8), que se distinguen fácilmente de las Hueyatlaco (T1) por su alto grado de meteorización²⁸ (Tabla 2). Se puede entonces concluir que las lavas del extremo N de la zona, que se extienden más allá de la misma hacia el N y NE cubriendo parte del piedemonte piroclástico, fueron posteriores a la glaciación Tonicocxo, ya que sepultaron sus depósitos²⁹. Esta subetapa glacial no ha sido datada, pero con base en criterios relativos y en una comparación con la secuencia glacial de Norteamérica, White (1987: Chart 1) la considera del Pleistoceno Medio, en particular del periodo entre 198 000 y 132 000 AP (Tabla 4). La fecha de 80 000 AP obtenida por Nixon et al. (1987) es congruente con las cifras anteriores, pues señalaría la fase de vulcanismo que dio origen al cuerpo principal del Teyotl y sepultó vestigios de glaciaciones anteriores.

Vale la pena señalar que Heine (1975a: 59-61) reporta la presencia de morrenas a 2750 m, aproximadamente 1 km al W de Santa Rita Tlahuapan (Fig. 1), apenas afuera de la zona de coladas de lava; y a 2900-2950 m, unos 3 km al SW del mismo poblado, descansando sobre lavas relativamente antiguas que Vázquez Selam (1985: 110) atribuye al volcán Hielotzocho. De acuerdo con Heine se trata de morrenas MII, que él correlaciona con las Nexcoalango del W del Itzacihuatl, y

27. Se trata de un fechamiento K-Ar, que por la corta edad indicada debe ser tomado con reserva.

28. El depósito glacial Nexcoalango puede observarse en varios cortes del camino de terracería que conduce de San Rafael a Llano Grande el Alto (Fig. 1), en particular en el tramo comprendido entre las cotas 3300 y 3460 m.

29. En un trabajo anterior (Vázquez Selam 1986), apoyado en dataciones de Heine (1978a), el autor mostró que las lavas más recientes del área de Río Frio (del volcán Papayo) tienen más de 35000 AP. Como las coladas del piedemonte NE del Itzacihuatl originadas en la zona del Teyotl tienen un aspecto más antiguo, la cifra mencionada constituye también una edad mínima para ellas.

habrían sido formadas por glaciares procedentes del N del Iztaccihuatl. Como se anotó líneas arriba, durante esta glaciación la morfología de la montaña debió ser muy distinta a la actual, ya que aún no había ocurrido la fase de vulcanismo que formó el cuerpo principal del Teyotl actual.

VII. CONCLUSIONES.

LA SECUENCIA GLACIAL DEL IZTACCIHUATI.

Al comparar las secuencias glaciales elaboradas separadamente por S. White y por K. Heine para el Iztaccihuati, se observa que en términos generales son similares en número de episodios registrados, en la ubicación de los depósitos glaciales y en el agrupamiento de estos por edad relativa. Sin embargo, difieren considerablemente en las edades absolutas; mientras que las cinco glaciaciones de White abarcan algo más de los últimos 300 000 años, las de Heine caen en su totalidad dentro de los últimos 36 000 años, es decir, un lapso ocho veces más corto.

Una confrontación de los datos de ambos autores concernientes a las últimas tres glaciaciones del Iztaccihuati (que son las que interesan directamente en el contexto del Táyotl, según se ha podido determinar en la presente investigación) muestra lo siguiente, tomando como base las correlaciones propuestas por Heine.

Subetapa glacial Diamantes - Glaciación MIII : ambos mapean más o menos las mismas morrenas, pero les asignan edades distintas: entre 32000 y 20000 AP según White, y entre 10000 y 8500 AP según Heine. El presente trabajo ha contribuido a resolver esta discrepancia y, aunque no se logró datar con precisión el evento, la información obtenida parece más acorde con la datación de White.

Subetapa glacial Alcalicán - Glaciación MIV : originalmente Heine consideró correspondientes sus morrenas MIV del Iztaccihuati con las Milpulco de White, con lo cual se presentaba una seria discrepancia de edades: entre 16000 y 10000 AP según White, aproximadamente 2000 AP según Heine. Sin embargo, en sus mapas más recientes Heine identifica esos mismos depósitos como MIII-3, es decir, de una fase recesional MIII que tuvo lugar (según estimó en la Malinche) entre 9000 y 8500 AP y que representa el último lapso con condiciones ambientales de tipo pleistocénico. Con ello la diferencia inicial se reduce, pues para ambos autores este episodio marca el término del Pleistoceno. Sin embargo, Heine ha señalado que el último periodo frío concluyó de manera desfasada en el planeta, por lo cual el límite Pleistoceno-Holoceno desde el punto de vista paleoambiental no necesariamente coincide con la cifra convencional de 10000 AP; con base en estudios polínicos desarrollados en la Malinche, sitúa en 8500 AP el inicio del Holoceno en México, es decir, el final de la fase recesional MIII-3 (Heine y Ohngemach 1976). Si bien la correlación MIII-3 entre la Malinche y el Iztaccihuati aún no ha sido comprobada, White tampoco ha apoyado con dataciones ^{14}C su estimación de la edad de las morrenas Milpulco.

Por otro lado, las morrenas MIV indicadas por Heine en su nuevo mapa no tienen equivalente en el de White. Ambos concuerdan en que alrededor de 2000 AP ocurrió un avance glacial en las montañas del centro de México (establecido en la Malinche por Heine y en el Ajusto por White). Pero no coinciden en identificar las evidencias de este

evento en el Iztaccihuatl.

Subetapa glacial Ayolotepe - Glaciación IV: los dos autores mapean prácticamente los mismos depósitos, por lo que en este caso no existe duda sobre la equivalencia de éstos. Sin embargo, mientras para White las morrenas Ayoloco se formaron durante los últimos 5000 años, para Heine datan de menos de 450 años (*Pequeña Edad Glacial*), un lapso once veces menor. La determinación de la relación estratigráfica existente entre estas morrenas y los depósitos piroclásticos de caída (pómez y cenizas) más recientes del Popocatepetl, así como la datación precisa de éstos, son necesarias para resolver este problema.

LA SECUENCIA GLACIAL DEL TAYOTL

Dentro de la franja altitudinal estudiada en el volcán Tayotl se encontraron evidencias de tres fases de glaciación, que en el presente trabajo han sido designadas informalmente con las iniciales T1, T2 y T3.

La más antigua y extensa, T1, dejó claras huellas de erosión hasta por debajo de los 3600 m. La glaciación cerrada probablemente llegó hasta los 3800-3900 m, mientras que los glaciares de valle alcanzaron longitudes entre 3 y 7 km y espesores hasta de más de 140 m y depositaron grandes morrenas laterales que se extienden, según el valle, entre los 3900 y los 3200 m. Las diferencias en el estado de conservación de las formas morrénicas sugieren que la glaciación tuvo por lo menos dos avances, y el más reciente de ellos al menos dos fases recesionales.

