

2 - PAESAGGI DISEGNATI DAL GHIACCIO

2.1 - Il limite climatico delle nevi persistenti

All'aumentare dell'altitudine, per la rarefazione dell'aria, diminuisce la temperatura dell'aria, cioè si ha un **gradiente termico verticale negativo** che, per la regione alpina, vale **-0,51 °C/100 m**. Applicando tale gradiente dalla temperatura di 13 °C (valore medio annuo rappresentativo della Pianura Padana) e da una altitudine di 100 m s.l.m. (valore medio della pianura occidentale), si può calcolare a quale quota (**H**) si ha, mediamente, il **limite climatico delle zero termico medio annuo**, cioè una temperatura media annua pari a 0 °C:

$$(H - 100) = 13 \cdot \frac{100}{0,51}$$

Si ottiene $H = 2.650$ m s.l.m. Il gradiente termico è mediamente maggiore nei mesi estivi ($0,6 \div 0,7$ °C/100 m) e minore nella stagione invernale ($0,3 \div 0,4$ °C/100 m). La temperatura media annua, quindi, nelle montagne Nord occidentali italiane, è inferiore a 0 °C sopra i 2.700 m s.l.m. Questo valore limite cambia a seconda dell'esposizione dei versanti, ma si può considerare sufficientemente significativo della situazione media. A quella quota le temperature medie mensili sono inferiori a 0 °C almeno per la metà dell'anno che sarà perciò caratterizzata da precipitazioni nevose e da accumulo di neve al suolo. Nell'altra metà dell'anno, per effetto dell'aumento delle temperatura dell'aria, si avrà prevalentemente fusione e/o sublimazione e quindi riduzione del manto nevoso. Con l'aumentare dell'altitudine prevalgono i mesi con temperatura media inferiore a 0 °C. Si giunge quindi ad una linea, al di sopra della quale la neve caduta nel periodo più freddo non viene interamente ridotta dall'**ablazione** (l'effetto congiunto della fusione e della sublimazione) nel periodo più caldo; la neve di una annata si sovrappone ai residui di quella dell'anno precedente. Questa linea viene indicata come **limite climatico delle nevi persistenti** che, nelle Alpi occidentali, è pari a $2.900 \div 3.100$ m s.l.m., di poco superiore alla quota dello zero termico prima stimata.

Ad influire sull'altezza delle nevi persistenti non sono solo le temperature, ma anche l'abbondanza delle precipitazioni. Se le nevicate sono più copiose il volume di neve da fondere nell'estate è maggiore; quindi, a parità di temperatura, il limite delle nevi si abbassa e viceversa. Nel versante francese delle Alpi occidentali, per esempio, il limite si trova intorno a $2.700 \div 2.800$ m s.l.m., mentre su quello italiano la quota media dell'innevamento continuo è più alta di 200 m. In certe zone interne, riparate dalle correnti umide, del settore alpino centrale (Alpi Venoste), il limite sale a 3.200 m s.l.m., mentre nelle Alpi Giulie, bagnate da abbondanti precipitazioni, scende fino a 2.500 m s.l.m. Il limite delle nevi persistenti può quindi notevolmente variare da zona a zona come illustrato in **fig. 2.1** e può variare anche a seconda dall'esposizione dei versanti così come la distribuzione delle fasce altimetriche della vegetazione (più basso, anche di 200 m, in quelli esposti a Nord).

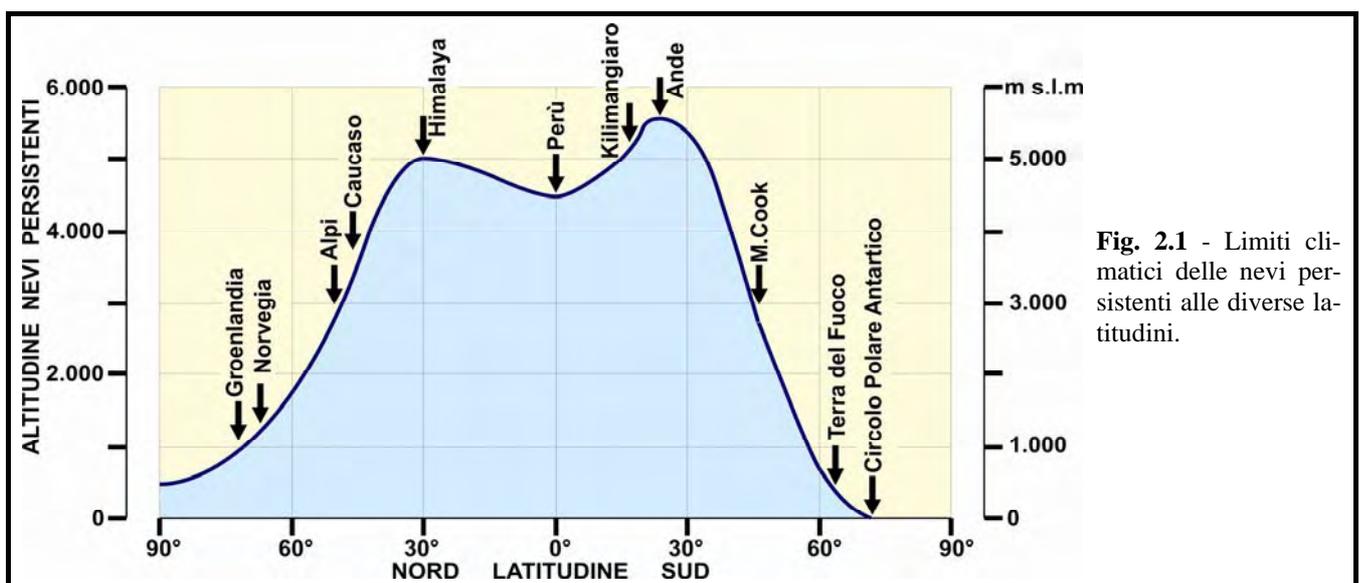


Fig. 2.1 - Limiti climatici delle nevi persistenti alle diverse latitudini.

Legati alla presenza di nevi persistenti sono i **nevai** e i **ghiacciai**. I primi sono piccoli accumuli di neve e di ghiaccio raccolti in una conca, che si conservano tutto l'anno e che, privi di movimento, rimangono, con ogni loro parte, sopra al limite delle nevi persistenti. I ghiacciai sono masse gelate in movimento, che si trovano sopra il

limite delle nevi persistenti, ma che con la loro fronte possono spingersi anche molto al di sotto, fino ad una quota variabile con il ciclo stagionale del clima, con l'esposizione e con l'entità dell'alimentazione nevosa. Nel Massiccio del M.te Bianco, per esempio, il ghiacciaio di Bosson (versante francese) scende fino a 1.300 m di altitudine, mentre il limite delle nevi è ubicato a una quota di 2.800 m.

Consideriamo ora alcuni fenomeni che, pur non essendo oggi rappresentati sul nostro territorio, hanno avuto, in un passato geologicamente recente, un ruolo determinante nel conformare il paesaggio. Se con il capitolo precedente abbiamo studiato gli effetti dell'acqua liquida, ora studiamo quelli dell'acqua solida, il ghiaccio (**fig. 2.2**), protagonista importante in diverse epoche della storia della Terra. Attualmente le regioni del nostro pianeta occupate dai ghiacci sono assai limitate rispetto a 15.000 anni fa (durante le fasi finali dell'ultima glaciazione quaternaria). Un tempo le Alpi italiane erano praticamente sommerse dal ghiaccio; ora sono rimasti residui ghiacciai sui massicci più elevati (per esempio, quello del M.te Bianco; **fig. 2.3**) il cui studio tuttavia è utile per comprendere meglio i meccanismi dell'azione dei ghiacci sul territorio.

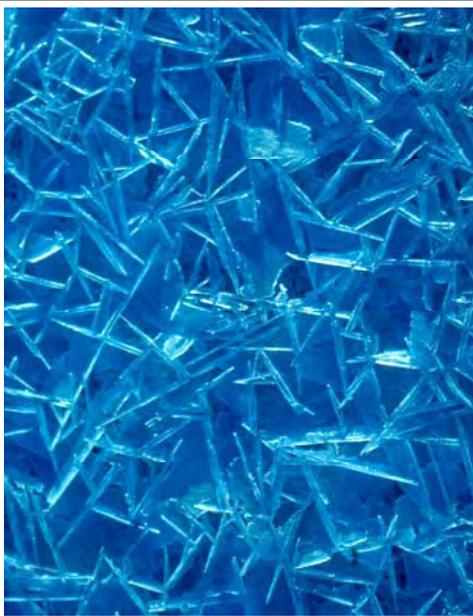


Fig. 2.2 - Il ghiaccio, stato solido dell'acqua (le molecole sono disposte in ordinati reticoli cristallini), è un importante agente di modellamento del paesaggio.



Fig. 2.3 - Il massiccio del M.te Bianco (Valle d'Aosta), con il suo culmine ad oltre 4.800 m s.l.m., è teatro dei più importanti fenomeni glaciali delle Alpi italiane. Nell'immagine svetta il M.te Bianco, sulle pendici del quale sono impostati due piccoli ghiacciai, Brouillard a sinistra e Freiney a destra.

2.2 - I ghiacciai attuali

I ghiacciai attuali sono di dimensioni molto variabili. Alcuni sono solo lembi di nevi persistenti (**nevai**); all'opposto esistono immense distese a dimensione continentale (**islandsis**). Tutte queste forme derivano da uno stesso fenomeno: l'accumulo della neve di un anno su quella degli anni precedenti. In generale si distinguono alcuni tipi di ghiacciai.

ISLANDSIS. Immense distese di ghiaccio ($1,3 \cdot 10^7$ km² per l'Antartide e $1,65 \cdot 10^6$ km² per l'islandsis groenlandese). Il loro spessore medio è di 2 km. Sono dovuti non tanto alla abbondanza delle precipitazioni, quanto alla limitata fusione nei climi freddi, tipicamente poco umidi. Il movimento di questi ghiacci è molto lento, fatta eccezione per alcune lingue periferiche. Sul ghiaccio delle calotte glaciali, l'acqua di fusione forma, ogni estate, delle correnti che incidono la superficie formando solchi incassati di qualche metro e destinati ad evolversi in "pozzi" o "mulini" (termini del linguaggio alpino). Alcune lingue dell'islandsis raggiungono il mare, dove il moto ondoso le frammentano in **iceberg** (**fig. 2.4**).

CALOTTE LOCALI. Dimensioni decisamente minori rispetto agli islandsis; ricoprono massicci montuosi e possono emettere lingue divergenti alla loro periferia. È il caso attuale del Monte Rainer (W USA), copia di come doveva essere, nei periodi glaciali, il paesaggio alpino.

GHIACCIAI DI CIRCO. Nelle montagne, con vette poco sopra la linea delle nevi persistenti, i ghiacciai si ubicano sovente nei circhi. Il ghiacciaio (**fig. 2.5**), di ridotte dimensioni, è dominato da pareti rocciose quasi verticali da cui scendono le valanghe di neve che lo alimentano. Fra la parte rocciosa ed il ghiaccio che ne è

staccato, lo spazio beante è detto *crepaccio periferico*. Una morena (deposito dei materiali trasportati) si trova all'estremità di valle.

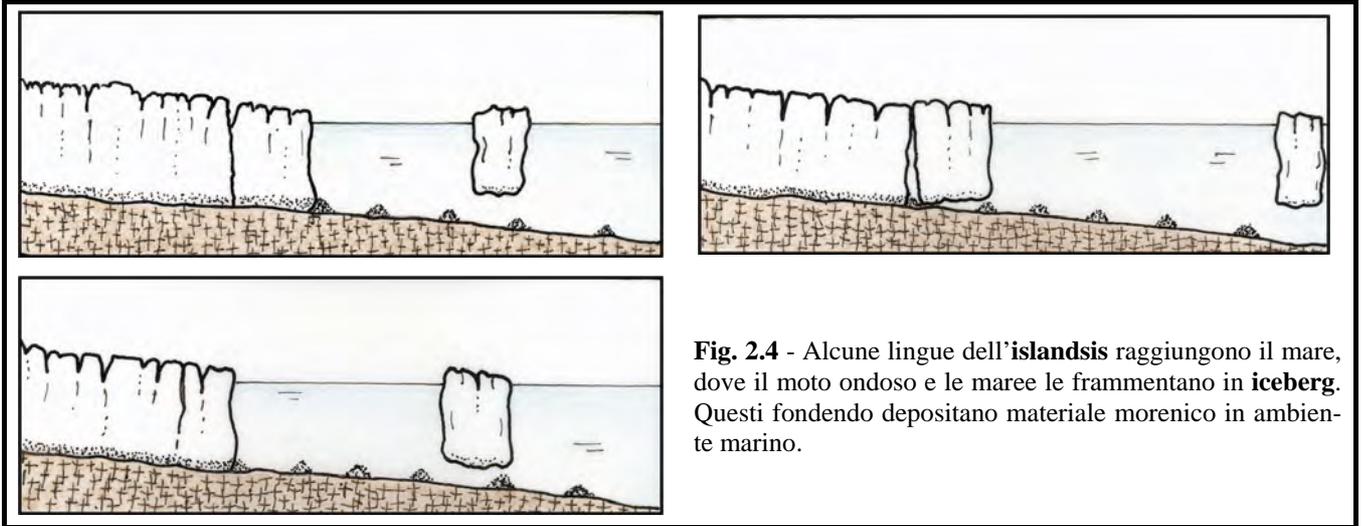


Fig. 2.4 - Alcune lingue dell'**islandsis** raggiungono il mare, dove il moto ondoso e le maree le frammentano in **iceberg**. Questi fondendo depositano materiale morenico in ambiente marino.

