

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO Y A LA SISTEMATICA DEL ENGLAZAMIENTO ACTUAL DE LA ALTA CORDILLERA DE MENDOZA

Por JORGE POLANSKY

RESUMEN

El autor describe los siguientes tipos principales del englazamiento actual de la Alta Cordillera de Mendoza:

1º Tipo alpino clásico con neviza y lengua glaciaria individual. En Mendoza relativamente raro; 2º Tipo turquestánico sin propio campo de neviza, que se alimenta con aludes y con la nieve redepositada a sotavento; 3º Tipo baffiniano también sin propio campo de neviza, que se alimenta con nieve seca depositada en los bajos del relieve. Tipo muy raro. 4º Tipo nuevo, andino, de tal característica: Tiene un campo colectivo de neviza, alojado en un relieve volcánico preexistente, sobrepuesto a grandes alturas por encima de una montaña o un páramo en condiciones de un clima continental subtropical y quizás también tropical, mientras que las lenguas glaciarias individuales y divergentes bajan del campo colectivo de neviza encauzándose en los valles como los alpinos clásicos.

Aparte de estos tipos el autor describe el fenómeno de la cubierta pétreo de los escombros, que es muy característica para el tipo turquestánico y andino en la Alta Cordillera de Mendoza. La cubierta tapa totalmente los últimos kilómetros de la lengua del glacial encajonado. Los escombros de congelifracción llegan por gravedad y aludes a la superficie de hielo. La deficiente alimentación de los glaciares con nieve obstaculiza la autopurificación del hielo y favorece el enterramiento del glacial por los escombros.

El autor propone discriminar dos facies de la morena superior: la facies *abierto* con poca morena superior y la *cubierto* o *centralasiática* con morena superior continua, que es muy significativa para un englazamiento de las serranías en un ambiente del clima continental. El sistema de los glaciares actuales de la Alta Cordillera de Mendoza sería el siguiente:

1º Glaciar alpino (el adjetivo "abierto" puede omitirse); 2º Glaciar alpino cubierto; 3º Glaciar andino; 4º Glaciar andino cubierto; 5º Glaciar turquestánico; 6º Glaciar turquestánico cubierto; 7º Glaciar baffiniano (?) muy raro.

INTRODUCCIÓN

La exploración del englazamiento actual de la Alta Cordillera de Mendoza tiene un elevado interés científico y, al mismo tiempo, gran importancia social-económica.

Los glaciares y la neviza son primordiales abastecedores del agua durante el verano para necesidades de riego en la zona pedemontana, cuando merma visiblemente el agua del derretimiento de la nieve invernal que se ha acumulado por debajo de la altura climática de la neviza. Por lo tanto, la investigación detallada y sistemática de los glaciares y de la neviza sería muy útil para mayores planeamientos hidráulicos y de regadío.

No estaremos equivocados en considerar las pocas noticias glaciológicas dispersas en la bibliografía geológico-geográfica mendocina como insuficientes. La mayoría de los datos proviene de investigaciones provisionales o accesorias y tal vez efectuadas desde respetable distancia. Pocos han examinado y visto los fenómenos glaciológicos actuales de la cordillera de los Andes desde sus proximidades inmediatas.

La obra fundamental para el conocimiento del englazamiento actual de la parte boreal de la serranía mendocina es la exploración heroica de Reichert (10) y Helbing, munida de relevamientos topográficos e instructivas fotos de los glaciares, maravillosos para esa época.

Con motivo del relevamiento geológico-económico para la Dirección Nacional de Minería de las Hojas 24 *b* Cerro Tupungato y 25 *a* Volcán San José, tuve la oportunidad de hacer varias observaciones glaciológicas en sus proximidades, pero me faltó el tiempo necesario para una investigación glaciológica exhaustiva. Esta contribución intenta la determinación de los tipos dominantes de glaciares en la zona examinada de la Alta Cordillera solamente. En primer término me ocuparé brevemente de la altura de neviza, luego pasaré a la sistemática de la neviza y de los glaciares, concluyendo las consideraciones con una tentativa de interpretación climática de los fenómenos glaciológicos sistematizados.

