

EDUARDO MARTINEZ DE PISON

MORFOLOGIA GLACIAR DEL MACIZO DEL AGSSAUSSAT
(GROENLANDIA OCCIDENTAL)

Dentro del programa de investigaciones sobre morfología glaciaria, que venimos realizando desde hace varios años en las montañas españolas y en otras zonas -a veces - forzosamente lejanas- de especial interés glaciológico, en el verano de 1978 llevamos a cabo una campaña en Groenlandia occidental. Escogimos como lugar de observación el macizo del Agssaussat, vigoroso relieve que se alza bruscamente sobre la orilla - del fiordo de la Eternidad (Evighedsfjord), en el sector de Kangiussaq, a $65^{\circ} 55'$ de - latitud Norte (1).

Estos trabajos formaron parte de las actividades de la expedición española "Groenlandia 78", y participamos en ellos los geógrafos Ramón Jáudenes, Pedro Nicolás, - Juan Palacios y Eduardo Martínez de Pisón (2). Las notas que siguen tienen por fin o frecer al lector español interesado en estos temas un resumen de las observaciones - morfológicas efectuadas.

1.- RASGOS MORFOESTRUCTURALES

El Evighedsfjord se abre fundamentalmente en función del cruce de grandes líneas de fracturación, que afectan a los gneises del bloque arcaico groenlandés y que han guiado con marcada preferencia la erosión glaciaria: las NE-SW, como en la larga entalladura rectilínea del cercano Stromfjord, y las NW-SE. Estos cruces originan su - trazado quebrado, sus frecuentes entrantes en ángulo recto, y efectos de sobre-exca

vación relacionados con artesas confluentes.

Estos hechos son evidentes en toda la red de fiordos y el sector costero de esta zona. Las excavaciones de los valles son profundas, con frecuencia más de 200 metros por debajo del nivel de las aguas, y siempre las grandes hoyas se encuentran en los cruces de fracturas. Por ejemplo, con 324 m de profundidad en Ikamiut, 344 en Inugsuit, 376 a la altura de Niaqornaq, y alcanzando 550 m en el Evighedsfjord, en la confluencia del Taterat, donde aún llegan hasta las aguas grandes aparatos glaciares (3). Sin embargo, las sobrexexcavaciones pueden no ser evidentes en algunas zonas de confluencia actualmente glaciadas, al quedar enmascaradas por los helos, como en la reunión de los aparatos de la Eternidad y Ambrosiano, o en el cruce donde se juntaban, y hoy se acercan, los glaciares de Kangiussaq y Sangmissoq, aunque en ambos casos son visibles aprovechamientos erosivos directos de líneas de fractura por las lenguas y el entallado de umbrales que siguen las grandes litoclasas transversales a la dirección de los glaciares.

Todo el relieve de la región costera -en cuya franja central se encuentra el Evighedsfjord-, desde Itirdleq hasta Napassoq y entre el inlandsis y el mar, sigue en sus principales líneas el cruce de las fracturas NNE, NE, ENE, y NW, y queda compartimentado también por marcadas pero distantes alineaciones tectónicas E-W. Este entramado articula el conjunto de accidentes morfológicos litorales y glaciares, dispone y orienta los volúmenes, al haber guiado selectivamente la erosión. El esculpido glaciar actúa diferencialmente según el grado de cohesión del roquedo, que depende lógicamente de las líneas de tectonización. La morfología se dispone así a distintas escalas cuadrículando extensos territorios más allá de los fiordos, como en las regiones lacustres de Angujartorfiup Nuna o de Qaumassoq.

El paisaje de esta gran banda costera es resultado directo y reciente del amplio retroceso del inlandsis y sus lenguas de borde, que han dejado extensas zonas descubiertas de hielos. Sólo una franja, una discontinua plataforma glaciar, extendida de NW a SE por encima de los 1.000 metros de altitud, presenta aún una cobertura en forma de icefjeld o iskappe. Profundas artesas la entallan y compartimentan, aislando sus mantos glaciares entre sí y, en dos casos, del inlandsis. El Evighedsfjord separa la Sukkertoppen iskappe, al norte, de los icefjelds del Augssaussat y de Quantum, al sur. A la cabecera del fiordo -Quartartorssuit- bajan desde los mantos lenguas que -

se abren en el fondo del valle en amplios lóbulos de piedemonte, próximos entre sí pero que no llegan a reunirse, y cuya disyunción parece muy reciente. Entre el icefjeld del Augssaussat y el de Quantum, media un área descubierta por los hielos -Nunatarssuaq- y un tramo del Evighedsfjord. Pero la plataforma de Quantum aún permanece unida al inlandsis por un pedúnculo.

Mientras los icefjelds de Sukkertoppen y Quantum son amplios y monótonos, desbordando en lenguas por sus márgenes, el del Agssaussat, al SW de aquellos, es más pequeño y accidentado y con importantes relieves en sus bordes, que representan un señalado papel glaciológico en la alimentación de algunas de las lenguas que descienden al fiordo. Inmediatas a las aguas se alcanzan cotas que se aproximan a los dos mil metros o los superan (2.060 m en el Sangmissoq, 2.140 en el Agssaussat). En un reducido espacio el cambio altitudinal es en esta zona, por tanto, muy brusco desde las cumbres y crestas y desde el icefjeld a los valles y costas; el paisaje es, pues, de grandes contrastes topográficos. Es evidente el interés morfológico de esta intensa reunión de los más característicos elementos escalonados del relieve costero groenlandés: el fiordo, las lenguas y valles glaciares, el icefjeld y los nunataks.

El roquedo de estos bloques del escudo gnéisico ha sido datado como Precámbrico inferior, con edades entre 2.600 y 2.900 millones de años. Este escudo alberga -incluso, al sur de nuestra zona de trabajo, en Isua, materiales supracorticales cuya edad alcanza los 3.800 millones de años, lo que hace de ellos las más antiguas rocas conocidas. Los gneises, procedentes mayoritariamente de rocas ígneas, presentan un aspecto estratificado y están atravesados por numerosos diques, también antiguos, en los que predominan las direcciones NE y NNE.

La variedad petrográfica es, en conjunto, relativamente elevada, pero dominan los gneises bandeados, con abundantes micropliegues, muy fracturados, con sus numerosos planos de disyunción, de los verticales a los subhorizontales, cruzados en agpas y explotados por la morfogénesis hasta el punto de que dirigen el relieve a todas las escalas, marcando no sólo las líneas de los valles y las irregularidades escalonadas de sus perfiles longitudinales, sino las grandes paredes cortadas a tajo, los cambios bruscos de pendiente, las agujas de las crestas, las fisuras de desalojo que subdividen los domos aborregados de las áreas afectadas por la abrasión o los fenómenos de sobre-excavación de distinta envergadura, del pequeño lago a la gran cub

ta. Fenómenos de descompresión aparecen también, con sus típicas diaclasas curvas, en algunas vertientes, que al ser explotadas por la gelifracción, modifican sus perfiles. Los procesos de gelivación, extraordinariamente abundantes, atacan a todas las rocas desnudas según sus litoclasas, reduciendo su superficie frecuentemente a una auténtica escombrera inestable y acumulando los derrubios al pie de las laderas, no siendo infrecuentes aludes rocosos en muros empinados, asociados en casos a los aludes nivales y glaciares estivales. Algunos autores han observado que en el Artico el gneis cristalino es menos favorable que otras rocas para la formación de derrubios de ladera. No obstante, como es lógico, su gelivación es desigual en función de su grado de fisuración, su situación, topografía, orientación, altitud, colonización vegetal y mayor o menor tiempo de evolución postglaciar. Por ello, en ocasiones, tales derrubios pueden ser abundantes y de rápida formación, en razón de ciertas condiciones que favorecen la rápida gelifracción.