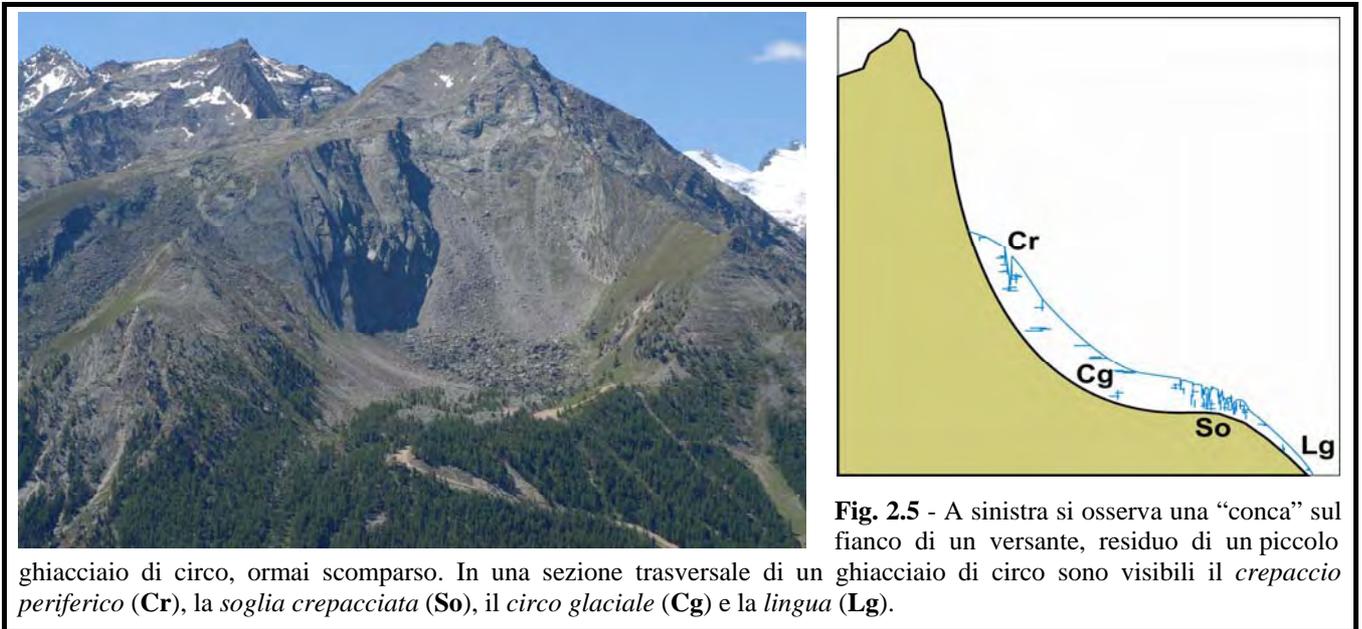


Fig. 2.5 - A sinistra si osserva una “conca” sul fianco di un versante, residuo di un piccolo ghiacciaio di circo, ormai scomparso. In una sezione trasversale di un ghiacciaio di circo sono visibili il *crepaccio periferico* (Cr), la *soglia crepacciata* (So), il *circo glaciale* (Cg) e la *lingua* (Lg).

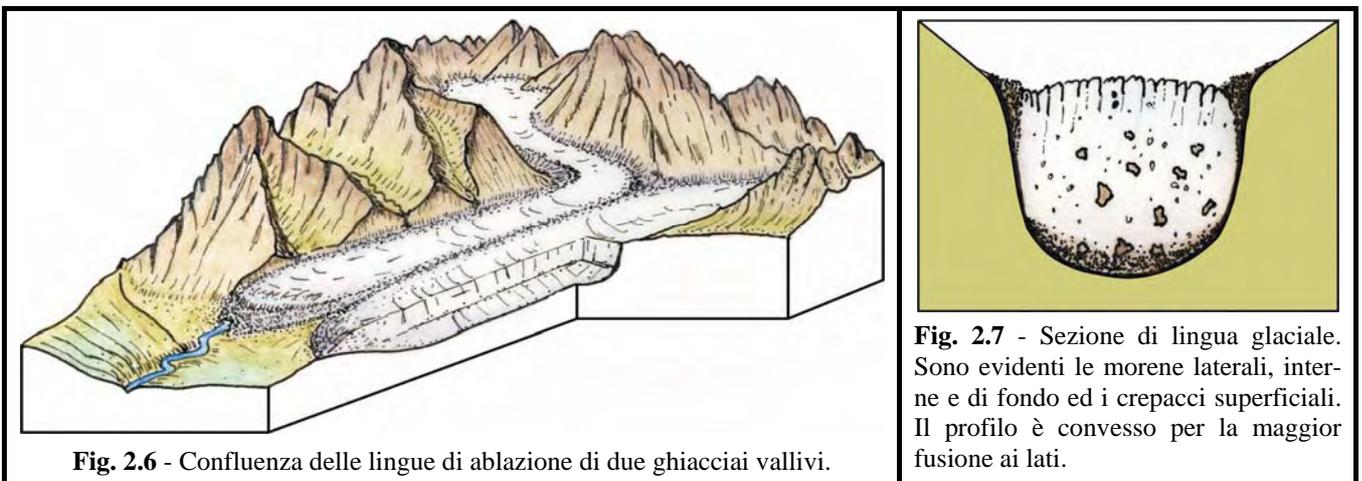


Fig. 2.6 - Confluenza delle lingue di ablazione di due ghiacciai vallivi.

Fig. 2.7 - Sezione di lingua glaciale. Sono evidenti le morene laterali, interne e di fondo ed i crepacci superficiali. Il profilo è convesso per la maggior fusione ai lati.

GHIACCIAI VALLIVI. Sono “lingue” che ricevono, nel tratto montano, confluenze glaciali (**fig. 2.6**). La lingua glaciale, in sezione (**fig. 2.7**), ha profilo convesso, in quanto la fusione è maggiore sui lati. La superficie del ghiaccio è più o meno ricoperta da detriti rocciosi (**morene superficiali**). Le **morene laterali** sono formate dai materiali caduti sul ghiaccio o da questo strappati ai fianchi della valle. Quando due lingue glaciali confluiscono si

forma una **morena mediana** (evidente in **fig. 2.6**) per giustapposizione di due morene laterali. Il ghiacciaio trasporta detriti rocciosi all'interno della sua massa (**morena interna**), il cui carico è limitato, dato che le gallerie per captazione subglaciale per installazioni idroelettriche hanno incontrato, quasi sempre, uno scarso numero di blocchi. Invece le **morene di fondo**, costituite da blocchi e da materiali triturati, levigati e striati sul fondo, presentano un considerevole volume. Infine il ghiacciaio depone, alla sua fronte, una grande quantità di materiali trasportati; essi costituiscono la **morena frontale**, detta anche **morena terminale** (**fig. 2.8**). Tutte queste forme di accumulo non sono esclusive dei ghiacciai vallivi anche se ne sono tipiche.

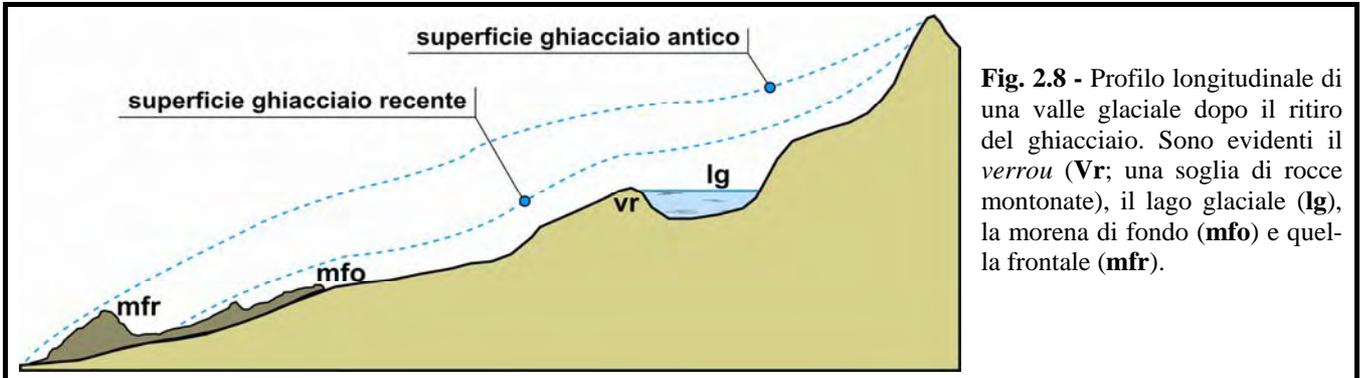


Fig. 2.8 - Profilo longitudinale di una valle glaciale dopo il ritiro del ghiacciaio. Sono evidenti il *verrou* (**Vr**; una soglia di rocce montonate), il lago glaciale (**lg**), la morena di fondo (**mfo**) e quella frontale (**mfr**).

GHIACCIAI DI PEDEMONTE. Se diversi ghiacciai vallivi sono alimentati al punto di giungere fino allo sbocco delle montagne, essi “costruiscono” dei lobi pedemontani che possono entrare in coalescenza tra di loro. Tale era il caso di molti ghiacciai Nord alpini durante le fasi glaciali; attualmente ne troviamo degli esempi in Alasca (ghiacciaio Malaspina; **fig. 2.9**). Tali ghiacciai giungono in una zona che mediamente può essere tiepida; da ciò la grande importanza che assumono i fenomeni di fusione, tanto che essi non danno origine a morene propriamente dette, ma ad accumuli di falde alluvionali sotto le quali scompare il fronte glaciale.

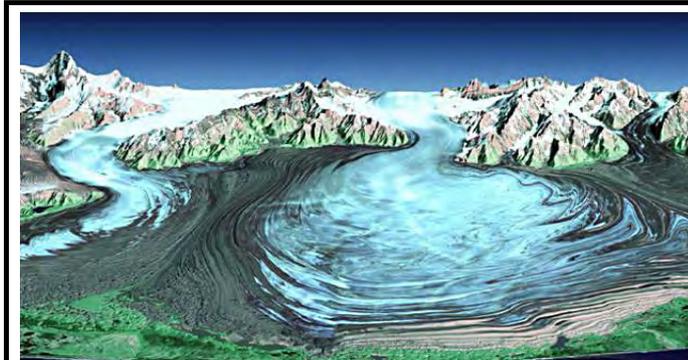
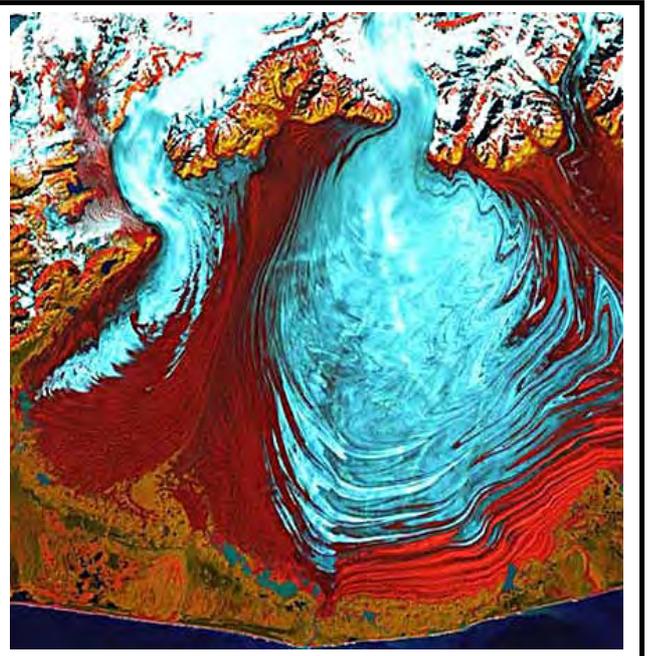


Fig. 2.9 - A sud est dell'Alaska, il **ghiacciaio Malaspina** (in alto) si estende per circa 45 chilometri di lunghezza. Esso è alimentato da diversi ghiacciai che scendono dal monte Sant Elias, fino alla pianura del golfo dell'Alaska. La vetta del Sant Elias non supera i 600 m s.l.m., piuttosto modesta, ma si tratta di un sito ad oltre 60 ° Lat. Nord, in un clima freddo e caratterizzato da un limite climatico delle nevi persistenti molto basso. A lato è l'immagine spettacolare del ghiacciaio ripresa da satellite NASA



2.3 - I processi dell'erosione glaciale

Il ghiaccio deriva dalla trasformazione della neve. Lo neve fresca contiene aria; la sua densità è molto bassa (0,1 in media). Per effetto della costipazione e per fusioni e rigeli successivi, essa diviene *nevato*, di densità intorno a 0,6; successivamente diventa ghiaccio vero e proprio (densità 0,8 ÷ 0,9). Il ghiaccio si muove dirigendosi per gravità verso valle. La velocità superficiale dei ghiacciai è assai variabile, maggiore al centro (anche decine di metri all'anno) delle lingue rispetto ai lati. Molto bassa negli islandsis, essa diviene elevata nelle zone periferiche e nelle grandi lingue alpine; varia in funzione della pendenza e del ritmo stagionale. Il movimento del ghiaccio

pone complicati problemi di fisica dei fluidi; la sua plasticità non è perfetta; talora esso si stacca dal fondo vallivo, può comportarsi rigidamente e crepacciarsi.