HIPSOMETRÍA Y ALTURA DE LA NEVIZA

Un englazamiento de cualquier montaña depende de varias predisposiciones geográficas; entre ellas, la disposición de alturas absolutas es un factor importante y a veces decisivo.

Partiendo de los principios del método morfotectónico, encontra-

mos en la zona estudiada dos bloques montañosos cordilleranos separados por una depresión intermontana que son: la Cordillera Principal en el occidente y la Cordillera Frontal en el poniente.

La Cordillera Principal es una montaña muy alta que comienza en el norte con cordones y cumbres que sobrepasan la curva de nivel de 6000 m (Nevado del Plomo, 6050 m; Juncal, 6060 m; Polleras, 5947 m, etc.).

La altura de constancia de cumbres baja desde el Cerro Polleras hacia el sur y alcanza entre los cerros Tupungato y Marmolejo la altura media de 5400-5500 m. Y, finalmente, la porción más austral de la Cordillera Principal desciende por debajo de la curva de 5000 metros.

Total, que la altura de los cordones de la Cordillera Principal pierde elevación continuamente desde el norte (6000 m) hacia el sur (5000 m).

La Cordillera Frontal de esta zona está constituida por tres cordones geomorfológicos: Cordón del Plata (5500-5700 m), Cordón Santa Clara (5000-5400 m) y Cordón del Portillo con alturas de 5000 m y algunos montes durones con cotas hasta 5500 m. Al sur del cajón de Tunuyán las alturas descienden por debajo de la curva de nivel de 5000 m. En otras palabras, la altura de constancia de las cumbres de la Cordillera Frontal desciende también desde el norte (5700 m) hacia el sur (5000 m).

Los vientos de mayor importancia que traen precipitaciones en forma de nieve, provienen del oeste, del lado pacífico. Los cordones de la Cordillera Principal están entonces en posición favorable a barlovento y los de la Cordillera Frontal en posición desfavorable, estando situados en sotavento distal, o en el interior de la montaña.

Lo siguiente y que atrae nuestra atención, es la extremadamente elevada altura climática del nivel perenne o de la neviza actual. No es posible analizar este problema en detalle por falta de observaciones estacionadas y por complicidad del fenómeno en sentido climático y geomorfológico. En una contribución precedente (9) estimaba la altura de la neviza climática en esta región en 4700-5000 m término medio. Esta evaluación me parece ser justa pero modesta referente a algunos cordones altos situados en el interior de la montaña, es decir, en cordones alejados del Pacífico. Así, por ejemplo, el Cordón del Portillo perdió en el año seco 1952 casi por completo su cubierta de nieve continua. Sólo por encima de la curva de nivel de 5000 m y aun en condiciones geomorfológicas propicias se han mantenido en el verano aisladas placas y jirones de la neviza de poca potencia. Únicamente en lugares favorables para la acumulación de la nieve redepositada se podrían ver lengüitas insignificantes de hielo,

siempre y cuando se cumpla la regla de Bowman (1), según la cual el hielo se forma en los fondos de los circos cuando la potencia de la nieve acumulada supere los 70 metros.

La altura de la neviza en los cordones limítrofes con Chile se mantiene en el Mesón de San Juan en 4620-4650 m, y en el Volcán San José en 4700 m. La influencia rebajante de las proximidades del Pacífico es evidente. Pasando ahora al W, hacia la cuenca de drenaje del río Mendoza, constatamos un leve ascenso de la altura de neviza climática, que alcanza allí otra vez la curva de nivel de 5000 m aproximadamente.

Sintetizando estas observaciones, llegamos —para la región estudiada— a la siguiente regla general: la altura de la neviza climática aumenta desde el suroeste (Cerro San José) hacia el interior de la serranía, es decir, hacia el naciente, y también hacia el norte de la Alta Cordillera de Mendoza.