De cualquier modo, la gelivación de los gneises -de acuerdo con las diversas observaciones de Coleman, Tanner, Cook o Malaurie (4)- tampoco justifica aquí la hipótesis del defonçage periglaciar propuesta como explicación del relieve del Ata-Sund (5); la intensidad de la gelifracción y su aprovechamiento por el llamado "efecto bulldozer", no parecen suficientes para dar razón de una morfología que puede ser explicada de manera más amplia y precisa por la acción del desalojo glaciar a favor de las grandes alineaciones de fracturación.

Sin establecer esta conexión directa, el predominio del dibujo de las líneas de falla en el relieve de la costa occidental groenlandesa, había sido ya establecido en algunas ocasiones y en otros sectores -por ejemplo, Malaurie en Qaqaitsut- destacando también el fundamento estructural de las artesas glaciares -Ten Brink en Sondre Stromfjord - (6)-, labradas a partir de valles preglaciares, dependientes de la articulación geológica del espacio, y que guiaron el flujo de las lenguas.

Evidentemente, el rasgo morfoestructural más notable lo constituye el paso de los bloques elevados, de las mesetas ocupadas por los monótonos icefjelds, a la costa, mediante empinadas pendientes y las profundas entalladuras de la red de fiordos, red de valles estructurales, posiblemente de trazado o, al menos, esbozo preglaciar, y sus afluentes. Es notorio que en estos valles se concentraron los flujos de salida del inland-sis, salvando el rápido desnivel y acentuando en ellos la erosión glaciar hasta modelar-

los en forma de artesis.

Malaurie ha distinguido en la regresión actual del norte groenlandés el carácter morfológicamente pasivo de los hielos en rápido retroceso reciente de los icefjelds - de los interfluvios, del carácter activo de los glaciares canalizados en los valles, - mientras el inlandsis se retrae, abandonando ante él calotas residuales y diferenciándose en lenguas. De este modo, siempre los valles habrían sido las líneas de preferente excavación y, fuera de ellos, la erosión glaciaria sólo habría sido realmente eficaz, con modalidades diferentes, en los períodos de máxima expansión de los hielos.

UNIVERSIDAD DE OVIEDO
Dpto. HISTORIA CONTEMPORANEA

2.- LA GLACIACION

El glaciario groenlandés parece generalizarse solamente en el cuaternario. Se estima que el clima terciario fue templado, con formación de una red fluvial de importantes consecuencias morfológicas, entre bloques y superficies de erosión. Tras unas atenuadas crisis climáticas finipliocenas, caerían bruscamente las temperaturas desde el mismo inicio del pleistoceno, marcando el comienzo de varias posibles glaciaciones, entre las cuales no parece seguro suponer una deglaciación general (7).

El recubrimiento de hielos en el terciario reciente se limitaría a los macizos con cumbres por encima de los 2.000 metros, de forma diversa según su situación. La extensión de los glaciares y su descenso hacia la zona central, con coalescencia de lóbulos de piedemonte, que constituirían la primera fase de formación del inlandsis, correspondería aproximadamente a los albores del cuaternario. En los momentos de máxima extensión glaciaria, los hielos ocuparían zonas costeras hoy bajo las aguas -como ha sido constatado en las proximidades de la desembocadura del Evighedsfjord- y quedarían descubiertos ciertos nunataks cerca del litoral.

De todos modos, los datos conocidos sobre momentos anteriores al último pleniglaciario (Würm o Wisconsin-Weichsel, entre más de 50.000 y 10.000 B.P., con interestadios), no parecen suficientes para establecer conclusiones paleogeográficas precisas. Es también problemática la hipótesis sobre el papel de los nunataks como abrigo, refugio o reservas biogeográficas durante la gran glaciación. Su escaso espacio, su abrupta y desfavorable topografía, sus condiciones climáticas adversas y su alta geli-

fracción, hacen muy difícil que pudieran ejercer tal papel. Más bien habría que pensar que tales refugios pudieron situarse más fácilmente en las discontinuas zonas costeras deglaciadas, en parte cubiertas de morrenas y derrubios, de aquel momento -tal como hoy aparecen en lugares de geografía similar-, en función del más bajo nivel marino, y que se adaptarían al movimiento ascendente de la línea litoral, que acompaña al retroceso de los frentes glaciares.

No han faltado las variaciones glaciares posteriores al Würm, entre las que es destacable el reavance reciente del siglo XVII, bien conocido en muy diversas regiones glaciadas, y cuyos efectos alcanzan al inicio de nuestra centuria. Ten Brink (8) ha establecido con detalle los sucesos glaciares durante el holoceno en Sondre Stromfjord, muy próximo al Evighedsfjord, y entre ellos sitúa un avance importante en 330 ± 75 B.P., seguido de oscilaciones que tienen un máximo en 1880-1920, a partir del cual se da una regresión rápida, aunque con un incipiente reavance en 1.960. Dos momentos de progresión parecen significativos, pues, en la "glaciación histórica": uno aproximadamente del siglo XVII; otro en el paso del siglo XIX al XX. Similares datos caracterizan también a otras zonas árticas próximas.

Los factores locales afectan de modo evidente a los caracteres marginales del inlandsis, a los icefjelds, y sus lenguas. Entre ellos destacan tres, al menos a la latitud de nuestras observaciones en la costa occidental: la altitud, la topografía y la orientación. El contraste en innivación entre las vertientes N. y S. es agudo a comienzos de verano. El mismo efecto aparece en cuanto al reparto de los numerosos glaciares próximos a la costa, al margen de los procedentes de los icefjelds o de algunas altitudes destacadas, que condicionan con otros factores la distribución de los hielos.

A inicios de julio la cobertura nival es aún extensa. La nieve es blanda, los aludes son frecuentes, la fusión rápida-sobre todo en las zonas bajas-, tanto como consecuencia del día ártico, como por efecto de las lluvias. Al igual que el roquedo, las lenguas glaciares aparecen en esas fechas ampliamente tapadas por la nieve; a primeros de agosto se encuentran ya con el hielo al descubierto. Los desagües de los glaciares son muy abundantes en este lapso de tiempo y sobre el inlandsis se forman numerosos torrentes y lagos de fusión. La morfología de los frentes de las lenguas corresponde a una situación general de retroceso, con importantes depósitos -

en sus márgenes, muchas veces próximos a las aguas de la costa o de los fiordos. Sobre estas riberas cuelgan -o las alcanzan- todo tipo de glaciares: desbordantes del icefeld, de circo, de corredor, lenguas yuxtapuestas, colgados. Los relieves rocosos son muy contrastados: picos, crestas, paredes, artesas, domos, colinas, mesas, fisuras, etc, pero todos muestran sin lugar a dudas las huellas del modelado glaciario; los efectos de la torrencialidad y el periglaciario son marcas menores en un paisaje dominado por los rasgos propios de la acción erosiva de los hielos.

Como hemos señalado, el macizo del Agssaussat reúne estos caracteres de modo - especialmente interesante. Erguido entre los valles glaciares de la Eternidad, Ambrosiano y de Kangiussaqa, sobre el fiordo y con la meseta helada del icefeld tras sus -- cumbres, es conveniente proceder al análisis de sus formas desde las artesas que lo enmarcan.

3.- EL VALLE DEL GLACIAR DE LA ETERNIDAD

Datos sobre su evolución reciente

En este valle, de forma no exclusiva pero sí excepcional, entre el final de la lengua glaciario y la orilla del fiordo queda libre de hielos aproximadamente una longitud de dos kilómetros. La orientación al sur, sobre todo, y la relativa lejanía de las cabezas -circos y mesetas glaciares- de este aparato, explican tal peculiaridad. Ello - permite la observación de un área proglaciario amplia e interesante.