Las huellas de periglaciario T1 observadas son relativamente escasas, lo que concuerda con la hipótesis de que las glaciaciones de fines del Pleistoceno no generaron franjas periglaciales extensas en las montañas del centro de México.

Las morrenas fueron cubiertas por una secuencia de ceniza-pómez-ceniza; la capa de pómez contiene fragmentos líticos y se ha podido correlacionar con la pómez con andesita de Tlapacoya (planicie lacustre de Chalco, SE de la cuenca de México) originada en el Popocatepetl entre 14770 y 12900 AP, probablemente alrededor de 14500 AP. Por consiguiente, la glaciación T1 ya había concluido (o había depositado sus morrenas principales) hace cerca de 14500 AP. Sin embargo, la inclusión de fragmentos de pómez dentro de depósitos periglaciales de ladera que sobreyacen a las morrenas, sugiere que existieron condiciones periglaciales durante algún tiempo después de la retirada de los hielos en altitudes hasta de 3600-3400 m.

La segunda glaciación, T2, tuvo un menor alcance que la anterior pero dejó claras evidencias por lo menos en cinco cuencas de la montaña aún más abajo de los 4000 m. En dos de ellas se observaron dos niveles diferentes de morrenas terminales, que probablemente representan un avance principal y uno recesional; el principal habría formado arcos terminales alrededor de los 3800 m, y el recesional

alrededor de los 4000 m. Por encima de los 3900 m quedan huellas del paso del hielo de aspecto muy reciente en forma de rocas acanaladas y estriadas y de rocas aborregadas.

Morrenas que parecen equivalentes a las T2 del Táyotl se encuentran en las laderas N y NW del Iztaccihuatl.

Una capa de cenizas de color gris oscuro-negro (el miembro superior de la secuencia de ceniza-pómez-ceniza antes mencionada) es la única tefra observada sobre el depósito glacial T2. Su edad es desconocida.

En una de las cuencas (Texcalco) el frente de un glaciar en retroceso parece haberse transformado en glaciar rocoso con núcleo de hielo y avanzado más allá de las morrenas T2 previamente depositadas hasta cerca de los 3750 m de altitud. Una forma similar se generó en el fondo del circo de otra cuenca (Hueytexco) y llegó cerca de los 4150 m. Por otra parte, pequeños glaciares rocosos lobulados (con hielo intersticial no glacial) que se observan en distintas laderas de la montaña entre 4200 y 4300 m, probablemente también corresponden a esta glaciación. Además de los glaciares rocosos, formas como los *protaeus rasparts* evidencian condiciones periglaciales marcadas por lo menos hasta los 4000 m durante el episodio T2, y en particular un clima más húmedo.

La glaciación más reciente, T3, tuvo una distribución aún más restringida que la anterior, pues sólo produjo masas de hielo apreciables en la cuenca de Tlacopaso, la más extensa y elevada del Táyotl. Esto indica que la línea climática de las nieves se encontraba a una altitud muy cercana a la de las máximas elevaciones de la montaña (4660 m). En la cuenca mencionada se encuentran arcos morrénicos de aspecto notablemente reciente, estrechos y alargados, que inician al pie de laderas orientadas al N y terminan entre 4240 y 4020 m. Sus posiciones frontales masivas y cerradas sugieren que se trataba de glaciares fuertemente cargados de detritos, y por lo menos en un caso hay evidencias de la transformación de la parte frontal en un glaciar rocoso con núcleo de hielo. Hasta tres posiciones recessionales se observan dentro de los arcos mayores; la última de éstas puede presentarse en forma de glaciares rocosos generados al pie de laderas sombreadas de fuerte pendiente, e indica una transición paulatina de un sistema morfogenético glacial a otro periglacial. Otros glaciares rocosos se observan en la cuenca de Tlacopaso y fuera de ella y, junto con diversas formas como los *protaeus rasparts*, taludes detriticos y *levees* de flujo lodoso, evidencian condiciones periglaciales relativamente marcadas a partir de los 4100-4200 m, en particular una intensa gelificación y una presencia de nieve mucho más frecuente que en la actualidad.

Las morrenas T3 no presentan ninguna cubierta de tefra. Su edad no se conoce, pero la buena preservación de las formas y la falta de suelo y vegetación en algunas de ellas -en particular en los glaciares rocosos y los *protaeus rasparts*- hacen pensar que tienen una antigüedad de pocos siglos, en ciertos casos de pocos decenios.

CORRELACIONES

La comparación de la secuencia glacial del Tayotl con las definidas en el Iztaccihuatl por S. White y por K. Heine, permitió proponer equivalencias, si bien no en todos los casos fue posible comprobarlas. De hecho las contradicciones existentes entre las secuencias de ambos autores, ya señaladas en párrafos anteriores, imposibilitan de entrada cualquier intento de correlación perfecta y completa. En la Tabla 5 se presenta una propuesta de correlación que hace abstracción de las edades absolutas sugeridas tanto por White como por Heine.

Dentro del área estudiada no se encontraron depósitos equiparables a los Nexcoafango del W del Iztaccihuatl, que de acuerdo con White datan del Illinoiano (más de 132 000 AP). Todo parece indicar que fueron cubiertos por las lavas que conforman el cuerpo principal del Tayotl, ya que aquellos si se observan al W y NW de Llano Grande el Alto, en una zona que no fue alcanzada por dichas lavas. Por otro lado, el análisis morfológico sugiere que las efusiones concluyeron antes del inicio de la glaciación T1, ya que la dirección de flujo de las masas de hielo parece congruente con la disposición de las coladas, además de que no se han observado evidencias claras de morrenas T1 cubiertas por lavas.

Los depósitos de la glaciación aquí llamada T1 pueden ser correlacionados sin problemas con las morrenas Hueyatliaco (subetapa glacial *Diamantes*) de White, y con los que Heine denomina MIII en el Iztaccihuatl, ya que incluso el mapeo de todos ellos coincide en forma aproximada. Al identificar la *pómez con andesita* de Tiapacoya sobre estas morrenas -comprobando así una hipótesis planteada años atrás por Lorenzo (1973)- se ha podido datar a la glaciación T1 en más de 14500 AP. Esto contradice a la edad de 10000-8500 AP propuesta por Heine para los depósitos MIII del Iztaccihuatl; y en cambio es congruente con la de 32000-20000 AP que White estima (con base en una correlación con morrenas del Ajusco) para los depósitos Hueyatliaco, aunque no se puede afirmar que la compruebe.

Se considera que este dato es muy importante porque contribuye a delimitar la temporalidad del que sin duda es uno de los eventos climáticos más importantes del Cuaternario Tardío en el centro de México. Considerando la magnitud de esta glaciación, es muy probable que también haya dejado huellas en otras montañas elevadas del país. En todo caso es preciso datarla con mayor exactitud para facilitar las correlaciones.