Confrontando ahora las relaciones apuntadas entre la posición hipsométrica de la planicie de constancia de cumbres con la altura climática de neviza en la zona estudiada de la Alta Cordillera, llegamos a esta conclusión:

Sólo en el noroeste de la Alta Cordillera de Mendoza existen condiciones favorables para un englazamiento mayor, por hallarse en esta zona macizos que sobresalen hasta unos 1000 m por encima de la altura de la neviza. Esta relación hipsométrica propicia no existe en la parte restante, en el naciente y sur de la montaña, donde la constancia de cumbres no sobrepasa eficazmente la altura de la neviza.

Sería también quizás oportuno recordar y subrayar este hecho importante: que la altura de la neviza climática de nuestra cordillera no difiere ya mucho del valor máximo conocido en el mundo, que se estima en 6000 m en el Altiplano boliviano-peruano y en Asia Central (Supan, Paschinger, Woldstedt, Gerasimov y Markov).

La elevada altura de la neviza climática actual de la Cordillera ha sido reconocida ya hace 50 años (Sievers, Paschinger) como consecuencia del continentalismo del clima subtropical de esta zona alta.

La altura de la neviza orográfica en la Alta Cordillera de Mendoza está a unos 200-400 m por debajo de la climática, según condiciones geográficas. Sin embargo, no vamos a ocuparnos ahora de este problema por no jugar, la altura orográfica, mayor papel en el balance total del englazamiento actual de la serranía.

Tipos del englazamiento de la Cordillera. — En sentido geomorfológico, la Alta Cordillera es perfectamente comparable con los Alpes y, según estiman algunos exploradores, debería esperarse en la Cordillera un englazamiento de tipo alpino. Este tipo se caracteriza por una perfecta separación de las cuencas de alimentación (campos de

neviza) y de las áreas de desgaste (lenguas glaciarias en los valles). Cada glaciar del tipo alpino representa una unidad hidrográfica independiente y separada de otras vecinas.

A pesar de esta aparente semejanza morfológica, el tipo alpino clásico del englazamiento en la Alta Cordillera de Mendoza no es ni único ni tampoco el predominante. El tipo alpino del englazamiento se desarrolla en los macizos de Polleras (5947 m), del Nevado del Plomo (6050 m) y del Juncal (6060 m), situados en las cabeceras del río Tupungato. Las cumbres, los cordones y farellones de esta serranía altísima forman remanentes de una antigua —probablemente pliocena— planicie de destrucción que todavía es marcada por la constancia de alturas de cumbres. Esta planicie se halla a gran altura, de 5800 a 6000 m. Además, está a barlovento de las corrientes de aire que traen humedad del Pacífico. Hacia el naciente esta planicie desciende por faldeos muy disectados, aptos para la acumulación de grandes masas de nieve primaria y redepositada a sotavento, que, según la regla de Enquist, es la zona de mayor desarrollo de los glaciares, lo que ha sido perfectamente verificado durante las exploraciones de Reichert (10).

En las cabeceras del río Plomo se encuentra un sistema de glaciares de valles de tipo alpino. El material ilustrativo en trabajos de Reichert (10), de Vitali (12) y de Groeber (7), proporciona excelente material para el conocimiento de este conocido tipo de englazamiento, que no precisa mayores aclaraciones.

La única diferencia entre el prototipo y el grupo de los glaciares alpinos del río Plomo estriba en la mayor cantidad de escombros que cubre el sector terminal de las lenguas glaciarias en nuestra región. Pero sobre este fenómeno trataré más adelante.

Frente a esta zona predilecta del englazamiento alpino clásico, se halla el naciente Cordón del Plata, muy escasamente englazado por tener menor altura absoluta (5000-5500 m), por estar situado en el interior de la montaña y, finalmente, por mayor evaporación en el verano (Zondal). Sólo dos cortos ventisqueros alpinos de alguna importancia bajan del Cordón: el del Cerro Penitentes y el de los Vallejos.

Situación semejante la encontramos en el Cordón del Portillo, que se mantiene en alturas de 4900-5000 m, con contados montes durones (monadnocks) más altos. Los glaciares actuales son de kares (circos) y apenas desarrollados.