L'azione erosiva del ghiaccio viene detta **esarazione**, la cui intensità è differente da luogo a luogo, in funzione di molteplici fattori, quali la velocità del ghiaccio, il peso, la natura delle rocce interessate. Il ghiaccio "raschia" per mezzo dei blocchi rocciosi che esso trascina; produce striature profonde qualche millimetro e lunghe alcuni decimetri. Esso inoltre "leviga" le rocce non solo a causa del passaggio stesso, ma soprattutto per mezzo dei materiali minuti (costituenti la cosiddetta *farina glaciale*), come lo smeriglio del levigatore. A forza di "esarare" le rocce il ghiacciaio ne arrotonda le sporgenze e le trasforma in **rocce montonate** (fig. 2.10).

Il ghiaccio esara in misura ben maggiore per asportazione, soprattutto su forti contropendenze, strappando blocchi delimitati da profonde fratture. I vari tipi di azione non si escludono a vicenda; così dopo l'asportazione di un masso roccioso spesso ne consegue una azione di "levigazione" che ne smussa le sporgenze. Il ghiacciaio non usura solamente il proprio letto roccioso, ma anche i materiali che esso trasporta. I detriti della morena di fondo sono assai tritutati e contengono parecchio limo; la granulometria è caratterizzata da una marcata eterometria (in genere mancano solo le argille). Le morene superficiali sono formate soprattutto da materiali grossolani; i massi di maggiori dimensioni sono detti **erratici** (fig. 2.11). I materiali glaciali si distinguono dai sedimenti trasportati dalle acque di fusione del ghiacciaio al di là del fronte glaciale, detti **fluvioglaciali**. Questi subiscono un trasporto per rotolamento e/o saltellamento e risultano meglio classati; comprendono sia ciottoli che sabbie grossolane e presentano una definita stratificazione.



Fig. 2.10 - Sul fondo e sui fianchi delle valli glaciali si osservano talora ampie formazioni rocciose esarate. Questa immagine è un esempio di **roccia montonata**, levigata, nel corso di millenni, dal detrito incluso nel ghiaccio in lento movimento.

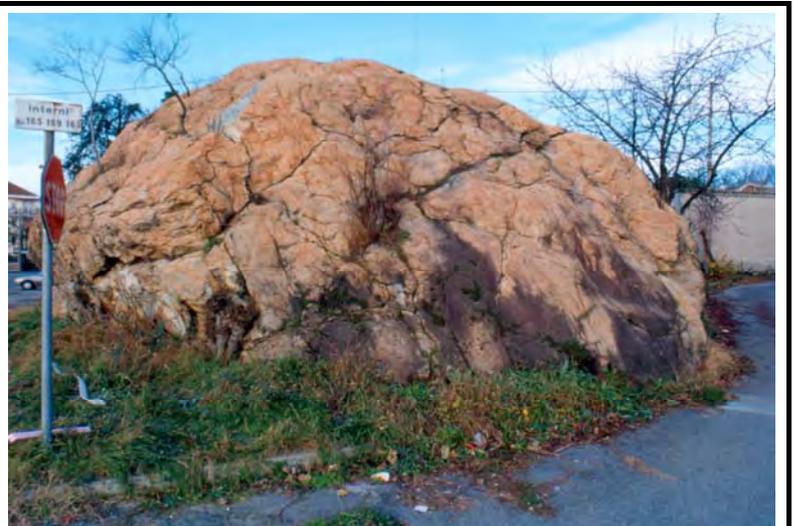
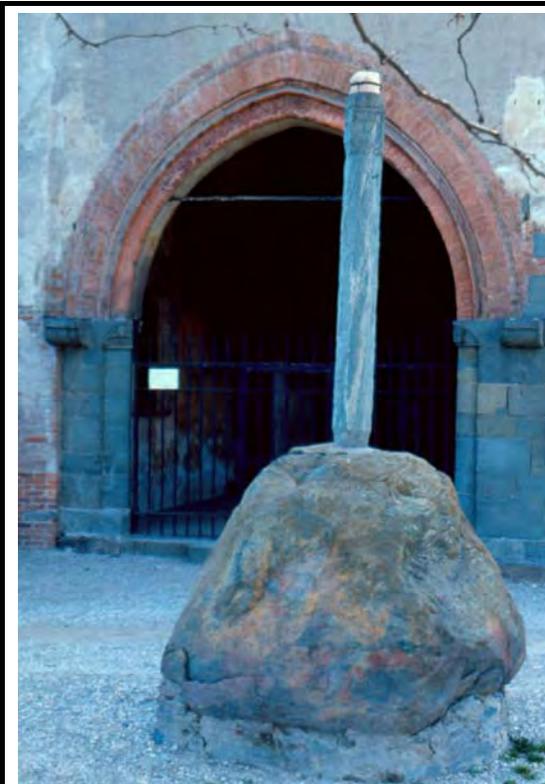


Fig. 2.11 - Talora si rinvencono, in pianura, nei pressi delle pendici alpine, grandi massi con composizione mineralogica simile a quella delle rocce costituenti le montagne più elevate e lontane. Un tempo non si capiva come essi fossero riusciti a compiere viaggi così lunghi, risultando ovvio che non potevano essere trasportati. Per tale ragione venne utilizzata l'espressione "**massi erratici**" (vagabondi) e talora vennero ad essi attribuiti particolari attributi magici e/o religiosi (a lato). Oggi sappiamo che essi furono trasportati da antichi ghiacciai che, con le loro lingue di ablazione, si spingevano fino ad invadere la pianura. I resti morenici di minori dimensioni, al termine delle glaciazioni, furono erosi e trasportati principalmente dall'acqua liquida, spesso facendone perdere ogni traccia, ma i grandi massi sono rimasti a segnalare la posizione più avanzata dei fronti glaciali (sopra).

ro lingue di ablazione, si spingevano fino ad invadere la pianura. I resti morenici di minori dimensioni, al termine delle glaciazioni, furono erosi e trasportati principalmente dall'acqua liquida, spesso facendone perdere ogni traccia, ma i grandi massi sono rimasti a segnalare la posizione più avanzata dei fronti glaciali (sopra).

2.4 - Le forme glaciali

Gli attuali ghiacciai costituiscono una piccola frazione di quelli presenti in periodi precedenti, durante le glaciazioni del quaternario, era che ha caratterizzato quasi gli ultimi due milioni di anni della storia della Terra. Alle nostre latitudini permangono unicamente “relitti” delle ultime fasi glaciali quaternarie, le quali sono state fondamentali nel determinare le forme del territorio.

Il **circo**, per le sue ridotte dimensioni, è una delle forme più semplici ed è riconducibile ad una depressione a semicerchio sovrastata da pareti ripide (**figg. 2.5 e 2.12**). Esistono circhi di tutte le dimensioni: piccole nicchie di qualche decina di metri di larghezza, vasti anfiteatri terminanti verso monte le vallate glaciali. Alcuni circhi hanno forme di nicchie sui fianchi delle montagna; i più grandi hanno, in genere, un fondo piatto o leggermente ondulato, talora con un piccolo lago; verso valle il circo può essere sbarrato da una contropendenza rocciosa e/o morenica. Vi possono essere anche circhi complessi, a gradinata, impostati sulla testata delle valli glaciali.

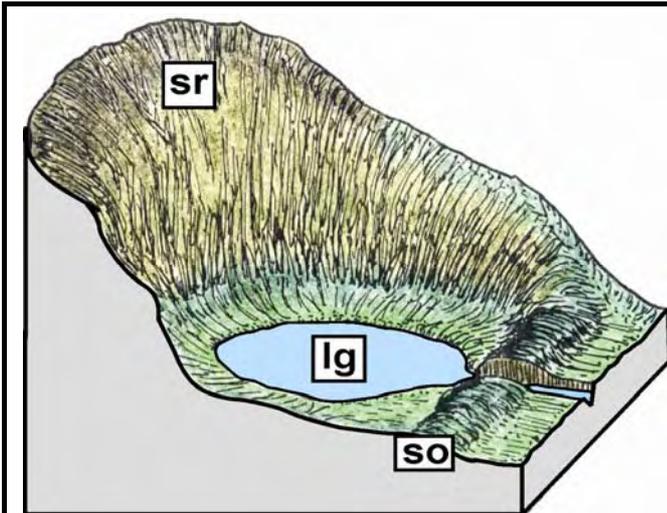


Fig. 2.12 - Morfologia di un circo glaciale con lago che ne occupa il fondo (**lg**), soglia che lo sbarrava a valle (**so**) e sponda rocciosa scavata dal ghiaccio (**sr**).

In basso esempi di laghi di circo. Quasi tutti i laghi alpini naturali hanno tale origine.

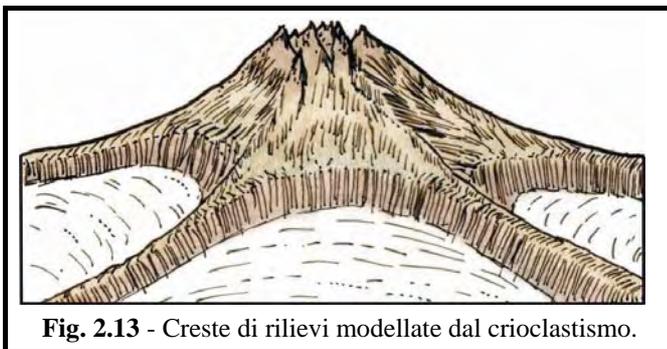
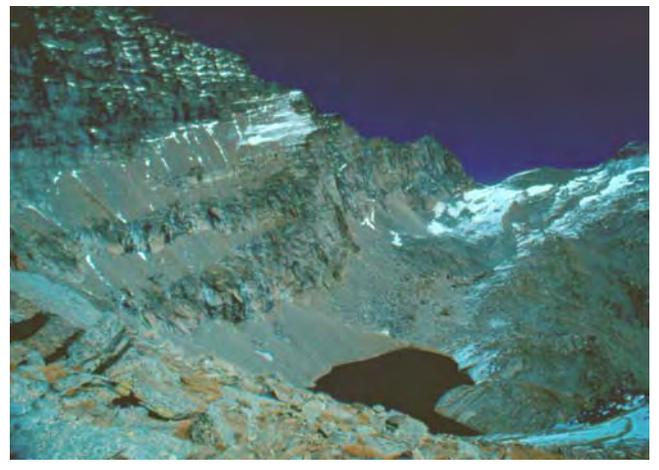


Fig. 2.13 - Creste di rilievi modellate dal crioclastismo.

Le montagne scolpite dai circhi presentano creste intagliate a denti di sega (**fig. 2.13**), non modellate dall'azione glaciale, perché sempre libere dai ghiacci, ma dal crioclastismo (azione del gelo/disgelo), agente sulle rocce scoperte. Può succedere che al punto di intersezione delle creste si erga una piramide o *horn* dominante di molto il livello generale. Uno degli esempi più classici è la piramide cristallina del massiccio del monte Cervino, denominato *matt horn* dagli svizzeri).

La **valle glaciale** è dovuta all'azione di un ghiacciaio vallivo. **Valle glaciale, valle ad U, valle a truogolo**

sono espressioni per definire la stessa struttura, con una forma a truogolo, con fianchi ripidi e fondo piatto (**figg. 2.14 e 2.15**), spesso dovuto al riempimento di un antico lago postglaciale o da una forte sedimentazione fluviale.

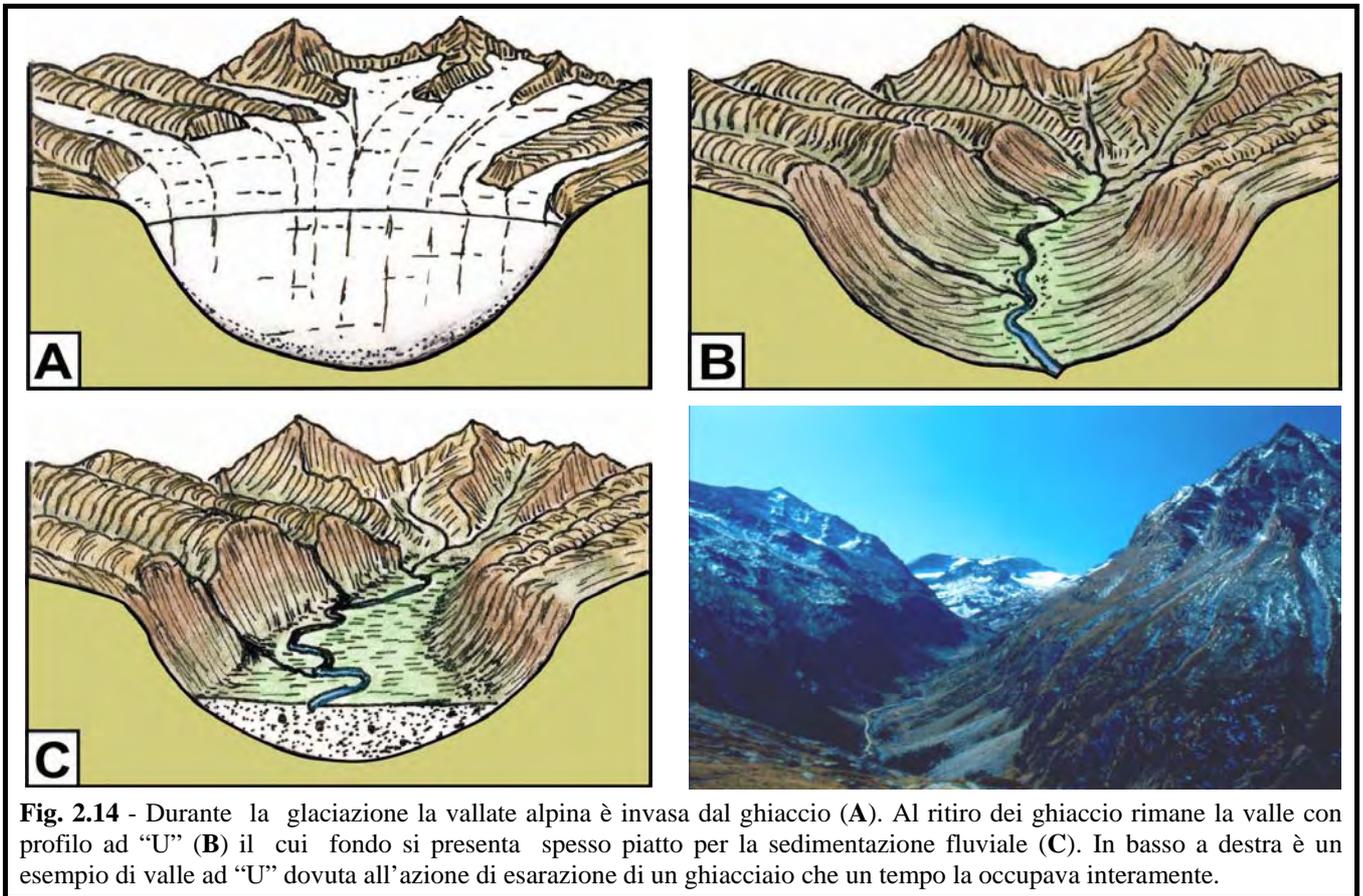


Fig. 2.14 - Durante la glaciazione la vallate alpina è invasa dal ghiaccio (A). Al ritiro dei ghiaccio rimane la valle con profilo ad “U” (B) il cui fondo si presenta spesso piatto per la sedimentazione fluviale (C). In basso a destra è un esempio di valle ad “U” dovuta all’azione di esarazione di un ghiacciaio che un tempo la occupava interamente.

