

FIGURA 11.10 Corrientes oceánicas globales y circulación de aguas profundas (Woodroffe, 2002).

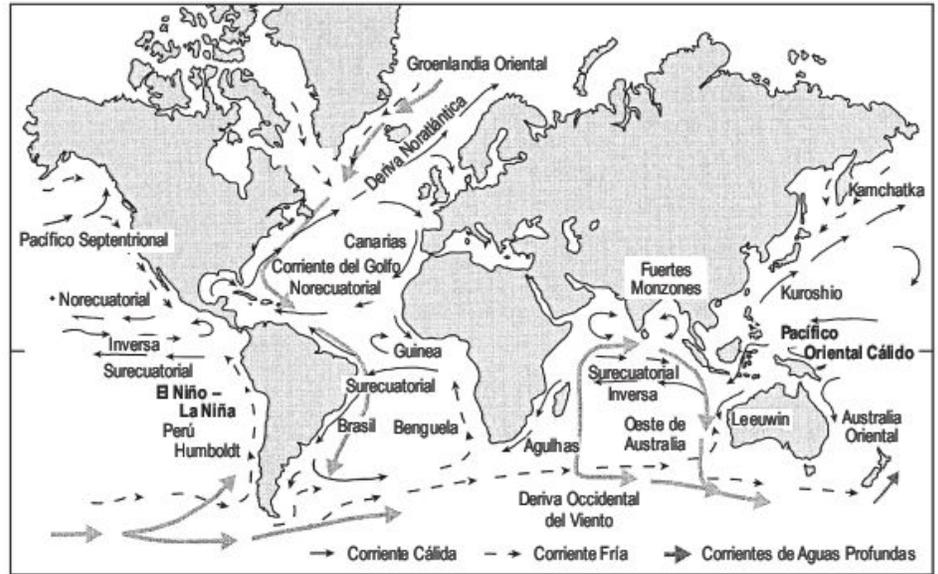
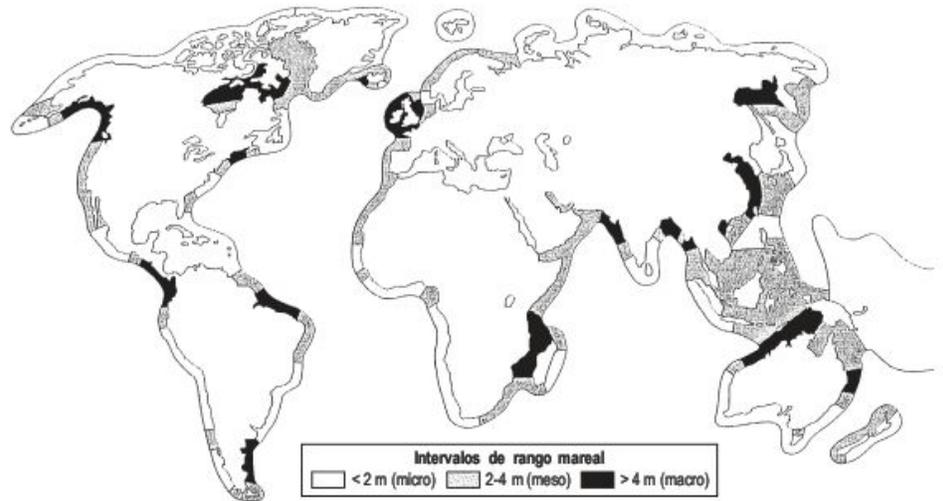


FIGURA 11.11 Distribución global del intervalo de mareas (modificado de Davies, 1980).



nueva, se llaman mareas vivas. Cuando la Luna forma ángulo recto con el Sol, respecto a la Tierra, las dos fuerzas se oponen y las pequeñas mareas resultantes se denominan mareas muertas.

Por otra parte, las entradas de las bahías y los estrechos entre islas tienen con frecuencia fuertes corrientes de marea. Los canales de marea ejercen una importante acción erosiva por los flujos y reflujos de la misma.

11.6 Costas acantiladas y plataformas rocosas

Las costas acantiladas pueden definirse como laderas abruptas que limitan las costas (Emery y Kuhn, 1982). Por consiguiente, forman una zona de transición bastante neta entre el continente y el mar. Las tres cuartas partes de las costas del mundo son acantiladas (Bird, 2000) (Fig. 11.12). Están atacadas por el oleaje y, como consecuen-

cia, se producen morfologías erosivas. El desarrollo de las costas rocosas suele ser muy lento, como en Galicia (Pérez-Alberti *et al.*, 2000). En las costas constituidas por rocas clásticas su evolución es rápida y se pueden analizar los cambios geomorfológicos que han tenido lugar, por diferentes técnicas de estudio (mapas, fotografías aéreas,

13

Geomorfología Glaciar I

CONTENIDO

- 13.1. Los glaciares
- 13.2. Erosión glaciar

13.1 Los glaciares

13.1.1 Introducción

En la historia de la Tierra se reconocen varias épocas glaciares desde tiempos precámbricos, que han quedado impresas en el registro geológico por rasgos erosivos y sedimentarios Eyles (1993) (Fig. 13.1). Dentro de esta perspectiva general, el Cuaternario supone una etapa glaciaria, que comenzó a desarrollarse fundamentalmente en el Terciario superior, de la que quedan restos de acumulaciones de hielo que ocupan en la actualidad un 10% de la superficie terrestre emergida, mientras que en el último máximo glaciario, hace unos 18.000 años, cubrieron casi la tercera parte de las áreas continentales (Flint, 1971; Sugden y John, 1976). Por consiguiente, la actividad de las masas glaciares se ve reflejada por distintos modelados erosivos y deposicionales en una extensión importante del planeta.

Las investigaciones sobre la actividad de los glaciares antiguos y actuales se dirigen hacia distintas direcciones. Los trabajos sobre Geología glaciaria los llevan a cabo los estudiosos del Cuaternario, que se preocupan fundamentalmente de la estratigrafía y cronología glaciares, mientras que los geomorfólogos analizan los procesos glaciares y el modelado resultante de la actuación de las masas de hielo, así como su evolución. La Glaciología se interesa por el estudio de la naturaleza, comportamiento físico y trabajo realizado por los glaciares (Lliboutry, 1965; Iverson, 2006). En la mayoría de los casos, existe una clara desconexión entre las investigaciones glaciológicas y las llevadas a cabo por los geomorfólogos glaciares, aunque parece existir un acercamiento (Sugden y John, 1976). Esta unión es necesaria, ya que los glaciares constituyen un medio de rápida actividad, con modificaciones en días o meses, y, por lo tanto, idóneo para estudiar los procesos actuales y las formas resultantes.

En las últimas décadas se ha abierto un nuevo campo de trabajo dentro de la Geología planetaria, en relación con la Geomorfología Glaciaria. Así, en Marte se reconocen casquetes que cubren un 30% de su superficie durante el invierno y que se reducen a casquetes de hielo residuales en el verano, ocupando solo un 1%. También se ha propuesto la interpretación de algunos canales marcianos como originados por la actividad de valles glaciares. Algunos investigadores establecen para este planeta un cambio climático similar al de la Tierra durante el Cenozoico superior (Cutts *et al.*, 1979; Baker, 1981a; Carr, 1981). Estas investigaciones de Geomorfología planetaria pueden suministrar datos importantes para una mayor comprensión de nuestras épocas glaciares.

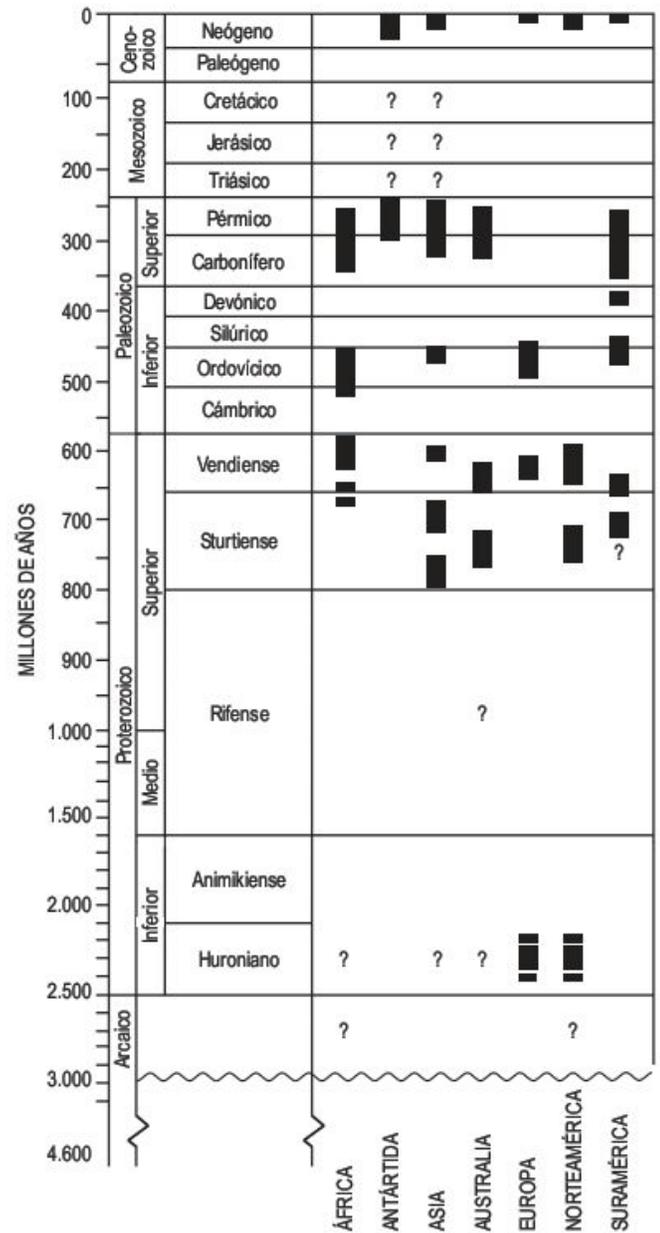


FIGURA 13.1 Épocas glaciares en la historia de la Tierra (Eyles, 1993).

13.1.2 Extensión actual y antigua de los glaciares

El hielo glaciario actual ocupa una superficie aproximada de 15,8 millones de km² (Tabla 13.1), lo que supone un 10% del total de la superficie terrestre emergida. Únicamente el

TABLA 13.1 Área actual ocupada por los hielos (World Glacier Monitoring Service, 1989) y extensión máxima durante el Pleistoceno (según datos elaborados por Flint, 1971).

Región	Área actual (km ²)	Extensión máxima en el Pleistoceno (km ²)
Antártida	13.593.310	13.800.000
Groenlandia	1.726.400	2.295.300
Méjico, Estados Unidos, Canadá y Alaska	276.100	16.217.091
Fenoscandia	51.046	7.169.145
África	10	1.900
Asia (incluida Rusia)	185.211	3.951.000
Alpes y Pirineos	2.921	39.000
Suramérica	25.908	870.000
Australasia	860	30.000
TOTAL	15.861.766	44.373.436

3% se encuentra fuera de los dos grandes casquetes de la Antártida y Groenlandia, que constituyen la mayor reserva de agua dulce de la hidrosfera (Lvovitch, 1967). El primero de ellos cubre un área de 13,6 millones de km², siendo su espesor medio de 2,2 km y el máximo de cerca de 5 km. El volumen de hielo, equivalente en agua, de este casquete se estima en 30,1 millones de km³, que si fundiera por completo traería consigo un ascenso del nivel del mar de 59 m. El casquete de Groenlandia ocupa una superficie de 1,7 millones de km², su espesor medio es de 1,6 km y el máximo 3,4 km, siendo su volumen de 2,4 millones de km³ (Donn *et al.*, 1962; Flint, 1971; Sudgen y John, 1976).

El resto de las acumulaciones de hielo no superan el medio millón de km² y se encuentran diseminadas por todo el planeta, aunque se concentran fundamentalmente en el hemisferio norte y en montañas de latitudes medias y bajas (Alpes, Karakorum, Himalaya). La extensión de los glaciares en África es prácticamente despreciable. Destacan por su extensión las acumulaciones de hielo en los Andes. El área ocupada por los glaciares en el mundo ha sido recientemente calculada por el World Glacier Monitoring Service en 1989 (véase Hambrey, 1994). La superficie total es de 15.861.766 km².

En su máxima extensión durante el Pleistoceno los hielos cubrieron un área de más de 44 millones de km² (Flint, 1971), que representan un 30% de las tierras emergidas, y su volumen sobre la superficie terrestre se estima en unos 100 millones de km³ (Donn *et al.*, 1962). En la Tabla 13.1 puede observarse la gran diferencia existente entre el área ocupada por los glaciares actuales, que corresponden a una época interglaciar, y la superficie ocupada en el pasado durante la máxima glaciación cuaternaria.

Los casquetes de la Antártida y Groenlandia han sufrido una fluctuación relativamente pequeña, mientras que, por ejemplo, Fenoscandia y el complejo Lauréntido han

experimentado enormes avances. Este último alcanzó unas dimensiones próximas a la Antártida actual y se extendió por debajo de latitudes de 40° N (Fig. 13.2).

13.1.3 Balance de masas en los glaciares: acumulación y ablación

El balance de masas en un glaciar trata de la ganancia y pérdida de nieve y hielo en el mismo y normalmente se mide por su equivalente en agua (cantidad de agua resultante de la fusión). El término **acumulación** hace referencia a todos aquellos procesos por los que se añade

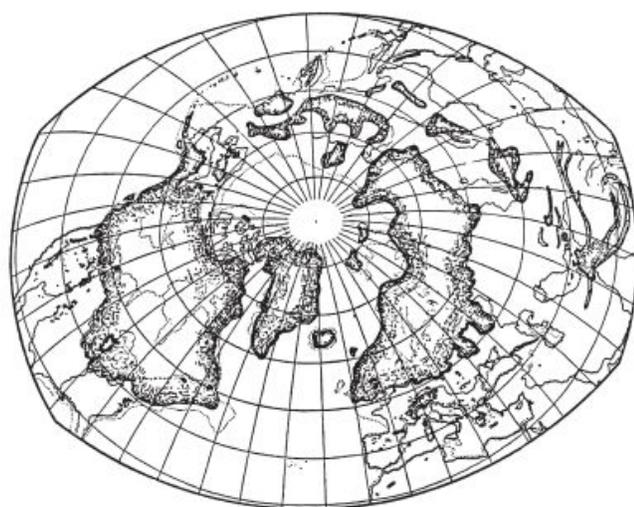


FIGURA 13.2 Máxima extensión de los casquetes de hielo pleistocenos en el Hemisferio Norte (según Antevs y Flint; en Holmes, 1944).

material al glaciar. El más importante es la precipitación, aunque la alimentación por avalanchas a los valles puede ser en ocasiones significativa. También la acción eólica juega un papel secundario en su efecto de redistribución de las masas de nieve.

La **ablación** se refiere al conjunto de procesos por los que se pierde parte de la masa del glaciar. El principal es la fusión, que está influenciada por la radiación solar, lluvia, temperatura del aire, cubierta de nubes, cantidad de detritos, etc. (Sharp, 1988). Las partículas rocosas finas, con mayor capacidad de absorción de la radiación solar, al fundir la nieve de alrededor del canto penetran en ella generando pequeños conductos cilíndricos. Por el contrario, las capas potentes de detritos aíslan de la fusión al hielo infrayacente pudiendo dar origen a montículos de gravas con hielo en su interior. Si el manto de detritos tiene una disposición superficial irregular se puede producir, por fusión diferencial, una topografía de montículos y depresiones. En el caso de la presencia de grandes bloques, la morfología resultante es la de pedestales o **mesas glaciares** (Fig. 13.3) en las que el bloque se asienta sobre hielo infrayacente. Estas mesas con frecuencia se presentan basculadas, debido a una mayor fusión del hielo orientado a solana, hasta que finalmente caen. La fusión diferencial da origen en ocasiones a numerosas y profundas depresiones, denominándose a este conjunto topografía kárstica glaciar por su parecido con el paisaje de las áreas calizas (Clayton, 1964). Por otra parte, otro proceso importante de ablación en los glaciares que vierten su masa a lagos o mares es el de la generación de grandes bloques de hielo o icebergs, que quedan flotando en el agua. Este proceso está influenciado por el grado de fracturación de la masa de hielo.