Los cordones limítrofes con Chile, entre el Cerro Tupungato y Maipo, cuyas líneas de cumbres se hallan casi a la misma altura que las anteriores (5000-5400), acusan, sin embargo, el mayor englazamiento actual y no sólo por estar a barlovento. Este fenómeno, aparentemente incomprensible, tiene otra aclaración.

Los amplios campos de neviza y mayores lenguas glaciarias se han formado aquí alrededor de los amplios domos y conos volcánicos sobrepuestos por encima de la superficie aplanada y marcada por la constancia de las cumbres en alturas de 5000 a 5500 metros.

Encontramos aquí dos principales campos del englazamiento actual.

El campo austral es menor, con superficie total de unos 70-80 km², que se adosa al cono chapualitense superior del Cerro Volcán San José (6070 m) y el amplio cono coyocholitense del Cerro Marmolejo (6010 m.).

El campo boreal es muy grande para la escala cordillerana del englazamiento y mide más de 200 km², siendo alargado en sentido N-S. Comienza en el mesón de San Juan (6010 m) y termina en El Portezuelo de Tupungato, habiéndose formado alrededor de los volcanes: domo coyocholitense del Mesón y del Nevado de San Juan (6010), cono basáltico del Cerro Bravard (5913 m) y el cono tilhuilitense del Cerro Tupungato (6800 m).

Todos aquellos domos y conos volcánicos sobrepuestos por encima de la alta montaña de erosión a barlovento pacífico juegan el papel de primordiales condensadores de la humedad. Al mismo tiempo la aplanada superficie conoidal y depresional del paisaje volcánico sirve como un receptáculo de la nieve precipitada y redepositada.

Total, que se han formado aquí grandes campos colectivos de neviza, de la cual salen hacia abajo varias lenguas de hielo como glaciares individuales y divergentes. No queda la menor duda de que tales tipos de englazamiento no caben en el tipo alpino.

Se podría, con mejor razón, clasificar tal englazamiento como *no-ruogo* o como un englazamiento tipo plateau. Según la definición de Woldstedt (13), este tipo se destaca por el colectivismo en la zona de alimentación y el individualismo en la zona de drenaje o consumo de hielo. Sin embargo, según opinión de muchos glaciólogos, tal englazamiento no depende de la topografía y es propio para las áreas de gran latitud geográfica, para regiones circumpolares (2). Existe, pues, en nuestro caso, un evidente inconveniente para la aplicación de este término sistemático. De otra manera no he encontrado en la bibliografía alcanzable nociones sobre tal tipo y por esta razón me parece ser factible y útil ampliar el sistema existente insertando un nuevo tipo de englazamiento, que podríamos denominar: *tipo andino*, cuya definición sería la siguiente: *El tipo andino del englazamiento se caracteriza por un campo colectivo de neviza, alojado en el relieve volcánico, sobrepuesto a grandes alturas por encima de una alta montaña o un páramo en condiciones de clima preferentemente continental subtropical y quizás también tropical, mientras que las lenguas glaciarias y divergentes bajan del campo colectivo encajonándose en los valles, como los alpinos.*

Aparte de estos dos tipos de englazamiento existe en la Alta Cordillera un tercer tipo, el que aparece junto con los tipos alpinos y andinos. Se trata de glaciares más bien pequeños, que carecen de su propio campo de neviza. Tales dos ventisqueros que se ven en los faldeos orientales del Cerro Tupungato (fig. 1). Ambos están casi por completo cubiertos por los escombros. Se alimentan con la nieve redepositada a sotavento en las depresiones del relieve y también por aludes de nieve seca y de la neviza, que se producen en los respaldos empinados y en las paredes laterales del valle artesa por falta de equilibrios o saturación de la base de la nieve con agua durante el verano. La zona típica de propagación de tales glaciares se halla en los puntos de origen de valles glaciares de la última glaciación, que



Fig. 1. — C^o Tupungato visto desde el Portezuelo de Fraile (4.800 m). Campo colectivo de neviza alrededor del volcán C^o Tupungato (6.800 m), tipo andino del englazamiento. En la sección media de la foto dos ventisqueros turquestánicos. Todas las lenguas glaciales están cubiertas por escombros (facies centroasiática).

tienen los respaldos y anfiteatros muy altos y el fondo todavía está por encima de la neviza, sea climática u orográfica.