Altrove la valle glaciale mostra un profilo generale concavo con fondo montonato. Alcuni settori vallivi non presentano una forma ad “U” molto evidente e ciò per l’azione di un corso d’acqua subglaciale che, raccogliendo le acque di fusione, con la sua azione di erosione, incide il fondo della valle modellandola a forma di V. Se non tutte le valli glaciali sono ad “U”, non tutte le valli ad “U” sono di origine glaciale. Quando si ha a che fare con una valle impostata su rocce resistenti, che conservano una forte pendenza dei versanti ed il cui fondo si allarga per erosione laterale, si realizzano le condizioni per la formazione di una valle a truogolo. La valle glaciale non si riconosce per un unico elemento; una serie di caratteristiche contribuiscono ad evidenziarne la genesi: presenza di depositi morenici e modellamento caratterizzato da irregolarità del profilo longitudinale e trasversale.

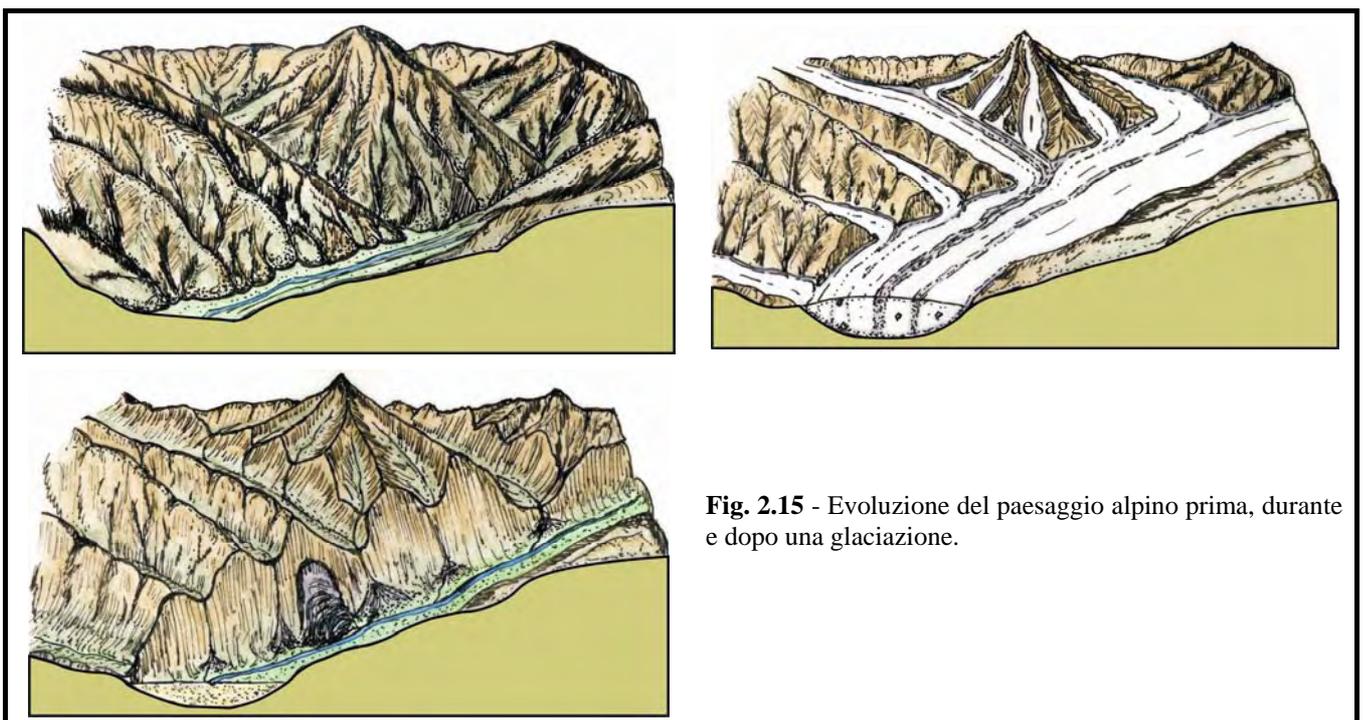


Fig. 2.15 - Evoluzione del paesaggio alpino prima, durante e dopo una glaciazione.

Una delle irregolarità del profilo longitudinale è data dalla discontinuità della successione dei depositi morenici ed in particolare della disposizione di *cerchie* (morene frontali), più o meno ondulate e incise da un corso d'acqua. Se una delle caratteristiche fondamentali della morfologia glaciale è data dalle forme di accumulo, altrettanto importanti sono le forme di erosione; infatti l'esarazione è responsabile di fenomeni di sovraescavazione differenziale che conferiscono alla valle glaciale un andamento irregolare dovuto ad una successione di slarghi (gli *ombelichi*), che sono anche sede di approfondimento e di strettoie (*verrou* dai francesi), le cui soglie rocciose sbarrano la valle.

Spesso gli ombelichi, sovraescavati dall'azione glaciale, sono sede di laghi; sono esempi i laghi prealpini italiani, quelli svizzeri e scozzesi (**fig. 2.16**), caratteristici per batimetrie di alcune centinaia di metri, tanto che il loro fondo è, talora, al di sotto del livello del mare (*criptodepressioni*; **fig. 2.17**), raggiungendo valori di 295 metri per il lago di Garda e di 177 metri per il lago Maggiore sotto il livello marino. Intervallate agli ombelichi si ubicano le "strettoie", formate da rilievi rocciosi montonati; talvolta questi sbarrano completamente la vallata, eccettuata la gola fluviale che la incide; in altri casi le protuberanze rocciose non sono completamente accostate e lasciano ampi spazi. Le strettoie sono sovente sede di antiche fortezze (per esempio il forte di Bard all'ingresso della Valle d'Aosta) o di sbarramenti idroelettrici.

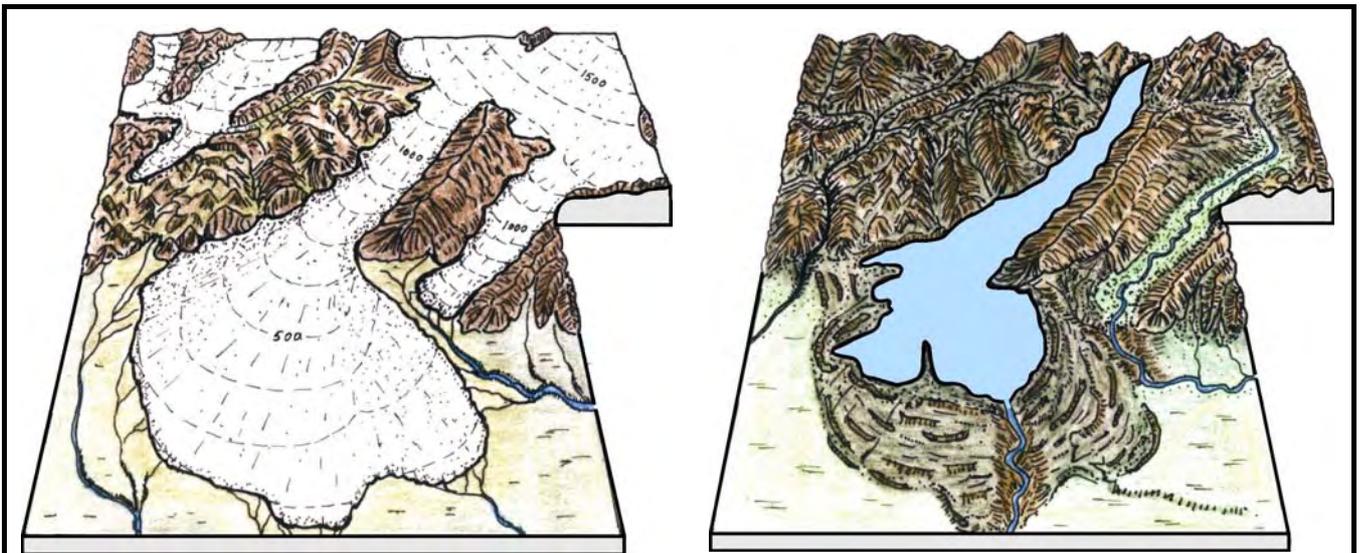


Fig. 2.16 - A sinistra il ghiacciaio del Garda come doveva essere durante la fase di massima espansione della glaciazione wurmiana. A destra lo stesso panorama come appare oggi dopo il ritiro dei ghiacci. Nell'anfiteatro morenico rimasto (dove era il fronte glaciale) si notano le cerchie moreniche appartenenti alle diverse fasi glaciali.

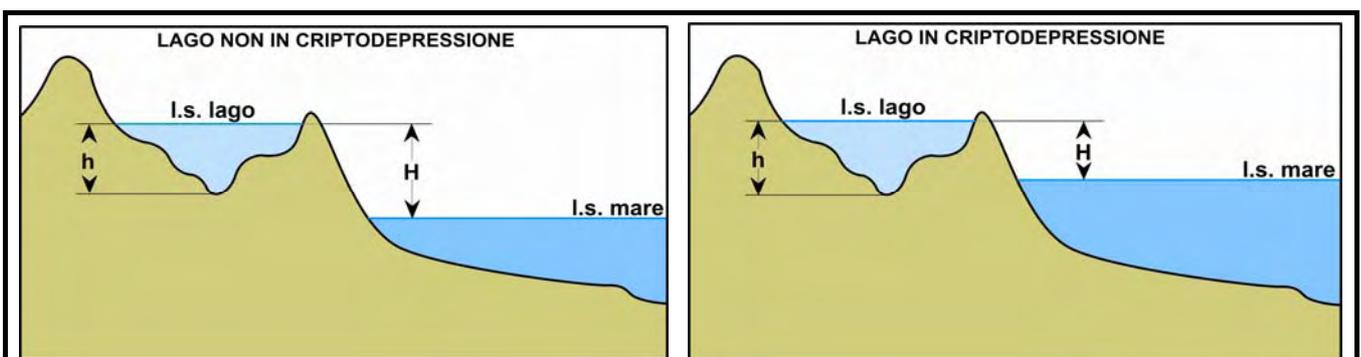


Fig. 2.17 - L'altitudine H è l'altezza [m s.l.m.] del livello della superficie (l.s.) del lago su quello del mare; h è la profondità massima. Quando $h > H$, il fondo del lago è più basso del livello marino. La differenza $h - H$ è detta **criptodepressione**.

All'estremità della valle, la morena frontale forma un rilievo arcuato. Talora si giustappongono le morene frontali di varie fasi glaciali, dando origine ad imponenti anfiteatri morenici, dove le cerchie più esterne corrispondono alle fasi glaciali più avanzate; è il caso degli anfiteatri morenici prealpini italiani (Rivoli, Ivrea, Garda,...). All'esterno della morena frontale, o dell'anfiteatro morenico, le acque di fusione del ghiacciaio, convogliate dagli scaricatori (strette incisioni nella morena), hanno deposto una distesa di alluvioni fluvio-glaciali, attualmente costituenti la cosiddetta "alta pianura", sospesa e terrazzata rispetto al fondovalle.

Anche il profilo trasversale presenta una morfologia piuttosto varia; da semplice sezione ovoidale può diventare fino a forma di "V". Le irregolarità sono dovute sia alla presenza di eventuali morene (in questo caso depositi di morena di fondo, creste allungate di morene laterali), sia a gradoni, a spalle che sovrastano il fondovalle e sul quale sono spesso situati insediamenti umani. Le spalle possono essere semplici o multiple, sovrapposte come se diversi truogoli glaciali si fossero incastrati gli uni entro gli altri. Alcuni ripiani possono essere strutturali; in questo caso possono essere interpretati come irregolarità dovute alla presenza di rocce più resistenti che l'erosazione non è stata in grado di modificare.