Cualquier glaciar tiene dos partes: una superior, donde la alimentación es mayor que la pérdida por fusión, que constituye la zona de acumulación y, otra inferior, en la que el balance es contrario al anterior, denominada zona

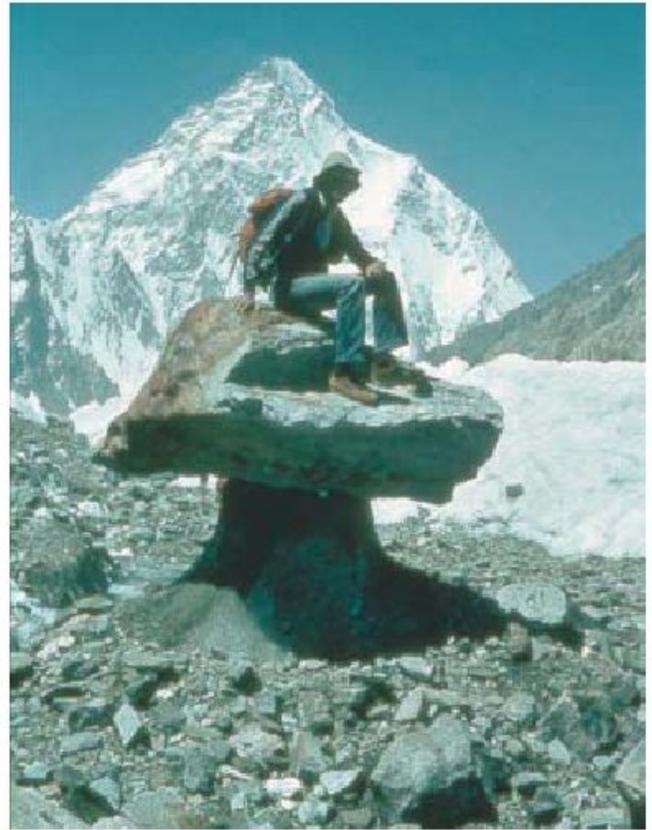


FIGURA 13.3 Mesa glaciar sobre el Glaciar Godwin Austen (Karakorum, Pakistán). Al fondo es visible el K2 (8.611 m), segunda cumbre más alta de la Tierra. Foto J. López-Martínez.

de ablación. Entre estas dos zonas se encuentra la **línea de equilibrio** en la que el balance es cero (Müller, 1962).

La diferencia entre acumulación y ablación para todo el glaciar en un año constituye el **balance neto** (Andrews, 1975; Paterson, 1994) (Fig. 13.4). Si el balance es positi-

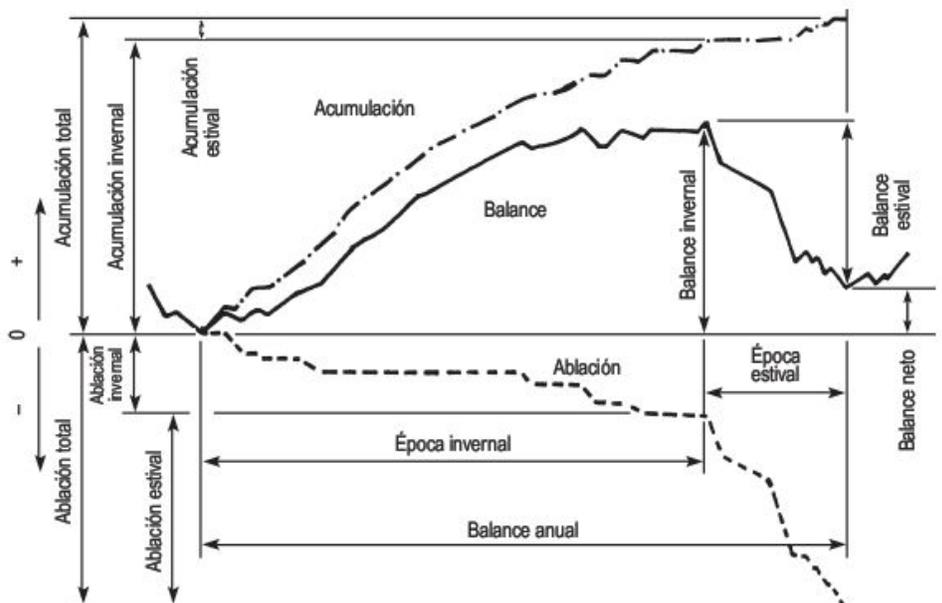


FIGURA 13.4 Explicación gráfica del balance de masas en los glaciares (en Andrews, 1975).

vo el glaciar ha experimentado una ganancia de nieve y hielo (acumulación neta anual) y al contrario si es negativo (ablación neta anual). Si el balance es cero indica un equilibrio entre acumulación y ablación. El balance de invierno suele ser positivo y el balance de verano negativo. La diferencia entre ambos es el balance neto. Estos balances se calculan mediante medidas *in situ* del hielo terrestre (Hagen y Reeh, 2004), de hielo en el mar (Wadhams, 2004) y técnicas de sensores remotos (Bamber y Kwok, 2004). Existen balances de masas para glaciares y uno de los más completos es el de Storglaciären en Suecia, en el que en un periodo de 28 años ha habido cinco años con balance positivo, uno con balance cero y en el resto dominó la ablación (Ostrem *et al.*, 1973; en Sugden y John, 1976) (Fig. 13.5). El balance de masas de la Antártida (Bentley, 2004) es prácticamente seguro negativo, pero se debe posiblemente a la fusión del hielo flotante y no afecta al nivel del mar.

13.1.4 Transformación de nieve en hielo

Los glaciares se desarrollan en situaciones en las que la acumulación de nieve excede a la fusión de la misma. Esto requiere unas condiciones climáticas adecuadas, así como unos modelados que proporcionan lugares idóneos para su almacenamiento (Price, 1973).

La nieve caída en la zona de acumulación sufre profundos cambios que la transforman finalmente en hielo glaciar. Los granos constituyentes de este hielo están formados por cristales que varían desde tamaños milimétricos a decimétricos y han sido formados por numerosos copos de nieve.

La nieve recién caída tiene una densidad muy baja, a veces de 0,05, y una gran porosidad (95%) y puede considerarse como un sedimento eólico (Fig. 13.6). Esta nieve fresca cambia en poco tiempo a nieve granular o vieja

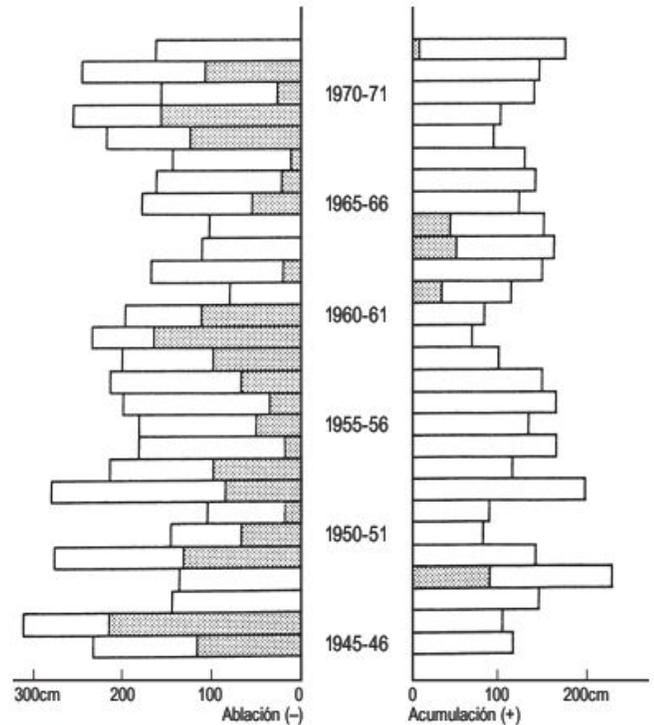


FIGURA 13.5 Balance de masas en Storglaciären (Suecia) para el período 1945-1973 en el que se representan la acumulación, ablación y los balances netos anuales (Ostrem *et al.*, 1973).

con una densidad de 0,3 que está formada por gránulos esféricos de nieve sueltos y de gran permeabilidad. La transformación continúa con un incremento de la densidad por modificación de los granos, pérdida de los espacios porosos y aumento del empaquetamiento. Cuando se alcanza una densidad de 0,4 se llega al estado de **neviza**, que tiene un 50% de porosidad y un tamaño de grano de uno o varios milímetros. Al aumentar la compactación los poros entre los granos quedan sellados y entonces se transforma



FIGURA 13.6 Nieve venteadada. Heritage Range, Antártida, alrededor de los 80° de latitud Sur. Foto J. López-Martínez.

la neviza en hielo glaciar cuando se obtiene una densidad de 0,80-0,85. Esta masa es impermeable y el aire existente está como burbujas y cualquier aumento de densidad se debe a la compresión de las mismas. Esta transformación de nieve en hielo va acompañada por desplazamientos entre los cristales, cambios en el tamaño y la forma y deformación interna (Paterson, 1994).

La velocidad de transformación de la nieve en hielo varía de un lugar a otro, a causa de que el proceso es sensible a la temperatura y a la velocidad de acumulación de la nieve. La presencia de agua de fusión en verano acelera la transformación. En las curvas de la Figura 13.7 (Paterson, 1994) se representa la variación de la densidad de la neviza en función de la profundidad para un glaciar de nieve seca en Groenlandia y otro de nieve húmeda en el Yukón. En el primero la neviza pasa a hielo a 66 m de profundidad, requiriéndose un tiempo de más de 100 años para esta transformación, mientras que en el segundo se produce a los 13 m en un intervalo de 3-5 años.

13.1.5 Clasificación de los glaciares

Se han propuesto numerosas clasificaciones para las acumulaciones de hielo, pero las más utilizadas, ya que permiten una fácil diferenciación, son las que se basan en el régimen interno de la temperatura de los glaciares y en la geometría de los mismos.

13.1.5.1 Clasificación térmica

El agua pura se transforma en hielo a 0 °C a la presión de una atmósfera, pero se requiere una temperatura un poco más baja cuando las presiones son importantes. Así, por ejemplo, en la base de un glaciar de 1.500 m de potencia el punto de fusión se encuentra a -1 °C. Podemos diferenciar entre «hielo frío» en el que la temperatura está por debajo del punto de fusión y «hielo cálido» en el que está tan próximo a la fusión que contiene agua (Ahlmann, 1935).

El hielo frío lo encontramos cuando las temperaturas de la superficie del glaciar son muy bajas en invierno y con poca o ninguna fusión en verano, como en la Antártida, Groenlandia y las zonas más elevadas de las grandes montañas. En la Antártida se han registrado temperaturas del aire de hasta -89,2°C y también allí se alcanzan temperaturas más cálidas de -30 °C, pero la temperatura aumenta con la profundidad como consecuencia del calor geotérmico y de la deformación interna de la masa de hielo en el flujo glaciar (Sugden, 1982).

El hielo cálido se forma cuando hay el suficiente calor para producir la fusión. Durante el verano es normal la fusión en la superficie del hielo. Este agua percola en la masa de hielo y puede volver a helarse, liberando entonces el calor latente, que eleva por cada gramo de agua recongelada 1 °C a 160 g de hielo. Esta puede ser una de las fuentes de calor más importantes. En estas circuns-

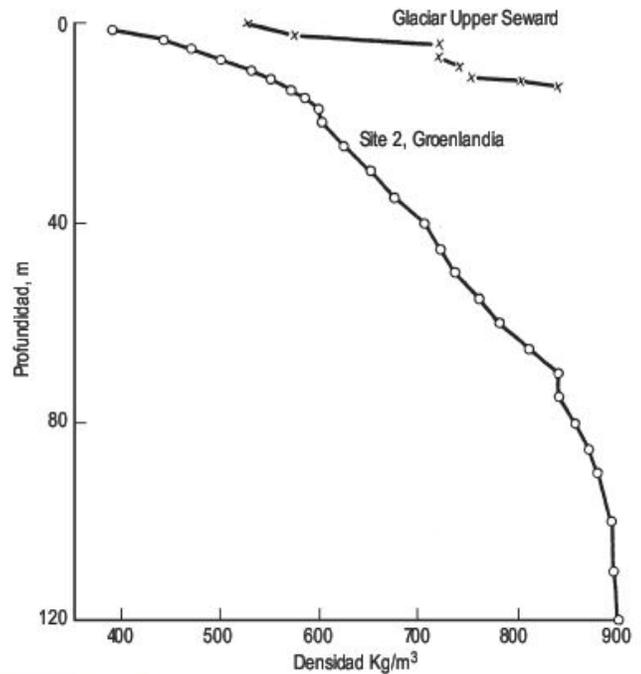


FIGURA 13.7 Variación de la densidad de la neviza con la profundidad en el glaciar Upper Seward (Yukón) de nieve húmeda y en el casquete de Groenlandia (Paterson, 1994).

tancias todo el glaciar puede estar formado por hielo en su punto de fusión bajo presión. En la base del hielo el calor geotérmico suele ser suficiente para elevar la temperatura del hielo a su punto de fusión. Este hielo cálido puede estar en el fondo de glaciares cuyas capas superficiales son de hielo frío (Budd *et al.*, 1970).

Estos tipos de hielo permiten diferenciar **glaciares templados** y **glaciares polares**. Esta clasificación es muy simplista, ya que las condiciones térmicas de los glaciares pueden variar espacial y temporalmente (Sugden, 1977; Paterson, 1994). La Antártida es predominantemente un glaciar polar, pero hay partes que tienen en su base hielo cálido. En los glaciares templados la transformación de neviza a hielo es mucho más rápida que en los glaciares polares. Estas diferencias en las temperaturas del hielo son de extraordinaria importancia en Geomorfología Glaciar, sobre todo en lo relativo a la presencia de una delgada película de agua en los glaciares templados que lubrica el lecho del glaciar facilitando el movimiento del mismo, a la par que este agua subglaciar realiza un importante trabajo erosivo y de sedimentación.

13.1.5.2 Clasificación morfológica

Está basada en la geometría, posición y tamaño de las masas de hielo. Algunas de estas acumulaciones están confinadas por la topografía, mientras que otras no presentan ningún tipo de confinamiento.

Los **casquetes de hielo continentales** están representados por los de la Antártida (Fig. 13.8) y Groenlan-

día. Presentan una forma domática con superficie convexa como respuesta al flujo del hielo. En el centro de la acumulación el hielo es más potente y su superficie buza suavemente, aumentando progresivamente su pendiente hacia los márgenes, donde disminuye de potencia. Estos casquetes fosilizan la topografía infrayacente, aunque en ocasiones el substrato rocoso sobresale de la masa de hielo, denominándose a estos afloramientos **nunataks** (Fig. 13.9).

Las **plataformas de hielo** (Fig. 13.10) son grandes masas que se prolongan sobre el mar alcanzando algunas de ellas extensiones superiores a los 500.000 km², como las plataformas Ross y Filchner-Ronne en la Antártida, que ocupan grandes bahías y tienen una extensión que corresponde al 7% del casquete. El espesor del hielo puede llegar a ser de unos 200 m y el acantantilado alcanzar unos 30 m, produciéndose desprendimientos de **icebergs** (Fig.

13.11) y fusión de su base. La génesis de estas plataformas de hielo fue propuesta, en primer lugar, por Mercer (1968, 1978), que especuló con la polución industrial atmosférica, para desintegrar y producir una liberación catastrófica de hielo al mar, produciendo un ascenso de unos 5 m en un siglo. Otra hipótesis señala que el agua de fusión marina penetra por las cuñas de las crevasses. La penetración del agua y la expansión de agua recongelada puede contribuir a la rotura (Scambos *et al.*, 2000). Estas masas de hielo flotante tienen en su interior partículas de diferentes tamaños, que al fundir el hielo caen al fondo del mar (*dropstones*) (Fig. 13.12). Sobre la superficie del océano queda flotando una masa de hielo poco potente y cuarteada, denominada **banquisa** (*pack ice*) (Fig. 13.13).

Si el tamaño de los domos de hielo es menor de 50.000 km² (Sugden y John, 1976) se denominan **casquetes de hielo de montaña o meseta y de llanura**, según la posi-



FIGURA 13.8 Vista del casquete glaciar antártico, en las proximidades de Ellsworth Mountains. Foto J. López-Martínez.