No se ha obtenido información precisa sobre la edad de las morrenas T2 en la presente investigación. Se las ha asociado con el depósito glacial Milpulco de White con base en una buena coincidencia de altitudes y morfología, y en la cubierta de cenizas gris oscuro-negras que en ambos casos se presenta. Asimismo se las ha identificado con las morrenas MIV del Iztaccihuatl de Heine (1975a:60), ya que existen algunas coincidencias de mapeo. Sin embargo, en este último

caso la correlación es problemática si se considera que para Heine la línea de las nieves durante la glaciación MIV se hallaba alrededor de los 4600 m, es decir, apenas abajo de las máximas elevaciones del Teyotl. Ahora bien, considerando el nuevo mapeo de Heine (1983a:41, 1984a:113) del S del Iztaccihuatl, las morrenas T3 podrían corresponder a las MIII-3 del autor mencionado, aunque por el momento esto es sólo una hipótesis por comprobar.

Por otro lado, se identificó lo que parecen ser morrenas *Milpulco* (aquí T2) en los flancos N y NW del Iztaccihuatl (algunas de ellas mapeadas como MIV por Heine 1975a:60). De comprobarse lo anterior, significaría que la glaciación correspondiente (*Alcalican*) no se limitó a los grandes valles del SW de la montaña, como indica el mapa de White.

Las morrenas y glaciares rocosos T3 del Teyotl han sido correlacionadas con las *Ayoloco* de White y con las MV de Heine. Desde el punto de vista del grado de preservación de las formas la correlación se justifica, ya que los depósitos T3 presentan un aspecto notablemente joven, sólo comparable al de las formaciones más recientes del Iztaccihuatl. La ausencia de una cubierta de cenizas sobre las morrenas T3 también apoya la equivalencia propuesta. Sin embargo, la altitud de estos depósitos (arcos terminales hasta 4020 m) es inferior a la de sus supuestos correspondientes del Iztaccihuatl, lo que en principio es contradictorio si se considera la diferencia de altura entre esta montaña y el Teyotl.

No obstante lo anterior, se ha optado por mantener la correlación propuesta con base en la observación de que la cuenca superior de Tlacopaso, sitio de los glaciares en cuestión, reúne una serie de condiciones particularmente favorables a los fenómenos de glaciación: morfología de anfiteatro concentradora de los flujos de nieve; laderas orientadas al N, escarpadas y hasta de más de 200 m de altura, que favorecerían la preservación de nieve y su movilización por avalanchas hacia el fondo de la cuenca; y abundancia de material detrítico (de gelifracción) que protegería a las masas de hielo de la fusión permitiéndoles descender más allá del límite de los glaciares limpios.

Varios ejemplos del centro de México, relativos tanto a glaciares actuales como a los del pasado, documentan la influencia de los factores mencionados en la distribución diferencial de las masas de hielo sobre las montañas. En el Popocatepetl los glaciares actuales se localizan únicamente en la vertiente N. En el Ajusco, de altitud inferior a los 4000 m, S. White ha encontrado evidencias de varias glaciaciones pleistocénicas y holocénicas sobre las laderas septentrionales, de fuerte pendiente y contornos cóncavos, que aparentemente no dejaron huellas en las laderas meridionales. El propio White (al igual que J.L. Lorenzo) ha planteado correlaciones entre el Ajusco y el Iztaccihuatl, de manera tal que los términos de las morrenas de una misma glaciación se encuentran más abajo en la primera montaña, no obstante su altitud inferior en más de 1000 m. Así pues, las equivalencias aquí propuestas para los depósitos T3 parecen factibles al menos desde la perspectiva de White. De lo anterior es posible concluir que si bien la altitud ha sido fundamental en las

posibilidades de formación de glaciares en el centro de México, el alcance de éstos también manifiesta una fuerte influencia de factores como la orientación, inclinación y morfología de las laderas -probablemente también la producción detrítica-, capaces de generar ambientes climáticos locales y condiciones favorables a la acumulación, concentración y preservación de las masas de nieve y hielo.

La edad de la glaciación T3 no ha podido ser precisada. La correlación con los avances *Ayolotepito* de White y *MV* de Heine no permite resolver el problema, ya que las estimaciones cronológicas de estos autores difieren notablemente: menos de 5000 años según el primero, menos de 450 según el segundo. En todo caso es necesario establecer claramente la relación estratigráfica entre las morrenas y los piroclastos de caída más recientes del Popocatepetl, y obtener dataciones de éstos últimos.

El desarrollo de glaciares rocosos durante la última etapa recesional T3, marca el paso de condiciones glaciales a periglaciales. El hecho de que éstas formas hoy en día sean inactivas -por la fusión del hielo intersticial que les permitía moverse- puede explicarse por un aumento de la temperatura. Cabría pensar entonces que la franja altitudinal de los glaciares rocosos se encuentra hoy a mayor altitud, superior a la del *Téyotl*. Sin embargo, se ha observado que el retroceso y, en algunos casos, desaparición de los glaciares del *Iztacchhuatl* y del *Popocatepetl* ocurridos en los últimos decenios, no han conducido a la formación de nuevos glaciares rocosos (de origen glacial) dentro de las franjas periglaciales progresivamente ampliadas. Tampoco existen glaciares rocosos activos (de origen no glacial) al pie de los taludes detríticos. Lo anterior permite suponer que el carácter del periglaciario en las montañas del centro de México ha variado de manera importante desde el final de la glaciación T3, no sólo por un simple desplazamiento altitudinal de los tipos climáticos, sino por un cambio cualitativo de éstos. La causa probable de ello es una disminución de la precipitación.

.....

El registro glacial del volcán *Téyotl* es comparable al del *Iztacchhuatl*, no obstante la diferencia de altitud entre ambas montañas. Los factores locales a los que se hizo alusión en párrafos anteriores parecen haber sido especialmente importantes durante la glaciación T3, ya que permitieron la formación de masas de hielo permanentes en una montaña situada por debajo o apenas arriba de la línea climática de las nieves. Empero, también pueden haber intervenido durante las glaciaciones anteriores, cuyo alcance es similar al observado en las laderas del *Iztacchhuatl*.

De acuerdo a las investigaciones de Heine, montañas de altitud un poco inferior a la del *Téyotl* como el *Nevado de Toluca* y la *Malinche*, tienen un registro glacial casi tan completo como el de los volcanes más altos. Asimismo, los datos de White dan cuenta de un registro muy completo en el *Ajusco*, lo que llama aún más la atención dada su

altitud relativamente reducida (menos de 4000 m). En ese contexto general no es de extrañar que la cronología glacial y Periglacial del Táyotl aquí presentada sea tan similar a la de las máximas elevaciones del centro de México. Sin embargo, en las tres montañas el episodio más reciente (MV de Heine, Ayolotepito de White) sólo ha significado una intensificación del periglacialismo y no ha generado una glaciación propiamente dicha, lo que sí ocurrió en el Táyotl. Esta diferencia puede atribuirse a su altitud ligeramente superior, pero también podría ser un resultado de la influencia climática ejercida por las mayores elevaciones del Iztaccihuatl, la Cabeza y el Pecho, situadas inmediatamente al sur.