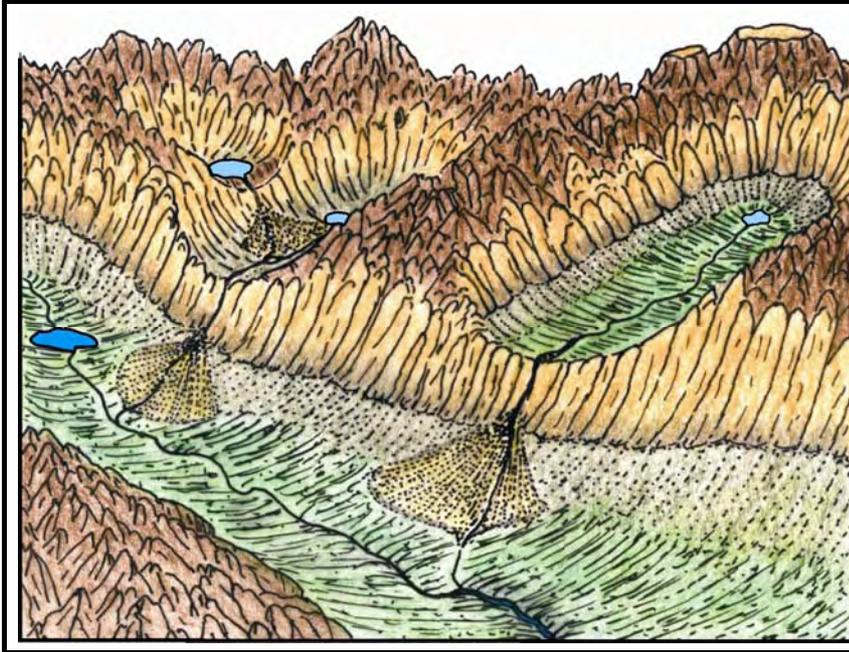


Fig. 2.18 - Sulla sinistra orografica della valle glaciale principale si affacciano delle **valli sospese**. Le confluenze delle valli glaciali non sono sempre allo stesso livello come si verifica per le valli fluviali.

Le confluenze delle vallate glaciali non si verificano sempre allo stesso livello come avviene per le vallate fluviali. Una valle glaciale è spesso **sospesa** sulla principale (**figg. 2.14, 2.15, 2.18 e 2.19**); essa può confluire molto al di sopra del fondo della valle principale e ciò è da mettere in relazione con il fatto che i modi di confluenza sono in funzione delle diverse esarazioni di due distinte lingue glaciali. Il raccordo superficiale del ghiaccio avviene allo stesso livello, mentre la quota dei fondovalle è tanto più bassa quanto più spessa è la lingua glaciale. Se un ghiacciaio incontra una sella laterale, il cui livello è inferiore alla quota superficiale del ghiaccio, esso emette una digitazione che può passare per la sella modellandola a truogolo; così si sono formati i larghi passi di transfluenza e di fluenza assai numerosi nelle Alpi (come quasi tutti i passi stradali).

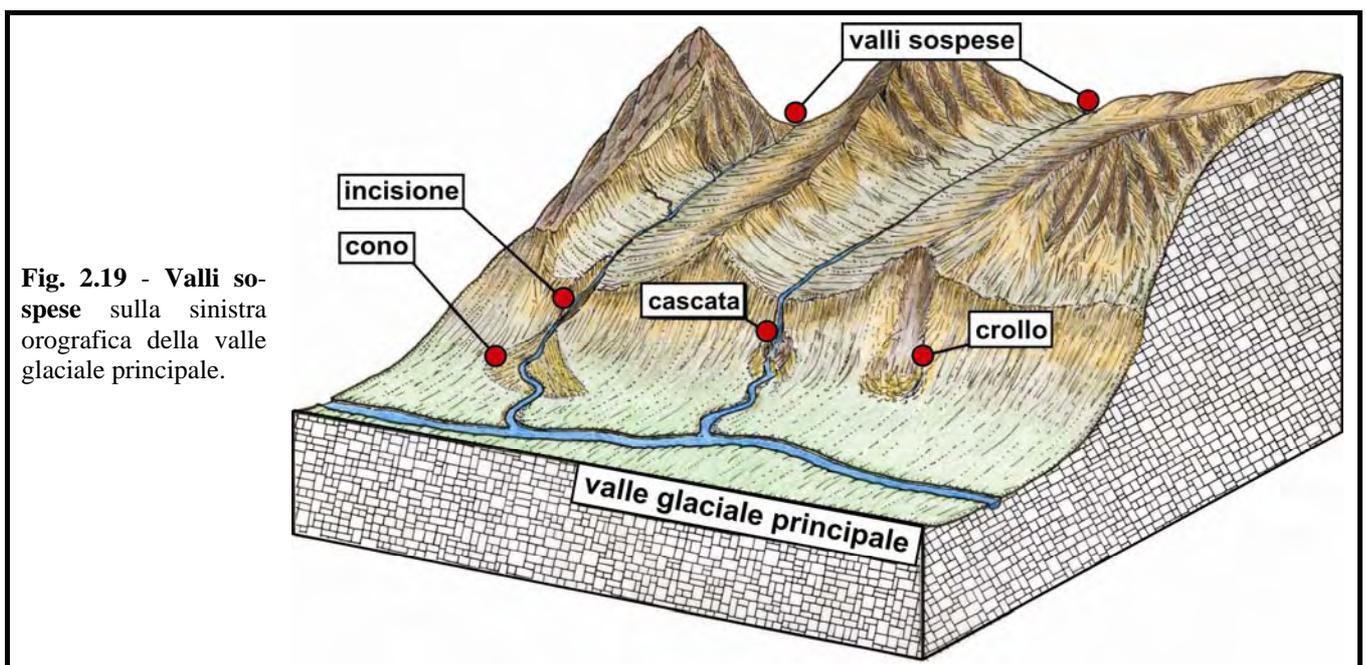


Fig. 2.19 - Valli sospese sulla sinistra orografica della valle glaciale principale.

2.5 - Sistema d'erosione periglaciale

Il rilievo glaciale porta a forme molto diversificate, sia nelle nostre montagne, sia nelle regioni pedemontane o di antichi islandis. Le forme dovute all'azione del ghiaccio sono apparentemente caotiche (rocce montonate, profili a truogolo, morene; laghi; **figg. 2.20, 2.21 e 2.22**), complicate dall'interazione con le acque di fusione che ad esse sovrappongono superfici piane (alluvioni colmanti laghi periglaciali, terrazzi fluvio-glaciali). Le forme dovute al sistema glaciale e fluvio-glaciale sono, in seguito, obliterate abbastanza rapidamente nel corso dei periodi interglaciali e postglaciali; esse sono soggette ad una continua degradazione che fa loro subire un complesso di fenomeni detto *sistema periglaciale*. L'erosione fluviale lavora anch'essa in senso distruttivo, alluvionando gli ombelichi ed incidendo le pendenze ripide (gole di raccordo fra due sezioni di una stessa valle, fra una valle sospesa e quella principale, incisioni torrentizie sui fianchi del truogolo). Se le forme delle ultime glaciazioni hanno conservato parte della loro "leggibilità", ciò è dovuto al fatto che esse sono geologicamente molto recenti.

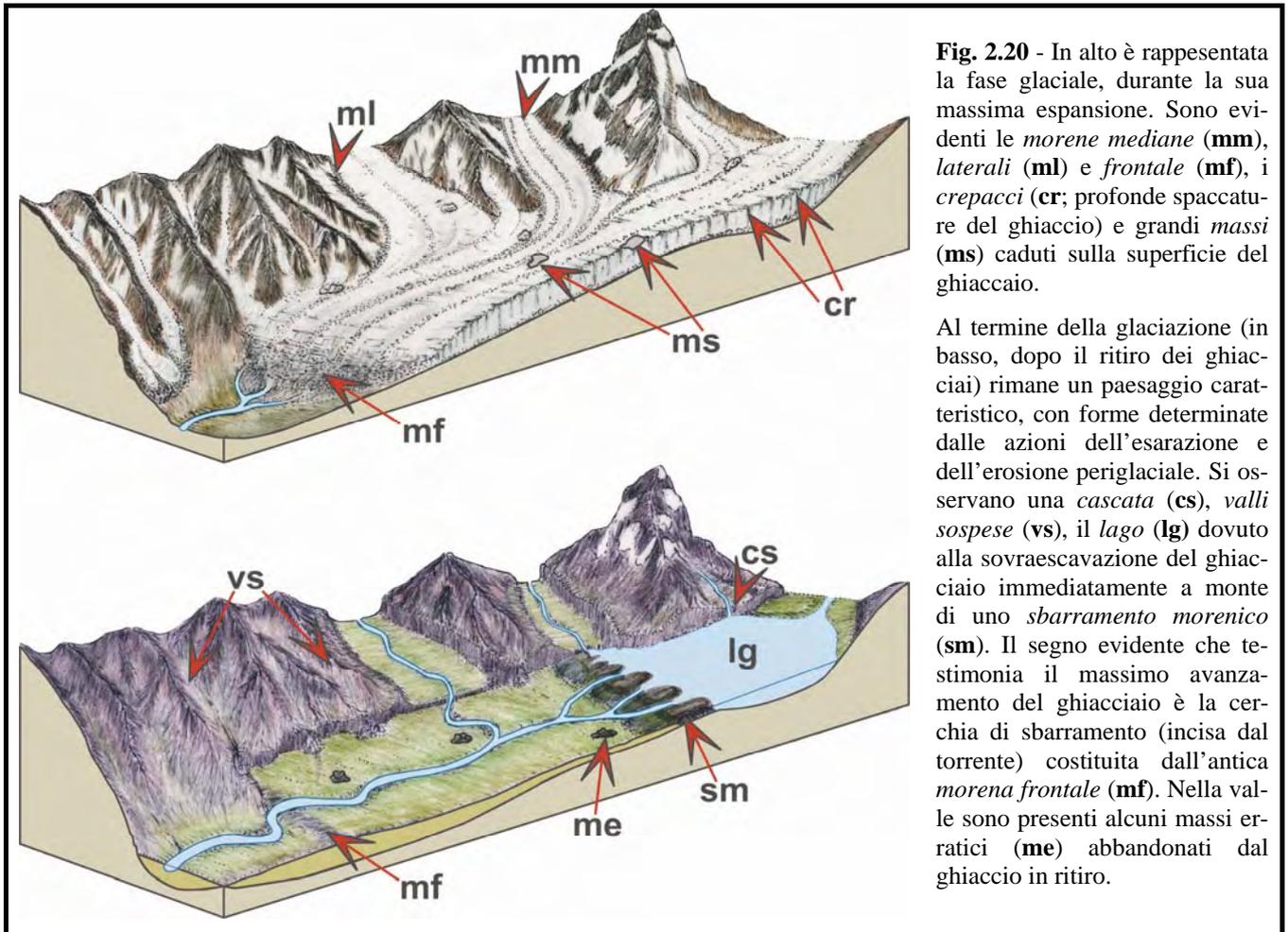


Fig. 2.20 - In alto è rappresentata la fase glaciale, durante la sua massima espansione. Sono evidenti le *morene mediane (mm)*, *lateral (ml)* e *frontale (mf)*, i *crepacci (cr)*; profonde spaccature del ghiaccio e grandi *massi (ms)* caduti sulla superficie del ghiacciaio.

Al termine della glaciazione (in basso, dopo il ritiro dei ghiacciai) rimane un paesaggio caratteristico, con forme determinate dalle azioni dell'esarazione e dell'erosione periglaciale. Si osservano una *cascata (cs)*, *valli sospese (vs)*, il *lago (lg)* dovuto alla sovraescavazione del ghiacciaio immediatamente a monte di uno *sbarramento morenico (sm)*. Il segno evidente che testimonia il massimo avanzamento del ghiacciaio è la cherchia di sbarramento (incisa dal torrente) costituita dall'antica *morena frontale (mf)*. Nella valle sono presenti alcuni massi erratici (*me*) abbandonati dal ghiaccio in ritiro.

Il termine **periglaciale** evoca una localizzazione alla periferia dei ghiacciai che non sempre corrisponde alla realtà. Numerosi ghiacciai giungono in un ambiente temperato che non è tipico del sistema d'erosione periglaciale. Fra i processi che lo caratterizzano il gelo svolge un ruolo importante, almeno per una gran parte dell'anno, pur essendo discontinuo e senza che una copertura di ghiaccio ricopra per tutto l'anno il terreno. I fenomeni di gelo e disgelo sono processi assai importanti e non solo occasionali come succede per le regioni temperate. La zona attualmente soggetta al sistema periglaciale comprende due domini distinti: quello delle alte latitudini e quello delle alte altitudini. Va inoltre tenuto presente che le fasce a clima temperato sono state caratterizzate, durante i periodi freddi del Quaternario, da intensi fenomeni di gelo e disgelo. La maggior parte dell'Europa occidentale (inclusa l'Italia settentrionale) era compresa in quelle fasce, molte delle sono dunque state modellate dagli agenti che ora prenderemo in considerazione.

Il meccanismo principale è quello del **crioclastismo**. Questa azione si manifesta più debolmente a secco che in ambiente umido. A secco si tratta quasi esclusivamente di una caso particolare delle contrazioni e dilatazioni dovute alle differenze di temperature (escursione termica diurna). In ambiente umido l'acqua penetra nelle rocce e nel suolo; gelando aumenta il volume, frammenta le rocce e rigonfia i suoli. Al disgelo i frammenti di roccia, i cui interstizi cessano di essere saldati dal ghiaccio, si staccano, si frammentano in blocchi, massi e frammenti con

qualche detrito fine in funzione della struttura della roccia. Quanto ai suoli il disgelo li imbibisce d'acqua perché il ghiaccio vi si ripartisce più uniformemente che nelle rocce. Il suolo, al disgelo, è più "fluidico"; esso può avere dei movimenti gravitativi lungo i versanti (*soliflusso*); in ogni caso il suo volume si riduce perché l'acqua occupa meno spazio del ghiaccio e la sua struttura viene distrutta. Dopo il disgelo gradualmente il suolo si stacca ed il suo volume diminuisce ulteriormente diventando sempre più instabile.