Los primeros 650 metros están colonizados por una vegetación rala pero abundante y dotada de gran variedad, destacando en ella densas agrupaciones de arbustos de cierta talla de Alnus crispa, en los lugares más húmedos. Las especies se distribuyen selectivamente según la exposición y el grado de humedad del suelo. La intensidad de cobertura varía también fuertemente según el tiempo más o menos largo de evolución postglaciario de los sectores del valle, según su fisiografía -como en la vertiente, fisuras y rocas aborregadas del interfluvio derecho-, y según los ámbitos de distintos dinamos morfogénicos -torrencial, periglaciario, áreas estables-. Valle arriba, - depósitos morrénicos y de ladera, demasiado recientes o actuales, y la altitud, interrum

pen enseguida esta desigual alfombra vegetal; un severo aspecto de desierto frío se adueña de las cada vez más escasas y empinadas rocas descubiertas por los hielos y vigorosamente gelivadas.

La cobertura vegetal ocupa, pues, un espacio reducido, favorecido decisivamente por la orientación de solana, que asciende poco por encima del nivel del mar. Un arbeto plantado hace escasos años ha logrado dificultosamente sobrevivir en este lugar, con porte achaparrado. Abundan las formaciones rastreras, a veces muy cerradas, con tendencia al recubrimiento horizontal del terreno y con un indudable papel protector respecto a la erosión. El conjunto es un mosaico, donde no faltan tampoco los litosuelos, los suelos periglaciares y nivales en retículas, canalillos, montículos, etc, los tollos o los simples recubrimientos de las gravas morrénicas por polígonos de líquen.

Junto a la orilla del fiordo se encuentra emplazado un antiguo y deteriorado cementerio esquimal, compuesto por tumbas muy toscas recubiertas por lastras de gneis removidas, y donde se albergan restos de esqueletos sin ningún objeto ni ropaje. Las tumbas se emplazan en la superficie de unos depósitos morrénicos y proglaciares, correspondientes a un viejo frente glaciar situado en la proximidad de la actual ribera; tales depósitos se encontraban ya bien fijados, consolidados y estables —y así han permanecido hasta hoy con su cobertura vegetal protectora— en el momento de instalarse el cementerio. Los caracteres de estos enterramientos se corresponden con los descritos por los exploradores árticos de fines del siglo pasado (9).

Según Fantin, la época de estas tumbas no es anterior a la segunda mitad del siglo XIX. Tal edad —que quizá pudiera ser superior— bastaría, sin embargo, para hacer pensar, junto al hecho de la evolucionada colonización vegetal del sector, en un área libre de hielos y morfológicamente estabilizada, desde momentos claramente anteriores a lo que es común en la región del Evighedsfjord. La retirada de los frentes de las lenguas de la misma orilla del fiordo en Kangiussaq, es en unos casos muy reciente (posterior a 1960) y en otros lugares aún llegan los aparatos a las aguas. Por otra parte, las fotos aéreas oblicuas del Instituto Geodésico danés realizadas en 1936, testimonian la retirada del frente glaciar de la Eternidad a una posición próxima a la actual. En este valle se puede leer, así, una historia morfológica reciente, que no ha dejado huellas tan claras en el resto de la zona. ¿Presentaba, por tanto, este valle un sector sin hie-

los con anterioridad a la gran regresión glaciaria que, según diversos autores, se inició en Groenlandia entre 1900 y 1920 y se ha continuado posteriormente?.

J. Malaurie (10) llevó a cabo en sectores más septentrionales de la costa occidental groenlandesa análisis pormenorizados de los variados procesos nivales, periglaciares, torrenciales y glaciares y de ellos se desprende el importante papel diversificador de los factores locales y el acentuado contraste morfo-glaciológico entre sarqaq (solana) y alangoq (umbría). Según Malaurie, la "pequeña edad del hielo" habría tenido en su zona de estudio, y en general para todo el Artico, un importante efecto en la progresión glaciaria desde el siglo XVI hasta 1875. Pero tal avance se habría dividido en dos fases, debido a un intervalo de calentamiento climático entre 1817 y 1860, con una segunda progresión de 1863 a 1875, al menos, y para las regiones norteñas hasta 1920. Otro recrudescimiento frío anterior a esta progresión, pero también posterior al fin de la última gran glaciación (-8.000 años), habría tenido lugar un milenio antes de nuestra era. En el glaciar de Ita, Malaurie propone las siguientes pulsaciones recientes: En 1860-61 se mide un avance anual de 30,48 metros; en 1873 se observa, sin embargo, que el frente ha retrocedido 260 metros respecto a su posición en los años de aquella medida; 1912-14 se constata un avance total de 1.000 m respecto a esta última situación, permaneciendo el frente estacionario por lo menos hasta 1923; en 1951 se observa un nuevo retroceso; en 1953 reavanza ligeramente y se estaciona de nuevo, al menos hasta 1967. En el glaciar de Hiawtha se señala un avance de 35 metros entre 1917 y 1920, y un retroceso de 60 m entre 1920 y 1922, que prosigue posteriormente (210 m en 1951). Las lenguas menores son claramente muy pulsadoras. En cambio, el frente del inlandsis en el glaciar de Humboldt, permanece estable. En líneas generales, estos datos concretos reafirman con aproximación las tendencias pulsadoras recientes, antes comentadas, y nos sirven de referencia para establecer la evolución del valle que aquí nos ocupa.

En suma, es bien posible que el glaciar de la Eternidad hubiera tenido su frente próximo a la orilla del fiordo en relación con el avance de la primera fase de la "pequeña edad del hielo", que experimentara un serio retroceso en el intervalo de calentamiento, con colonización vegetal e instalación esquimal, y un nuevo reavance en la segunda fase hasta un vallum morrénico donde hoy se detiene la cobertura vegetal a 650 m de distancia de la orilla y 100 m de altitud en su culminación. Prueba de este -

reavance son los numerosos cantos rodados procedentes de una zona proglacial situada en una posición frontal más retraída, que fueron retomados por el glaciar en progresión y que se encuentran mezclados con los bloques de dicho vallum.

Posteriormente, y ya en nuestro siglo, el frente ha experimentado un nuevo retroceso, observado en 1936, y que, lentamente, se prosigue hasta hoy, con disminución de volumen en la lengua y retirada general de los frentes próximos (glaciares de la Punta del Torrente, también orientados a solana, de la Punta de la Eternidad, de Kangiussaq, etc).

Mención especial merecen los contrastados frentes de los aparatos procedentes de los vecinos circos de Sisorartut y Qingarssuq, bajo las puntas de Valtournanche y Aguja Blanca (1.880 y 1.908 metros de altitud), orientados a umbría y situados a la otra orilla del fiordo. En 1936 y en 1960 el glaciar de Qingarssuq alcanzaba la orilla del fiordo; en 1969 había retrocedido levemente, adelgazando su frente por su margen derecha en punta de lanza, y en 1978 había continuado su muy lenta retirada, y se descubría un estrecho margen proglacial rocoso, pulido y fisurado según las litoclasas. El inmediato y empinado glaciar de Sisorartut, en cambio, aunque parece ser que alcanzaba las aguas en 1936, en 1960 situaba su frente, desigual y fracturado, a una cierta distancia de la orilla, con la lengua muy agrietada, debido a su fuerte inclinación; esta misma disposición, con un leve retroceso, se observa también en 1969, pero en 1978 el frente llega nuevamente a la orilla en un indudable avance. Esta progresión local se inserta, pues, de modo anómalo en un entorno en suave retroceso general, con algún estacionamiento y también alguna posible pulsación positiva de carácter menor y efímero. Los factores de umbría y fuerte pendiente no serían suficientes para explicar el rápido avance aquí experimentado en el caso de una regresión normal anterior. Cabe pensar, sin embargo, en una recuperación de la forma del disipador, tras una ruptura de éste, favorecida por la acentuada inclinación del lecho, la fisuración del aparato en verdaderas fallas de tracción y la existencia de bolsones de agua de fusión en su interior, propios de la época estival y la situación de retroceso general. Esto habría provocado un alud de seracs y la desaparición brusca del extremo inferior de la lengua, sin que ello signifique un retroceso progresivo y amplio del frente, dentro de una pérdida general de caudal y volumen. Tras ello, el glaciar de umbría habría continuado su flujo normal y la inclinación del lecho sí podría haber



Fig. 1.- Evighedsfjord; Encrucijada de Kangiussaq. Escalonamiento de los tres paisajes morfológicos: fiordo, lenguas y artesas glaciares, e icefjeld. GE: Glaciar de la Eternidad.

favorecido una rápida extensión de la lengua hasta el nivel de las aguas. Este caso local de recuperación no parece, pues, significativo desde el punto de vista de las tendencias generales.

