



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
FIRENZE

FLORE

Repository istituzionale dell'Università degli Studi di Firenze

Aspetti morfologici ed evolutivi delle cavità endoglaciali di origine criocarsica

Questa è la Versione finale referata (Post print/Accepted manuscript) della seguente pubblicazione:

Original Citation:

Aspetti morfologici ed evolutivi delle cavità endoglaciali di origine criocarsica / G. Badino; L. Piccini. - In: GEOGRAFIA FISICA E DINAMICA QUATERNARIA. - ISSN 0391-9838. - STAMPA. - 18:(1995), pp. 225-228.

Availability:

This version is available at: 2158/757725 since:

Terms of use:

Open Access

La pubblicazione è resa disponibile sotto le norme e i termini della licenza di deposito, secondo quanto stabilito dalla Policy per l'accesso aperto dell'Università degli Studi di Firenze (<https://www.sba.unifi.it/upload/policy-oa-2016-1.pdf>)

Publisher copyright claim:

(Article begins on next page)

GIOVANNI BADINO (*) & LEONARDO PICCINI (**)

ASPETTI MORFOLOGICI ED EVOLUTIVI DELLE CAVITÀ ENDOGLACIALI DI ORIGINE CRIOCARSICA

ABSTRACT: BADINO G. & PICCINI L., *Morphological and evolutive features of criokarstic endoglacial caves.* (IT ISSN 0391-9838, 1995).

In the last 10 years Italian cavers performed many researches in endoglacial caves, both on Alpine and extra-European glaciers. Here we give a first description of results. The explorations were made mainly into epiglacial inflow ice-shafts, named moulins, to study their morphology and hydrodynamic. On the other side a numerical model was developed to understand the evolution of drainage conduits. The ice-shafts develop essentially on glacier plains, huge and with few crevasses, the morfological features are very similar to the karstic rock ones and they have to be considered pseudo-karstic or cryokarstic caves. At depth between 70 and 150 m it is possible to attain to the surface of the water-table. Observations suggest the existence of a complex structured phreatic network; its level varies up to some meters, depending upon the water flow and the plastic deformation of cavities.

Numerical models show that the absorbed waters flow through a tree-like network of conduits at depth around 100-150 m, the network appears to be «planished» on the glacier aquifer surface. Models and direct observation show that during winter, when runoff disappears, the conduit network collapses at depth lower than 50-60, pushing the resident water up to 10-20 meters under the glaciers surface

KEY WORDS: Hydrology, Glaciers, Speleogenesis, Criokarst.

RIASSUNTO: BADINO G. & PICCINI L., *Aspetti morfologici ed evolutivi delle cavità endoglaciali di origine criocarsica.* (IT ISSN 0391-9838, 1995).

Le ricerche condotte in varie aree del globo da speleologi italiani in cavità endoglaciali permettono di tracciare un primo quadro consuntivo dei risultati raggiunti. Esse hanno riguardato da un parte morfologia e idrodinamica dei mulini glaciali, dall'altra l'analisi numerica della loro fe-

nomenologia. Dalle osservazioni effettuate risulta che i mulini glaciali si trovano soprattutto su lingue glaciali estese, subpianeggianti e poco crepacciate, le forme osservate sono del tutto analoghe a quelle di inghiottitoi carsici e pertanto sono da considerarsi cavità pseudocarsiche o criocarsiche. A profondità variabili da 70 a 150 metri si raggiunge la superficie di falde idriche il cui livello è soggetto a variazioni, anche di diverse decine di metri, in funzione dell'alimentazione e della deformazione plastica del reticolo di gallerie sommerse.

I modelli numerici mostrano che le acque assorbite dai mulini fluiscono a profondità di 100-150 metri attraverso una rete di condotti con struttura «ad albero» connettente i vari mulini. La rete appare «schiacciata» sulla superficie delle falde acquifere del ghiacciaio. Modelli ed osservazioni dirette concordano nel mostrare che in inverno, con il cessare della alimentazione, i reticoli di gallerie tendono a collassare a profondità superiori a 50-60 m spingendo su l'acqua in essi contenuta sino in prossimità della superficie.