La **fusione delle nevi** imbibisce il suolo e facilita il soliflusso. Il **ruscellamento** non è trascurabile; esso si produce in conseguenza di piogge e della fusione delle nevi; l'azione è più efficace se il sottosuolo è gelato in conseguenza di una scarsa infiltrazione.

Il **vento** non agisce sui suoli ricoperti dalle nevi, ma quando la terra è libera; esso può sollevare le particelle fini, vagliare gli strati superficiali del suolo non lasciandovi che i ciottoli per deporre, più lontano, delle dune. "Armato" della sabbia esso può agire anche sui blocchi e sulle rocce modellandoli. Il vento è anche responsabile del deposito del *loess* che è un limo giallo, calcareo, che può subire decalcificazione e diventare un *lehm* ed essere trasportato, in seguito, a formare un limo colluviale. Depositi di *loess* sono molto diffusi in Nordeuropa e sono presenti anche nella Valle Padana, dove possono ricoprire sia terrazzi che morene del Pleistocene per spessori di qualche decimetro.

Il modellamento è molto diverso a seconda che interessi superfici pianeggianti o inclinate, rocce o formazioni fini, superfici nude o ricoperte da tappeti erbosi. La copertura vegetale e la litologia (composizione delle rocce) rivestono un ruolo molto importante. Gli affioramenti danno origine, per frammentazione in blocchi, a pietraie. Ogni spaccatura può ingrandirsi per gelivazione delle sue labbra; si forma allora un crepaccio di gelivazione che può essere largo e profondo anche qualche metro e lungo decine di metri determinando crolli di grandi blocchi. L'azione crioclastica sulle superfici rocciose può produrre **accumuli di pietre**.

Le superfici costituite da materiali fini invece formano **accumuli di fango**, che scendono per soliflusso e nei quali sono talora inglobati detriti grossolani. Infine le **valanghe** (fig. 2.23) "striano" le forti pendenze di canali lungo i quali, d'inverno, precipita la neve e, al disgelo, ruscella l'acqua di fusione.

I **suoli poligonali** costituiscono uno degli aspetti più tipici delle regioni artiche e delle montagne della zona temperata (Alpi) e della zona intertropicale. Sono successioni di poligoni (pentagoni più o meno regolari); le dimensioni variano da diversi centimetri a qualche metro e, se disposti su pendii, danno origine a movimenti gravitativi.

I **suoli a cuscinetti erbosi** sono piccoli monticelli erbosi delle dimensioni di quelli sollevati dalle talpe (fig. 2.24). Sono assenti nelle regioni più fredde, prive di vegetazione; per contro la loro area si estende abbastanza verso Sud, assai diffusi nelle Alpi e nel massiccio Centrale francese. Si formano già dai 1.000 m s.l.m. circa mentre i suoli poligonali sono solo embrioni a 1.700 m s.l.m. Sembra che il processo di formazione sia paragonabile a quello dei suoli poligonali. È un sollevamento dovuto al gelo che interviene prima su certe zolle, mentre non si verifica alcun spostamento detritico dato che la vegetazione trattiene le particelle del suolo.

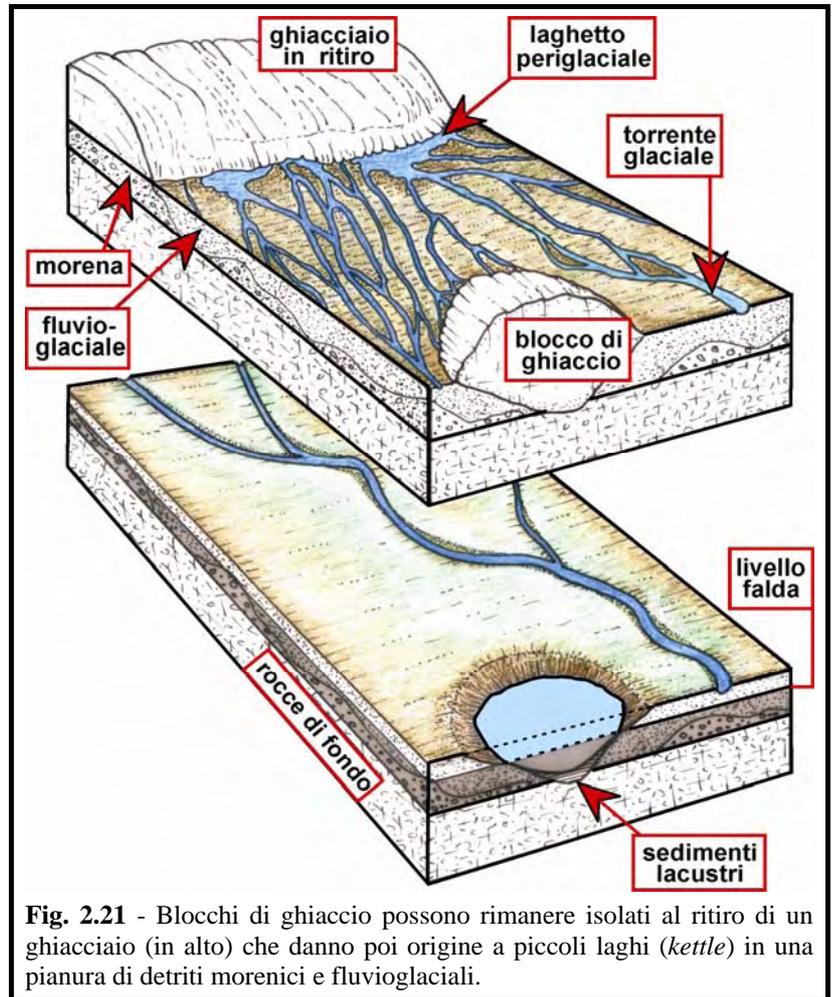


Fig. 2.21 - Blocchi di ghiaccio possono rimanere isolati al ritiro di un ghiacciaio (in alto) che danno poi origine a piccoli laghi (*kettle*) in una pianura di detriti morenici e fluvio-glaciali.

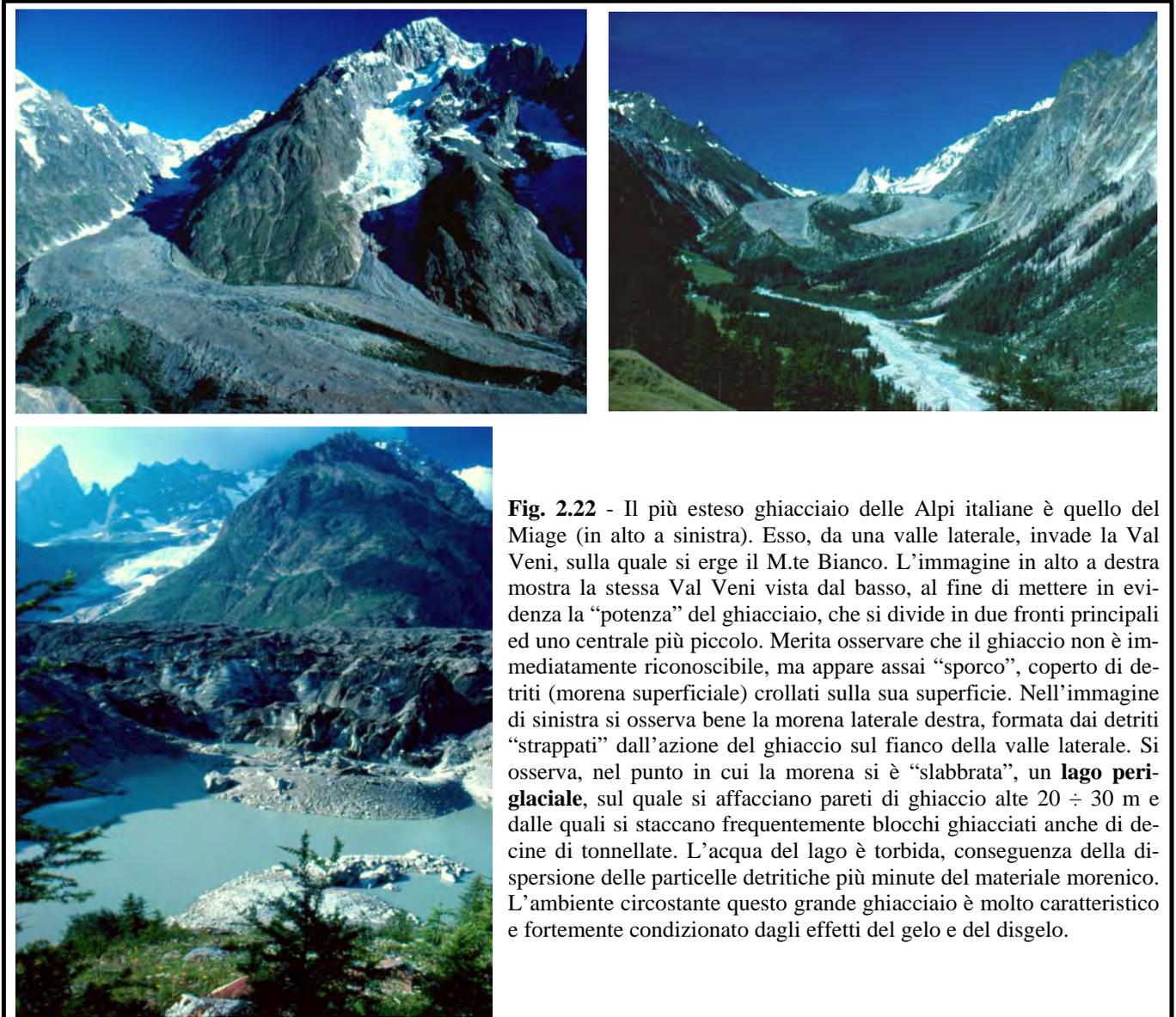


Fig. 2.22 - Il più esteso ghiacciaio delle Alpi italiane è quello del Miage (in alto a sinistra). Esso, da una valle laterale, invade la Val Veni, sulla quale si erge il M.te Bianco. L'immagine in alto a destra mostra la stessa Val Veni vista dal basso, al fine di mettere in evidenza la "potenza" del ghiacciaio, che si divide in due fronti principali ed uno centrale più piccolo. Merita osservare che il ghiaccio non è immediatamente riconoscibile, ma appare assai "sporco", coperto di detriti (morena superficiale) crollati sulla sua superficie. Nell'immagine di sinistra si osserva bene la morena laterale destra, formata dai detriti "strappati" dall'azione del ghiaccio sul fianco della valle laterale. Si osserva, nel punto in cui la morena si è "slabbrata", un **lago periglaciale**, sul quale si affacciano pareti di ghiaccio alte $20 \div 30$ m e dalle quali si staccano frequentemente blocchi ghiacciati anche di decine di tonnellate. L'acqua del lago è torbida, conseguenza della dispersione delle particelle detritiche più minute del materiale morenico. L'ambiente circostante questo grande ghiacciaio è molto caratteristico e fortemente condizionato dagli effetti del gelo e del disgelo.

Fig. 2.23 - Le valanghe sono fenomeni con i quali l'uomo da sempre è costretto a confrontarsi. Sono movimenti di masse di neve, fango e detriti sotto l'azione di gravità ed in grado di produrre notevoli danni. L'uomo ha disboscato interi versanti montani per far spazio al pascolo e costruendo insediamenti nelle zone a rischio. In questa immagine si osserva un gruppo di case ai piedi di una superficie sulla quale, priva di alberi, scorrono facilmente valanghe distruttive. Molto particolare è il tipo di intervento (muraglione a forma di "V" con il vertice puntato a monte) per deviare ai lati il movimento della neve e dei detriti.



I **detriti di falda** sono molto frequenti e si formano a causa della frammentazione in posto delle rocce, prevalentemente per termoclastismo e crisoclastismo; sono accumuli di tipo diverso a seconda del modo di deposizione. I semplici detriti di gravità formano accumuli (coni e falde di detrito) che ingombrano i fondovalle. Sulle rocce che si frammentano in detriti fini si costituiscono dei detriti ordinati; in sezione mostrano spesso una successione di strati inclinati fini e grossolani, di $10 \div 20$ cm di spessore. L'inclinazione delle superfici di questi detriti ordinati è inferiore rispetto a quella dei detriti di gravità.

Le **colate di blocchi** si formano su pendii ad inclinazione ancora inferiore (dai 5 ai 6 gradi); essi si muovono, a causa del gelo e disgelo, sia su un materasso di fango che scivola, sia su cuscinetti di ghiaccio interstiziale.



Fig. 2.24 - In alta montagna il suolo, imbevuto d'acqua, gela durante la notte. La formazione di ghiaccio comporta un aumento di volume ed il terreno si "gonfia". Durante le ore più calde il ghiaccio si scioglie e gli interstizi tra le particelle del suolo si riempiono di acqua che, nella gelata successiva, ne incrementa ancora il volume. Si formano così *cuscinetti erbosi*, cioè monticelli di terra simili a quelli delle talpe, ma di maggiori dimensioni. L'azione del gelo e disgelo indebolisce la struttura del terreno rendendolo più facilmente erodibile dal ruscellamento superficiale, soprattutto in occasione di rovesci temporaleschi. In tal modo vengono scavati solchi di erosione che separano i cuscinetti rendendoli ancora più facilmente aggredibili dal disfacimento meteorico.

I processi e le forme caratteristiche del sistema periglaciale presentano dunque una grande varietà, ma l'essenziale dei meccanismi e delle forme è dovuto al crioclastismo, al rigonfiamento dei limi ed al soliflusso. L'interesse che presentano queste forme è grande, in quanto i paesaggi delle zone temperate le hanno conosciute appena 10.000 anni fa e viviamo ancora sulla loro eredità.