BIBLIOGRAFIA

- Beaman, J.H. (1962). "The timberlines of Iztaccihuatl and Popocatepetl, Mexico". *Ecology*, 43, 337-385.
- Benedict, J.B. (1973). "Chronology of Cirque Glaciation, Colorado Front Range". *Quaternary Research*, 3, 584-599.
- Blázquez, L. (1943). "La edad glacial en México". *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística*, LVIII (3-6), 263-305.
- Blázquez, L. (1961). "Los glaciares de México". *Boletín del Instituto de Geología*, 61, 93-108.
- Bloomfield, K. y Valastro, S. (1977). "Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca volcano, Central Mexico". *Overseas Geological and Mineral Resources*, 46, 15 p., London.
- Böse, E. y Ordoñez, E. (1901). "Der Iztaccihuatl (5280 m). Eine Berg- und Gletscherfahrt in den Tropen". *Zeit. Deut. u. Osterreich. Alpenvereins*, 32, 138-158, München.
- Brecker, C.S. (1909). "Una ascensión al Iztaccihuatl". *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística*, III (4). Sa. época, 222-229.
- Bryan, K. (1948). "Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México, en relación con los cambios climáticos". *Boletín de la Sociedad geológica Mexicana*, XIII, 1-20.
- Cornwall, I.W. (1962). "Volcanoes, lakes, soils and Early Man in and near the Mexico Basin". *Man*, LXII, 55-58, London.
- Cornwall, I.W. (1968). "Estratigrafía de los depósitos terrestres volcánicos y de los suelos entre Chalco y Puebla". *Boletín del I.N.A.H.*, 32, 25-29.
- Cornwall, I.W. (1969). "Outline of a stratigraphical "bridge" between the Mexico and Puebla Basins", Part I. *Bulletin of the Institute of Archaeology*, 7, 89-140, University of London.
- Cornwall, I.W. (1970). "Outline of a stratigraphical "bridge" between the Mexico and Puebla Basins", Part II. *Bulletin of the Institute of Archaeology*, 8, 1-54, University of London.
- Cornwall, I.W. (1971). "Geology and Early Man in central Mexico". *Geological Association of London Proceedings*, 82, 379-392.
- Delgado Granados, H. (1986). "Estudios glaciológicos en el Popocatepetl". En: *Resúmenes de la Primera Reunión Nacional de Geomorfología*. México, Instituto de Geografía de la U.N.A.M., agosto de 1986, 16 p., p.10-11.
- Delgado Granados, H., y Arciniega Dettmer, R. (1985). "Los glaciares de México: metodologías para su estudio". En: *GEOS Boletín: Unión Geofísica Mexicana*, reunión anual 1985, Num.3, SEP-Instituto Tecnológico de Oaxaca, octubre 1985, p.16.
- Delgado Granados, H., Arciniega Dettmer, R. y Calvario Benítez, D. (1985). "Los glaciares del Popocatepetl y el Iztaccihuatl". En: *GEOS Boletín: Unión Geofísica Mexicana*, reunión anual 1985, Num.3. SEP-Instituto Tecnológico de Oaxaca, octubre 1985, p.16.
- Demant, A. (1978). "Características del Eje Neovolcánico y sus problemas de interpretación". *Revista del Instituto de Geología de la U.N.A.M.*, 2(2), 172-187.

- Demant, A. (1981). *L'Axe Néovolcanique Transmexicain Etude volcanologique et pétrographique. Signification géodynamique. Thèse doctorale de 3e. Cycle, Marseille, Univ. Aix-Marseille III, 259 p.*
- Embleton, C. y King, C.A.M. (1968). "Glacial and periglacial geomorphology. London, Edward Arnold, 608 p.
- Erffa, A. von Hilger, W., Knoblich, K. y Weyl, R. (1976). "Geología de la cuenca alta de Puebla-Tlaxcala y sus contornos". *Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala*, 13, 99-106, Fundación Alemana para la Investigación Científica, Puebla.
- Erffa, A. von Hilger, W., Knoblich, K. y Weyl, R. (1977). *Geologie des Hochbeckens von Puebla-Tlaxcala un seiner Umgebung (Erläuterung zu einer geologischen Karte)*. Wiesbaden, Franz Steiner, 130 p. (Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Band XI).
- Fairbridge, R.W. (1968). "Rock streams, rock rivers, rock glaciers". 966 in: *The Encyclopedia of Geomorphology*, R.W. Fairbridge (Ed.), New York, Reinhold Book Corp., 1295 p. (Encyclopedia of Earth Sciences, Vol. III).
- Farrington, D.C. (1897). "Observations on Popocatepetl and Iztacchiuatl". *Field Columbian Museum, Publ.* 18, Vol. 1, 71-120, Chicago.
- Freudenberg, W. (1911). "The ascent of Iztacchiuatl from the South". *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, 31, 71-75.
- Freudenberg, W. (1911). "Geologische Beobachtungen im Gebiete der Sierra Nevada von Mexiko". *Monasterb. D.G.G.*, LXI, 254-274, Stuttgart.
- Frdh, J. (1898). "Neue Reisen in die Schneeregion des Popocatepetl und Iztacchiuatl". *Globus*, LXXIII (4), 1-5.
- García, E. (1981). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana)*. México, 3a. ed., 252 p.
- Gardiner, V. y Dackombe, R. (1983). *Geomorphological Field Manual*. London, Allen and Unwin, 254 p.
- González Quintero, L. (1974). *El Pleistoceno en México*. México, I.N.A.H., 28 p. (Apuntes para la Arqueología, 2).
- Haeblerli, W. (1983). "Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps - today and in the past". En: *Fourth International Conference on Permafrost*, 1, National Academy Press, Washington, p. 415-420.
- Heine, K. (1971). "Fachas C14 de los sedimentos del volcán La Malinche, México". *Anuario de Geografía*, XI, 177-183.
- Heine, K. (1973a). "Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40 000 años en México. Deducciones indirectas de observaciones geomorfológicas". *Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala*, 7, 51-58, Fundación Alemana para la Investigación Científica, Puebla.
- Heine, K. (1973b). "Zur Glazialmorphologie und präkeramischen Archäologie des mexikanischen Hochlandes während des Spätglazials (Wisconsin) und Holozäns". *Erdkunde*, 27, 161-180.
- Heine, K. (1973c). "Die jungpleistozänen und holozänen Gletschervorstöße am Malinche-Vulkan, Mexiko". *Eiszeitalter und Gegenwart*, 23/24, 46-62, Ohningen.