TERMINI CHIAVE: Idrologia, Ghiacciai, Speleogenesi, Criocarsismo.

INTRODUZIONE

L'esplorazione delle cavità endoglaciali sta aprendo un nuovo ed affascinante fronte per lo studio della struttura interna e della dinamica dei ghiacciai. In questo campo i ricercatori italiani, provenienti dall'ambiente della speleologia, sono tra i più attivi al mondo. In questo lavoro vengono presentati sinteticamente i primi risultati raggiunti: soprattutto osservazioni qualitative sulla morfologia e sulla idrologia di queste strutture glaciali, e le basi teoriche che hanno permesso la ricostruzione al calcolatore di modelli genetici ed evolutivi.

Da pochi anni la Union International de Speleologie ha istituito un'apposita commissione, denominata *International Working Group on Glacier Caves and Karts in Polar Regions*, che si occupa di indirizzare le ricerche in questo campo. Sia a livello nazionale che internazionale si può dire che i risultati ottenuti sino ad oggi sono molto interessanti dal punto di vista esplorativo, ma non ancora soddisfacenti dal punto di vista scientifico. Ne sono motivi le difficoltà oggettive di accesso e di esplorazione; ha pesato anche la scarsità di mezzi tecnici ed economici, dovuta al fatto che i gruppi di lavoro non dispongono di finanziamenti finalizzati.

(*) Società Speleologica Italiana e Istituto di Fisica Generale - Università di Torino.

(**) Società Speleologica Italiana, c/o Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Firenze.

Comunicazione presentata al Convegno «Cento anni di ricerca glaciologica in Italia», Torino, 19-20 Ottobre 1995 (Communication presented at the Meeting «100 years of glaciological research in Italy», Turin, 19-20 October 1995).

Si desiderano ringraziare i molti compagni che hanno partecipato alle spedizioni sui ghiacciai delle Alpi e all'estero, e in particolare M. VIANELLI, promotore della glaciologia italiana. Un doveroso ringraziamento va anche ai due anonimi Lettori che hanno posto rimedio ad una certa leggerezza terminologica che accompagnava la prima versione del manoscritto e alle numerose sviste.

CENNI STORICI

L'interesse scientifico per le cavità endoglaciali nasce verso la metà del secolo scorso, insieme alla moderna glaciologia. Le difficoltà tecniche di accesso, praticamente insormontabili con i mezzi di allora, limitano i primi approcci esplorativi alle poche bocche dei torrenti sub-glaciali più facilmente accessibili. La prima discesa documentata in un mulino glaciale è quella del VALLOT che alla fine del secolo scorso riesce, in un isolato tentativo, a scendere per una profondità di 60 m nel «Grand Mulin» della Mer de Glace (VALLOT, 1898).

Dopo un lungo periodo di oblio, le grotte endoglaciali vengono riscoperte all'inizio degli anni '80 da piccoli gruppi di speleologi, ai quali non sfuggono le somiglianze tra l'idrologia interna di un ghiacciaio e quella di un massiccio carsico, che ipotizzano l'esistenza di vasti sistemi di condotte sub-glaciali che portano l'acqua dagli inghiottitoi verso la risorgenza: la bocca glaciale. I primi gruppi di glacio-speleologi vengono da Francia, Italia, Svizzera, e Polonia (i Paesi che vantano le migliori scuole di speleologia alpina), ed operano sui ghiacciai delle Alpi, in Islanda e alle Isole Svalbard.