El sector descubierto por el retroceso glaciar

El caudaloso y rápido torrente que procede de la lengua del glaciar corta en su último trayecto la morrena más antigua y los depósitos proglaciares relacionados con ella, abriendo una brecha bien definida. Gruesos bloques tapizan su lecho y posee en la desembocadura un amplio abanico aluvial fundamentalmente arenoso, disecado en su centro, que se cubre por las aguas del fiordo en la marea alta. La escorrentía del torrente puede definirse con los mismos caracteres con los que Malaurie calificó este tipo de cursos proglaciares: breve, masiva y violenta.

En la ribera derecha los depósitos proglaciares están escalonados en rellanos a 10, 30 y 35 metros, como conos encajados entre sí y cortados hacia el fiordo; en la izquierda aparece una prolongación morrénica más marcada hacia la orilla, que enlaza con depósitos movidos por las aguas de fusión, situados en su interior, que también se cortan en pequeño cantil hacia el fiordo. Este cejo no parece conveniente interpretarlo como un aterrazamiento de obturación, lo que significaría la existencia coetánea de un gran aparato rellenando el fiordo, sino más bien como un simple acantilamiento erosivo costero de los conos proglaciares, pero cuya elaboración parece hoy en buena parte detenida.

Por encima de los 70 m de altitud culmina el frente de la morrena principal antigua, aunque por la vertiente izquierda del valle se observan viejos bloques morrénicos laterales dispersos a mayor altura. Valle arriba este depósito está deformado y convertido en terraza por las acciones fluvioglaciares posteriores, consecuencia del retroceso, y cortado por el torrente actual. Se ensancha el encajamiento de estas aguas arriba, pasando a la forma de un rellano proglaciar subactual, relacionado con una marcada morrena central reciente, que cierra el valle y cuya cresta alcanza los 100 m de altura s. n. m., y que hemos atribuido a la segunda fase de la "pequeña edad del hielo". Esta morrena está compuesta por tres arcos yuxtapuestos, el más externo desdoblado, incluso, indicando un frente glaciar pulsador. Constituye

el muro un amasijo de arenas, gravas y bloques -algunos de muy grandes dimensiones- con kettles bien marcados y abundante material rodado en todos los arcos, como antes se ha señalado. El muro presenta un aspecto muy fresco en todas sus formas, pese a -sus delezna**bles** constituyentes, no está apenas colonizado por la vegetación y el torrente ha practicado en él una incisión menor, todo lo cual indica su reciente construcción y un retroceso subactual.

Tras él se encuentra, entre los 85 y 100 m de altitud, el llano proglaciar actual -del glaciar de la Eternidad, con dos testigos de un arco morrénico de reducidas dimensiones en su interior, a unos 90 m. de altura. En la cota 100 m., donde se abre el llano, existe aún otro lomo morrénico, muy pequeño, situado entre los brazos del torrente, que aquí se anastomosa, meandriza y divaga entre sus depósitos; este lomo indica otro frente de pulsación menor en el reciente retroceso. Más arriba se esbozan otras posiciones del extremo de la lengua y se marca definitivamente un último arco frontal, muy próximo a los hielos actuales, a los 255 m. de altitud.

El conjunto del llano proglaciar está enmarcado por vigorosas morrenas laterales que enlazan con el importante vallum de tres arcos, que cierra el valle, ya mencionado. De estos depósitos, que constituyen grandes caos de bloques, arenas y gravas inestables, la morrena derecha se desdobla cerca del glaciar actual en dos escalones a diferente altura, que indican dos diferentes fases en la progresiva pérdida de volumen del aparato, antes de su retirada escalonada. Todo muestra, pues, que esta regresión se efectuó mediante fuertes ablaciones rápidas, entre estadios de cierta estabilidad.

El frente glaciar

Entre el último frente morrénico y el fin de la lengua actual, a 255 m. de cota, media poca distancia, y entre los derrubios se forma una pequeña laguna estival. El contacto entre hielos y morrena se hace a bisel; el frente glaciar presenta una fuerte pendiente convexa, un lóbulo que parece estable dentro del retroceso, pero que no arrastra ni empuja materiales en su frente ni deposita un arco frontal. Numerosos bloques y gravas tapizan el hielo y una morrena mediana superpuesta al glaciar, carente de raíces, proporciona un máximo de bloques en una posición disimétrica hacia la derecha -

del aparato. A 290 m. de altura y también a la derecha de la lengua y en su base se encuentra la salida de un potente torrente subglaciar de aguas lechosas, cargadas de arena, que une su caudal a una "bediere" o torrente supraglaciar, limpio, que acarrea el frente de hielos en una posición central. La surgencia procede de una cavidad en la que pueden observarse rocas encajadas en el hielo basal, como una discontinua morrena de fondo. Mientras estos bloques proceden de arrancamientos en el lecho, los materiales de la morrena mediana superpuesta, parecen mayoritariamente de gelifracción de las paredes descubiertas de la artesa. A ambos lados de la lengua existen otras dos morrenas laterales, que a veces se mezclan con los gelifractos de ladera, en el contacto entre el aparato y las vertientes del valle. La morrena mediana limita dos lenguas yuxtapuestas; la izquierda es más ancha y también avanza más su frente, como consecuencia de un origen más próximo al tramo final del aparato y de unos aportes abundantes.

Interfluvios y vertientes

El interfluvio derecho constituye, en su parte baja y media, un ancho espolón aborregado entre el valle glaciar y el fiordo. Es un contrafuerte de culminación redondeada, con bloques erráticos dispersos, donde dominan las formas de abrasión entre fisuras, escalones, vallejitos y pequeñas cubetas lacustres de desalojo, según la trama de litoclasas, y que queda en resalte como consecuencia de su menor densidad de fracturas entre las dos artesas. Sobre él ha existido una antigua difluencia del glaciar de la Eternidad hacia el fiordo, en una fase pleniglaciar, y en sus partes más elevadas -bajo los nunataks agudos y fuertemente gelivados de las Puntas de la Eternidad (1.820-1.980 m.)-, se debió situar un domo de hielos que enlazaría con la difluencia. Las vertientes del contrafuerte son abruptas, de desiguales desniveles sobre sus valles, y muy atacadas por la gelifracción, observable tanto en las canales que las henden, con conos de derrubios en su base, como en las laderas rocosas, atacadas a través de todo tipo de fracturas. Junto al frente glaciar, la pared, preparada por los hielos, se demorona y extraploma en ocasiones con facilidad al retirarse la lengua, en un veloz y eficaz proceso actual de desprendimiento de bloques muy inestables, remodelador de la ladera.