SCHEDA 2.1 - Il destino climatico della Terra

Le condizioni ambientali e soprattutto quelle climatiche, influenzano, nelle regioni a clima caldo e temperato, l'altezza del limite delle nevi persistenti. Al di sopra di esso si formano grandi accumuli di neve che, sotto l'azione di gravità, si spostano in basso: si forma un "fiume di ghiaccio" alimentato in alto dalle precipitazioni nevose e che "scorre" verso il basso dove prevale l'ablazione sull'accumulo. La massa di ghiaccio che scende al di sotto del limite delle nevi persistenti (**lingua di ablazione** o **bacino ablatore**) è proporzionale a quella sopra tale limite (**bacino collettore** o **di accumulo**); tanto maggiore è il bacino collettore, tanto maggiore è la massa di ghiaccio che defluisce verso il basso (**figg. 2.25 e 2.26**).

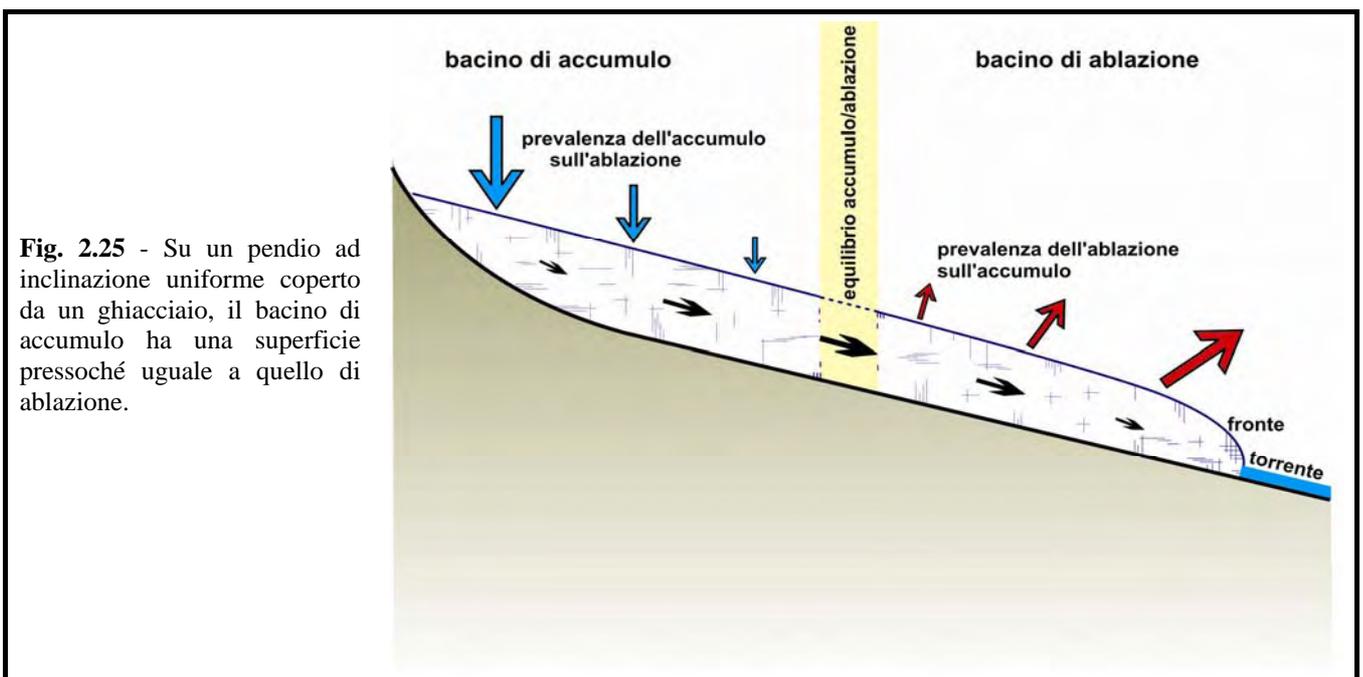


Fig. 2.25 - Su un pendio ad inclinazione uniforme coperto da un ghiacciaio, il bacino di accumulo ha una superficie pressoché uguale a quello di ablazione.

In un ghiacciaio si chiama **linea di equilibrio** quella che separa il bacino di raccolta (collettore) da quello ablatore, dove oltre alla neve caduta nel periodo invernale fonde anche il ghiaccio sceso dal bacino di accumulo. Quando il substrato su cui poggia e scorre il ghiaccio ha pendenza uniforme, l'area del bacino alimentare è uguale a quella del bacino ablatore e la linea di equilibrio corrisponde al limite delle nevi persistenti. Se la pendenza non è uniforme la situazione è diversa; per esempio sarà maggiore l'area del bacino ablatore se questo ha pendenza maggiore di quello collettore.

L'avanzata e il ritiro dei ghiacciai dipende essenzialmente dalle precipitazioni e dalla temperatura e quindi dalle mutazioni climatiche. Se la temperatura diminuisse di un grado, considerando invariate le precipitazioni, il limite delle nevi persistenti scenderebbe di 200 metri circa (essendo il gradiente termico medio annuo pari a circa $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m s.l.m.}$). Per un ghiacciaio a pendenza uniforme il limite delle nevi coincide con la linea di equilibrio che separa, come succitato, il bacino collettore da quello ablatore di uguali dimensioni. La conseguenza dell'abbassamento di 200 metri della linea di equilibrio è, quindi, un abbassamento del fronte della lingua di ablazione di ben 400 metri di altitudine. I fronti dei maggiori ghiacciai valdostani scendono fino a circa 1.600 m s.l.m. (Miage e Brenva in val Veni - Valle d'Aosta). Sarebbe quindi sufficiente una diminuzione di 3 - 4 gradi della temperatura media annua per far sì che i ghiacciai possano invadere la pianura.

Queste considerazioni sono semplicistiche perché vi sono altre variabili responsabili del regresso/avanzata dei ghiacciai oltre che la temperatura e la pendenza. Molto importanti sono le precipitazioni; molti Autori sono concordi nell'affermare che, in generale, un aumento del 10 % delle precipitazioni medie annue determinerebbe un abbassamento di un centinaio di metri circa del limite delle nevi persistenti. Si deve ancora considerare che ad accelerare l'avanzata delle fronti glaciali, sta il crearsi di condizioni sempre più favorevoli all'espansione delle lingue stesse; infatti se la superficie ghiacciata è sufficientemente estesa, l'atmosfera sovrastante ne risente e tende a raffreddarsi, creando condizioni sempre più favorevoli all'accrescimento (*autoalimentazione*). Alla luce di queste riflessioni basterebbe ipotizzare la diminuzione di pochi gradi della temperatura media e/o un aumento anche non particolarmente cospicuo di precipitazioni sulle aree con clima freddo o sulle montagne di aree con clima temperato, per innescare fenomeni di intensa glaciazione come quelli del Quaternario.

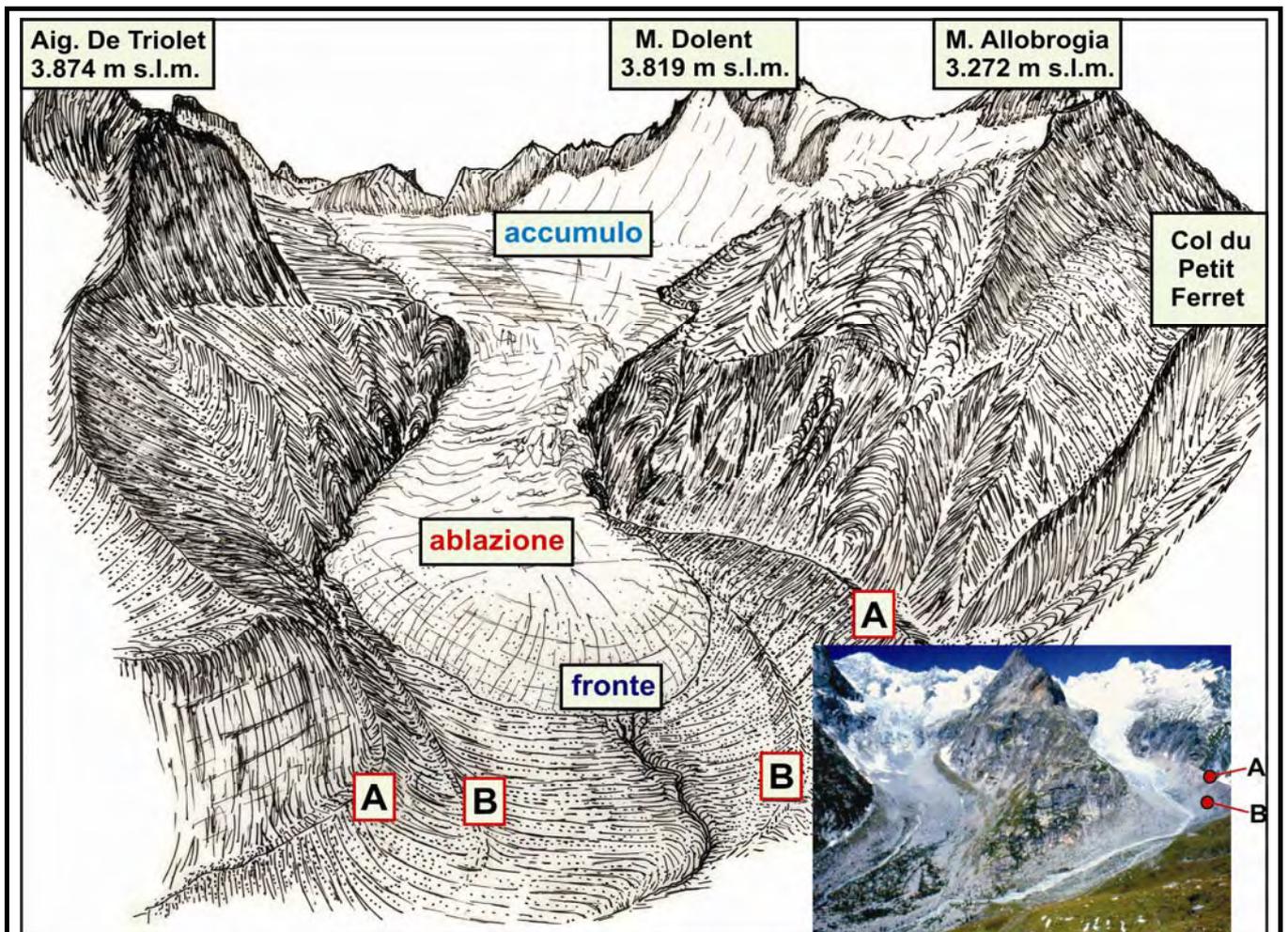


Fig. 2.26 - La fotografia illustra i due ghiacciai Triolet e Pre de Bar (alta val Ferret; Massiccio del M.te Bianco; Valle d'Aosta). Nella porzione del Pre de Bar sopra il limite delle nevi persistenti prevale l'**accumulo** di ghiaccio. Questo si muove verso valle dove prevale l'**ablazione**, soprattutto presso il **fronte**. Le morene laterali esterne (**A**), sono la testimonianza dell'espansione durante la "Piccola Era Glaciale" (1450 ÷ 1850), mentre quelle interne (**B**) indicano l'avanzata del periodo 1910 ÷ 1920.

Nel periodo di clima leggermente più caldo 1930 ÷ 1960 i ghiacciai di tutto il mondo regredirono notevolmente dopo le avanzate che caratterizzarono la "piccola era glaciale" e la punta di freddo 1910 ÷ 1920 (**fig. 2.26**). Successivamente

sembrarono avanzare nuovamente anche se di poco, ma negli ultimi anni la tendenza risulta di nuovo il regresso, in coerenza con le ipotesi di riscaldamento della Terra a causa dell'effetto serra (forte incremento di produzione di anidride carbonica a causa delle attività umane). Quali siano le ragioni dei mutamenti climatici a grande scala che si sono verificati nella storia recente del nostro pianeta o che possono ancora verificarsi è assai difficile dirlo e sono assai numerose le teorie in proposito.

Con una teoria, la **trappola della neve**, si afferma che la glaciazione si espande lentamente in seguito a una graduale diminuzione di temperatura e/o un aumento di precipitazioni. I ghiacciai alpini, per esempio, si estendono perché si abbassa il limite delle nevi persistenti, possono confluire e formare estensioni via via più ampie di ghiaccio influenzando così il clima. In pratica è come se fosse "scattata una trappola" che "cattura" neve sempre più rapidamente; a questo punto i ghiacciai si estendono con maggiore velocità. Secondo questa teoria l'instaurarsi di una glaciazione è molto graduale perché conseguenza di una lenta modificazione del clima.

Una seconda ipotesi è quella dello **snowblitz** (*snow* = neve, *blitz* = lampo). Si possono verificare neviccate più abbondanti su vaste regioni del Nord. Se la coltre bianca è abbastanza spessa e l'estate successiva non è sufficientemente calda, la neve non fonde completamente e rimane al suolo a riflettere la luce solare per tutta l'estate e tutto l'autunno raffreddando così l'aria e aprendo la via a neviccate più abbondanti l'inverno seguente. A questo punto si "innesca" la nuova calotta che può crescere ed inspessirsi su di un'area vastissima con notevole rapidità. Lo *snowblitz* rappresenta quindi un sistema che dà vita a una nuova calotta molto più rapida rispetto alla trappola della neve. Lo *snowblitz* fu proposto nel 1970 da H. LAMB e da W. ALASTAIR nel corso di una indagine sul sistema dei venti globali caratteristici dei periodi glaciali.