Il gruppo di ricercatori italiani, dopo qualche tentativo sul Ghiacciaio del Miage agli inizi degli anni '80, trova nel Ghiacciaio del Gorner, in Svizzera, il terreno ideale per affinare tecniche di esplorazione e compiere le prime osservazioni. Nelle campagne compiute negli anni '85, '86 e '89 vengono esplorati una ventina di mulini glaciali, fino a profondità di circa 150 m. Nell'89 viene scoperta ed esplorata una complessa cavità epidermica sub-orizzontale, di circa 200 m di sviluppo, al margine del ghiacciaio. A queste esplorazioni fanno seguito le prime spedizioni all'estero che hanno interessato diversi ghiacciai tra i quali ricordiamo: il Biafo e il Batura in Karakorum (1987, 1993), l'Enilchek in Pamir (1992), il Moreno e il Marconi in Patagonia (1994, 1995).

TIPOLOGIE DELLE CAVITÀ GLACIALI

Le cavità glaciali di fusione possono essere distinte, da un punto di vista morfologico, in due categorie: cavità di contatto, che si formano tra il ghiacciaio e il substrato roccioso (grotte subglaciali), e cavità endoglaciali (o intraglaciali), che si sviluppano all'interno del ghiacciaio.

Le cavità di contatto si formano soprattutto ai margini dei ghiacciai ad opera di acque di ruscellamento che entrano al di sotto della coltre glaciale lungo i suoi fianchi, o che ne escono alla bocca. Le prime hanno generalmente dimensioni modeste poiché le acque vengono rapidamente assorbite dal letto detritico, può succedere però che la presenza di più ingressi inneschi una circolazione d'aria che può ampliare i condotti originatisi in un primo tempo per l'intrusione delle acque. Le cavità che invece si formano in corrispondenza delle bocche dei torrenti sub-glaciali hanno dimensioni talvolta colossali in larghezza, ma sviluppo longitudinale che solo in qualche caso raggiunge o supera il centinaio di m (Batura, Enilcheck).

Tra le cavità di contatto rientrano anche quelle che si formano al di sotto di coltri glaciali che coprono aree con vulcanismo attivo. In questo caso l'emanazione di acque e

vapori caldi, o il semplice calore della roccia, provocano la fusione del ghiaccio con la formazione di cavità labirintiche il cui sviluppo può essere anche di diverse centinaia di metri (Islanda, Montagne Rocciose). Si tratta però di fenomeni che non sono strettamente legati alla dinamica dei ghiacciai e che quindi non verranno considerati in questo lavoro. Le cavità più interessanti, sia da un punto di vista esplorativo che scientifico, sono quelle endoglaciali vere e proprie, delle quali i mulini o «mulinelli» rappresentano gli accessi.

FENOMENOLOGIA DEI MULINI GLACIALI

L'esplorazione di oltre un centinaio di mulini glaciali in ghiacciai alpini, himalayani e patagonici, ha permesso di determinarne quelli che sono i caratteri morfologici ricorrenti. I mulini glaciali si aprono soprattutto su lingue glaciali estese, a scarsa pendenza e poco crepacciate, appartenenti ad apparati glaciali di ambiente temperato o subpolare. Essi hanno origine per l'assorbimento concentrato delle acque di fusione superficiale canalizzate in torrenti epiglaciali; per questa ragione i mulini non si formano nelle zone ricche di crepacci ove le acque di fusione superficiale vengono assorbite in modo diffuso.

Il processo che dà origine ad un mulino glaciale non è ancora ben chiaro. È stato più volte riscontrato che i mulini, soprattutto quelli di dimensioni maggiori, tendano a formarsi sempre nel medesimo punto (MONTERIN, 1930) e quindi dovrebbero essere legati a situazioni tensionali particolari indotte dalla morfologia del substrato o dal moto reciproco di lingue glaciali confluenti che scorrono con velocità diverse (BADINO, 1990). Lo scorrimento differenziale di lingue adiacenti può avere un ruolo decisivo: è probabile che l'attrito conseguente inizi un processo di fusione che da una parte deprima la superficie esterna, rendendola zona di richiamo delle acque di ruscellamento, dall'altra inneschi la formazione di un proto-reticolo interno di drenaggio che verrà successivamente ampliato; in questo senso ci sembrano significative le osservazioni effettuate sui ghiacciai del Karakorum.