El interfluvio izquierdo es más abrupto, afilado y discontinuo. Bajo las grandes altitudes y el icefeld, está mellado por los afluentes que alimentan el glaciar. Sus amplias y altas paredes siguen una rotunda línea de fractura. Sólo en su sector cercano al fiordo un tapiz de gelifractos y derrubios de morrena suavizan las pendientes. La cima de la pared llega a dominar el glaciar a tajo con más de 1.000 metros de desnivel. Una observación más detallada revela la existencia de numerosos rellanos o repisas, espolones, taludes, diques y fisuras, que hacen más rugosas y complicadas estas paredes de apariencia lisa. La gelifracción es en ellas intensa, como muestra el aspecto -ruiniforme de su roquedo vertical y los derrubios a su pie, o las continuas caídas de bloques, aislados o en alud, durante el primer deshielo estival. Un marcado cambio de pendiente hacia su base caracteriza esta gran pared, relacionado con un cruce de fracturas de distinto buzamiento, explotado por los diversos mecanismos de erosión glaciares. Fisuras transversales al valle abren rectos canales en el muro rocoso, donde se intensifican la gelifracción y los desprendimientos y pueden existir corredores de hielo y nieve.

Pertenece esta pared, en parte, a la espina divisoria respecto al glaciar de la Punta del Torrente, que ocupa un circo paralelo al valle de la Eternidad, colgado a gran elevación y cuyos hielos fluyen hacia el sur. Pero en un caso esos hielos desbordan - por una brecha y un estrecho corredor vertical hacia el glaciar de la Eternidad en una breve cascada de seracs suspendida y encajada en la fisura. Al pie del canal se acumulan en un cono los aportes glaciares caídos de este rebosadero. De este modo, no sólo los procesos nivales y periglaciares actúan en el modelado de las vertientes del valle, sino también el glaciario de canalizo, poco estudiado pero bien típico.

El glaciar

En julio de 1978, el glaciar de la Eternidad presentaba la parte baja de su lengua con el hielo descarnado, escasa nieve en sus márgenes, con marcadas morrenas y bloques - rocosos dispersos procedentes de ellas o caídos directamente de las paredes, muy abundantes crioconitas, muchas "bedieres" o torrentes supraglaciares en una red densa, con diversa anchura y profundidad, que rehelaban totalmente o en una bóveda superficial en

las horas de sombra, y cuya circulación era fundamentalmente externa, aunque existían pérdidas por las grietas y algún molino ocasional. Esta zona estaba escasamente agrietada, con sólo fisuras de flujo en la suave pendiente. Sin embargo, la dinámica del aparato es rápida y los cambios morfológicos por apertura de grietas fueron apreciables en un lapso de dos semanas. Como consecuencia del cambio de pendiente bajo la cascada de seracs de su último afluente, el glaciar Ambrosiano, se marcan tenues y estrechas ojivas en la parte media y baja del disipador.

El volumen del glaciar sólo le permite ocupar el fondo del amplio valle y hay huellas de actuales decrecimientos en altura en la morrena lateral derecha. El aparato se forma por la yuxtaposición de cuatro lenguas que, al sumarse, alcanzan una longitud cercana a los 8 kilómetros. La más alta procede del icefjeld y se derrama en la cabecera del valle; su extensión es corta y es pronto empujada al NW, mientras se adelgaza su punta, por una nueva lengua, más meridional y más extensa, que baja al valle desde la misma procedencia, aunque separada de la anterior por un contrafuerte. Otro contrafuerte permite la posibilidad de una nueva lengua diferenciada, aún más al sur, también desbordante del icefjeld, pero alimentada además por el domo nival de un nunatak o punta sin nombre, que alcanza los 1.790 m, y su circo septentrional (II).

A la altura de esta punta aumentaba progresivamente hacia arriba el número y el tamaño de las grietas, así como la extensión de la cobertura nival -nieve blanda y en costra-, al tiempo que disminuían las bedieres. Más abajo, las dos últimas lenguas mencionadas son adelgazadas y comprimidas hacia su derecha hasta su detención por la yuxtaposición de la lengua del glaciar Ambrosiano, que conforma el verdadero frente de la Eternidad. Las tres lenguas inferiores proceden del este, bajan unos fuertes desniveles -ceranos y superiores a los 500 m- y se incurvan fuertemente hacia el SSW. Las morrenas medianas marcan nítidamente estas trayectorias. Nacen estas morrenas -bajo las paredes y contrafuertes rocosos por acumulación, principalmente, de gelifraçtos, que forman en su origen bloques sueltos que se van agregando en el sentido del flujo y en posición marginal hielos abajo, superpuestos al glaciar, hasta constituir un muro continuo de bloques y cantos heterométricos, soldados con frecuencia por el rehigo superficial, afectados por los agrietamientos generales de la lengua, con numerosas mesas de glaciar y ordenaciones periglaciares del material, sobre todo en esbozos de polígonos. Los corredores de hielo y el manto glaciar existentes en la Punta de la Eter

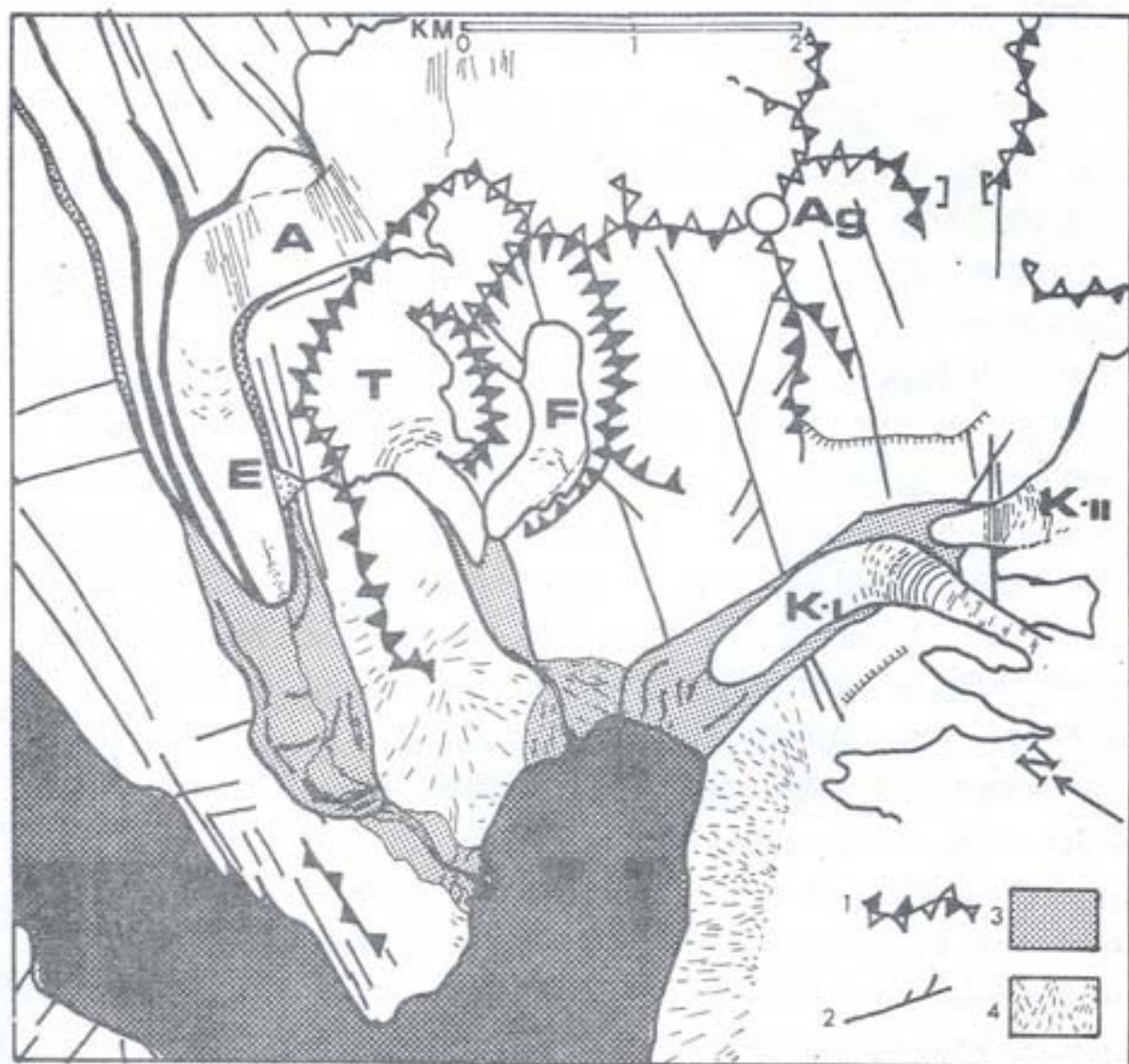


Fig. 2.- Esquema morfológico del macizo del Agssaussat; escala aproximada. 1)- Bordes de artesas y circos; en negro, rocosos; en blanco, de nieve o hielo. 2) - Fracturas. 3) Morrenas y depósitos proglaciares. 4) Derrubios de ladera. Ag: - Agssaussat; E: Glaciar de la Eternidad; A: Glaciar Ambrosiano; K-I y K-II: Glaciares de Kangiussaq; T: Glaciar de la Punta del Torrente; F: Glaciar de la Punta Franz.