Glaciares que carecen de su propio campo de neviza han sido ya hace tiempo reconocidos y descritos por Klebelsberg (8) como *turquestánicos*, y con esta denominación entraron en la literatura geológica (Supan, Woldstedt, Markov, Gerasimov y otros).

Ultimamente Heinsheimer (4) notificó la presencia de los glaciares baffinianos en la Cordillera de San Juan, que se alimentan de la nieve seca y límpida, depositada por el viento en las depresiones del relieve. Mientras falten las descripciones de este tipo no puedo emitir ninguna opinión sobre relaciones sistemáticas entre el tipo baffiniano y turquestánico. Me parece ser factible incluir al tipo baffiniano sólo algunos pequeños glaciares colgantes del Marmolejo que se hallan a sotavento. En el englazamiento actual de la Cordillera deberían jugar un papel subordinado,

La facies de glaciares cubiertos. — Ya hace años llamó la atención de exploradores de la Alta Cordillera la gran cantidad de escombros que cubre la superficie de lenguas de hielo, pero este fenómeno no ha sido ni estudiado ni tampoco explicado. Esto justificaría la iniciación actual de la discusión sobre este asunto.

Observando la foto de los glaciares del Cerro Tupungato y del Cerro Negro (véanse fig. n^o 1 y 2), nos asombra una extraordinariamente desarrollada cubierta pétreo que tapa la superficie del hielo del glaciar. Dicha cubierta pétreo, o escombrosa, puede sepultar por completo y en forma continua la parte terminal del glaciar, sea él grande o pequeño. Ambos citados glaciares turquestánicos del Cerro Tupungato están en casi todo su trayecto, que oscila entre 3,0 y 4,0 kilómetros, sepultados por los escombros pétreos, que llegan hasta los paredones empinados del anfiteatro.



Fig. 2. — El glaciar del C^o Negro en las Cabeceras del río de las Tunas. Detalles de la topografía glaciar de la lengua cubierta por los escombros.

El glaciar principal, que nace en el campo colectivo de neviza, entre el Portezuelo de Tunuyán y el Cerro Tupungato, comienza a cubrirse con los escombros un poco por debajo de un nunatac visible en la figura 1 en la altura de 4800 m, acusando una cubierta pétreo continua de 6,0 km del último trayecto del glaciar, que termina a una altura de 4190 metros.

La extensa porción terminal del glaciar de Tunuyán que baja desde el campo colectivo de nevizas de los cerros Tupungato y Nevado de San Juan, está cubierta en el trayecto de unos 5 km, hasta su punta en las Vegas del Castaño, a una altura de 3475 metros.

Dos lenguas glaciarias que descienden desde el campo colectivo de neviza del Mesón San Juan al sur, están también cubiertas por escombros: la del arroyo Miranda en su trayecto final de 1,9 km. y la del arroyo Jorge de 2,8 km, aproximadamente.

Carecen de la cubierta pétreo solamente los glaciares cortos que

no han descendido suficientemente aguas abajo o los que no se han encajonado en un relieve acentuado con laderas empinadas.