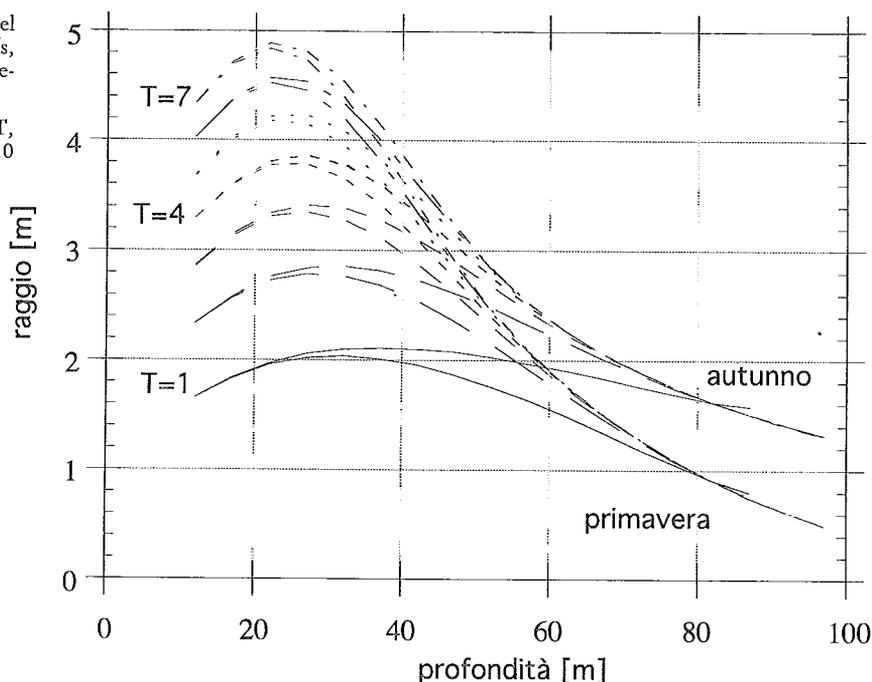
I mulini si formano ad ogni fase di disgelo ed hanno una vita che nella migliore delle ipotesi va dall'inizio dell'Estate sino a metà Autunno, cioè sino a quando la temperatura diurna sale abbastanza da provocare un significativo apporto di acque di fusione. Con il disgelo si formano nuovi mulini in posizioni non molto diverse da quelle dei loro «antenati», i cui residui in via di chiusura vengono trascinati verso valle dal movimento del ghiacciaio. Il meccanismo ricorda quello degli *hot spot*, i quali lasciano una catena di antiche isole vulcaniche sulle zolle crostali in movimento. A modo loro anche i mulini costituiscono dei punti caldi all'interno della massa glaciale, la cui temperatura può essere poco al di sotto di 0° C.

Nei ghiacciai con maggior velocità di scorrimento è abbastanza frequente il caso che un mulino si disattivi prima del ritorno della stagione fredda, in seguito alla formazione di un nuovo inghiottitoio a monte. Nelle estreme condizioni di ablazione che si incontrano sui grandi ghiacciai in Patagonia questo processo appare ripetersi più volte a stagione.

La maggior parte dei mulini attivi ha inizio con un salto

FIG. 1 - Evoluzione di un mulino glaciale in funzione del tempo T, con un collasso durante l'inverno: $Q = 50\text{ l/s}$, ruscellamento pari a 210 giorni, lunghezza di accelerazione = 10 m.