- Heine, K. (1974a). "Nuevas observaciones sobre la estratigrafía cuaternaria de la región del Valle "Puebla-Tlaxcala". *Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala*, 11, 1-3, Fundación Alemana para la Investigación Científica, Puebla.
- Heine, K. (1974b). "Bemerkungen zu neueren chronostratigraphischen Daten zum Verhältnis glazialer und pluvialer Klimabedingungen". *Erdkunde*, 28, 303-312.
- Heine, K. (1975a). *Studien zur Jünquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane. Mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung*. Wiesbaden, Franz Steiner, 178 p. (Das Mexiko Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Band VII).
- Heine, K. (1975b). "Permafrost am Pico de Orizaba, Mexiko". *Eiszeitalter und Gegenwart*, 26, 212-217, Ohningen.
- Heine, K. (1976a). "Blockgletscher- und Blockzungen-Generationen am Nevado de Toluca, Mexiko". *Die Erde*, 107(4), 330-352, Berlin.
- Heine, K. (1976b). "Schneegrenzdepressionen, Klimaentwicklung, Boden-erosion und Mensch im zentralmexikanischen Hochland im Jüngeren Pleistozän und Holozän". *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd. 24, 160-176.
- Heine, K. (1976c). "Auf der Spuren der Eiszeit in Mexiko". *Natur und Museum*, 106(10), 289-298, Frankfurt/Main.
- Heine, K. (1976d). "Changes in climate in the Central Mexican Highland during the upper Pleistocene and Holocene: evidence from glacial morphology and tephrochronology of the volcanoes". 298-301 in *Geomorphology and Paleogeography. 23 International Geographical Congress*, Vol. 1, Moscu, Institute of Geography.
- Heine, K. (1977a). "Zur morphologischen Bedeutung des Kammeises in der subnivalen Zone (randtropischer semihumider Hochgebirge)". *Zeitschrift für Geomorphologie*, 21, 57-78.
- Heine, K. (1977b). "Beobachtungen und Überlegungen zur eiszeitlichen Depression von Schneegrenze und Strukturbodengrenze in den Tropen und Subtropen". *Erdkunde*, 31, 161-178.
- Heine, K. (1978a). "Neue Beobachtungen zur Chronostratigraphie der mittelwisconsin-zeitlichen Vergletscherungen und Böden mexikanischer Vulkane". *Eiszeitalter und Gegenwart*, 28, 139-147, Ohningen.
- Heine, K. (1978b). "Mensch und geomorphodynamische Prozesse in Raum und Zeit in randtropischen Hochbecken von Puebla-Tlaxcala, Mexiko". 41 dt. *Geogr.-Tag Mainz. Tagungsberichte und wissenschaftliche Abhandlungen*, 380-406, Wiesbaden.
- Heine, K. (1980). "Quartäre Pluvialzeiten und klimamorphologischer Formenwandel in den Randtropen (Mexiko, Kalahari)". *Arbeiten aus dem Geogr. Inst. der Univ. Sarland (Festschrift C.Rathjens)*, 29, 135-157, Saarbrücken.
- Heine, K. (1981). "Sintflutartige Niederschläge in Mexiko vor 12 000 Jahren". *Ibero-Amerikanisches Archiv*, N.F., 7(1/2), 69-76.
- Heine, K. (1983a). "Mesoformen der Periglazialstufe der semihumiden Randtropen, dargestellt an Beispielen der Cordillera Neovolcánica, Mexiko". *Abh. Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, Series III, No. 35*, 403-424.
- Heine, K. (1983b). "Ein aussergewöhnlicher Gletschervorstoß in Mexiko vor 12 000 Jahren. Ein Beitrag zum Problem der spätglazialen Klimaschwankungen". *Catena*, 10, 1-25.

- Heine, K. (1983c). "Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen in Mexiko: Befunde und paläoklimatische Deutung". En: *Late and Post-glacial Oscillations of Glaciers; Glacial and Periglacial Forms*, H. Schroeder-Lanz (Ed.). Rotterdam, A.A. Balkema, p.291-304.
- Heine, K. (1984a). "The classical, Late Weichselian climatic fluctuations in Mexico". En: *Climatic changes on a yearly to millennial basis; geological, historical and instrumental records (Proceedings of the Second Nordic Symposium on Climatic Changes and Related Problems. Stockholm, May 1983)*, N. Morner y W. Karlen (Eds.), D. Reidel Publ. Co, Dordrecht, p.95-115.
- Heine, K. (1984b). "Comment on "Pleistocene Glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and Comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence" by Sidney E. White and Salvatore Valastro, Jr.". *Quaternary Research*, 22, 242-246.
- Heine, K. (1985). "Neue absolute Daten zur holozänen Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte zentralmexikanischer Vulkane". *Regensburger Geographische Schriften*, 19/20, 79-92, Institut für Geographie an der Universität Regensburg.
- Heine, K. y Heide-Weise, H. (1972). "Estratigrafía del Pleistoceno Reciente y del Holoceno en el volcán de La Malinche y región circunvecina". *Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala*, 5, 3-8, Fundación Alemana para la Investigación Científica, Puebla.
- Heine, K. y Heide-Weise, H. (1973a). "Secuencias de erupciones en el volcán de la Malinche y en la Sierra Nevada durante los últimos 40.000 años". *Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala*, 7, 7-8, Fundación Alemana para la Investigación Científica, Puebla.
- Heine, K. y Heide-Weise, H. (1973b). "Jungquartäre Förderfolgen des Malinche-Vulkans un des Popocatepetl (Sierra Nevada, Mexiko) und ihre Bedeutung für die Glazialgeologie, Paläoklimatologie und Archäologie". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 31/32, 303-322, Münster.
- Heine, K. y Ohngemach, D. (1976). "Die Pleistozän/Holozän Grenze in Mexiko". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 38/39, 229-251, Münster.
- Heine, K. y Schönhals, E. (1973). "Entstehung und Alter der "toba"-Sedimente in Mexiko". *Eiszeitalter und Gegenwart*, 23/24, 201-215, Ohningen.
- Höllerman, P. (1983). "Blockgletscher als Mesformen der Periglazialstufe. Studien aus europäischen und nordamerikanischen Hochgebirgen". *Bonner Geographische Abhandlungen*, 67, 73 p., Bonn.
- Jäger, F. (1925). "Untersuchungen über das diluviale Klima in Mexiko". *Z. Gesell. f. Erdkde. Berlin*, 1925, 366-373, Berlin.
- Jäger, F. (1926a). "Reisen und Forschungen in Mexiko im Sommer 1925". *Z. Gesell. f. Erdkde. Berlin*, 1926, 297-310, Berlin.
- Jäger, F. (1926b). "Forschungen über das diluviale Klima in Mexiko". *Petersmanns Mitt. Erg.*, 190, 64 p., Gotha.
- Klaus, D. (1973a). "Las fluctuaciones del clima en el valle de Puebla-Tlaxcala". *Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala*, 7, 59-62, Fundación Alemana para la Investigación Científica, Puebla.
- Klaus, D. (1973b). "Die eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Klimaschwankungen im zentralmexikanischen Hochland und ihre Ursachen". *Erdkunde*, 27(3), 180-192.