nidad no alimentan, en cambio, al disipador del valle. Esta disimetría está, pues, en función de la posición del icefield y de los altos relieves del Agssaussat. Parece, por tanto, interesante el reconocimiento de las características del glaciar Ambrosiano y - su cabecera, que son vivamente expresivas de la fisiografía del área de alimentación del aparato de la Eternidad.

El glaciar Ambrosiano, realmente, llega hasta el frente de la Eternidad, constituyendo lo más grueso de su último tramo de 3 km, pero se reserva este nombre en la - cartografía para el sector de lengua que procede del ESE en cascada de seracs, hielos arriba de la confluencia. Este afluente sigue un valle labrado en función de netas fracturas NW.

En su parte baja se pasa bruscamente de las suaves pendientes de la Eternidad a una rampa fuerte de hielo muy roto; los seracs, afectados por una ablación mayor que en cotas más altas -rápidamente acentuada a lo largo del mes de julio- aparecían descubiertos de nieve y sucios de materiales genésicos y entre ellos se observaban grietas rellenas de agua de fusión. El hielo muestra en todo el glaciar una nítida estratificación, en numerosas ocasiones vigorosamente basculada por la tracción del aparato. La nieve blanda recubre en verano y principalmente hasta agosto casi todo el glaciar, al tiempo que están ausentes los torrentes supraglaciares, debido a la mayor al titud, denso agrietamiento y, sobre todo, al importante efecto de umbría provocado - por la prominente pared que cierra al sur la artesa. La lengua, extraordinariamente agrietada, incluso caótica en los sectores de mayor pendiente, no presenta de forma apreciable grietas de flujo, mientras las grandes fracturas de distensión escalonadas son dominantes. Estas grietas son comunmente de gran magnitud, aunque con relativa frecuencia no son observables, al estar cubiertas por delgados puentes de nieve, bas tante peligrosos; no obstante, la circulación de corrientes de aire frío por las grietas endurece estos puentes en un grado superior a la nieve de cobertura.

Las mayores fracturas se relacionan con cascadas de seracs y éstas, a su vez, - con rupturas de pendiente del aparato, dependientes de la topografía escalonada del lecho, que viene determinada por rotundas líneas de fracturación del roquedo, transversales al valle, bien observables sobre todo en la pared septentrional de la artesa y en sectores marginales del lecho, que la regresión glaciar ha dejado al descubierto preferentemente en estos puntos de adelgazamiento de la lengua. En su avance, el gl

ciar se extraploma sobre estos escalones parcialmente descubiertos y cae por ellos en periódicos aludes de gran volumen. Tres grandes fracturas del roquedo dan lugar a tres formidables cascadas de seracs entre cuatro rellanos, los cuales seguramente deben corresponderse con cubetas del lecho. En los tres superiores de éstos subsiste el agrietamiento, pero de manera notablemente atenuada, acentuándose en la proximidad del escalón inferior, como consecuencia de la distensión ejercida por la cascada. En la parte alta de los seracs intermedios, en su contacto con el tercer rellano contando desde abajo e incluyendo al de la Eternidad, una grieta transversal de rotura divide enteramente en dos el glaciar de parte a parte -de modo semejante- al paso entre el circo y la lengua de Sisorartut-, con unos 30 m. de anchura y algo menos de profundidad visible hasta un taponamiento de nieve, desnivelando los dos labios. Estas verdaderas fallas en cascada dan lugar a una morfología del glaciar característica, que está, como vemos, en función directa de la morfología y de la estructura del lecho.

La artesa posee unas grandes paredes verticales, con pronunciados espolones, -también siguiendo líneas estructurales muy definidas. Por ellas son frecuentes las caídas de aludes y gelifractos sueltos. El glaciar se encuentra, así, muy encajado en el fondo de este cañón, sin compactar con las laderas, separado de la vertiente meridional, más nivosa, por una rimaya y con frecuentes taludes de derrubios en la base de la septentrional.

Culmina el glaciar Ambrosiano en una amplia llanura a 1.350 m. de altitud, que se extiende como un ancho pasillo entre el Agssaussat, al sur, (2.140 m.) y la punta de la Atalaya, al norte, (1.790 m.), y que enlaza ya con el icefjeld. Se trata de un corredor morfoestructural según la alineación de las fracturas NW, separando delgados bloques en relieve muy realzado, paralelo a repetidas alineaciones de valles y culminaciones que se cruzan con las de dominante NE, y aprovechado por la erosión glaciar de los flujos procedentes del icefjeld hacia la artesa de la Eternidad.

El Agssaussat presenta una espléndida pared norte, recubierta de masas de hielo hasta la cumbre, un gran glaciar de vertiente, que derrama sobre el rellano en un verdadero circo de alta montaña, proporcionando una importante sobrealimentación a este brazo de la plataforma del icefjeld desbordante hacia las cascadas del glaciar -Ambrosiano. La punta de la Atalaya forma, en cambio, un simple nunatak entre este

ramal del manto de hielo y su extensión al norte; está limitada por líneas de fractura, que originan sus paredes, aprovechadas por la erosión mecánica glaciár y periglaciár, extraordinariamente gelifractadas e inestables. Sin embargo, este risco alargado también posee en su cuerda cimera un domo glaciár, que derrama hacia el norte y que en diversos puntos donde era posible su observación, alcanzaba más de 20 m. de espesor. El icefeld se extiende monótonamente en amplias ondulaciones que reflejan la topografía del lecho, más irregular en los bordes del macizo y entre escasos nunataks, que siguen las alineaciones estructurales. Ocasionalmente se presentan grietas en su superficie, pero la nieve-costra recubre de forma generalizada los hielos.

4.- LOS GLACIARES DE KANGIUSSAQ

Al Este de la desembocadura del torrente de la Eternidad, prosigue un corto brazo del fiordo hasta un breve rellano proglaciár al pie de la lengua del Kangiussaq I.

Baja hacia el fiordo un arroyo procedente de la licuación de los frentes de los pequeños glaciares colgados de la Punta del Torrente y de la Punta Franz; los extremos de sus lenguas se juntan a la salida de sus respectivos circos. La orientación al sur determina el escaso desarrollo actual de estos aparatos y, en concreto, el de la Punta Franz, que muestra una gran pérdida de volumen de hielos en un circo casi vaciado, con amplias paredes descubiertas, muy gelivadas, y con cresterías culminantes. El circo glaciár de la Punta del Torrente está, en cambio, más relleno y su amplitud es mayor; colabora a ello el dibujo de su parte superior, con un alto rellano en umbría, que permite una mayor permanencia a la abundante alimentación cerca de los más elevados relieves.