FIGURA 13.9 Nunatak en la Sentinel Range, Ellsworth Mountains, Antártida. Foto J. López-Martínez.



FIGURA 13.10 Plataforma de hielo y mar parcialmente helado en la costa de la Antártida Occidental. Foto J. López-Martínez.



FIGURA 13.11 Iceberg en el Estrecho de Bransfield, Antártida Occidental. Foto J. López-Martínez.



FIGURA 13.12 Bloque errático de roca metamórfica, procedente de la Península Antártica, situada al fondo, transportado por un iceberg y desprendido por fusión. En ese momento la marea era alta. Foto A. Martín-Serrano.



FIGURA 13.13 Banquisa fraccionada en las proximidades de la Península Antártica. Son visibles algunas focas sobre los bloques de hielo. Foto J. López-Martínez.

ción topográfica que ocupen. El primero se sitúa sobre una zona amesetada (Fig. 13.14); el ejemplo más característico es el casquete de Vatnajökull, en el sureste de Islandia. Los casquetes de hielo de llanura se localizan en áreas de escaso relieve, como el casquete Barnes en el Ártico.

Los **glaciares de circo** se localizan en áreas montañosas en cabeceras de valle (Fig. 13.15). Son masas pequeñas de hielo situadas en anfiteatros, por lo general de paredes escarpadas, de dimensiones hectométricas y potencias de decenas de metros. Durante una glaciación son los primeros que se desarrollan y los últimos que desaparecen.

Los glaciares de valle están confinados lateralmente por paredes rocosas. Si su alimentación se realiza a partir de circos tenemos los **glaciares de valle de tipo alpino** (Embleton y King, 1975a) (Fig. 13.16). Fluyen radialmente desde los grandes macizos y pueden alimentarse por

valles glaciares secundarios. Existe una clara jerarquía que viene dada por la relación entre la anchura del valle y el número de tributarios. La masa glaciar es larga y estrecha y termina en una lengua de hielo. Las pendientes longitudinales son variables. Algunos glaciares superan los 100 km de recorrido. En la actualidad son frecuentes en las altas montañas. En la zona periférica de los casquetes las masas de hielo pueden escaparse del margen dando origen a los **glaciares de valle de tipo salida o escape** (*outlet glacier*) (Figs. 13.17 y 13.18), que son como apéndices que surgen del borde de los casquetes. Cuando el frente de los glaciares de valle está constituido por una extensa llanura el hielo se desparrama por la misma ensanchándose considerablemente, dando lugar a los **glaciares de piedemonte**. El ejemplo más clásico es el glaciar de Malaspina en Alaska, que se extiende como un amplio lóbulo en las llanuras costeras del Pacífico. Constituye la zona de ablación del Glaciar Lower Seward, tiene 600 m de es-



FIGURA 13.14 Casquete de meseta de Myrdalsjökull (Islandia). Foto F. Gutiérrez.



FIGURA 13.15 Glaciar de circo de Monte Perdido. Parque Nacional de Ordesa. Sierras Interiores Pirenaicas. Foto F. Gutiérrez.



FIGURA 13.16 Glaciar de valle de tipo alpino. Glaciar Spegazzini. Patagonia, Argentina. Foto C. Sancho.



FIGURA 13.17 Glaciar de valle de salida. Svinafellsjökull (Islandia). Foto F. Gutiérrez.



FIGURA 13.18 Glaciar de valle de salida y banquisa en la Bahía Whisky. Isla de James Ross, al Este de la Península Antártica. Foto A. Martín-Serrano.

pesor y ocupa una gran depresión que alcanza 250 m bajo el nivel del mar (Benn y Evans, 1998). Su flujo compresivo produce una intensa deformación de las morrenas (Sharp, 1958) (Fig. 13.19).

Finalmente, pueden reconocerse otros glaciares controlados por la topografía como los **campos de hielo** que son acumulaciones de superficie plana, que son difíciles en ocasiones de distinguir de los casquetes. Otros pequeños glaciares ocupan pequeñas depresiones topográficas o laderas abruptas de las montañas (**glaciares de nicho o de ladera**).

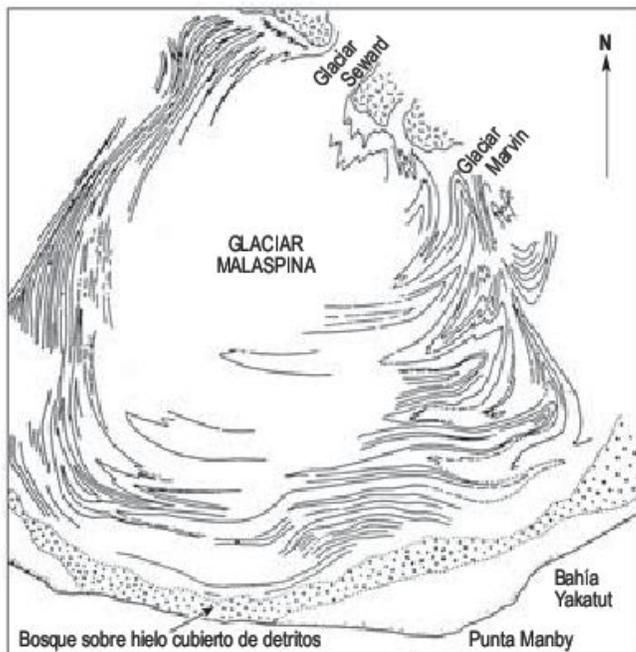


FIGURA 13.19 Mapa en el que se observan los pliegues similares desarrollados en el hielo y morrenas del glaciar de Malaspina en Alaska (Sharp, 1958).

13.1.6 Movimiento de los glaciares

El hielo es un sólido cristalino que fluye fácilmente por la acción de la gravedad. Este movimiento lleva implícito una transferencia continua de material desde la zona de acumulación a la de ablación. En este flujo se distinguen dos tipos de procesos: la **deformación interna** y el **deslizamiento basal** (Sharp, 1988) (Fig. 13.20). El primero

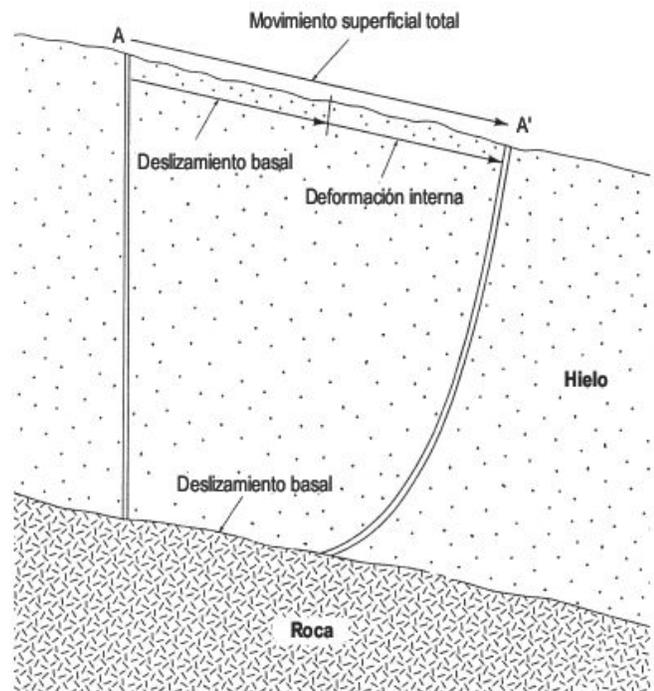


FIGURA 13.20 Sección longitudinal de un glaciar en la que se indica cómo un sondeo vertical se deforma al cabo del tiempo. El movimiento total AA' medido en la superficie es la suma de la deformación interna y del deslizamiento basal (Sharp, 1988).

es un flujo por reptación (*creep*) que resulta de la aplicación de un esfuerzo durante un largo tiempo. Los mecanismos de este flujo son el deslizamiento intergranular, la recristalización y el deslizamiento a favor de planos de las redes de los cristales de hielo (Weertman, 1983).

El deslizamiento basal indica el desplazamiento de la masa de hielo sobre su lecho (Weertman, 1957). Este movimiento sobre el fondo implica el proceso de **flujo plástico basal** en el que el hielo fluye rodeando los obstáculos mayores y estos avances pueden tener lugar cualquiera que sea la temperatura del hielo (Fig. 13.21). El otro mecanismo es el denominado **deslizamiento por recongelación**. El fondo del glaciar presenta una superficie rugosa con pequeños umbrales y depresiones de escala centimétrica a métrica. Si el glaciar es de tipo templado, es decir próximo a su punto de fusión bajo presión, puede producirse el deshielo por aumento de presión en la parte del umbral de aguas arriba y una recongelación, al reducir la presión, aguas abajo. Si las protuberancias son muy pequeñas puede producirse una transferencia de calor latente, que facilita nuevos deshielos. En la base del glaciar se reconocen capas de recongelación de hielo claro, laminadas y de pocos centímetros (Kamb y LaChapelle, 1964).

Los glaciares polares presentan escaso deslizamiento basal puesto que están helados hasta el lecho, aunque existe un deslizamiento relativamente rápido próximo a la interfase hielo-roca. En los glaciares templados el deslizamiento basal se ve favorecido por la presencia de una película de agua en el fondo, que reduce la fricción entre el hielo y la roca. Si el sustrato de un glaciar templado

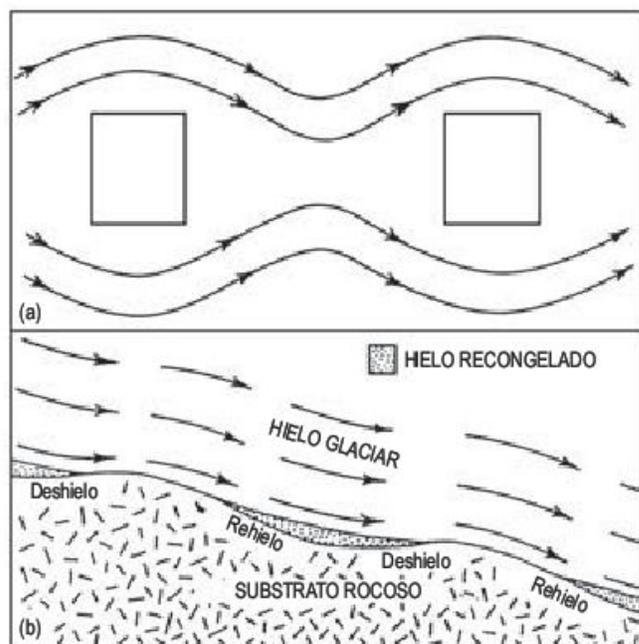


FIGURA 13.21 Influencia de las irregularidades del lecho en el flujo del hielo. (a) Proceso de flujo plástico basal, visto en planta (Weertman, 1957). (b) Mecanismo de deslizamiento por recongelación, en sección (Kamb y LaChapelle, 1964).

está constituido por sedimentos no consolidados, como morrenas de fondo, estos materiales pueden saturarse de agua y, por consiguiente, aumenta considerablemente la velocidad de deslizamiento basal.

Las velocidades en superficie de un glaciar varían espacial y temporalmente. Las velocidades a lo largo de un glaciar fluctúan entre 3 y 300 m/año, pudiendo alcanzar valores de 1-2 km/año en áreas de paredes abruptas. Las velocidades transversales son máximas en el centro y experimentan una rápida reducción hacia los márgenes como consecuencia de la fricción de las paredes. Los valores en los bordes fluctúan entre 10 y 65% de la dimensión máxima central. Estos cálculos de las velocidades superficiales de un glaciar se obtienen mediante estacas clavadas en el hielo y un teodolito situado en puntos fijos del margen rocoso. Para obtener la velocidad en profundidad se llevan a cabo sondeos (Fig. 13.20) hasta la base y posteriormente se introduce en el conducto un tubo flexible. Mediante un inclinómetro podemos efectuar el seguimiento del movimiento. La velocidad es mayor en la parte superior que en la inferior.

Algunos glaciares de valle experimentan flujos rápidos y anormales en los que la masa de hielo se mueve como una ola a velocidades de hasta cien veces el valor medio y con desplazamientos de hasta 11 km. Se les conoce como **glaciares con flujos espasmódicos** (*surging glaciers*) (Fig. 13.22) en los que sus súbitos movimientos van acompañados de vibraciones e intensos ruidos (Meier y

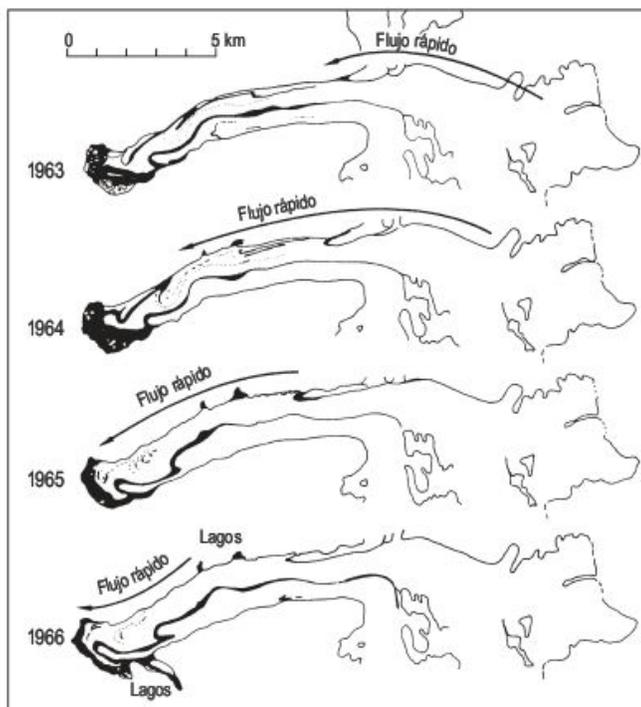


FIGURA 13.22 Evolución del glaciar con flujo espasmódico Tikke (Columbia Británica) entre 1963 y 1966, en el que se observan las deformaciones de las superficies de las morrenas (Meier y Post, 1969).

Post, 1969; Sharp, 1988; Clarke, 1991; Dowdeswell *et al.*, 1991; Evans, 2004a). Estas oleadas suelen tener una periodicidad de unos pocos años a varios siglos. El efecto en el glaciar viene dado por la presencia de superficies deformadas caóticas, márgenes intensamente cizallados, grandes cambios en su potencia y morrenas centrales fuertemente replegadas. El intenso cizallamiento en los márgenes del glaciar espasmódico puede producir foliación en el hielo (Pfeffer, 1992). Las causas que motivan estos rápidos flujos se deben a las altas presiones del agua subglaciar, que producen estos avances catastróficos. El desencadenamiento puede estar ligado a actividad sísmica y a modificaciones importantes en la precipitación.

Los regímenes de esfuerzos varían a lo largo de la longitud del glaciar (Fig. 13.23) y se puede diferenciar un **flujo compresivo** cuando se reduce la velocidad del glaciar (Nye, 1952). Los planos de deslizamiento se incurvan en dirección ascendente y a favor de ellos pueden transportarse los detritos hasta la superficie del glaciar. Por el contrario, el **flujo extensivo** se localiza en las zonas en las que aumenta la velocidad del hielo y los planos de cizallamiento se curvan hacia abajo hasta hacerse tangentes al lecho. Este flujo predomina por encima de la línea de equilibrio.

13.1.7 Estructuras de los glaciares

La deformación que experimentan las masas de hielo como consecuencia de su movimiento da origen a distintos tipos de estructuras, similares a las que se observan en las rocas deformadas. El análisis de la deformación en los

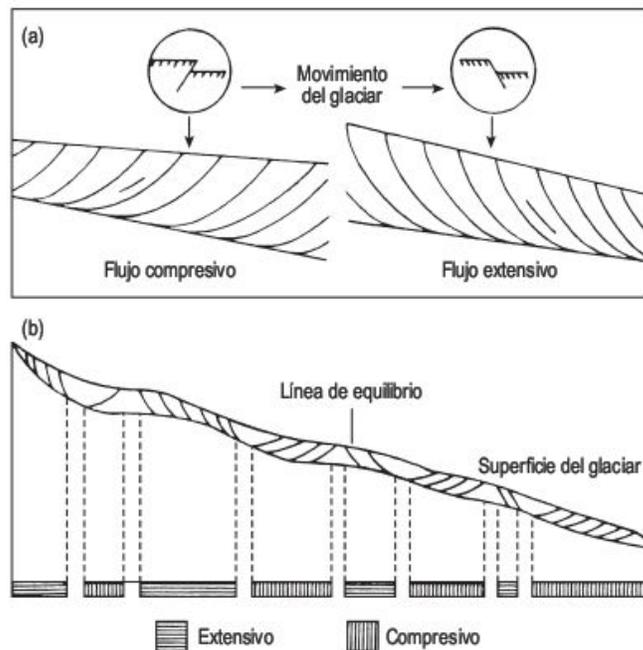


FIGURA 13.23 (a) Flujo compresivo y extensivo y planos de deslizamiento. (b) Distribución de los flujos compresivos y extensivos en un glaciar (Nye, 1952).

glaciares es más simple que el de las rocas, ya que únicamente están afectados por la acción de la gravedad (Menzies, 1995a).