Attualmente è quasi impossibile stabilire quale delle due teorie sia la più probabile. Ma un altro aspetto da considerare è l'intensità della glaciazione. Un noto climatologo sovietico ha valutato che "*...se le calotte glaciali fossero riuscite ad arrivare un po' più vicino all'equatore di quanto non sono riuscite a fare finora, la glaciazione sarebbe divenuta inarrestabile e l'intero globo si sarebbe ricoperto di ghiaccio. La vita non avrebbe potuto resistere.... e sarebbe quindi scomparsa lasciando la Terra in quelle condizioni forse per l'eternità...*", insomma un panorama molto simile a ciò che potrebbe accadere nel cosiddetto "inverno nucleare" conseguenza di un disastroso conflitto bellico mondiale.

I rischi del destino climatico della Terra non sono solo quelli del freddo. Se il nostro pianeta diventasse un po' più caldo, per esempio per effetto dell'anidride carbonica prodotta dalle attività umane, l'acqua marina, così riscaldata, libererebbe un po' dell'anidride carbonica in soluzione; questa riscalderebbe ulteriormente la Terra e gli oceani, liberando altra anidride carbonica e così via. Questa possibilità è stata denominata **runaway greenhouse** (letteralmente "serra in fuga" con evidente riferimento all'effetto serra dovuto all'anidride carbonica). I ghiacci scomparirebbero e questa è proprio una delle ragioni che fanno guardare con preoccupazione all'attuale tasso di incremento della concentrazione di anidride carbonica nell'atmosfera, agli effetti potenziali di un sostanziale aumento di produzione di energia ad uso industriale e alla deforestazione.

Riassumendo si può fare una interessante casistica di condizioni possibili:

Terra 1 - molto calda con un alto livello del mare.

Terra 2 - con una certa percentuale di ghiaccio come attualmente.

Terra 3 - con molto ghiaccio come durante una glaciazione.

Terra 4 - molto fredda come una palla di ghiaccio.

Il nostro pianeta è sinora riuscito a mantenersi nelle condizioni 2 e 3. Sembra che siano in funzione dei potenti regolatori naturali che mantengono (retroazione) le temperature tropicali entro limiti perlomeno accettabili e la composizione dell'acqua marina (fattore di estrema importanza) pressoché costante. Un modello di previsione dei cambiamenti del clima è quello proposto da SELLER già nel 1965; egli arrivò alle seguenti conclusioni:

- Togliere i ghiacci dal Polo Nord provocherebbe l'innalzamento della temperatura di circa 7 °C a Nord del 70° parallelo, di 1 °C ai tropici e da 1 a 3 °C vicino al Polo Sud. Fare la stessa cosa per l'Antartide provocherebbe un aumento della temperatura di 12 ÷ 15 °C. Inoltre le modificazioni dell'albedo solare avrebbero ripercussioni su scala mondiale. Per ottenere tali modificazioni basterebbe ricoprire la banchisa polare all'inizio dell'estate con polvere scura per accelerare la fusione dei ghiacci.
- Un abbassamento del 2 % della costante solare sarebbe sufficiente per provocare una nuova era glaciale, con ghiacci continentali fino al cinquantesimo parallelo, dove la temperatura media scenderebbe di 10 gradi.
- Un aumento del 100 % della turbolenza (prodotto, per esempio, da un modesto aumento della velocità della rotazione della Terra) farebbe fondere i ghiacci polari e la Terra diventerebbe più calda di 5 gradi nel suo insieme.
- L'aumento della torbidità dell'aria, in particolare per inquinazione e per anidride carbonica, dovrebbe far innalzare la temperatura dell'atmosfera, poiché si avrebbe una riduzione della radiazione infrarossa dispersa.
- Se l'attuale ritmo di riscaldamento dell'aria a causa delle industrie proseguisse per due secoli, l'innalzamento della temperatura potrebbe raggiungere 37 gradi all'equatore e 11 gradi al Polo Nord; questo eliminerebbe la banchisa.

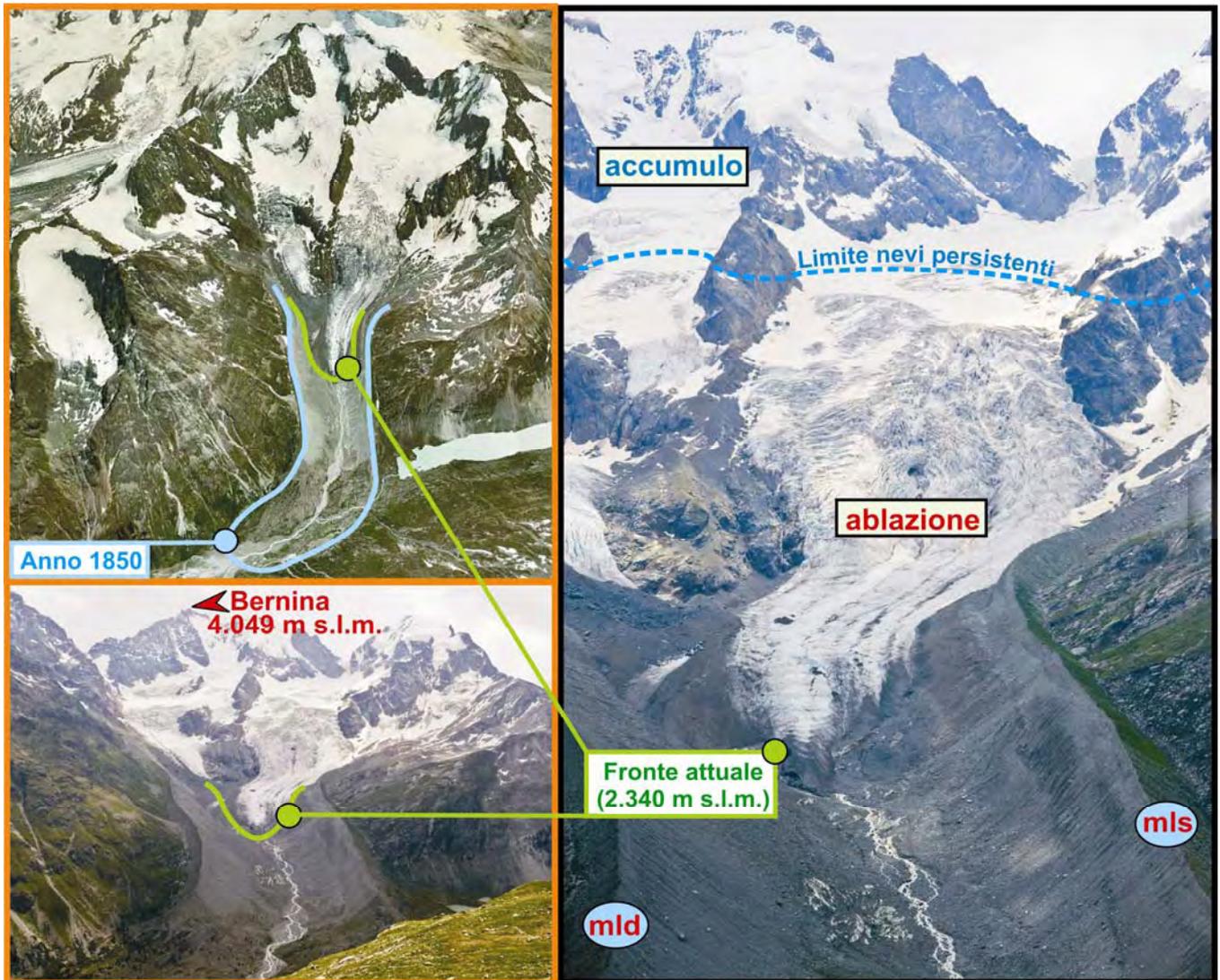
Il valore di un tale modello sta nel dimostrare gli ordini di grandezza delle possibili modificazioni del clima. È soltanto un modello teorico, i cui risultati sono largamente influenzati da errori di stima dei parametri e dall'assenza, tra le variabili, della retroazione, cioè dei meccanismi retroattori globali. Analogo discorso può essere fatto per quanto riguarda i nuovi e più completi modelli che vengono collaudati per mezzo di potenti elaboratori elettronici. Di tutto ciò gli esseri umani devono rendersi ben conto affinché non vengano sopraffatti dalle conseguenze che le loro attività possono esercitare sul clima.

SCHEDA 2.2 - Il ghiacciaio Morteratsch (Massiccio del Bernina - Svizzera).



Dalla vetta (4.049 m s.l.m.) al fronte attuale (2.020 m s.l.m.) il ghiacciaio è lungo 6,4 km, copre una superficie di 15,3 km² ed occupa un volume di 1,2 km³. Sono ben evidenti le morene laterali che segnano i limiti dell’espansione al termine della piccola era glaciale (1450 ÷ 1850). Molto più esteso doveva essere il ghiacciaio 9.000 anni fa, alcune migliaia di anni dopo il termine dell’ultima grande glaciazione quaternaria.

SCHEDA 2.3 - Il ghiacciaio Roseg (Massiccio del Bernina - Svizzera).



È un ghiacciaio del massiccio del Bernina, la cui punta massima raggiunge i 4.049 m s.l.m. , circa 1.000 m più alta del limite delle nevi persistenti, al di sopra del quale le condizioni climatiche consentono l'accumulo del ghiaccio che alimenta la lingua di ablazione che giunge, con il suo fronte attuale, all'altitudine di poco più di 2.300 m s.l.m. Sono ben riconoscibili la **morena laterale destra (mld)** e la **morena laterale sinistra (mls)**, evidenziate con linee azzurre in alto, a sinistra, depositate durante la piccola era glaciale che ebbe termine intorno all'anno 1850. A valle della linea delle nevi persistenti il ghiaccio scende su un versante più ripido e si spacca in crepacci. Scendendo ancora, verso il fronte, il ghiaccio è più sporco, in alcuni punti molto scuro, in quanto è quello più vecchio, quello che ha effettuato il percorso più lungo e quindi il più carico di materiali detritici (morenici).

SCHEDA 2.4 - Il detrito morenico

Il disfacimento dei rilievi, grazie soprattutto all'opera degli agenti esogeni (pioggia, grandine, neve, vento, crioclastismo, termoclastismo,...), comporta la formazione di detriti, cioè frammenti (clasti) delle rocce costituenti i rilievi stessi. Tali detriti sono destinati al trasporto verso valle per gravità. I principali agenti trasportatori sono l'acqua ed il ghiaccio.

L'acqua delle precipitazioni scorre sulle superfici (versanti) delle montagne e delle colline e nel suo movimento coinvolge i detriti più fini, talora anche quelli più grossolani in occasione degli eventi meteorici più intensi. Argilla, limo, sabbia e ghiaia vengono quindi trascinati dalle acque, soprattutto quelle che possiedono più energia cinetica, cioè quelle che scorrono lungo le incisioni più ripide, "strappando" quindi altri materiali che vanno così ad arricchire il cosiddetto "*carico solido*" che va poi ad alimentare i principali corsi d'acqua.

Fin quando l'energia dell'acqua è sufficiente (elevata pendenza dei versanti delle montagna più elevate), tutto il carico solido, anche quello rappresentato dai clasti più grossolani, viene trascinato verso il basso. Man mano che, verso valle, diminuisce la pendenza, si riduce anche l'energia di trasporto da parte dell'acqua e sedimentano i materiali più grossolani. Procedendo ancora verso valle, per lo stesso meccanismo, sedimentano progressivamente i detriti più fini, fino a giungere alla deposizione dei limi (anche insieme alle argille) lungo le fasce dei "placidi" fiumi delle pianura. Si conclude quindi che, in genere, i

sedimenti di origine fluviale sono ben classati, cioè caratterizzati da una granulometria relativamente uniforme (insieme di clasti di dimensioni simili).

I ghiacciai, come sopra illustrato, si possono paragonare a “fiumi di acqua solida” in lento movimento ed in grado di esercitare una efficace azione di erosione, o meglio di esarazione. Analogamente all’acqua liquida il ghiaccio scava solchi sui versanti dei rilievi producendo detriti (morene) che rimangono inglobati nel ghiaccio stesso e quindi trascinati verso valle. Ma a differenza dell’acqua liquida, il ghiaccio non “seleziona” i clasti, in quanto tutti sono coinvolti nel trasporto verso valle e tutti insieme sono depositati sui fronti o abbandonati durante le fasi di ritiro.

Il detrito morenico quindi è per nulla classato, cioè caratterizzato da una elevata eterogeneità granulometrica (**fig. 2.27**). Accanto a massi di grandi dimensioni sono presenti ghiaie delle varie pezzature, insieme a sabbie e a materiali decisamente più fini come il silt (limo). I clasti di maggiori dimensioni, almeno quelli centimetraci (ben distinguibili ad occhio nudo), diversamente da quelli che hanno subito un trasporto fluviale, presentano inoltre spigoli vivi e con forme molto irregolari.



Fig. 2.27 - Lungo una strada, la cui costruzione ha comportato il taglio di un versante sul quale è depositata una morena, è possibile osservare, in dettaglio, la composizione granulometrica del materiale depositato da un antico ghiacciaio. Un masso di dimensioni metriche si trova insieme a clasti delle dimensioni della ghiaia e ad altri materiali decisamente più fini (sabbia e limo).

Questa estrema eterogeneità granulometrica rende gli accumuli morenici piuttosto instabili e facilmente erodibili e poco o nulla adatti per le fondazioni dei fabbricati. In alcuni casi le acque dilavanti asportano facilmente la componente formata dai detriti più fini; quindi rimangono in situ cumuli dei detriti più grossolani, a formare substrati molto permeabili, caratterizzati da scarsa ritenzione idrica e quindi difficilmente colonizzabili da parte della vegetazione.