El rápido retroceso de estas lenguas es evidente: dos claras morrenas laterales marcan hasta un amplio cono proglaciár, coetáneo con ellas y que nace en su convergencia, una fase reciente de progresión y estabilidad, que no puede ser sino la "pequeña edad del hielo". En 1936 las dos lenguas aún se yuxtaponían, siendo más ancha la de Punta del Torrente, y descendían por debajo de su confluencia. En 1960 aún confluían ambos aparatos, pero presentaban ya su frente en ese mismo punto de reunión. En 1968, las lenguas siguen juntas, pero escindidas. En 1978 los frentes se alcanzan, pero en posición ligeramente más retraída, colgados sobre contrafuertes rocosos de su lecho; aca-

ban en un muro relativamente potente, que parece indicar un episodio estable, dentro de la regresión. El cono proglaciar reciente que nace del boquete en las morrenas no es funcional y está cortado a su izquierda por un pequeño cantil sobre las aguas del fiordo.

A oriente del circo de la Punta Franz, aún aparece a solana otra forma en hoya -glaciar poco pronunciada, carente hoy absolutamente de hielos -e incluso en 1936-. No posee morrenas y está entallada por una profunda brecha, muy angosta, producida por el ataque torrencial y periglaciar a una fractura NE.

La vertiente izquierda presenta, en cambio, una gran pared, complejamente esculpida en función del cruce de 5 decisivos planos de fractura. Retiene algunos glaciares colgados y, a comienzos de julio, una gran cantidad de nieve en sus repisas; estas cornisas nivales fueron fundiendo a lo largo del mes con profusión de cascadas y aludes, acompañados por violentas avalanchas rocosas en sus canales. Como consecuencia de estos procesos, a su pie se unen grandes conos de derrubios en un largo talud.

El glaciar Kangiussaq I no alcanzaba ya el fiordo en 1936, aunque quedaba muy cerca de su orilla; sin embargo, la última cartografía existente -corregida en 1976- dibuja el frente de la lengua en contacto con las aguas. Un llano de depósitos proglaciares, bien enmarcados por morrenas laterales recientes, media entre esa orilla y el frente de hielos. La morrena derecha se incurva cerca de la ribera bruscamente hacia su interior, al entrar en contacto con el cono proglaciar, antes mencionado, de la Punta -del Torrente: más parece deberse este contacto al empuje coetáneo del cono, que ha obligado a la torsión del glaciar, que a un cierre frontal brusco, que no enlaza con la disposición rectilínea de la morrena izquierda. Parece, incluso, que el frente de la lengua del Kangiussaq I se prolongaba más allá, penetrando en el fiordo en una zona -aún de escasa profundidad; podría interpretarse, así, el pequeño abrupto en la orilla del lado oriental del cono de la Punta del Torrente, como la forma de apoyo en tal lengua, en posición obturadora, y no como un cantil de costa. Todo muestra, pues, que -en la "pequeña edad del hielo" el aparato de Kangiussaq desbordaba más allá de la -actual ribera. En contraste, su zona frontal actual, poco elevada, presenta el aspecto de una situación regresiva.

La pendiente de esta lengua es suave, se encuentra relativamente poco agrietada -por fisuras de flujo y se marcan en ella ojivas que nacen al pie de su cascada de seracs

superior. Esta cascada ocasiona también una notable distorsión en la disposición de los estratos de hielo. El vigor de este aparato se debe a la reunión de cuatro factores: sobrealimentación en la zona de cumbres del Sangmissoq (2.060 m.); posición en la umbría del área de domos, vertientes, circos y lengua superior; fuerte pendiente con flujo rápido de la lengua; profundidad de la artesa más baja, con efecto de umbría en el frente del aparato, ocasionado por las paredes de Torssut, que culminan a 1.510 m., directamente sobre la costa del fiordo.

Esta lengua, alojada en su base en un valle trazado según las fracturas NW, tuerce a esta dirección en un codo de 60°, desde las amplias faldas glaciadas del Sangmissoq, a través de una estrecha y empinada garganta, limpia entalladura según una litoclasa de rumbo NNE, bajando por toda ella en un continuo caos de seracs. Al pie de la cascada se ensancha la lengua y, al iniciarse la torsión, se forman, como consecuencia del cambio de pendiente amplios arcos empotrados, ojivas onduladas y escalonadas, cuyo volumen se va mitigando progresivamente en el relleno inferior, pasando a bandas.

Por encima del punto de incurvación de la lengua y junto a ella, se encuentra el frente de otro aparato, el Kangiussaq II, bien individualizado hoy, que procede del icefjeld y de los hielos de las cimas próximas, siguiendo el valle de orientación NW. Este disipador aparece confundido con el anterior en la cartografía. En 1968 aún entraba en contacto con la morrena derecha del Kangiussaq I. En la actualidad, su frente, claramente diferenciado, se separa unos metros de este depósito, lo que indica un leve retroceso en el último decenio. Sin embargo, presenta la forma de un lóbulo convexo, que no aparenta la de un estadio de regresión, sino de estabilidad o, quizá, incluso de un reinicio de progresión. En su margen derecha un doble muro morrénico lateral muestra su reciente pérdida de superficie.

Pasado el lóbulo, totalmente limpio de nieve por su escasa altitud y cubierto por una dura costra de rehíelo vítreo, con escasas "bedieres" y sin apenas grietas, el glaciar se empina en rampa y luego se fractura, hasta su culminación, en seracs escalonados, debido a la fuerte pendiente. Su superficie se convierte en una serie de repisas y muros de hielo sucesivos, entre grietas de tracción. Las cascadas de seracs de los dos glaciares de Kangiussaq obedecen, así, al abrupto escalonamiento de sus respectivos lechos por la explotación glaciar de fracturas transversales, en un caso NW

y en otro NE, es decir con los rumbos típicos en la región.

Sólo en las partes altas de este aparato aparece la nieve superficial, primero en las depresiones y rellanos y luego de modo más extenso. El perfil se suaviza y las largas grietas, aún cercanas, van espaciándose hacia la plataforma superior, formando amplios arcos de trazado discontinuo, que recorren todo lo ancho del aparato, con su centro hacia la caída de la lengua, como consecuencia de la distensión producida por la cascada. En la culminación el glaciar se ensancha y se reúne, mediante lomas, con el icefjeld desbordante. De las cumbres próximas y sobre todo desde las caras norte, bajan glaciares de domo y vertiente que alimentan también los altos del Kangiu ssaq II, mediante flujo y violentos aludes de hielo de grandes masas que se encuentran en equilibrio inestable sobre sus empinadas laderas.

En esta zona de culminación y sobre la margen derecha del glaciar, en orientación a solana, queda, sin embargo, justamente bajo la cima más alta, el Agssaussat, —en gran contraste con la umbría del mismo pico sobre el glaciar Ambrosiano— un amplio sector totalmente deglaciado, que marca de modo contundente la intensa diferencia morfo-glaciológica entre "sarqaq" y alangoq" en el mundo ártico. Así como las laderas norte del Sangmissoq, presentan las características glaciares de las grandes montañas del planeta, la cara meridional del Agssaussat no pasa de ser un desierto frío con la roca al descubierto, salvo algunos neveros, hasta por encima de los 2.000 metros, casi la cumbre, donde se encuentra el domo nivoglaciario cimero. Incluso aparecían en esta zona, alrededor de los 1.000 m. de altitud, a fines de julio, minúsculas y escasas plantas con llamativas flores, entre los guijarros de las morrenas y campos de piedras de las gradas y recuencos, muy gelifractados, que constituyen su sector medio. De este modo, el papel de la orientación como factor diversificador decisivo en los paisajes naturales de alta latitud, vuelve a mostrarse aquí en un contraste radical.