En las áreas de acumulación predomina la **estratificación**, que viene marcada por la alternancia de capas de hielo invernal con otras que contienen lodo formadas en el deshielo de verano. Durante el flujo glaciar se origina la **foliación** que es una estructura planar, que se reconoce por un vetado del hielo con bandas alternantes de hielo de color azul claro y de hielo blanco con burbujas de aire; estas últimas son las más abundantes (Sharp, 1988). Estas bandas varían en sus dimensiones desde milímetros a varios metros. La foliación tiene un desarrollo mayor próximo a las paredes de los valles, donde discurre paralela a los afloramientos rocosos. Lejos de los márgenes y cerca de la lengua glaciar se dispone transversalmente a la dirección del flujo del hielo (Rutter, 1965). A veces es difícil distinguir la estratificación de la foliación cuando ésta es paralela a las capas sedimentarias.

Con frecuencia el glaciar aparece plegado y fallado (Hambrey, 1977) y se pueden observar estas estructuras en la superficie del glaciar y en acantilados marginales (Fig. 13.24). Los **pliegues** tienen diferentes tamaños y orientaciones y son muy evidentes en glaciares con flujos espasmódicos (Fig. 13.22) y en algunos glaciares de piedemonte, como el de Malaspina donde se observan grandes pliegues similares que afectan a las morrenas y bandas de hielo (Fig. 13.19).

En las zonas de gran pendiente del glaciar se desarrollan **fallas** de gravedad y deslizamientos rotacionales. En la lengua del glaciar y cuando el avance del hielo es impedido por morrenas se producen planos de cabalgamiento.

Las **ojivas** o **bandas de Forbes** son capas alternantes que se extienden por la superficie de los glaciares de valle templados (Paterson, 1994). Presentan una disposición arqueada con su convexidad apuntando a la dirección del flujo y esta curvatura es debida a la mayor velocidad del hielo en sus partes centrales (Fig. 13.25). Están espaciadas entre 50 y 200 m. Las bandas de estas ojivas están constituidas por hielo claro y oscuro. Las bandas oscuras están formadas por hielo y lodo con una foliación intensa, originadas por hielo roto mezclado con lodo y nieve y posteriormente comprimido. Las bandas claras muestran menos foliación y contienen hielo blanco rico en burbujas de aire. El modelo que mejor explica la formación de las ojivas en Bas Glacier d'Arolle (Suiza) es el de una lenta variación de las fallas inversas, según propone Posamentier (1978). Según este modelo las múltiples zonas de cizallamiento están formadas y levantadas desde el hielo basal a la superficie del glaciar dando lugar a las bandas oscuras de ojivas (Goodsell *et al.*, 2002). Algunos autores estiman que cada par de bandas tienen un origen anual. En zonas de gradiente abrupta del glaciar el hielo avanza durante el invierno desde la zona de gran pendiente, de extensión longitudinal, al área inferior de intensa compresión, cuando las grietas es-



FIGURA 13.24 Pliegue en el hielo, puesto de manifiesto por la alternancia de bandas claras y oscuras. Isla Livingston, Islas Shetland del Sur, Antártida. Foto J. López-Martínez.



FIGURA 13.25 En primer término, ogivas en el glaciar Mer de Glace, macizo del Mont Blanc, Alpes franceses. Foto J. López-Martínez.

taban rellenas de nieve, originándose la banda clara. En el verano, las grietas estaban abiertas y se rellenan de fragmentos de hielo y detritos y al comprimirse se forma la banda oscura (Nye, 1958; Sharp, 1988).

Las **grietas** o **crevasses** (Fig. 13.26) son las estructuras más abundantes de los glaciares y obedecen a esfuer-

zos tensionales (Menzies, 1995a). Por lo general, son rectas o débilmente arqueadas y subverticales. Su longitud es de decenas a varios miles de metros y su anchura fluctúa desde el milímetro a varios metros. La profundidad máxima es del orden de unos 35 m, ya que por debajo del hielo presenta un comportamiento plástico. Constituyen excelentes vías para la penetración del agua de fusión. Cuando los sistemas de grietas se entrecruzan, la superficie del glaciar se convierte en una masa quebradiza de pináculos dentados denominados **séracs**.

Las grietas glaciares se agrupan en sistemas (Fig. 13.27) (Sharp, 1960); pueden diferenciarse las **grietas marginales** o **en chevron** que se forman por esfuerzos extensivos generados por la mayor velocidad del flujo glaciar en el centro que en el margen, como consecuencia de la fricción con las paredes rocosas. Intersectan con el borde del glaciar con ángulos de unos 45° . Las **grietas transversas** (Fig. 13.28) se localizan en zonas de mayor velocidad, son perpendiculares al flujo y convexas aguas arriba del glaciar. Las **grietas de extensión** se producen cuando el valle glaciar se ensancha o en zonas de umbrales del lecho. Estas grietas se incurvan aguas arriba y forman ángulos menores de 45° con los bordes. En el final de la lengua glaciar se desarrollan las **grietas de extensión radial**. Una vez formados los sistemas de grietas se modifican por el flujo glaciar. Las grietas marginales pueden sufrir una rotación y las grietas transversas y de extensión se van estrechando hasta que finalmente llegan a cerrarse, reconociéndose entonces por una vena de hielo azul.

La **rimaya** (**bergschrund**) (Lliboutry *et al.*, 1976) es la grieta que separa el hielo de la roca en la parte superior de la cabecera del glaciar. El hielo se adhiere a la pared y el resto del glaciar avanza dando origen a estas rimayas. Se sitúan próximas a paredes muy escarpadas (Fig. 13.29) y se prolongan a veces cientos de metros. Con frecuencia, en vez de una única grieta se desarrolla un sistema de grietas.



FIGURA 13.26 Crevasses en el Glaciar de Worthington (Alaska). Al fondo, glaciar de escape. Foto F. Gutiérrez.

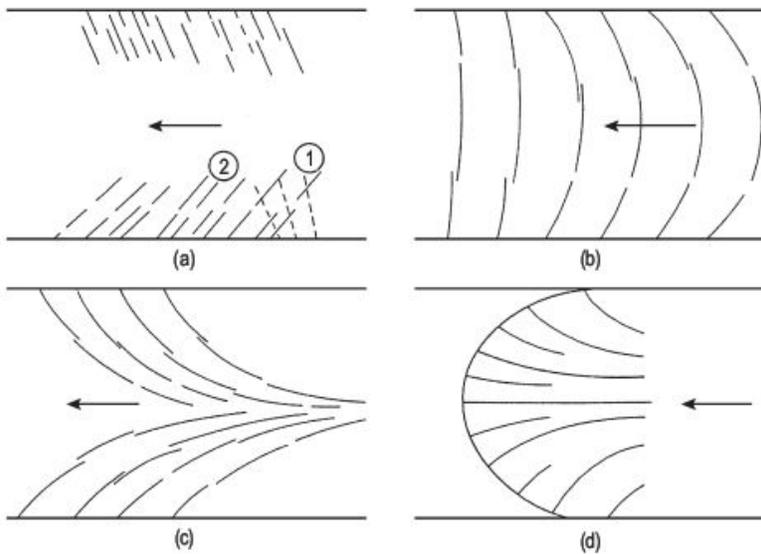


FIGURA 13.27 Tipos de grietas en glaciares de valle. (a) Marginales (1-grietas antiguas giradas, 2-grietas de nueva formación). (b) Transversas. (c) De extensión. (d) De extensión radial. La flecha indica el sentido del movimiento del hielo (Sharp, 1960).



FIGURA 13.28 Grietas transversas. Glaciar del Aneto. Pirineo aragonés. Foto F. Gutiérrez.



FIGURA 13.29 Rimaya en el glaciar del Aneto. Pirineo aragonés. Foto F. Gutiérrez.

13.2 Erosión glaciar

Desde muy antiguo es conocida la capacidad del hielo para modificar substancialmente el relieve preexistente. Los conocimientos sobre su acción, a pesar de la gran cantidad de publicaciones sobre esta temática, no son muy profundos y esto surge de la dificultad de estudiar la acción del hielo sobre su lecho, debido a que los mecanismos erosivos de mayor efectividad tienen lugar bajo una potente cobertera de hielo. Se han efectuado algunas investigaciones encaminadas a este fin mediante la perforación de túneles, sobre todo en circos. A esta dificultad de observación hay que añadir la carencia de conocimientos sobre el relieve preglaciar, que impide una estimación adecuada de la cuantificación de la erosión glaciar. Además, a estos obstáculos se une el que las glaciaciones se han superpuesto en el transcurso del tiempo en muchas áreas, con lo cual las interpretaciones se ven aún más dificultadas (Price, 1973).

La acción erosiva glaciar se manifiesta en la interfase hielo-roca (o hielo-depósitos glaciares). Sabemos que los

efectos erosivos del hielo sin movimiento y desprovisto de material rocoso (hielo limpio) son prácticamente despreciables. Para el mismo tipo de hielo en movimiento, si afecta a rocas frescas y poco diaclasadas, el poder erosivo será nulo o muy pequeño, aunque si el material del fondo del glaciar son fragmentos rocosos puede modificar substancialmente su morfología. Los mayores efectos erosivos tienen lugar bajo la acción de potentes glaciares templados, en los que se produce el arranque de fragmentos del lecho glaciar que son movilizados y transportados a un lugar más o menos lejano, pudiendo en su transporte realizar efectos erosivos sobre el material rocoso o suelto de la interfase.

13.2.1 Procesos erosivos

Ya hemos señalado que los conocimientos sobre la erosión glaciar no son muy profundos. Normalmente deducimos los procesos por métodos indirectos mediante experimen-

tación en laboratorio o aplicando el método deductivo, tan frecuente en las ciencias de la tierra, en el que a partir de los efectos intentamos clasificar los procesos que han producido las formas de erosión, en este caso glaciares (Goudie, 2004f).

Son muchos los **factores** que afectan a la intensidad de los procesos erosivos glaciares. Pueden englobarse en tres grandes grupos: los inherentes al propio sistema glaciar, los concernientes a las características litológicas y estructurales del sustrato rocoso y los relativos a la geometría de este último (Sugden y John, 1976; Drewry, 1986).

La **importancia del sistema glaciar** viene dada, por una parte, por la temperatura basal del hielo. Cuando la temperatura está próxima al punto de fusión los efectos erosivos son sin duda mucho más importantes; en el caso de glaciares en los que la temperatura basal sea muy baja, la acción erosiva sólo es efectiva si existen detritos en la interfase. Además de la influencia de la temperatura, otro factor de gran incidencia es la velocidad basal de la masa de hielo que afecta a la cantidad de transporte de detritos y, por lo tanto, a la acción erosiva de los mismos y también a la fracturación de la roca mediante la generación de presiones diferenciales. Un factor fundamental dentro del sistema glaciar es la potencia de la masa de hielo, ya que incide en el mecanismo de fricción en la interfase hielo-roca.

Las **características del sustrato rocoso**, tales como dureza de la roca y presencia de planos de discontinuidad (estratificación, diaclasas, pizarrosidad, etc.), afectan sin duda a la acción de los procesos erosivos. Otra variable importante es la permeabilidad del lecho rocoso, ya que condiciona la penetración de las aguas de fusión, con la consiguiente variación en la capacidad erosiva de las mismas y la posible ausencia de ellas de cara a futuras re-congelaciones.

Finalmente, las características de la **geometría del lecho rocoso**, tales como forma del mismo, rugosidad y pendiente se añaden a los factores anteriormente indicados de cara a las variaciones en la intensidad de los procesos erosivos glaciares.

Se deben considerar no sólo las características del hielo y del sustrato rocoso sino también las modificaciones que experimenta la erosión glaciar en el transcurso del tiempo dentro de una época glaciar. La mayor intensidad de la erosión la encontramos en las primeras etapas de avance del glaciar (Tricart y Cailleux, 1962), en las que el manto de meteorización es fácilmente exportado por las masas de hielo en sus primeros impulsos. Una vez evacuado el regolito, el hielo necesita un mayor esfuerzo para poder erosionar el sustrato no alterado.

Se han efectuado cálculos aproximados sobre las **velocidades de erosión glaciar** (Andrews, 1975). Por un lado, se ha determinado el transporte de material (carga de fondo, suspensión y disolución) por aguas de fusión glaciar próximas a la lengua glaciar, suponiendo que este material se ha originado en el medio glaciar. Por lo tanto, se

pueden hacer cálculos estimativos de la erosión glaciar. Las velocidades medias oscilan entre 1 y 5 m por cada 1.000 años, quizás demasiado altas y haya que dividir las por un factor comprendido entre 2 y 10. Para realizar estimaciones de la velocidad de erosión glaciar para largos periodos de tiempo, se efectúan cálculos teóricos. Estos se han aplicado a circos, valles glaciares y fiordos. Las variables barajadas son el volumen, área y edad de la forma analizada. El volumen se divide por el área y se obtiene la erosión o rebajamiento para el tiempo a que ha estado sometido a la acción del hielo, obteniendo de este modo la velocidad de erosión. Esta para los circos fluctúa entre 5 cm/1.000 años y 40 cm/1.000 años; corresponden los valores más bajos a circos de regiones polares y los más altos a circos del oeste de Escocia. En cualquier caso, estos cálculos se deben considerar como orientativos.

13.2.1.1 Tipos de procesos

Los mecanismos de erosión son diversos y pueden diferenciarse los siguientes:

13.2.1.1.1 Abrasión

La acción de desgaste de las rocas por el paso del hielo se manifiesta claramente por sus efectos que vienen representados, entre otros, por las microformas de erosión glaciar tales como estrías, acanaladuras, etc. El proceso de abrasión puede estudiarse en forma directa mediante la ejecución de túneles hasta el contacto con la interfase hielo-roca, por la observación directa en cavidades subglaciares naturales y también, indirectamente, mediante la realización de experimentos de laboratorio en los que se analiza el comportamiento del deslizamiento del hielo para diferentes rocas y circunstancias (Embleton, 1979a). Las condiciones térmicas en la interfase hielo-sustrato (fusión o no) y las propiedades mecánicas del sustrato glaciar (blando o duro) determinan qué procesos pueden ser reactivados (Clarke, 2005).

Dado que el hielo tiene una dureza de 1,5 en la escala de Mohs a 0 °C, es difícil que pueda arañar o desgastar las superficies rocosas sobre las que discurre, debido a que la mayoría de los minerales tiene números de dureza superiores al del hielo, de lo que se deduce que la acción abrasiva se debe a la fricción de los fragmentos rocosos que el glaciar lleva en el contacto con el sustrato rocoso (Sugden y John, 1976).

Se han efectuado cálculos de las **velocidades de abrasión** en numerosos lugares y los valores fluctúan entre 0,001 mm/año para pequeños glaciares y 36 mm/año para un sustrato de caliza cristalina situado bajo el Glaciar Argentièrre bajo un espesor de hielo de 100 m y una velocidad del glaciar de 250 m/año (Boulton, 1974). Esta última cifra quizás sea muy elevada, debido a que no se ha tenido en cuenta el proceso de disolución de la caliza, que es muy importante en aguas frías.