La continua y espesa cubierta del material detrítico en la superficie de glaciares encajonados es un fenómeno muy común y distintivo para el englazamiento actual de la mayor parte de la Alta Cordillera de Mendoza. Los glaciares alpinos clásicos carecen de tal cubierta continua o ella está deficientemente desarrollada en la punta del glaciar solamente. La superficie queda más o menos limpia y el hielo se presenta al observador desde la rimaya hasta la punta del glaciar encajonado. En este tipo se desarrolla sólo la morena late-



Fig. 3. — Punta del glaciar del C° Negro en las Calceceras del río las Tunas. El hielo sepultado por los escombros aparece sólo en forma de un listón blanco en la parte derecha.

ral y central en forma de estrechos tirones longitudinales. La morena superior, en su punta, se produce por la unión de los mencionados tirones y también por salida a la superficie de la morena interior a causa del movimiento ascendente de la corriente de hielo y a causa de la intensa ablación del hielo en la punta del glaciar. Pero tal desarrollo, significativo para varios tipos del englazamiento de las serranías, jamás puede producir una cubierta continua en varios kilómetros del trayecto.

El proceso de formación de la cubierta pétreo, que desde el punto de vista geológico es una morena superior particular, se podría explicar de la siguiente manera:

En la cuenca de alimentación, ubicada en el relieve volcánico, se acumula la nieve y neviza bastante pura, que pasa luego al hielo

puro, bandeado, que aparece en grietas y en la punta del glaciar (fig. nº 1 y 3). El material pétreo proviene de la desintegración de las rocas por congelifracción, extremadamente desarrollada en esta zona fría, seca y expuesta a la acción de los ventarrones. El producto anguloso de la desintegración mecánica por congelación, de muy variada granulometría, llega, por gravedad y por falta de equilibrio, desde las paredes del valle glacial —en forma de aludes, derrumbes y taludes— a la superficie del hielo. Sin embargo, el movimiento lento pero continuo del hielo, junto con los escombros, empuja adelante la base de taludes ya formada, impidiendo la formación de taludes y conos altos de derrumbes adosados a la pared, como ocurre en el fondo de los valles con base inmóvil. En la mayoría de los casos este movimiento de escombros de taludes y aludes hacia adelante favorece la formación de canales de aludes que surcan las paredes del valle artesa (véase fig. nº 1). Con el material rocoso llegan también a la superficie de los glaciares la nieve y el agua, que pueden convertirse en el invierno en un hielo intersticial, que en el verano se derrite por completo o se evapora de tal manera que, finalmente, en el otoño quedan sólo dos capas distintas, la capa inferior de hielo puro bandeado y la superior, de escombros rocosos.

El día 13 de febrero de 1953, caminando por la superficie de escombros que cubre el glaciar del arroyo **Miranda** a una altura de 3912 m aproximadamente, hemos medido, junto con los doctores Maserá, Rodríguez y Jimena, a las 14h40':

T del aire	18,5°
T de la arena	23,6°
T del agua en el túnel	14,0°

Sobre la superficie de los escombros que cubren el glaciar, soplan vientos huracanados (grado Beaufort 6º), descendentes y secos por el calentamiento adiabático, que forman y depositan entre los escombros una arena eólica.

En tal ambiente climático la nieve no se puede mantener en el verano en la superficie de los glaciares cubiertos.

Los espesores de esta morena superior son variables y dependen de muchos factores, el promedio de esta potencia se calcula en 10-20 metros.

La superficie de dicha morena superior se presenta como un campo de escombros salvaje, de derrumbes y taludes removidos (fig. nº 2) por el movimiento turbulento del glaciar, lleno de terraplenes de variada altura y ordenación espacial de conoides de cascote, bloques y material pétreo desordenado; todo salpicado por pozos pequeños y grandes, con o sin laguna en sus fondos (fig. nº 1). Abajo se oye

el ruido del agua que corre por los túneles en el subálveo de la morena arrastrando material fino y grueso. De lo descrito resulta que, en el caso de los glaciares cubiertos, no existe ninguna posibilidad de discriminación de morenas laterales, centrales, superiores, terminales y de empuje, ya que hay sólo un campo de acumulación de escombros, una sola morena superior de la facies centroasiática.

En tales condiciones no se puede formar generalmente en la punta del glaciar ni una morena terminal ni la cuenca central del aparato terminal del glaciar. Después de una etapa de retroceso, no queda más en el valle que un relieve de acumulación salvaje de escombros igual al que cubre el glaciar y tal vez tapados por los taludes (fig. n^o 3).