FIG. 1 - Evolution of a ice-shaft as function of time T, with collapse during winter: $Q = 50\text{ l/s}$, runoff = 210 days, length of acceleration = 10 m.



verticale di 40-60 m, in casi eccezionali sino a 100 m, la cui profondità è funzione dello stadio evolutivo, aumentando con il passare del tempo, della portata d'acqua in entrata e delle caratteristiche fisiche del ghiacciaio. A piena maturità il pozzo iniziale perfora tutto il primo strato di ghiaccio con plasticità minore; normalmente oltre i 50-80 m di profondità i mulini perdono in verticalità e le dimensioni tendono a diminuire per l'azione spingente del ghiaccio.

Nei casi in cui l'andamento interno dei mulini e le favorevoli condizioni idriche hanno permesso di scendere in profondità, le esplorazioni si sono fermate davanti a specchi d'acqua (da 70 a 150 m di profondità) al di sotto dei quali le cavità continuavano allagate. Ciò sembra dimostrare l'esistenza di una vera e propria superficie piezometrica all'interno dei ghiacciai, la cui quota varia in funzione dell'alimentazione e dello stadio evolutivo del sistema sommerso di drenaggio (SHREVE, 1972; NYE, 1976; WALDER, 1986).

Discese ripetute nello stesso mulino a distanza di qualche decina di ore ci hanno permesso di appurare che il livello dell'acqua al fondo delle cavità glaciali è soggetto a variazioni a breve termine, anche di diverse decine di m. In alcuni casi si sono potute osservare delle variazioni estreme che non possono dipendere da un incremento della portata in entrata: nel Ghiacciaio Marconi (Patagonia) viene riferito (ANTONINI, com. pers.) di una risalita di 30 m in meno di mezz'ora, seguita da una ridiscesa di circa 20 m in meno di 5 minuti. Sulle cause di queste risalite possiamo solo azzardare l'ipotesi che esse siano dovute all'accumulo di tensioni all'interno del ghiacciaio, con un fenomeno che ricorda quello delle variazioni piezometriche delle falde idriche nel periodo che precede un terremoto, o a travasi tra bacini «sospesi» all'interno della massa glaciale. Anche se le osservazioni a proposito sono ancora scarse, è

lecito ritenere che vi siano variazioni regolari di livello legate al ciclo giornaliero delle portate in entrata, che raggiungono i valori massimi nelle ore pomeridiane e i minimi in quelle intorno all'alba. A queste variazioni vanno sommate le variazioni stagionali legate al fatto che la portata media in entrata tende ad aumentare dall'inizio del disgelo sino al culmine dell'estate per poi diminuire progressivamente durante l'Autunno.

MODELLI EVOLUTIVI

Per analizzare i processi che guidano la formazione e l'evoluzione delle strutture di trasferimento dell'acqua all'interno del ghiaccio è stato necessario ricorrere al calcolo numerico. In un precedente articolo (BADINO, 1990) erano stati delineati i processi fisici che ne guidano la formazione, ma i termini legati alla plasticità non lineare del ghiaccio e soprattutto la periodicità del fenomeno non hanno reso possibile soluzioni analitiche realistiche.

Il primo tentativo è stato quello della valutazione dell'evoluzione del primo pozzo. Si tratta delle zone più epidermiche (sino a 100 m di profondità) in cui l'acqua scorre a pressione atmosferica; si creano quindi pressioni sulle pareti di ghiaccio che arrivano sino ad oltre 1 Mpa (ROTHLISBERGER, 1972).