Los factores que afectan al **proceso de abrasión** podemos agruparlos en dos grandes grupos: los inherentes a los **fragmentos transportados y características del sustrato rocoso** y los relativos a las particularidades de la masa de hielo (Menziés, 1995b; Menziés *et al.*, 2002). No cabe duda de que el hielo limpio, debido a su dureza, no ejerce efectos abrasivos sobre el lecho rocoso; por el contrario, el hielo en la interfase presenta arañazos y oquedades que señalan la acción de desgaste del fondo rocoso sobre el mismo. El proceso de abrasión necesita para su acción de la presencia de fragmentos rocosos en la base del glaciar. En casquetes y glaciares polares la acción de la abrasión es muy pequeña, debido en parte a la casi carencia de fragmentos en la masa de hielo. En algunos sondeos de más de dos mil metros sólo se han registrado escasos metros en los que existen contenidos significativos de detritos, aunque en sondeos realizados en Groenlandia (Herron y Langway, 1979) y en la Antártida (Gow *et al.*, 1979) aparecen abundantes detritos en el hielo basal de estos casquetes. Por el contrario, la mayor cantidad de material transportado en glaciares templados trae como consecuencia una acción abrasiva mucho más importante, aunque no sólo hay que tener en cuenta en estos glaciares el factor de contenido en fragmentos de cara a la intensidad de la abrasión. Otra circunstancia importante viene dada por la dureza relativa del fragmento con respecto a la del sustrato rocoso (Drewry, 1986). Es obvio que una mayor dureza de los fragmentos se manifiesta en un gran potencial abrasivo. Además de estos factores hay que señalar el de las características morfológicas de las partículas. La constante fricción de los fragmentos entre sí y con el lecho rocoso trae consigo la disminución de la angulosidad y como consecuencia un descenso de la abrasión. Esta menor efectividad del proceso puede verse subsanada con un nuevo suministro de partículas o bien con la rotura de los fragmentos previamente desgastados. Los procesos erosivos existentes en la interfase hielo-roca producen un material fino que, en algunos casos, se interpone entre la masa de hielo y el lecho rocoso dificultando la acción de la abrasión; en estas circunstancias la presencia de aguas subglaciares favorece la exportación de esta película de «harina glaciar». También hay que considerar la permeabilidad del sustrato rocoso, pues la presencia de agua en la interfase trae como consecuencia un aumento de la velocidad de flujo y ésta, a su vez, es un factor que influye en la abrasión, como se señalará a continuación.

El otro grupo lo podemos denominar **factores glaciológicos** (Embleton, 1979a). Si las temperaturas existentes en el hielo basal son muy bajas se produce una adherencia entre el lecho y el hielo glaciar, con lo cual son necesarios esfuerzos muy importantes para que tenga lugar el deslizamiento. Si a esto añadimos que bajo estos regímenes de temperatura la proporción de fragmentos es muy pequeña o nula, como se indicó con anterioridad, los efectos abrasivos serán prácticamente despreciables. La velocidad del flujo basal es un factor de considerable importancia pues

condiciona el número de partículas que discurren por el contacto hielo-roca en un punto; por consiguiente, a mayor velocidad es de esperar un poder abrasivo mayor. La potencia de la masa de hielo ejerce una influencia considerable. Una partícula situada en el contacto hielo-roca está sometida a una presión que viene dada por el peso de la columna de hielo y fragmentos que soporta. Para una velocidad determinada, la intensidad de la abrasión aumenta con el aumento de la presión (Boulton, 1974), o lo que es lo mismo de la potencia de hielo, hasta un cierto umbral en el que la fricción entre el fragmento y el sustrato rocoso retarda el avance del fragmento, con lo que el hielo fluye por encima del mismo en vez de arrastrar a la partícula a la misma velocidad a la que él se desplaza. (Fig. 13.30). De la gráfica se deduce que existen dos zonas: una A, en la que la abrasión aumenta con el incremento de la presión y una zona B, en la que la abrasión disminuye con un nuevo aumento de presión, hasta llegar a un punto en el que es nula.

13.2.1.1.2 Fracturación

Bajo este título incluimos tanto las fracturas generadas por la acción del hielo como las existentes antes del paso del glaciar. Es difícil, en algunos casos, precisar si el origen de las diaclasas es preglaciar o bien es un proceso debido estrictamente a la acción del hielo.

Ya hemos indicado que los fragmentos rocosos existentes en la base de la masa de hielo pueden arañar y acanalar el lecho, pero también pueden producir fracturación en el sustrato y extraer esquirlas del mismo al ejercer una presión sobre el material rocoso. Este proceso se manifiesta básicamente por la generación de hendiduras de fricción.

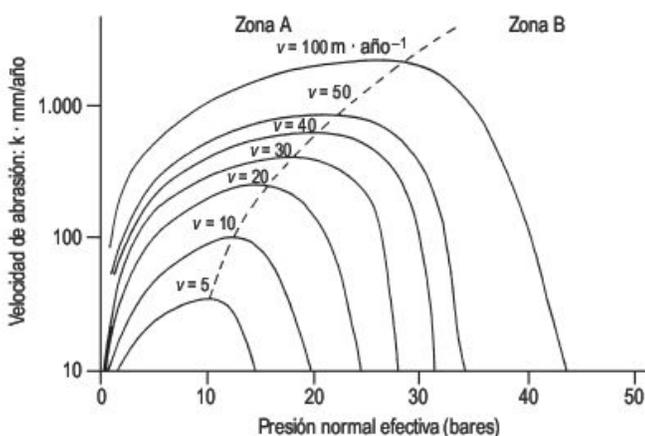


FIGURA 13.30 Velocidades de abrasión teóricas y presión normal efectiva para distintas velocidades del hielo. En la zona A la abrasión aumenta con el incremento de presión y en la zona B disminuye hasta llegar a ser nula, produciéndose la sedimentación de las partículas. k , es un valor que depende de la dureza relativa de los fragmentos, del sustrato rocoso y de la cantidad de detritos (Boulton, 1974).

Los valores medios de cizallamiento basal obtenidos oscilan en torno a 1 bar (Embleton, 1979a). La fracturación se ejerce fundamentalmente por la acción de fragmentos basales sobre el lecho rocoso. Donde los fenómenos de fracturación basal se manifiestan con mayor intensidad es en las zonas de contrapendiente del flujo glaciar. Por otra parte, no hay duda de que el régimen térmico de los glaciares ejerce una influencia muy considerable en el proceso de fracturación glaciar, pues son necesarios grandes esfuerzos de cizallamiento en el caso de glaciares polares, ya que el contacto hielo-roca permanece como una unidad debido a su estado de congelación.

Un factor de indudable importancia es el del estado del material antes de que el hielo avance sobre el mismo. Así el **desfonde periglaciario** señala la incidencia que tienen los procesos periglaciares en la preparación de material fácilmente exportable con el posterior avance del hielo (Boyé, 1949).

En el clásico trabajo llevado a cabo en el Valle de Yosemite (Matthes, 1930) se analiza la importancia del **lajamiento** en la evacuación del material por arranque. En ellos se indica que el espaciado óptimo del diaclasado para la movilización oscila entre 1,5 y 7,5 m. A veces es difícil precisar si el origen de este diaclasado topográfico es preglaciario o bien si se ha generado, por pérdida de carga, después de la desaparición de una columna importante de hielo. En ocasiones se producen dos sistemas de lajamiento en épocas distintas que pueden cruzarse (Kiersch, 1983), siendo las zonas de entrecruzamiento áreas de debilidad (Fig. 13.31). En cualquier caso, el lajamiento ejerce una influencia considerable en el control del modelado.

Las diaclasas existentes, sean de uno u otro origen, son vías de penetración de agua subglaciario; si, con posterioridad, tiene lugar la congelación de este agua intersticial se produce el proceso de **crioclastia** que da lugar a la rotu-

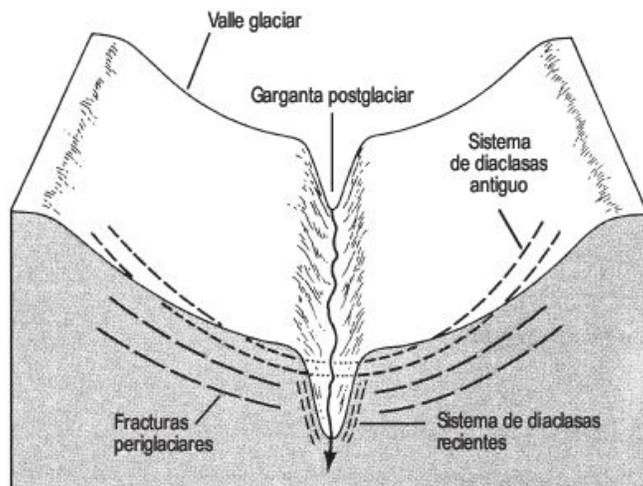


FIGURA 13.31 Sistemas de lajamiento en las rocas del Valle de Vaiont. El sistema antiguo se desarrolló con posterioridad al relleno del glaciar y el más reciente se originó en una estrecha garganta incidida por el río (Kiersch, 1983).

ra de la roca. Simplemente son necesarias débiles oscilaciones de temperatura en torno al punto de congelación para que este mecanismo sea eficaz. La crioclastia parece manifestarse en los circos glaciares donde el agua de fusión penetra por la rimaya. Obviamente, a escala de las fluctuaciones climáticas, este proceso puede ser importante en las diferentes oscilaciones del glaciar.

Otra circunstancia de gran interés, aducida sobre todo por los investigadores que se preocupan de la génesis del modelado a partir de la evacuación de potentes **perfiles de meteorización** (Bakker, 1965; Thomas, 1994a), es la presencia de regolitos de potencia variable generados con anterioridad a las glaciaciones. La existencia, en algunas regiones, de este material fácilmente erosionable por el hielo hay que tenerlo muy en cuenta en la interpretación del modelado erosivo glaciar y en la cuantificación de la erosión por el hielo. Estimamos que esta circunstancia debe tenerse presente en el estudio del modelado glaciar en el Sistema Central Ibérico, dado que en este área son frecuentes la presencia de potentes alteritas, generadas sin duda en tiempos anteriores al Cuaternario (Gutiérrez Elorza y Rodríguez Vidal, 1978; Molina y Blanco, 1980).

En cualquier caso, la fracturación del substrato rocoso, bien heredado o de origen glaciar, es junto con la disponibilidad de material suelto preglaciario un factor de extraordinaria importancia en la erosión glaciar.

13.2.1.1.3 Evacuación de detritos

Cuando el glaciar desliza sobre su lecho, la velocidad de movilización de las partículas depende fundamentalmente del tamaño y forma de las mismas y de la rugosidad del substrato. Para la movilización del fragmento es necesario que la fuerza de tracción supere a la resistencia a la fricción (Sugden y John, 1976). Para que la acción de la erosión sea más efectiva es necesaria la evacuación de los fragmentos existentes en el substrato, generados en los procesos anteriormente señalados. De esta forma la roca expuesta puede ser sometida a los mecanismos de erosión glaciar. También hay que tener en cuenta que una parte de la exportación de detritos se realiza por aguas de fusión subglaciares (Hallet, 1979; Drewry, 1986); esta circunstancia es significativa en el caso de glaciares templados y despreciable en glaciares polares. Otra forma de movilización del material de fondo, en glaciares templados, es por opresión de la masa de hielo sobre fragmentos y partículas de pequeño tamaño, empapadas en agua y situadas en el contacto roca-hielo, que fluyen hacia áreas de menor presión.

13.2.2 Modelado de erosión glaciar

La acción de los procesos de erosión glaciar trae como consecuencia la generación de diferentes formas debidas a la acción de las masas de hielo. Estas aparecen reflejadas en la clasificación de las formas de erosión glaciar de la Tabla 13.2 (Sugden y John, 1976). Es difícil llevar a

TABLA 13.2 Clasificación de las formas de erosión glaciar (modificada de Sugden y John, 1976).

Proceso	Tipo de relieve	Forma de relieve	ESCALA								
			m ⁰ (1 cm)	m ¹ (10 cm)	m ² (1 m)	m ³ (10 m)	m ⁴ (100 m)	m ⁵ (1 km)	m ⁶ (10 km)	m ⁷ (100 km)	m ⁸ (1.000 km)
Flujo areal del hielo	Prominencia	Alineado	← Lomo de ballena →				← Espolón alineado →				Paisaje de erosión areal
		Parcialmente alineado	← Roca aborregada — Flyggberg →								
	Depresión	Alineada	← Estría →		← Acanaladura →						
		Parcialmente alineada	← Forma P →								
Flujo lineal en canal rocoso	Depresión	Alineada					← Valle →				Paisaje de erosión lineal en casquetes de hielo
							← Valle alpino →				
Integración glaciar y periglaciar	Depresión						← Circo →				Paisaje de glaciares de valle
	Prominencia						Cumbre residual o ← horn →				Paisaje de nunataks

cabo una clasificación de este modelado, en la que se hace necesaria una cierta dosis de subjetividad. En esta clasificación se tiene en cuenta los tipos de procesos actuales, en el que se diferencia el flujo areal del hielo en el que este discurre sin ningún tipo de confinamiento, flujo lineal en canales rocosos y una tercera diferenciación de procesos corresponde a la interacción de la actividad glaciar y periglaciar. Otra variable que se utiliza para la diferenciación se basa en que la forma resultante esté en posición elevada o deprimida. También se emplea como norma de clasificación la morfología alineada o parcialmente alineada de la forma generada. Todos estos criterios se sitúan en el eje de ordenadas y en el de abscisas se coloca una escala logarítmica de tamaños.

Como veremos alguna de las formas son de dudosa interpretación, ya que existen marcadas discrepancias sobre si se han generado por la acción erosiva del hielo o por aguas subglaciares, o incluso por la acción combinada de procesos específicos de cada uno de estos medios, que están en íntima conexión. Por lo tanto, es difícil efectuar en muchos casos una clara distinción entre erosión glaciar y fluvio-glaciar.

La mayoría de los tratados diferencian dos grandes categorías para el modelado de erosión glaciar, dividiéndolos en formas menores y mayores. Esta distinción no es muy real dado el amplio intervalo dimensional que ocupan algunas de ellas.

13.2.2.1 Estrías, acanaladuras y pulido glaciar

El rozamiento de las partículas en movimiento, existentes en la base del glaciar, sobre el lecho rocoso produce acciones erosivas en el mismo que se manifiestan por arañazos,

formas acanaladas y pulido de la superficie rocosa del substrato. Esta acción trae consigo la extracción de partículas del fondo rocoso que se incorporan al medio glaciar.

Una de las formas más frecuentes son las **estrías** (Fig. 13.32), que son finos surcos alineados no superiores al metro de longitud y de pocos milímetros de anchura y pro-



FIGURA 13.32 Estrías glaciares. Fuerte de Santa Elena. Cabecera del río Gállego. Pirineo Aragonés.

fundidad. Las estrías se desarrollan más fácilmente en rocas de grano fino y desaparecen al quedar expuestas a los agentes de meteorización. En las calizas esta desaparición es muy rápida debido a la disolución. Así, en las vertientes del pavimento calizo de Ingleborough, estrías aflorantes por la evacuación de till glaciar, quedan borradas al cabo de unos diez años (Sweeting, 1966). No sólo es el substrato rocoso el que presenta estrías, sino que también se observan en fragmentos de till glaciar. De este modo, la existencia de cantos estriados puede ayudar, aunque con reservas, en la interpretación del origen de depósitos problemáticos (Tricart y Cailleux, 1962). Esta precaución hay que mantenerla, ya que pueden producirse estrías por otros procesos distintos, como son avalanchas, coladas de barro, corrientes subglaciares, etc. Las estrías son más frecuentes en las áreas de contrapendiente, pero pueden aparecer incluso en paredes verticales. Al microscopio las estrías están constituidas por numerosas fracturas crecientes (Iverson, 1995). Indican dirección, pero no sentido del movimiento del flujo glaciar; a veces, se observan varias direcciones o sistemas de estrías que se entrecruzan. Las irregularidades morfológicas del substrato pueden explicar las variaciones direccionales; también pueden indicar varias etapas glaciares o fases de avance del hielo. En cualquier caso, y sobre todo en el estudio de los grandes casquetes glaciares, es fundamental el análisis estadístico de cientos de estrías para obtener datos fehacientes de la dirección del flujo glaciar para una época determinada.