Los glaciares cubiertos por los escombros han sido descritos por varios investigadores del Asia Central (Klebensberg, Sven, Hedin, Gerasimov, Markov y finalmente Heim). Algunos proponen denominarlos como turquestánicos, otros centroasiáticos o cubiertos. El primer término ya ha sido usado para los glaciares sin propio campo de neviza y por esta razón sería preferible usar otro término.

Los primeros investigadores de los glaciares cubiertos opinaban que ellos representan sectores de hielo muerto e inmóvil; en otras palabras, relictos de un englazamiento mayor que el actual. De esta suposición deducían el retroceso general de los glaciares y el empeoramiento progresivo actual de las condiciones para el riego en las llanuras pedemontanas. Esta suposición ha sido con posterioridad socavada por la exploración detallada de los glaciólogos rusos (6-8) que han evidenciado el avance actual de los glaciares y no un retroceso de los glaciares cubiertos por los escombros.

De esta manera el pronóstico del progresivo desecamiento actual del Asia Central no se ha justificado, pero estas investigaciones han aclarado la génesis de la facies de los glaciares cubiertos.

Una continua cubierta pétreo en la superficie del glaciar no puede ser explicada en forma satisfactoria sólo por mayor altura de paredes de la artesa y por más vigorosa congelifración de las rocas.

“Siendo —dicen Gerasimov y Markov— el movimiento del hielo más rápido, el proceso de la acumulación del material pétreo debería equilibrarse con el proceso de autopurificación de los glaciares por la evacuación de la carga pétreo fuera de los cuerpos glaciares”.

La sobreacumulación del material detrítico en la superficie de los sectores inferiores de las lenguas glaciales, atestigua la evidente insuficiencia en el proceso de autopurificación y al mismo tiempo prueba dificultades, lentitud y retraso en el movimiento del hielo. Total una pasividad del englazamiento a pesar de la gran altura de la montaña no obstante las condiciones favorables para un movimiento rápido

en los valles de gradientes fuertes. Llegamos al punto cardinal del problema. La facies centroasiática del englazamiento típico para la Alta Cordillera, es debida a la mala alimentación de los colectores con nieve por el continentalismo del clima.

Hasta la fecha no ha sido aclarada la posición sistemática del fenómeno de los glaciares cubiertos y por esta razón, me siento obligado a hacerlo. Las líneas precedentes han aclarado que no existe la necesidad de interpolar en el sistema existente de los englazamientos, un nuevo tipo aparte. Más bien sería factible hablar de dos facies de la morena superior.



Fig. 4. — Mesón y Nevado de San Juan. La superficie chata del domo volcánico está cubierta por la neviza colectiva, de la cual bajan lenguas glaciares individuales (englazamiento tipo andino). Foto tomada desde el Portillo Argentino.

- 1º Facies alpina o abierta, significativa con preferencia para áreas húmedas en el clima oceánico.
- 2º Facies centroasiática o cubierta característica para zonas más o menos secas situadas en el clima continental.

Ambas facies pueden fácilmente combinarse con los tipos del englazamiento.

De acuerdo con los materiales antes expuestos podemos sugerir para la Alta Cordillera de Mendoza el siguiente sistema de glaciares actuales:

- 1º Glaciar alpino (adjetivo abierto puede omitirse), raro.
- 2º Glaciar alpino cubierto, raro.
- 3º Glaciar andino (abierto), raro.
- 4º Glaciar andino cubierto, muy frecuente.

5º Glaciar turquestánico (abierto), muy raro.

6º Glaciar turquestánico cubierto, frecuente.

7º Glaciar baffiniano, muy raro. Faltan datos.

La facies cubierta o centroasiática del englazamiento es la dominante en nuestra área, muy disectada y seca.

Poco o casi nada sabemos sobre el papel de la cubierta pétreo de los glaciares de Mendoza en el balance hidrológico. Se podría sólo adelantar una opinión basada en observaciones propias, evidentemente no completas.