Il grafico di fig. 1 mostra l'evoluzione del primo pozzo, nel caso in cui sia in posizione stabile e il flusso d'acqua (50 kg/s e in accelerazione per i primi dieci m sino alla velocità limite) riprenda tutte le primavere. Le due famiglie di curve corrispondono alla situazione di massima maturazione della struttura (Autunno) e alla situazione alla ripresa

del flusso idrico (Primavera), dopo il collasso invernale. Si vede come la non linearità della plasticità glaciale induce collassi estremamente forti al di sotto di 50-60 m, indipendentemente dal flusso idrico. Anche in casi realistici di flussi di molti m³/s risulta solo un maggior ampliamento del pozzo iniziale, mentre la sua profondità rimane quasi invariata. La pulsazione diurna del flusso, inclusa nei calcoli, non induce invece alcun effetto macroscopico. Va da sé, naturalmente, che solo in casi molto particolari il flusso d'acqua potrà realmente riprendere in Primavera, dato che in genere il vecchio mulino scorre verso valle, disattivandosi, e se ne forma uno nuovo nella sua vecchia posizione.

La corrispondenza della profondità e delle forme complessive con i dati di osservazione è notevole. Sulla base di questa affidabilità dei modelli di comportamento plastico delle pareti delle grotte glaciali si è quindi potuto modellare la regione in cui non si è ancora riusciti a penetrare, cioè la zona a pieno carico (BADINO, 1994). In queste zone la fenomenologia si arricchisce di due processi. Il primo è quello della perdita di carico e rilascio di energia entro le condotte intraglaciali. Questi fenomeni, che causano il mantenimento delle gallerie asportando ghiaccio dalle pareti, sono contrastati dal collasso plastico del ghiaccio. In pratica, il reticolo si stabilizza con diametri di sezione tale da equilibrare i due processi antagonisti.

La riduzione della perdita di carico ai capi di gallerie grandi impedisce la formazione di «by-pass»: anche se in fase iniziale ne esistessero, nel ramo minore ci sarebbe un insufficiente rilascio di energia per contrastare il collasso plastico del condotto, che quindi si chiuderebbe rapidamente.

Il secondo effetto tipico delle regioni dell'acquifero è la dipendenza dalla pressione (p) della temperatura di equilibrio (T) fra acqua e ghiaccio (ROTHLISBERGER, 1972), data da:

$$dT [K^{\circ}] = c dp = -7.5 \times 10^{-8} dp [Pa]$$

Si deduce, ad esempio, che a 100 m di profondità sott'acqua (circa 1 Mpa) la temperatura di equilibrio fra acqua e ghiaccio è -75 mK^o; ne risulta che le acque in discesa verso zone profonde sono in grado di sciogliere altro ghiaccio pur raffreddandosi. In risalita, invece, il riscaldamento avviene a spese del calore di fusione del ghiaccio, che quindi viene depositato sulle pareti sino a strozzare le condotte.

Si può mostrare che lo stesso processo (acque discendenti, che scavano, e risalenti, che depositano) applicato alle turbolenze verticali nel singolo condotto, tende a far migrare il condotto stesso verso il basso. Rimandiamo ai lavori citati per maggiori dettagli, ma il quadro che se ne deduce è la creazione di un reticolo «ad albero» che connette i vari mulini glaciali con condotte di diametro (se a profondità intorno a 100 m) dell'ordine di qualche decina di cm, con velocità di flusso di 0,5-2 m/s. La soppressione dei processi di risalita dell'acqua a valle e le migrazioni delle gallerie verso il basso tendono a schiacciare il reticolo sulla superficie della «fald». Mancano per ora verifiche sul campo di quanto calcolato numericamente. Durante la spedizione «Hielo Continental 95» (Perito Moreno) ha avuto inizio la fase di messa a punto delle tecniche subacquee per una verifica diretta. Si sono invece avuti indizi indiretti della presenza di vasti reticoli di condotte «freatiche» in relitti di gallerie abbandonate dall'acqua nel Gorner e alla bocca del Batura.

CONCLUSIONI

Il calcolo numerico mostra che le acque assorbite dai mulini fluiscono attraverso sistemi di condotte sommerse, analogamente a quanto avviene nei sistemi carsici, all'interno della massa glaciale a profondità di 100-150 m, e che solo in prossimità della bocca glaciale il flusso avviene al contatto tra il ghiacciaio, ormai assottigliato, e il letto in roccia o in detrito.