Otro tipo de modelado son las **acanaladuras** (Fig. 13.33). Son surcos de dimensiones variables producidos en las rocas superiores al metro de longitud. En el valle del Rfo Mackenzie, al noroeste de Canadá, aparecen unas acanaladuras gigantesas cuyos tamaños pueden alcanzar 12 km de longitud, 30 m de profundidad y 100 m de anchura (Smith, 1948). La dirección de las mismas es acorde con la del flujo glaciar deducido a partir de otras formas, aunque una génesis estrictamente glaciar es difi-

cil de comprender. Así como las estrías parece ser que se originan por el rozamiento de partículas de tamaño limo o arena sobre la roca, las acanaladuras deben su origen a la acción de grandes fragmentos individuales o agrupados. Pero no solo pueden generarse de esta forma el acanalamiento sino que muchos autores aducen la acción de corrientes subglaciares o una morfología preglaciar parecida, en la que únicamente se enfatizan sus rasgos.

La acción de la abrasión constante produce el **pulido glaciar** (Fig. 13.34). Observada con una lupa o al microscopio, una roca pulimentada glaciariamente presenta su superficie surcada por finos arañazos, que corresponden a pequeñas estrías. Este pulido es más manifiesto en rocas de grano fino. Desaparece prontamente al estar expuesto a los agentes de meteorización.

13.2.2.2 Hendiduras de fricción y formas P

Son formas menores ligadas a la acción de los glaciares que se manifiestan por fracturación de la roca o concavidades en la misma, pudiendo o no haber tenido lugar extracción de material del substrato rocoso.

Los trabajos más clásicos en los que se plantea tanto la diferenciación como el origen de las hendiduras de fricción se deben a Gilbert (1906), Harris (1943) y Dreimanis (1953). Las **hendiduras de fricción** se desarrollan mejor en rocas de grano medio, en las que las estriaciones y el pulido son menos manifiestas. Normalmente aparecen en rocas duras y frágiles tales como granito, basalto, cuarcita, etc. Se diferencian cuatro tipos que aparecen señalados en Embleton y King (1975a) (Fig. 13.35):

- i) **Fractura en media luna** (Fig. 13.35a), en la que los cuernos apuntan hacia abajo del movimiento del hielo. Está formada por dos fracturas, una de bajo ángulo y otra subvertical; la intersección de las dos da lugar a una laja de roca.



FIGURA 13.33 Acanaladuras y estrías glaciares en el valle de Rongbuk, macizo del Everest, Tibet. Foto J. López-Martínez.

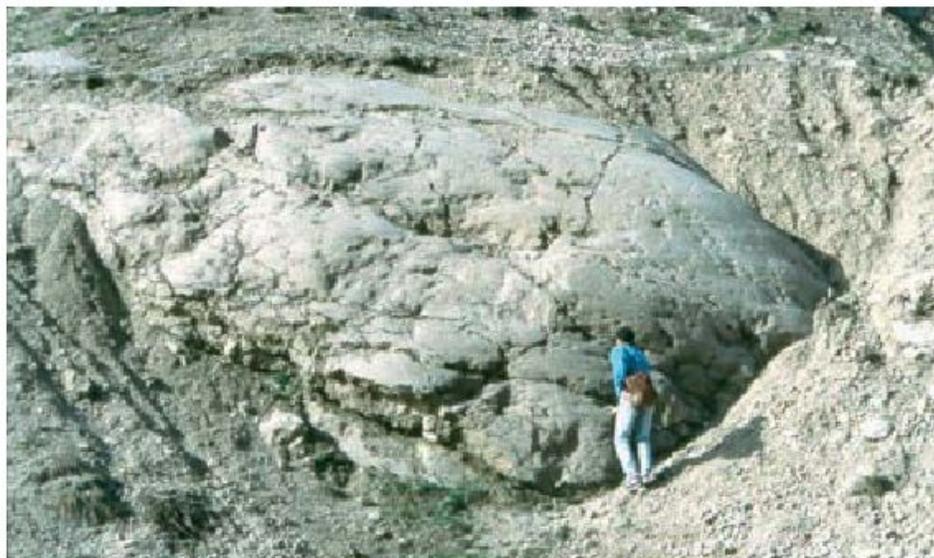


FIGURA 13.34 Pulido glaciar y fill. Passo de Pordoi (Dolomitas, Italia).

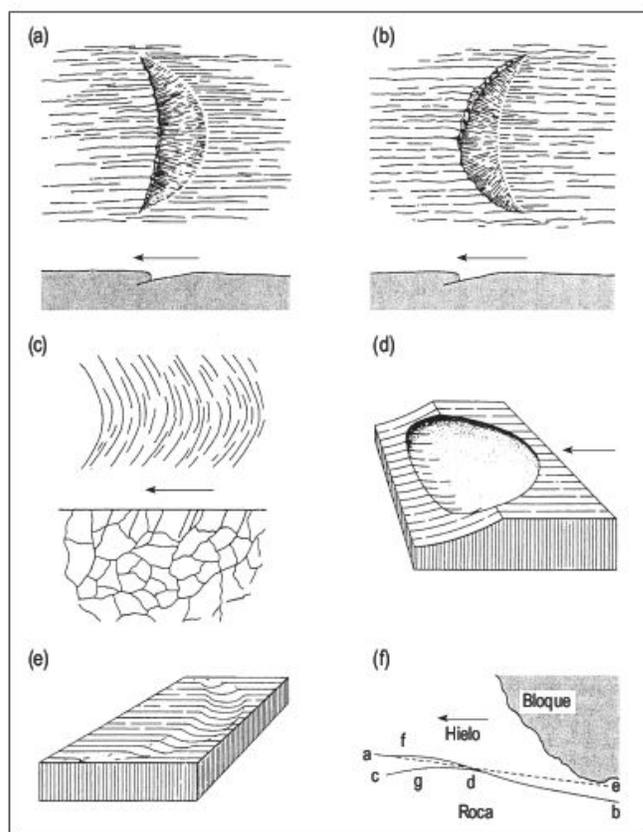


FIGURA 13.35 Hendiduras de fricción y sichelwannen (según varios autores, en Embleton y King, 1975). La flecha horizontal indica el sentido de movimiento del hielo. (a) Fractura en media luna (planta y sección); (b) muesca creciente (planta y sección); (c) fracturas crecientes (planta y sección); (d) fractura conoidea; (e) sichelwannen; (f) formación de una muesca creciente. a-d-e, superficie original de la roca; a-f-d-b, superficie deformada de la roca por presión transmitida a partir del bloque incluido en el hielo; c-g-d, fractura conoidea; f-g, fractura secundaria formada cuando la cuña de roca f-g-d se rompe.

- ii) **Muesca creciente** (Fig. 13.35b; Fig. 13.36), los cuernos se dirigen en sentido contrario al flujo del hielo. Su tamaño fluctúa entre 2 cm y 2 m. Suelen presentarse en sistemas de dos a seis y por lo general una detrás de otra. También tienen las dos fracturas antes citadas.
- iii) **Fracturas crecientes** (Fig. 13.35c) son cóncavas flujo abajo del glaciar y están constituidas por fracturas subverticales. En estas no se produce extracción de lajas como en las dos anteriores.
- iv) **Fractura conoidea** (Fig. 13.35d) en la que el plano de fractura es cóncavo hacia arriba.

Todos estos tipos se encuentran con más frecuencia en zonas de contrapendiente. Las hendiduras de fricción al ser mayores que las estrías se conservan más fácilmente, ya que resisten más tiempo los efectos de la meteorización y erosión. La perpendicular a las formas de media luna nos indica la dirección del flujo del hielo. El sentido puede determinarse por la inclinación de la fractura de menor ángulo que buza hacia abajo del glaciar. Esta regla, señalada por Gilbert (1906) y Harris (1943), no se cumple siempre, ya que hay muchos casos descritos en la literatura que lo contraponen.

En general, se está de acuerdo que las hendiduras de fricción resultan de la opresión de un bloque sobre el substrato rocoso (Fig. 13.35f). Esta presión es mayor en las áreas de contrapendiente (Boulton, 1974), de ahí la mayor abundancia de este micromodelado en estas zonas. Parece ser que al principio se produce una deformación elástica seguido de la rotura, generándose una fractura conoidea. La fractura vertical que corta a la de baja inclinación se origina con posterioridad al avanzar el bloque. Este tipo de hendiduras se han reproducido experimentalmente utilizando un cuchillo o una bola de acero sobre vidrio.

Las **formas P**, o superficies esculpidas plásticamente (Dahl, 1965; Gray, 1981), se encuentran sobre áreas que han



FIGURA 13.36 Muescas crecientes. Umbral del circo de Gerber. Pirineo leridano.

estado sometidas a la acción de los hielos. Son formas menores que no superan nunca los 20 m de tamaño. La forma más abundante es el **sichelwannen** (Fig. 13.35e) que es una depresión en forma de media luna modelada en rocas duras, cuyos cuernos apuntan hacia abajo del flujo del hielo. Pueden encontrarse en superficies con cualquier inclinación. Otro tipo son las **formas caveto**, que son canales de bordes abruptos (a diferencia de las acanaladuras) de hasta medio metro de profundidad y que se encuentran sobre superficies escarpadas. En asociación con estas formas aparecen acanaladuras, cubetas, marmitas y canales curvados y sinuosos (Kor *et al.*, 1991). Su origen es muy controvertido. La hipótesis más admitida es la que explica este micromodelado como debido a la acción de aguas subglaciares bajo presión. No obstante, otros autores defienden la idea de procesos de abrasión (hielo basal cargado de detritos) o bien la acción erosiva producida por la emigración por opresión de till basal saturado de agua (Gjessing, 1965; Gray, 1981).

13.2.2.3 Rocas aborregadas y otras formas

Las **rocas aborregadas** (*roches moutonnées*) son colinas alineadas, por lo general agrupadas, asimétricas, con la vertiente de menor pendiente con frecuencia pulida y estriada y la otra constituida por una superficie irregular y fragmentada, a veces escarpada. Esta disposición que se mantiene constante indica el sentido del movimiento del hielo, dirigiéndose éste del lado de menor pendiente al de mayor inclinación (Fig. 13.37). Estas formas se desarrollan mejor en rocas cristalinas y son muy frecuentes en áreas que han estado cubiertas por casquetes de hielo y también en umbrales de circos. Su tamaño es muy variable, desde menos de un metro hasta centenas de metros, llegando a alcanzar en el caso de los **flyggbergs** dimensiones kilométricas y alturas de cientos de metros. En las formas mayores pueden encontrarse rocas aborregadas de menor tamaño dentro de ellas.



FIGURA 13.37 Rocas aborregadas. Tollstringen. Macizo de los Trolls (Noruega).

No está claro el origen de estas formas. En algunos casos (Matthes, 1930; Sugden *et al.*, 1992) se señala la importancia del espaciado del diaclasado en la generación de este tipo de modelado (Fig. 13.38), aunque hay muchos casos que no se ajustan a esta regla. Otros, como Carol (1947), explican el lado abrupto de la roca aborregada como debido a la acción del proceso de crioclastia, en hielo a temperatura de fusión (Fig. 13.39). En estas circunstancias al pasar por una protuberancia aumenta la presión y el hielo pasa a un estado semiplástico; en el lado de mayor inclinación disminuye la presión y el agua de fusión se congela de nuevo, rompiendo la roca. Estas observaciones fueron realizadas en una cavidad subglaciar. No obstante, como señalan Embleton y King (1975a), cabe preguntarse si las rocas aborregadas solo se forman bajo hielo templado como señala la hipótesis de la crioclastia subglaciar.

Se reconocen otro conjunto de formas relacionadas o asociadas con las rocas aborregadas. Los **lomos de ballena**, **drumlins rocosos** y **espolones alineados** son formas más o menos alargadas de vertientes suavizadas. Los tamaños aparecen reflejados en la Tabla 13.2. En los lomos de ballena parece que el diaclasado regula el límite entre las colinas. Los drumlins rocosos aparecen a veces asociados con campos de drumlins elaborados en material glaciar. Se duda de que los espolones alineados sean debidos a acción glaciar, pero el suavizado de sus vertientes junto con el paralelismo de su dirección con la del flujo glaciar, inclinan a situar este modelado como de erosión glaciar.

Las formas anteriormente descritas constituyen todas ellas relieves positivos, pero es bien sabido que un pai-

saje de erosión glaciar está salpicado de lagos de diferente tamaño, que en una gran parte de los casos se trata de **cuencas rocosas**. La morfometría de las mismas es muy variable y la estructura juega un papel importante tanto en su morfología como en su génesis. Su origen puede deberse a irregularidades anteriores al paso del hielo, que la acción del mismo perpetúa y enfatiza; otras veces son los procesos de erosión glaciar los que generan estas depresiones cerradas.

13.2.2.4 *Circos*

Los circos son, junto con los valles glaciares, las formas más espectaculares de la erosión glaciar. Los tratados de Geomorfología Glaciar señalan que la palabra *cirque* fue utilizada por primera vez en los Pirineos por Jean de Charpentier en 1823. Por otra parte, existen diferentes denominaciones de circo en distintas lenguas y países. Podemos considerar al circo glaciar como una depresión semicircular o semielíptica dominada por laderas abruptas y que está o ha estado ocupada por el hielo (Fig. 13.40). Algunos autores consideran en su definición como característica la existencia de una cuenca rocosa, pero no todos los circos presentan esta forma.

La presencia de una cuenca rocosa lleva consigo la existencia de un umbral a la salida del circo, que a veces es rocoso o bien está constituido por till glaciar. Las paredes del circo suelen presentarse fragmentadas y rotas, a diferencia de la superficie basal que, por lo general, está suavizada y presenta formas menores de erosión glaciar.

FIGURA 13.38 Perfil longitudinal de una roca aborregada en la que se muestra la influencia del diaclasado en su forma. Las flechas indican la dirección del empuje del hielo (Matthes, 1930).

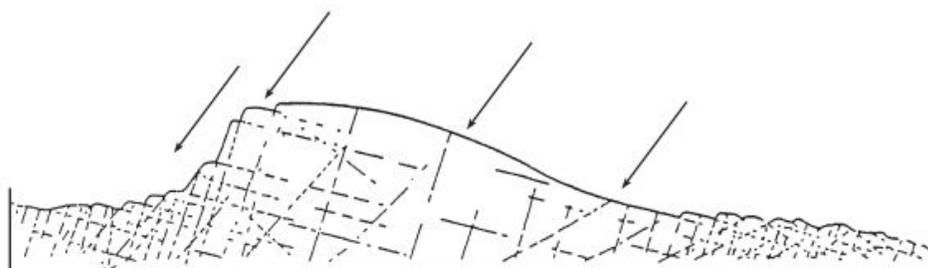


FIGURA 13.39 Procesos actuantes en la génesis de una roca aborregada (adaptada de Carol, 1947).

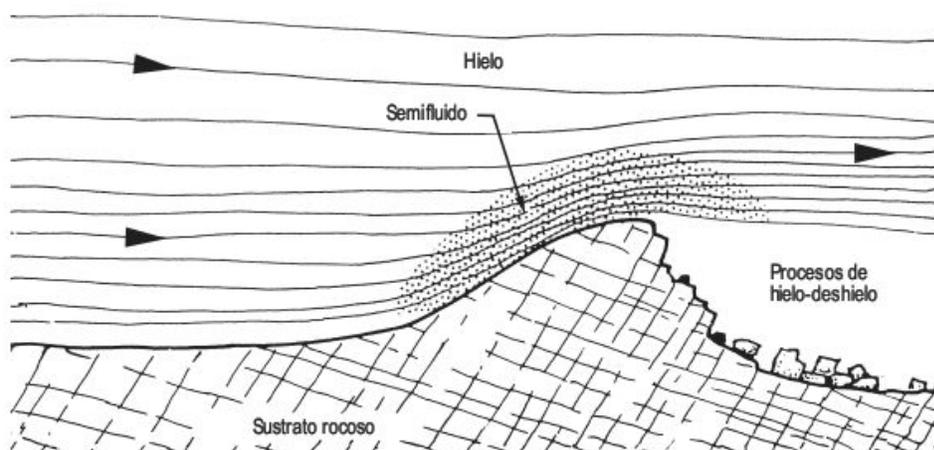




FIGURA 13.40 Circo glaciar y cordón morrénico, elaborado sobre materiales del Cretácico inferior, en la cabecera del Valle del Miera (Cantabria).