5.- CONCLUSION

Este trabajo se suma a nuestras investigaciones en morfología glaciar pleistocena y actual, corroborando en el medio ártico diversos datos que habíamos observado tan

to en el glaciario antiguo como en glaciares actuales intertropicales y templados de montaña. Destaquemos algunos: la movilidad de las pulsaciones recientes; la rapidez de desplazamientos del frente glaciar y de la construcción de muros morrénicos; las relaciones entre vegetación y morfogénesis; la gran oposición entre umbría y solana, o los contrastes, más regionales que locales, según la orientación; el importante papel de las altitudes de las cumbres en la alimentación glaciar; la decisiva articulación del relieve preglaciar; y, de modo especial, la determinante función de las estructuras - del roquedo, a través de las morfoestructuras, y, en especial de la fracturación, al guiar la erosión glaciar según su trama y definir la disposición de los relieves resultantes, con sencillez y contundencia suficientes para no necesitar de otras complicadas hipótesis poco constatables pero ampliamente difundidas.

NOTAS

(1) Véase la hoja nº 65 V 1, Sukkertoppen, a escala 1:250.000, del mapa de Groenlandia editado por el "Geodaetisk Institut" de Dinamarca.

(2) Sobre expediciones precedentes a la nuestra en esta zona, véase FANTIN, M.: Montagne di Groenlandia, Bologna, Tamari, 1969, págs. 62, 64, 74, 243, 263-65, 276-79, 296-97 y 327-29. Una síntesis geológica interesante y una selecta bibliografía sobre la región se encuentran en los capítulos "Archean gneiss complex of Greenland", de Bridgwater et al. y "Glaciation and Quaternary of Greenland", de A. Weidich, de la obra editada por ESCHER (A.) y WATT (W.S.): Geology of Greenland, Copenhagen, Gronlands Geologiske Undersogelse, 1976, págs. 18-75 y 430-58. Un equipo de alpinistas apoyó nuestras incursiones en el macizo; queremos hacer constar nuestro reconocimiento a la ayuda y colaboración prestadas por los geógrafos mencionados y por los montañeros Arturo Romero, José Luis y Margarita García, Luis López y Emilio García Viel.

(3) Según el mapa Sukkertoppen-Sondre. West Coast of Greenland, a escala -

1:80.000, editado por "Royal Danish Hydrographic Office", Copenhagen, 1966.

(4) MALAURIE, J.: Thèmes de recherche géomorphologique dans le Nord-Ouest du Groenland. París, C.N.R.S., 1968, 495 págs.

(5) BOYE, M.: Glaciaire et périglaciaire de l'Áta-Sund. NE. Groenland París, Hermann, 1950, 176 págs.

(6) TEN BRINK, N.W. Holocene History of the Greenland Ice sheet based on radio-carbon-dated moraines in West Greenland. Gronlands Geologiske Undersøgelse, Bull. nº 113, 1975, 44 págs. Puede ser interesante una comparación - con las hipótesis de SUGDEN, D.E.: "Glacial erosion by the Laurentide Ice sheet", Journal of Glaciology, 1978, págs. 367-91.

(7) Ver WEIDICK, A.: "Glaciation and Quaternary...", Op. cit., y del mismo autor, Quaternary Map of Greenland, escala 1:250.000, "Geological Survey of Greenland", y Short explanation to the Quaternary Map of Greenland, Gronlands Geol. Undersøgelse, Rapp. nº 36, 1971, 15 págs.

(8) TEN BRINK, N.W.: Holocene History...

(9) PEARY, R.E.: A l'assaut du Pole Nord. París, P. Lafitte, 1911, capítulos V, VI y VII, especialmente pág. 82 e ilustración en pág. 68. En el siglo XVIII, Hans Egede hace una breve referencia al mismo tema en su clásica obra A description of Greenland, reeditada por "Kraus Reprint Co" en Millwood, New York, pág. 151.

(10) MALAURIE, J.: Thèmes de recherche...

(11) Más adelante denominamos a este risco "Punta de la Atalaya", por haber nos servido de observatorio.



Fig. 3.- Glaciar de la Eternidad y Punta de la Atalaya (1.790 m).



Fig. 4.- Morrenas medianas del glaciar de la Eternidad.



Fig. 5.- Seracs del glacier Ambrosiano.



Fig. 6.- Cara Norte del Agssaussat (2.140 m).

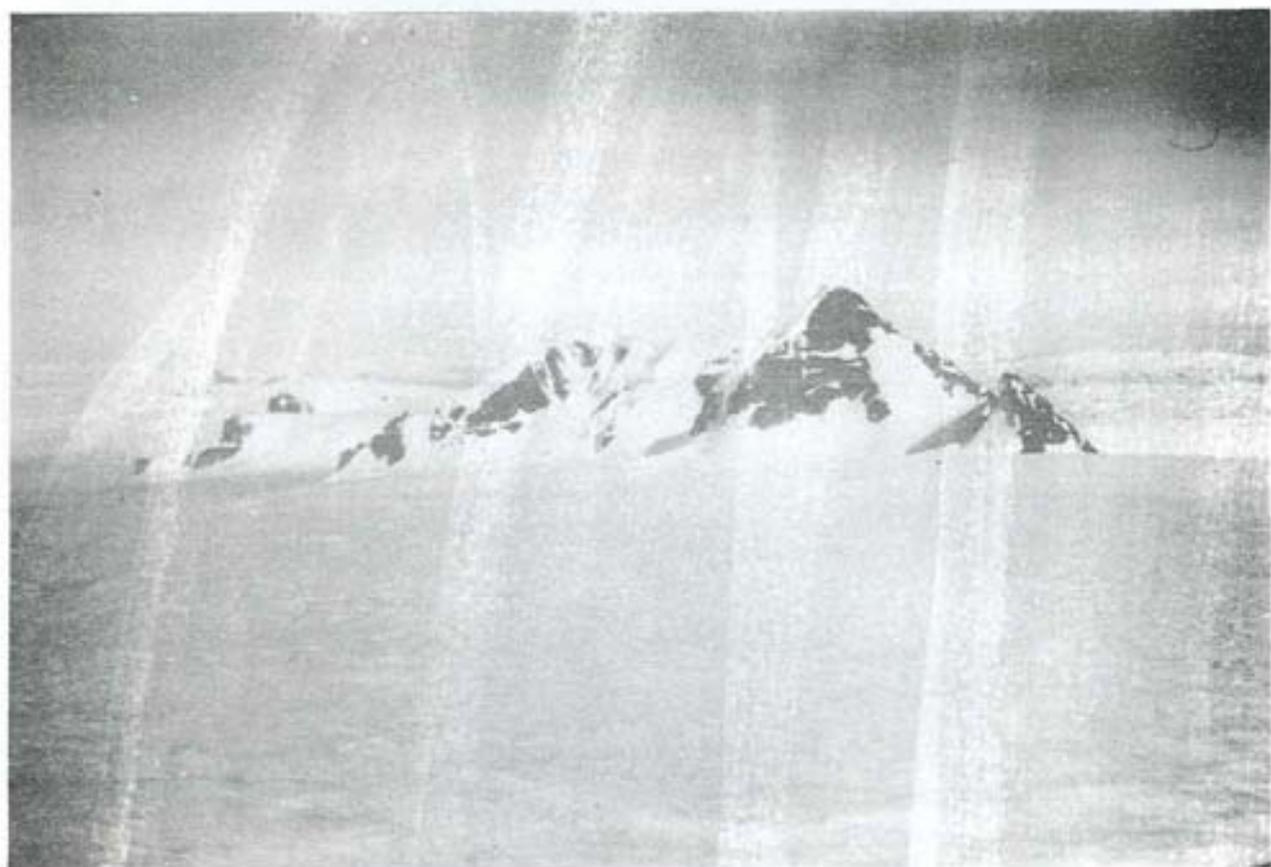


Fig. 7.- Icefjeld y nunatak.



Fig. 8.- Mudo frontal de la montaña Wanku, 1917.



Fig. 9.- Seracs del glaciari Kangiussaq II.



Fig. 10.- Vertiente Norte del Sangmissoq (2.060 m).