Modelli ed osservazioni dirette concordano nel mostrare che in Inverno, con il cessare della alimentazione, i mulini tendono a collassare a profondità superiori a 50-60 m, sino a che la spinta del ghiaccio è controbilanciata dalla pressione dell'acqua rimasta intrappolata, gli ingressi invece tendono a chiudersi per rigelo e l'accumulo di neve.

In futuro verrà affrontato il calcolo dell'evoluzione del reticolo di un ghiacciaio in scorrimento, includendo la sua struttura tensiva. Quest'ultimo punto, molto importante, verrà confrontato con i dati sperimentali raccolti nella ultima spedizione in Patagonia (1995) durante la quale è stata determinata la relazione tra struttura tensiva (analisi dei tetto-glifi) e il reticolo, al fine di verificare l'applicabilità anche al ghiaccio del modello proposto per i massicci carsici (ERASO, 1985). È auspicabile che spingendo avanti l'analisi con condizioni di stazionarietà (il reticolo deve replicare se stesso ogni anno) si arrivi ad avere modelli affidabili della struttura interna dei ghiacciai. Questo forse permetterà di spiegare certi comportamenti catastrofici, come *surges* e *jokulbaup*, in termini di rottura di equilibrio del sistema di drenaggio.

BIBLIOGRAFIA

- BADINO G. (1990) - *Fisica dei buchi nell'acqua*. Proc. 1st Int. Symp. of Glacier Caves and Karst in Polar Region, Madrid, 1990, 119-133.
- BADINO G. (1992) - *Ice shaft genesis: a simple numerical approach*. Proc. 2nd Int. Symp. of Glacier Caves and Karst in Polar Region, Miedzygorze, 1992, 21-27.
- BADINO G. (1994) - *Phenomenology and first numerical simulations of the phreatic drainage network inside glaciers*. Proceed. 3rd Int. Symp. of Glacier Caves and Karst in Polar Region, Chamonix, 1994, 47-54.
- BADINO G. (1995) - *L'estrema ihule: penultimo o ultimo limite della speleologia?* Speleologia, 32, 27-32.
- BADINO G. (1995) - *Fisica del Clima Sotterraneo*. Mem. Ist. It. Spel., ser. 2, 7, 137 pp.
- ERASO A. (1985) - *Metodo de prediccion de las direcciones principales de drenaje en el karst*. Kobie Sec. Cien. Nat., 15, Bilbao, 15-165.
- HOOKE R. (1984) - *On the role of mechanical energy in maintaining subglacial water conduits at atmospheric pressure*. Journ. Glac., 30, 105, 180-187.
- MONTERIN U. (1930) - *Sulla costanza di posizione dei pozzi glaciali*. Boll. Com. Glac. It., sez. I, 10, 211-227.
- NYE J.F. (1976) - *Water flow in glaciers: jokulbaups, tunnels and viens*. Journ. Glac., 17, 76, 181-207.
- PATERSON W.S.B. (1969) - *The Physics of Glaciers*. Pergamon Press, Oxford, 1969.
- PICCINI L. & VIANELLI M. (1987) - *Nel ventre del ghiacciaio*. Speleologia, 16, 5-7.
- ROTHLISBERGER H. (1972) - *Water pressure in intra- and subglacials channels*. Journ. Glac., 11, 62, 177-203.
- SEABERG R. (1988) - *Character of the englacial and subglacial drainage system*. Journ. Glac., 34, 117, 117-123.
- SHREVE L. (1972) - *Movement of water in glacier*. Journ. Glac., 11, 62, 205-214.
- VALLOT J. (1898) - *Explorations des moulins de la Mer de Glace*. Bull. Soc. Spel., IV, 16, 171-176.
- WALDER J. (1986) - *Hydraulics of subglacial cavities*. Journ. Glac. 32, 112, 439-449.