- Kneib, W., Miehlich, G. y Zoetl, K.V. (1973). "Clasificación regional de los suelos de la Sierra Nevada de México". *Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala*, 7, 11-13. Fundación Alemana para la Investigación Científica, Puebla.
- Lambert, W. (1986). "Descripción preliminar de los estratos de tefra de Tlapacoya I". En: *Tlapacoyas 35 000 años de historia del Lago de Chalco*, J.L. Lorenzo y L. Mirambell (Coord.), México, I.N.A.H., 297 p., p.77-100 (Colección Científica, 155).
- Lambert, P.W. y Valastro, S. (1976). "Stratigraphy and age of Upper Quaternary tephros on the northwest side of Popocatepetl Volcano, Mexico". En: *Abstracts of the Fourth biennial meeting of the American Quaternary Association*. Tempe, Arizona, U.S.A., Oct. 9-10, 1976.
- Lauer, W. (1973). "Zusammenhänge zwischen Klima und Vegetation am Ostabfall der mexikanischen Meseta". *Erdkunde*, 27, 192-213.
- Lauer, W. (1979a). "Tipos ecológicos del clima en la vertiente oriental de la meseta mexicana. Comentario para una carta climática 1:500 000". *Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala*, 15, 235-248. Fundación Alemana para la Investigación Científica, Puebla.
- Lauer, W. (1979b). "Timberline studies in Central Mexico". *Arctic and Alpine Research*, 10(2), 383-396.
- Lauer, W. (1979). "Medio ambiente y desarrollo cultural en la región de Puebla-Tlaxcala". *Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala*, 16, 29-50. Fundación Alemana para la Investigación Científica, Puebla.
- Lauer, W. y Klaus, D. (1975). "Geocological investigations on the timberline of Pico de Orizaba". *Arctic and Alpine Research*, 7(4), 315-330.
- Liddicoat, J.C., Coe, R.S., Lambert, P.W. y Valastro, S. (1979). "Paleomagnetic record in Late Pleistocene and Holocene dry lake deposits at Tlapacoya, Mexico". *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 59, 367-377.
- Lorenzo, J.L. (1961). "Notas sobre la geología glacial del Nevado de Colima". *Boletín del Instituto de Geología*, 61, 77-92.
- Lorenzo, J.L. (1964). *Los glaciares de México*. México; Instituto de Geofísica, U.N.A.M., 2a. ed., 124 p. (Monografías del Instituto de Geofísica, 1).
- Lorenzo, J.L. (1969a). *Condiciones periglaciales en las altas montañas de México*. México, I.N.A.H., 45 p. (Paleoecología, 4).
- Lorenzo, J.L. (1969b). "Minor periglacial phenomena among the highest volcanoes of Mexico". En: *The periglacial environments past and present*. T.L. Péwé (Ed.), Montreal, McGill-Queen's University Press, 487 p., p.161-175.
- Lorenzo, J.L. (1973). "Las glaciaciones del Pleistoceno Superior en México". En: *Estudios dedicados al Prof. Luis Pericot*, Barcelona, Instituto de Arqueología y Prehistoria, Universidad de Barcelona, p.385-410.
- Lorenzo, J.L. (1986). "Conclusiones". En: *Tlapacoyas 35 000 años de historia del Lago de Chalco*, J.L. Lorenzo y L. Mirambell (Coord.), México, I.N.A.H., 297 p., p.225-287 (Colección Científica, 155).

- Lorenzo, J.L. y Mirambell, L. (Coord.) (1986). *Tiapacoyas 35 000 años de historia del lago de Chalco*. México, I.N.A.H., 297 p. (Colección Científica, 156).
- Lugo Hubp, J. (1984). *Geomorfología del sur de la Cuenca de México*. México, Instituto de Geografía, U.N.A.M., 95 p. (Serie Varia, T.I, No.8).
- Martin H.E. y Whalley, W.B. (1987). "Rock glaciers. Part 1: rock glacier morphology: classification and distribution". *Progress in Physical Geography*, 11(2), 260-282.
- Melgarejo, A. (1910). "The greatest volcanoes of Mexico". *Nat Geogr. Mag.*, 21, 741-760, Washington.
- Miehlich, G. (1974). "Stratigraphie der jüngeren Piroklastika der Sierra Nevada de Mexiko durch schwermineralanalytische und pedologische Untersuchungen". *Eiszeitalter und Gegenwart*, 25, 107-125, Öhringen.
- Mooser, F.H. (1967). "Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años". *Boletín del I.N.A.H.*, 30, 12-15.
- Mooser, F. (1975). "Historia geológica de la Cuenca de México". En: *Memoria de las obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal*. Tomo I, México, D.D.F., 184 p., p.7-38.
- Mooser, F. y González Rul, F. (1961). "Erupciones volcánicas y el hombre primitivo en la cuenca de México". En: *Homenaje a Pablo Martínez del Río en el XXV Aniversario de la edición de los Orígenes Americanos*, México, p.137-141.
- Mooser, F., Nairn, A.E.M. y Negendank, J.F.W. (1974). "Paleomagnetic investigations of the tertiary and quaternary igneous rocks: VIII. A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico". *Geologische Rundschau*, 63(2), 451-483.
- Mooser, F., White, S.E. y Lorenzo, J.L. (1956). *La Cuenca de México: consideraciones geológicas y arqueológicas*. México, I.N.A.H., 51 p.
- Muller, F. (1970). "La cerámica de Cholula". En: *Proyecto Cholula*, I. Marquina (Ed.), México, I.N.A.H. (Serie Investigaciones, 19), p.129-142.
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L. y Haxakal, J.E. (1987). "K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt". *Geofísica Internacional*, 26(1), 109-158.
- Ohngemach, D., y Straka, H. (1978). "La historia de la vegetación en la región de Puebla-Tlaxcala durante el Cuaternario Tardío". *Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala*, 15, 189-204, Fundación Alemana para la Investigación Científica, Puebla.
- Ohngemach, D., y Straka, H. (1983). *Beiträge zur Vegetations- und Klimageschichte im Gebiet von Puebla-Tlaxcala. Pollenanalysen im Mexiko-Projekt*. Wiesbaden, Franz Steiner, 161 p. (Das Mexiko Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Band XVIII).
- Ordóñez, E. (1894). "Notas acerca de los ventisqueros del Iztaccihuatl". *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, 8, 31-42.
- Ortega Ramírez, J.R. (1979). *Geomorfología glacial del área del Ajusco, México, D.F. y estado de México*. México, Instituto Politécnico Nacional, Tesis de Ingeniero Geólogo, 139 p.
- Outcalt, S.I. y Benedict, J.B. (1965). "Photo interpretation of two types of rock glacier in the Colorado Front Range, U.S.A.". *Journal of Glaciology*, 5(42), 849-856.