La cubierta pétreo continua y más o menos potente protege al hielo enterrado de la lengua glaciaria, de la ablación veraniega demasiado fuerte, hasta excesiva, en las condiciones climáticas antes mencionadas. Según creo, debería jugar el papel del regulador benigno del ritmo del derretimiento de hielo durante el verano, dando a las irrigaciones un caudal que, aunque menor, es continuo, lo que en pleno verano es de gran importancia para la zona de cultivos en la faja pedemontana.

ABSTRACT. — The author describes the following principal types of actual glacierization in the High Andean Cordillera of Mendoza.

- 1) Classic Alpine type, with individual névé and glacier tongue. Relatively uncommon in Mendoza.
- 2) Turkestanic type, devoid of névé, feeding is produced by snowslide and redeposited snow on the leeseide.
- 3) Baffinian type, also without a névé field, its feeding is produced by deposited dry snow in the relief lowest part.
- 4) Andean type, proposed by the author. Collective névé field, on a preexistent volcanic relief, on great mountain heights or paramo, in continental subtropical or perhaps tropical climate, meanwhile the individual divergent glacier tongues, descend separately from collective névé in valleys as the Alpine.

Besides from these types the writer gives a description of the rock debris cover, this being the distinguishing feature of the turkestanic and Andean in the High Cordillera of Mendoza. This cover occludes the last kilometres of the valley glacier tongue. The rock debris produced by congelifraction reach the ice surface by gravity, rock fall and rock slide. The deficient snow feeding, hinders the ice autopurification and favours glacier burial by rock debris.

The author proposes the distinction of two facies of the upper moraine: open facies with a lack of upper moraine, and covered or Central Asiatic, with a continuous upper moraine which is very peculiar for Range glacierization in continental conditions.

The scheme of the actual glaciers in the High Andean Cordillera of Mendoza in the following:

- 1) Alpine glacier (the adjective "open" can be omitted).
- 2) Covered Alpine glacier.
- 3) Andean glacier.
- 4) Covered Andean glacier.
- 5) Turkestanic glacier.
- 6) Covered Turkestanic glacier.
- 7) Baffinian glacier (?), very rare.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. BOWMAN, I., *The Andes of southern Perú*, 1916.—New York.
2. ENGELN, O. D., *Geomorfology systematic and regional*, 1938.—N. Y.
3. HEIM, A. AND GANSSER A., *The Throne of the Gods.*, 1939.—N. York Mc. Millan.
4. HEINSHEIMER, G. J., *Glaciers of the Baffin Type.*—*The Journal of Glaciology*, vol. 2, n^o 15, 1953, Cambridge.
5. GERASIMOV, I. P.-MARCOV, K. K.—*The Glacial period in the territory of U. R. S. S.* — 1939, Moscú.
6. 1939. GERASIMOV, I. P.-MARCOV K. K., *Chetvertinniaia geología* (Geología del Cuaternario), Moscú.
7. GROEBER, P., *Alta Cordillera de Mendoza.* — *Rev. Museo B. Rivadavia, Bs. As.*, 1952.
8. KLEBELSBERG R. V., *Der turkestanische Gletscher typus.*—*Zeitsch. f. Gletscherkunde*, 14, 1925.
9. 1953. POLIANSKI, J., *Supuestos englazamientos en la llanura pedemontana de Mendoza.*—*Rev. Asoc. Geol. Arg.*, t. VIII, n^o 4.
10. REICHERT, T., *La exploración de la Alta Cordillera de Mendoza.*—Círculo Militar, Bibl. del Oficial, 1929, Buenos Aires.
11. SUPAN, A., *Grundzüge der physischen Erdkunde.*—Bd. I., Berlin, 1927.
12. VITALI, G., *Hidrología Mendocina.*—1941, Mendoza.
13. WOLDSTEDT, P., *Das Eiszeitalter. Grundlinien cines Geologie des Diluviums.*, Stuttgart, 1929.
14. ZEUNER, E. E., *The pleistocene period its climate, Chronology and faunal succession.*—*Roy. Society*, vol. 130, 1945, London.