Las dimensiones de los circos son muy variadas y fluctúan entre las decenas de metros hasta anchuras kilométricas. El circo de mayor tamaño conocido es el Circo Walcott, en la Antártida, de 16 km y paredes de unos 3.000 m de altura (Price, 1973). El tamaño depende de muchas variables, tales como la duración de la glaciación, características estructurales y litológicas del macizo rocoso sobre el que se emplaza el circo, etc. (Embleton y King, 1975a). La forma también es función, entre otras, de esta última característica.

La **morfometría** de un circo se precisa con bastante detalle mediante un conjunto de caracteres que aparecen parcialmente expresados en la Fig. 13.41 (Andrews y Dugdale, 1971). El propio Andrews (1975) señala otro valor, el de la cotangente del ángulo que forma el umbral del circo con el techo de la pared final, que nos indica la intensidad de la erosión glaciar. Otro índice es el grado de occlusión (Evans, 1969) que se define como el número de

grados de la curva de nivel más larga y que para 180° señala que las paredes del circo son paralelas. Además de estos valores se han propuesto otros parámetros para precisar las características morfométricas de un circo. En general, estos valores carecen de precisión, ya que se toman a partir de mapas topográficos y, en algunos casos, entra en juego para algunos parámetros la subjetividad del investigador. No obstante, como indica Andrews (1975), «el análisis morfológico de los circos puede proporcionar una gran información acerca de los procesos de erosión en el circo, aunque solo sea de tipo deductivo: la morfología es una respuesta a los procesos ...».

Para comprender mejor los **procesos** que han dado lugar a su forma, es necesario entender, entre otros, la estructura y movimiento del hielo en los circos glaciares. Las observaciones más precisas fueron realizadas por McCall (1960) en los estudios efectuados en un pequeño glaciar de circo, Vesl-Skaubreen (Noruega). Se perforaron dos tú-

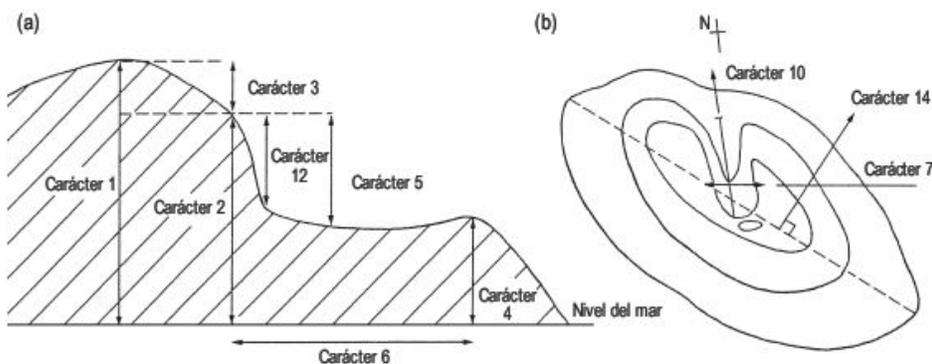


FIGURA 13.41 Caracteres de un circo (Andrews y Dugdale, 1971). (a) Sección transversal del circo, (b) planta de un circo y de su área de cumbre. Los distintos caracteres son los siguientes: 1. Elevación máxima de la montaña en la que está emplazado el circo. 2. Elevación máxima del circo. 3. Diferencia entre 1 y 2. 4. Elevación del umbral del circo. 5. Desarrollo vertical máximo del circo. 6. Longitud del eje mayor del circo. 7. Anchura máxima del circo perpendicular al eje mayor. 8. Relación longitud/anchura. 9. Relación longitud/altura. 10. Dirección del eje mayor. 11. Tipo de masa de hielo: a) vacío, sin hielo; b) nevero; c) placa de hielo; d) glaciar de circo. 12. Altura de la pared final del circo. 13. Relación entre altura de la pared final y la longitud del circo. 14. Ángulo de la vertiente regional.

neles (Fig. 13.42) y entre otras observaciones se midieron las velocidades del hielo en diferentes puntos y se diferenciaron las distintas superficies de ablación de verano. Las observaciones mostraron que las líneas del flujo del hielo buzcan 30° en la zona superior del glaciar y en la inferior se inclinan $26-28^\circ$ pero en sentido contrario al de la pendiente del circo, disminuyendo hacia abajo su inclinación; esta disposición indica una estructura sinclinal para las capas de hielo. La distribución de velocidades señala movimientos más rápidos en la zona superior del glaciar y mucho más lentos en las partes bajas del mismo; en este área los diferentes vectores de velocidad indican movimientos hacia arriba del hielo. Todos estos datos ponen de manifiesto que el movimiento se efectúa por deslizamiento rotacional.

Los procesos erosivos que tienen lugar en un circo se reducen básicamente a dos y son debidos a actividad glaciar y periglacial. En el contacto hielo-roca la abrasión efectúa un continuo desgaste tanto en las paredes como en el fondo y es responsable de la cuenca rocosa que existe en muchos de los circos (Richardson y Homlund, 1996). Esta depresión se explica fácilmente por el deslizamiento rotacional del hielo y este movimiento, a su vez, trae como consecuencia la superación del umbral y la evacuación de los detritos. El otro tipo de proceso es el de la crioclastia, que es muy efectivo en rocas aflorantes por encima del glaciar (Gardner, 1987). Aquí, parece que la acción del hielo-deshielo debe ser más eficaz en glaciares templados que en glaciares polares. De esto se deduce que el circo se ensancha fundamentalmente por la acción de la crioclastia y profundiza por efecto de la abrasión. Las velocidades de erosión de los circos obtenidas por diferentes métodos son del orden de 500 mm/ka (Benn y Evans, 1998). Parece ser que es más rápido el retroceso que la excavación. Por otra parte, las elevaciones de los fondos de los circos no deben haber cambiado mucho durante la glaciación. La elevación, en líneas generales, se utiliza para calcular aproximadamente el nivel

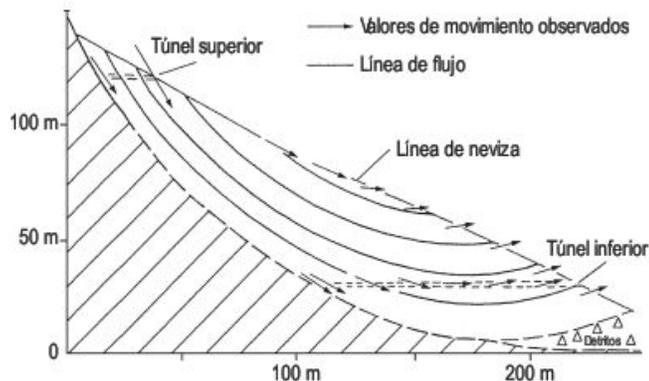


FIGURA 13.42 Corte del glaciar de circo de Vest-Skautbreven (Noruega) en el que se indican las líneas de flujo y las velocidades. Según McCall (1960), simplificado.

de las nieves perpetuas, ya que corresponde con la isoterma de 0°C en verano, debiendo considerarse los circos más bajos y de igual orientación (Flint, 1971).

El **origen** de los circos, según la mayoría de los autores, va ligado a una primera acumulación nival en una depresión preexistente en la que tienen lugar procesos de gelifracción y de evacuación de partículas por la fusión de la nieve en verano (**nivación**) (Thorn y Hall, 1980; Thorn, 2004). Esto trae como consecuencia el ensanchamiento de la depresión y la generación de un nicho de nivación. Cuando la excavación es lo suficientemente profunda la nieve perdura de un año a otro en el nicho de nivación y se convierte en neviza y ésta, a su vez, en hielo. De este modo se origina un circo embrionario. La etapa de acumulación nival se denomina fase incipiente y cuando comienza a perdurar la nieve, fase de neviza (Tricart y Cailleux, 1962).

Una vez originado el circo, si las circunstancias son apropiadas, continúa su desarrollo. La **evolución** del mismo está influenciada por diferentes causas. La duración de la glaciación y el número de glaciaciones ejercen, sin

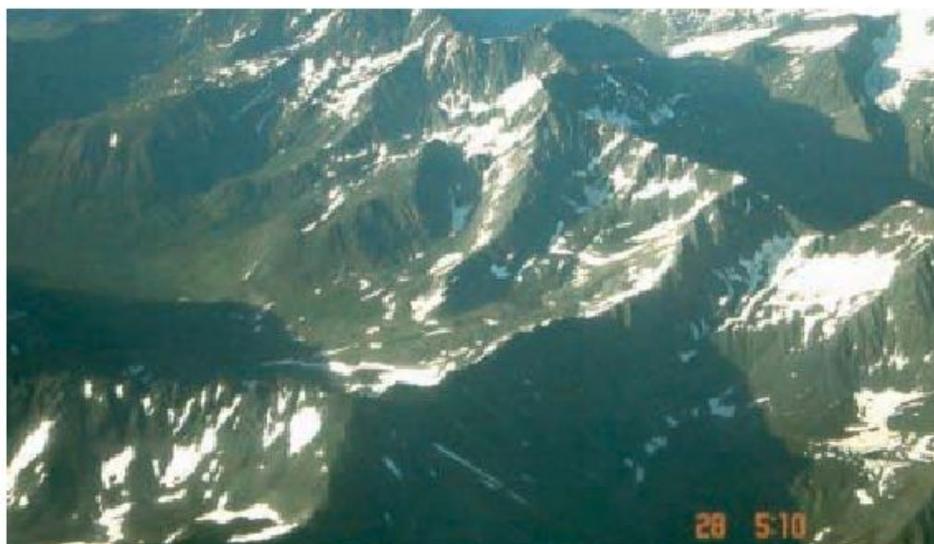


FIGURA 13.43 Vista aérea de horns, circos, aristas y valles glaciares. Región de Anchorage (Alaska). Foto P. Lucha.

duda, un papel fundamental en su desarrollo. Igualmente, el glaciar debe evolucionar de manera diferente si está emplazado en latitudes templadas y subpolares o en áreas polares. Otra variable de gran incidencia es la estructura y litología del macizo rocoso sobre el que está asentado el circo (Embleton, 1979a). A veces los circos se emplazan en un relieve producido por diferencias litológicas, que en series monoclinales pueden dar origen a **circos escalonados**. El grado de fracturación y el espaciado entre los planos de fisibilidad juegan un papel primordial en la desintegración mecánica por gelivación. El lajamiento puede ser importante en la forma del circo. Otro factor básico en el desarrollo de los circos es la orientación de los mismos. En las latitudes medias del hemisferio norte, la mayoría de los circos que presentan un buen desarrollo miran hacia el Norte y Este, ya que están protegidos de los rayos solares y la nieve perdura más fácilmente. Uno de los factores que se han analizado es la influencia del clima en la variación del circo (Derbyshire y Evans, 1976). Estos autores indican que no es fácil efectuar generalizaciones en este sentido, a pesar del gran número de estudios regionales sobre la forma y distribución de los circos.

El desarrollo de los circos trae consigo un retroceso de sus paredes que origina en los límites con otro circo agudas **aristas** (Fig. 13.43). La desaparición por crecimiento del circo de estas últimas da lugar a **circos coalescentes** (Fig. 13.44). El retroceso de la pared final del circo lleva consigo la formación de picos apiramidados o **horns** (Figs. 13.45 y 13.46), que suelen presentar tres o cuatro caras.

13.2.2.5 Valles glaciares

Son una de las formas más características de la actividad erosiva de los glaciares. El contraste con los valles fluviales se manifiesta por el hecho de que los ríos están en contacto sólo con una pequeña parte del valle, mientras que el hielo de un valle glaciar ocupa una gran par-

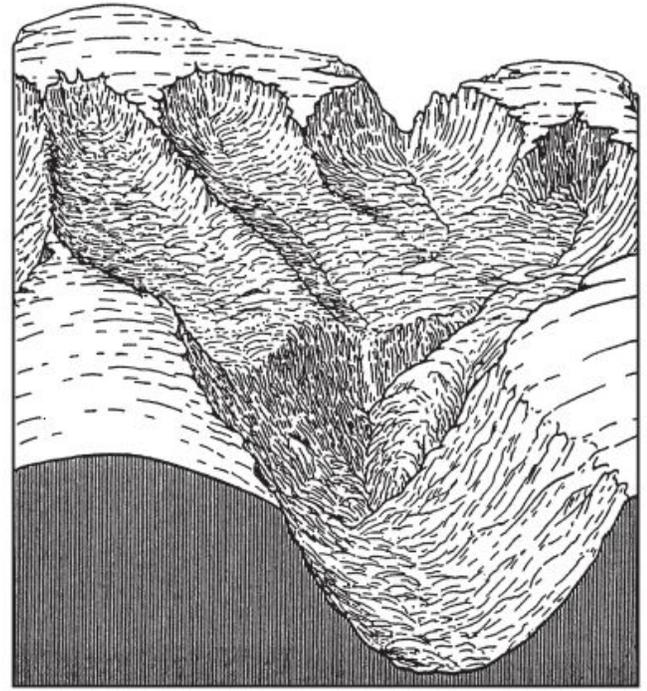


FIGURA 13.44 Circos coalescentes, aristas y valle glaciar (en Holmes, 1944, modificado de Davis).

te del perfil transversal (Price, 1973). Estas masas de hielo canalizadas excavaron profundas artesas de cientos e incluso miles de metros de altura (Figs. 13.47 y 13.48). Esta intensa erosión se llevó a cabo sobre todo en áreas de montaña situadas a barlovento, que recibieron gran precipitación nival y, a su vez, alimentaron a potentes glaciares, que discurrieron por valles preglaciares produciendo una considerable modificación del relieve, a veces espectacular.

Según Linton (1963) se diferencian cuatro tipos de valles glaciares. El **tipo alpino** cuya alimentación se efec-



FIGURA 13.45 El Cervino o Matterhorn, en los Alpes, formando frontera entre Italia y Suiza, presenta la típica morfología apiramidada. Foto J. López-Martínez.



FIGURA 13.46 Hom en los Andes centrales. El Portillo (Chile).



FIGURA 13.47 Valle glaciar en los Andes centrales, en el que se observan potentes acumulaciones de gelifractos en la ladera, que alimentan el fondo del valle. Puente del Inca (Argentina).

túa en las zonas altas por un circo o conjunto de circos. El **tipo islándico**, en el que el área de alimentación es un casquete de hielo y éste escapa hacia valles preglaciares. El **tipo compuesto** se produce cuando el hielo no encuentra valles anteriores suficientes para descargar todo el hielo, o lo que es lo mismo resulta de una superposición de valles preglaciares con otros desarrollados a partir de la destrucción parcial o completa de divisorias preglaciares. Finalmente, el **tipo intrusivo o inverso** es aquel en el que el hielo fluye contrapendiente del valle preglacial. Se encuentran sobre todo en áreas de escaso relieve.

El valle glaciar se caracteriza por las peculiaridades que presentan sus perfiles transversales y longitudinales. El **perfil transversal** resulta de la acción erosiva del hielo sobre antiguos valles fluviales (en la mayoría de los casos) que produce un ensanchamiento y profundización de los mismos. Por lo general su forma es en U (Figs. 13.48 y 13.49), con paredes escarpadas y fondos más planos que los valles

fluviales, debido a una nivelación posterior producida por depósitos de aluviones. No obstante, existen otros valles en U, como los valles en cuna de ambientes periglaciares (Tricart, 1967), pero estos presentan sus vertientes totalmente recubiertas de detritos, a diferencia de los valles glaciares en los que las paredes de los mismos están, por lo general, formadas por roca aflorante. Con relativa frecuencia, se encuentran secciones transversales en V, que muchas veces son el resultado de la actividad erosiva de canales subglaciares. A pesar de estas salvedades, el perfil típico es parabólico o próximo al mismo, posiblemente a causa de que esta forma ejerce la resistencia mínima a la fricción (Flint, 1971). A veces, en las paredes del valle glaciar se presenta **rellanos u hombreras**, cuya interpretación ha producido muchas controversias (Derruau, 1965). Parece que la explicación más adecuada es por encajamiento de un glaciar finiglacial reducido en un valle ancho, modelado por un glaciar correspondiente al óptimo de la glaciación.



FIGURA 13.48 Sección en U en el valle de origen glaciar de Llanganuco, Cordillera Blanca, Perú. Foto J. López-Martínez.

La investigación de los perfiles transversales es muy precaria debido a lo escarpado de sus paredes. Se acude por lo general a mapas o levantamientos fotogramétricos y por estos procedimientos no se puede saber si la pared es de roca desnuda o, por el contrario, está cubierta de depósitos de orígenes distintos. Estos datos son fundamentales para una interpretación correcta de la evolución del perfil.