- Potter, N. (1972). "Ice-cored rock glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming". *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 1972, 3025-3057.
- Priester, A. (1927). "Notas preliminares sobre vestigios glaciares en el estado de Hidalgo y en el valle de México". *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, 48, 1-13.
- Robin, C. (1984). "Le volcan Popocatepetl (Mexique): structure, evolution pétrologique et risques". *Bulletin Volcanologique*, 47(1), 1-23.
- Robles Ramos, R. (1944). "Algunas ideas sobre la glaciología y morfología del Iztaccihuatl". *Revista Geográfica del Instituto Panamericano de Geografía e Historia*, 4(10-20), 65-98.
- Seale, E. (1973). "Restos de milpas y poblaciones prehispánicas cerca de San Buenaventura Nealtican, Pue.". *Comunicaciones Proyecto Puebla-Tlaxcala*, 7, 77-86. Fundación Alemana para la Investigación Científica, Puebla.
- Simón, R. (1984). *Diccionario de la lengua Náhuatl o Mexicana*. México, Siglo XXI, 783 p.
- Terra, H.de, Romero, J. y Stewart, T.D. (1949). *Tepexpan Man*. New York, Viking Fund., 160 p. (Publ. in Anthropology, 11).
- Tricart, J. (1969). *Geomorphology of cold environments*, London, Macmillan-St. Martin's Press, 320 p.
- Tricart, J. (1985). *Pro-lagos. Los lagos del Eje Neovolcánico de México*. México, Instituto de Geografía, U.N.A.M., 66 p.
- Tricart, J. y Cailleux, A. (1962). *Le modelé glaciaire et nival*. Paris, S.E.D.E.S., 508 p. (Traité de Géomorphologie, Vol. III).
- Vázquez Selem, L. (1985). *Estudio geomorfológico del noroeste de la cuenca de Puebla-Tlaxcala*. México, U.N.A.M., Fac. de Filosofía y Letras, Tesis de Licenciatura en Geografía, 182 p.
- Vázquez Selem, L. (1986). "Utilización de criterios geomorfológicos para determinar la edad de las coladas de lava. El caso de los volcanes Teyotl y Papayo". En: *Resúmenes de la Primera Reunión Nacional de Geomorfología*, México, Instituto de Geografía, U.N.A.M., 1986, 16 p., p.7.
- Washburn, A.L. (1973). *Periglacial processes and environments*. London, Edward Arnold, 319 p.
- Weitzberg, F. (1923). "El ventisquero del Popocatepetl". *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, 41, 65-90.
- White, S.E. (1954). "The firn field on the volcano Popocatepetl, Mexico". *Journal of Glaciology*, 2(16), 389-392.
- White, S.E. (1956a). "Geología glacial del Iztaccihuatl". En: *La cuenca de México: consideraciones geológicas y arqueológicas*, F. Mooser, S.E. White y J.L. Lorenzo, México, I.N.A.H., 51 p., p.19-27.
- White, S.E. (1956b). "Probable substages of glaciation on Iztaccihuatl, Mexico". *Journal of Glaciology*, 64, 289-295.
- White, S.E. (1962a). *El Iztaccihuatl. Acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno Superior*. México, I.N.A.H., 80 p. (Serie Investigaciones, 6).
- White, S.E. (1962b). "Late Pleistocene Glacial Sequence for the West Side of Iztaccihuatl Volcano, México". *Geological Society of America Bulletin*, 73, 935-958.
- White, S.E. (1976). "Rock glaciers and rock fields, review and new data". *Quaternary Research*, 6, 77-97.

- White, S.E. (1978). "Acontecimientos glaciales y periglaciales en el Ajusco". *Antropología e Historia: Boletín del I.N.A.H.*, Época III, 22, 51-56.
- White, S.E. (1981a). "Equilibrium line altitudes of Late Pleistocene and recent glaciers in Central Mexico". *Geografiska Annaler*, 63 A(3-4), 241-249.
- White, S.E. (1981b). "Neoglacial to recent glacial fluctuations on the volcano Popocatepetl, Mexico". *Journal of Glaciology*, 27(96), 356-363.
- White, S.E. (1986a). "Iztaccihuatl, Mexico". *Volcano News*, 23, 1-3.
- White, S.E. (1986b). "Status of Pleistocene Glaciations, Neoglaciations, and Glaciers in Mexico". En: *American Quaternary Association, 9th Biennial Meeting, Program and Abstracts*, Champaign-Urbana, Illinois, June 1986, p.168.
- White, S.E. (1987). "Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico". En: *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*, V. Sibrava, D.G. Bowen y G.M. Richmond (Eds.), Oxford, Pergamon Press, p.201-205. (Quaternary Science Reviews, Vol. 5, Nos. 1-4, 1986).
- White, S.E., y Lorenzo, J.L. (1968). *Volcanology and geomorphology of the southern corner of the Mexico Basin, West Side of Iztaccihuatl and North Side of Popocatepetl volcanoes, Mexico*. The Geological Society of America, 1968 Annual Meeting, Mexico, Field Trip No. 8, 33 p.
- White, S.E., Duran, A.G., Ramirez, J.O., y Cortés, R. (1978). "Glacial and periglacial events on the Volcano Ajusco, Mexico". *Fifth Biennial Meeting of the American Quaternary Association*, Edmonton, Canada, Sept. 1978, Abstr. 5, 238 p.
- White, S.E. y Valastro, S. (1984). "Pleistocene Glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence". *Quaternary Research*, 21(1), 21-35.
- Wilson, L. (1968). "Frost action". En: *The Encyclopedia of Geomorphology*, R.W. Fairbridge (Ed.), New York, Reinhold Book Corp., 1295 p., p.396-381 (Encyclopedia of Earth Sciences, Vol.III).

CARTOGRAFIA

Carta de climas "Veracruz" 14Q-VI, escala 1:500 000, CETENAP-Instituto de Geografía UNAM, 1970.

Cartas topográficas escala 1:50 000, publicadas por la Dirección General de Geografía de la Secretaría de Programación y Presupuesto:

- Huejotzingo E14-B42
- Aecameca E14-B41
- Chalco E14-B31
- Mariano Arista E14-B32

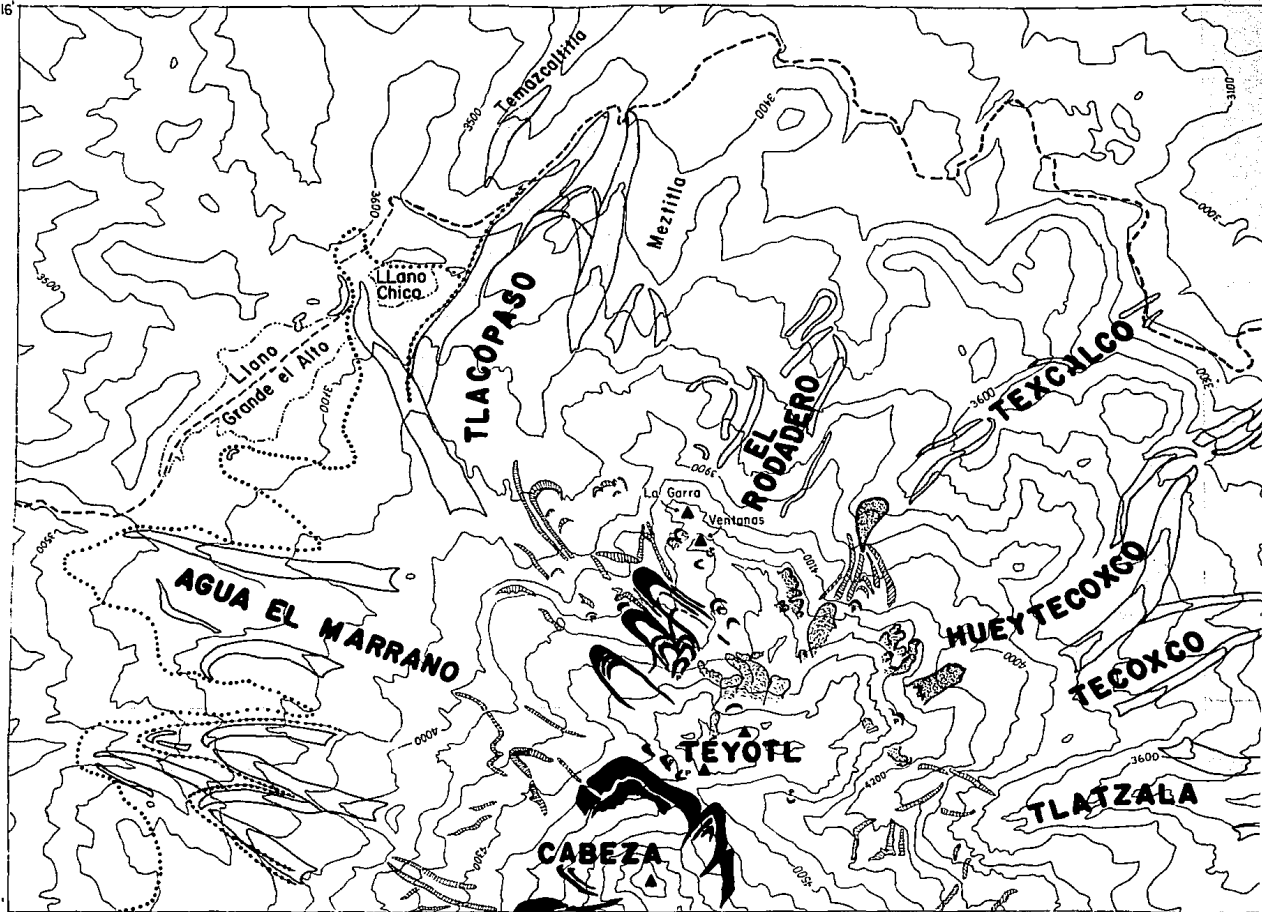
Mooser, F. (1974). Mapa geológico de la Cuenca de México y zonas colindantes. Escala 1:200 000 (aprox.). En: *Memorias de las obras del Sistema de drenaje profundo del Distrito Federal: Atlas de Planos Técnicos e Históricos*. México, D.D.F., 1975.

FOTOGRAFIAS AEREAS

- Fotografías aéreas en blanco y negro, escala aproximada 1:50 000, de la Dirección General de Geografía de la Secretaría de Programación y Presupuesto, tomadas en 1973.
- Fotografías aéreas en blanco y negro, escala aproximada 1:37 000, de la S.E.C.T.E., gobierno del Estado de México, tomadas en diciembre de 1983.

38°42'
19°16'

19°11'
98°42'



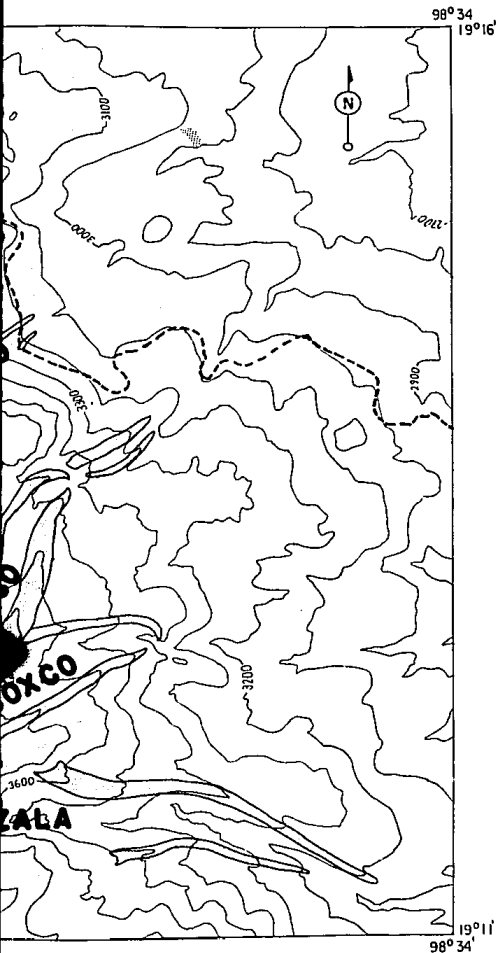


Fig. 10. Depósitos glaciales del volcán Téyotl

Glaciación T 3	{	Glaciar rocoso	
		Protalus rampart	
		Morrena	
Glaciación T 2	{	Glaciar rocoso	
		Morrena	
Glaciación T 1	{	Morrena	

Límite inferior del depósito
glacial Hueyatlaco (subetapa
diamantes) según White (1962 a, 1962 b)

Segundo avance
Primer avance -----

Camino de terracería -----

0 1 2 Km

Mapa base: Cartas Topográficas
Escala: 1: 50 000, S.P.P., INEGI,,
Claves: E 14 - B 42 "Huejotzingo",
E 14 - B 41 "Amecameca",
E 14 - B 32 "Mariana Arista",
E 14 - B 31 "Chalco"

Elaboró: Lorenzo Vázquez Selem.
"Geomorfología glacial y periglacial del
volcán Téyotl" (Sierra Nevada).
Tesis maestría en Geografía, Facultad
de Filosofía y Letras, 1989