El análisis de un **perfil longitudinal** revela un gran número de irregularidades, que vienen dadas por **cuecas** y **umbrales**, lo que le diferencia del perfil de un valle fluvial. Las cuecas, una vez retirado el hielo, se convierten en lagos y, en otros casos, son colmatadas por sedimentos. Con frecuencia, los umbrales presentan señales de erosión glaciar. Cuando tenemos un valle glaciar principal en el que la excavación es mayor que la de los valles laterales, una vez que el hielo ha desaparecido quedan expuestos un conjunto de **valles colgados** o **suspendidos** y **espolones afacetados**, triangulares o trapezoidales, entre ellos (Figs. 13.50 y 13.51). Esta topografía postglacial da lugar a cascadas, como las existentes en los valles de Yosemite (California) o de Lauterbrunnen (Suiza).

El **origen de los umbrales** es explicado de diferentes formas. Las variaciones en la litología, o bien distintos espaciados de la fracturación (Matthes, 1930) (Fig. 13.52), pueden por sí solos proporcionar una causa adecuada para la génesis del escalonado del perfil. También se aduce un cambio en el gradiente del valle preglaciar, que el hielo conserva o enfatiza. Otra causa señalada para el origen de las cuecas es la unión de valles glaciares. Anteriormente se señaló la importancia de una meteorización profunda diferencial; este regolito puede ser fácilmente excavado por los glaciares en sus primeras etapas, quedando al descubierto la superficie basal de meteorización con depresiones y altos en la misma (Bakker, 1965). En cualquier caso, las cuecas nos indican la capacidad del hielo de fluir contra pendiente.



FIGURA 13.49 Valle glaciar del Zezere, con perfil transversal en U. Sierra de la Estrela (Portugal), que constituye la prolongación más occidental del Sistema Central de la Península Ibérica.

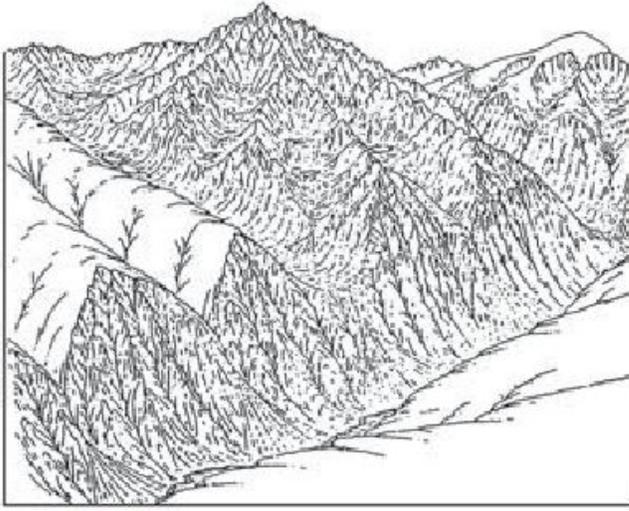


FIGURA 13.50 Bloque diagrama en el que se observan valles colgados, espolones afacetados, valles en U, circos, aristas y hom (Davis, 1906).

Los procesos y causas implicados en la **génesis de un valle glaciar** son, en gran parte, comunes a los que dan origen a otras formas. La abrasión será más efectiva en

glaciares templados. La movilización de bloques diaclásados se efectuará por empuje de otros transportados por el glaciar. Otro factor a tener en cuenta es el del desfondado periglacial (Fig. 13.53) de Boyé (1949), que Cailleux (1952) desarrolla para los valles glaciares. En una primera etapa periglacial, los materiales del substrato del fondo del valle se fracturan por procesos de crioclastia. Al avanzar la lengua glaciar, ésta juega un papel de manto térmico que permite la desaparición del pergelisuelo y los gelifractos pueden ser fácilmente evacuados por el glaciar. La generación de un lajamiento cóncavo subparalelo a la sección transversal ayuda a la consecución del perfil parabólico y a la perpetuación del mismo. La disposición del flujo glaciar extensivo y compresivo de Nye (1952) explica parcialmente la existencia de umbrales y cuencas (Fig. 13.23). En las zonas compresivas tiene lugar un aumento de la erosión y una vez que han aparecido las irregularidades tienden a conservarse o incluso a acentuarse.

A veces, el nivel de los glaciares asciende debido a que se ve bloqueado por otro glaciar, o bien a que su alimentación es superior a la evacuación. En estos casos puede encontrar un collado preglacial en la divisoria por donde puede descargar a un valle adyacente, produciéndose la erosión glaciar del collado, pudiendo alcanzar forma de U



FIGURA 13.51 Valle colgado sobre un fiordo. Costa suroccidental de Noruega. Foto J. López-Martínez.

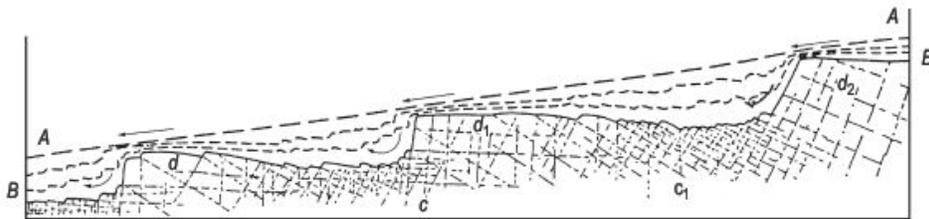


FIGURA 13.52 Perfil longitudinal que ilustra la forma de desarrollo de un escalonado glaciar, a causa del diferente espaciado del diaclásado. AA representa el perfil preglaciar. BB el del escalonado glaciar. Las áreas d, d1 y d2 son zonas de difícil excavación por el glaciar, debido al espaciado de las diaclásas; lo contrario en c y c1. Las flechas indican la dirección del movimiento del hielo (Matthes, 1930).

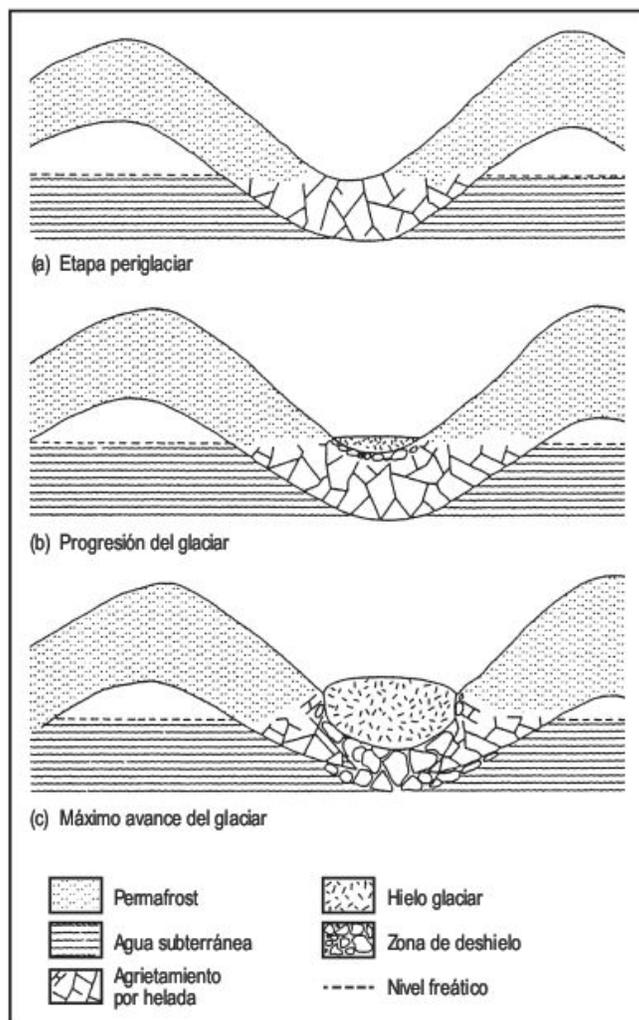


FIGURA 13.53 Mecanismo de desfondado periglacial en valles glaciares, (Cailleux, 1952).

e incluso formarse en el mismo cuencas rocosas (Penck, 1905). A estos collados se les denominan de **difluencia glaciar**. En el caso de que el nivel se eleve de tal forma, que todos los collados son utilizados por el hielo difluente, puede utilizarse entonces el término de **transfluencia**.

13.2.2.6 Modelado glaciar en regiones de relieve poco contrastado

En los apartados anteriores hemos analizado la acción erosiva del hielo en áreas de fuertes contrastes de relieve, que dan lugar a circos y valles glaciares, como formas más significativas. Pero hay que tener en cuenta que una gran parte de la superficie terrestre emergida, ocupada por los hielos en las etapas álgidas glaciares, estaba formada por grandes extensiones de relieve poco enérgico o incluso aplanado. Estas circunstancias existían tanto en mesetas elevadas como en llanuras de baja altura (Davies, 1969; Embleton y King, 1975a). La mayoría de estas áreas es-

tuvieron cubiertas por casquetes de hielo y el modelado resultante de la acción erosiva presenta peculiaridades que le distinguen de las formas de erosión glaciar en áreas alpinas.

Muchos investigadores señalan que en estas circunstancias el hielo puede jugar un papel protector del relieve preglaciar (Ambrose, 1964). Evidentemente existen muchas áreas en las que no existen o son muy escasas las señales de erosión y sedimentación glaciar (Sugden, 1974). Estas regiones están probablemente relacionadas con zonas en las que el hielo en contacto con el lecho está por debajo del punto de congelación y no existe movimiento en la interfase hielo-roca. Este papel protector de los glaciares se refleja de diferentes formas. En algunos lugares, los valles no guardan ninguna relación con la dirección del flujo glaciar y, en otras áreas, se conservan, con ligeras modificaciones, superficies de aplanamiento preglaciar.

Aunque existe una evidencia manifiesta del papel protector de los casquetes de hielo, son mucho más numerosas las pruebas de erosión glaciar en estas áreas de escaso relieve. En estas regiones los procesos erosivos glaciares generan una típica **topografía de colinas y lagos (knock y loch)** (Linton, 1963) (Fig. 13.54). Se trata de un modelado de relieve confuso en el que se desarrollan colinas de dimensiones de decenas de metros de altura y depresiones, por lo general poco profundas, ocupadas por lagos o turberas. Los lagos están alineados y alargados por influjo estructural. La red de drenaje acompañante es muy azarosa. Las colinas pueden presentar signos de estriación y pulido glaciar y son frecuentes las rocas aborregadas. Otras veces las colinas son de formas suavizadas y alargadas, recordando a los drumlins y es por estas circunstancias por lo que se le denomina topografía de **drumlins rocosos**. La diferencia con el modelado clásico de drumlins se basa en que éstos están formados por till glaciar y depósitos fluvioglaciares. La topografía de colinas y lagos es típica del noroeste de Escocia y de los escudos Báltico y Canadiense (Sugden, 1978; Gordon, 1981; Rea y Evans, 1996). La sedimentación glaciar se caracteriza por pequeñas placas morrénicas discontinuas y delgadas. Otra de las formas que se desarrollan en estas circunstancias, aunque no son exclusivas de las mismas, es la denominada **colina y cola (crag y tail)** que consta de till alargado situado al abrigo de la colina. Las observaciones de Jahns (1943) en este tipo de relieve indican que la erosión en una colina es más importante a resguardo del flujo del hielo. Este autor lo deduce por la erosión que experimentan las estructuras de lajamiento anteriores al paso del glaciar.

13.2.2.7 Fiordos

Fiordo es un término noruego utilizado para un largo y profundo brazo de mar caracterizado por segmentos más o menos rectos, paredes escarpadas y profundidades muy grandes (Fairbridge, 1968c). Los fiordos más largos son



FIGURA 13.54 Relieve de colinas y lagos. South Harris, Islas Hébridas (Reino Unido).

Noverstfjord y Sund en Groenlandia (230 km) y Sognefjord en Noruega (220 km) y el Greepy Fjord/Nansen Sound en el Ártico de Canadá (Evans, 2004b). Se localizan en las costas de altas latitudes (Figs 13.55 y 13.56). Se caracterizan por un umbral, total o parcialmente sumergido, existente en la desembocadura y por una profunda cuenca en el fiordo adentro (Syvitski *et al.*, 1987). El umbral, por lo general, es rocoso y las cuencas pueden alcanzar enormes profundidades. La mayor profundidad medida en una cuenca es de 1.288 m en el Canal Messier (Chile), pero es posible que algunas de las existentes en la Antártida alcancen los 2.000 m (Andrews, 1975). Como señala este autor y Twidale (1976), entre otros, algunas áreas de fiordos (Canadá ártica oriental, Groenlandia, Noruega y Nueva Zelanda) presentan un claro control estructural, causa aducida por algunos investigadores como fundamental en la génesis de los fiordos,

pero que en la actualidad se estima como coadyuvante (Powell, 2003).

La mayoría de los fiordos pasan tierra adentro a valles glaciares. También las paredes de los fiordos presentan espolones afacetados y valles glaciares colgados que vertían el hielo al valle principal hoy convertido en fiordo, por elevación postglaciar del nivel del mar. Parece ser que la erosión glaciar fue la causante de la excavación de las cuencas y de la existencia del umbral, que puede explicarse por adelgazamiento y derrame del glaciar cuando llega a la plataforma continental.

Los fiordos noruegos se caracterizan fundamentalmente en su costa meridional (fiordos de Hardanger, Sognefjord y Geiranger, entre otros) por paredes escarpadas, valles colgados y cascadas, mientras que más al norte en la región entre Alesund y Trondheim las laderas son mucho más suavizadas, parecidas a los *sea lochs* o *firths* de Es-

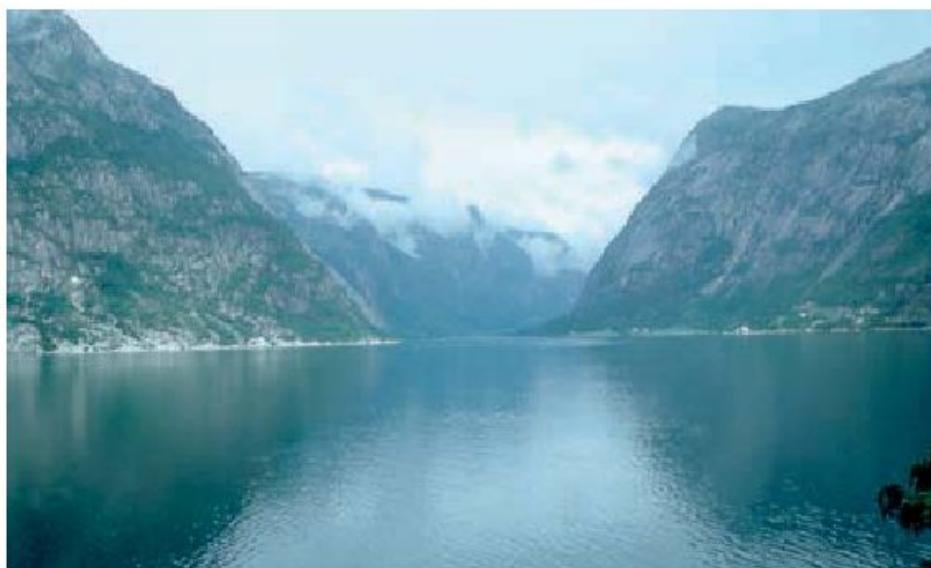


FIGURA 13.55 Fiordo de Geiranger (Noruega).



FIGURA 13.56 Fordo Seydisfjörður (Islandia). Foto F. Gutiérrez.

cocia. En este área se reconocen zonas de islas rocosas de baja altura (*skjaergard*) o plataformas de erosión parcialmente sumergidas (*strandflats*) (Fig. 13.57). Estas zonas aplanadas se interpretan como originadas por erosión marina, subaérea y subglaciar e incluso como superficies gradadas (Benn y Evans, 1998).

Los **firths** escoceses son largas ensenadas costeras asociadas con la glaciación en costas de bajo relieve. Se distinguen de los fiordos por su forma irregular, carencia de cuencas y secciones transversales en U. En cualquier caso es difícil distinguir, en costas de bajo relieve, las ensenadas generadas por erosión glaciár (Augustinus, 1992).



FIGURA 13.57 Strandflats. Alesund (Noruega).