

Composizione, precipitazione e dissoluzione di carbonati subglaciali nelle Dolomiti di Brenta

SILVIA FRISIA & ANDREA BORSATO

ABSTRACT - FRISIA S. & BORSATO A., 1994 - Composizione, precipitazione e dissoluzione di carbonati subglaciali nelle Dolomiti di Brenta. [Composition, precipitation and dissolution of subglacial carbonates in the Dolomiti di Brenta area]. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, vol. 69, pp. 37-50.

The mineralogy and morphology of Brenta Dolomites subglacial carbonates is controlled by the nature of the bedrock. Subglacial carbonates precipitated under glaciers moving on limestone consist of columnar laminated or sparry calcite, whereas carbonates formed under ice moving on dolomite are composed of aragonite, dolomite and bacterial mats. These subglacial deposits are prone to fast dissolution, independently from the mineralogy, and disappear in about 50 years.

PAROLE CHIAVE: *Carbonati subglaciali, precipitazione, dissoluzione, calcite, aragonite, dolomite, Dolomiti di Brenta.*

KEY WORDS: *Subglacial carbonates, precipitation, dissolution, calcite, aragonite, dolomite, Brenta Dolomites.*

Silvia Frisia, Andrea Borsato - Dip. Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano, via Mangiagalli 34, I - 20133 Milano.

1. PREMESSA

Il ritiro generalizzato dei ghiacciai alpini a partire dalla seconda metà del secolo scorso (culmine della cosiddetta Piccola Età Glaciale) ha liberato dal ghiaccio vaste aree, per la maggior parte presso la fronte dei ghiacciai stessi. Se i ghiacciai si sviluppano su substrato carbonatico la roccia e i clasti del *till* di fondo si presentano ricoperti da patine di carbonato biancastro concentrate soprattutto immediatamente a valle di piccole asperità della roccia. Questi carbonati, che formano croste spesse fino a qualche centimetro, si formano per precipitazione chimica al di sotto del ghiacciaio in movimento per fusione del ghiaccio e

ricongelamento alla base (HALLET, 1976).

La base dei ghiacciai temperati, infatti, si trova in condizioni fisiche prossime al punto di fusione. Per questo motivo i ghiacciai temperati possono muoversi per scivolamento basale, che si verifica per una combinazione di flusso plastico, attorno a grandi ostacoli, e fusione dovuta a pressione seguita da ricongelamento in corrispondenza di ostacoli più piccoli. La pressione esercitata dall'incontro tra il ghiaccio alla base del ghiacciaio ed un piccolo ostacolo è sufficiente ad abbassare il punto di fusione poiché viene rilasciato il calore latente di congelamento (HALLET, 1976; SOUCHEZ & LORRAIN, 1987). Quindi, quando un ghiacciaio temperato incontra una piccola asperità del substrato roccioso, subito a monte dell'ostacolo il

ghiaccio fonde e forma una sottile pellicola d'acqua (NYE, 1973). Nella zona immediatamente a valle l'acqua di fusione ricongela, poiché la pressione si abbassa e il valore della temperatura di fusione si alza. Il ricongelamento dell'acqua di fusione sul fondo del ghiacciaio forma il ghiaccio basale (*Basal Ice Layer* = BIL) che ha caratteristiche chimiche e fisiche differenti da quelle del ghiaccio soprastante, in quanto contiene molte particelle finissime provenienti dal letto del ghiacciaio (SOUCHEZ & LORRAIN, 1987). Durante la formazione del BIL avviene un processo selettivo per cui il ghiaccio incorpora di preferenza H₂O, mentre "espelle" anioni e cationi derivati dalla dissoluzione del substrato. Di conseguenza, le acque di fusione al fondo si arricchiscono progressivamente di questi ioni. Se il substrato roccioso è carbonatico le acque di fusione si arricchiscono in Ca⁺⁺, Mg⁺⁺ e HCO₃⁻. Quando la concentrazione di questi ioni nelle acque di fusione a valle di un piccolo ostacolo supera la saturazione si ha precipitazione di carbonati (HALLET, 1976; HALLET *et alii*, 1978).

La presenza di carbonati subglaciali è da considerarsi effimera, poiché l'alterazione da parte dell'acqua meteorica e di fusione ne determina la completa dissoluzione nel giro di poche decine d'anni (FORD *et alii*, 1970). Tuttavia il loro studio si è rivelato di grande importanza in quanto questi depositi influenzano sia i meccanismi di movimento del ghiacciaio che le sue caratteristiche geochimiche. Per quanto riguarda i processi fisici, HALLET (1976) ipotizzò che l'accumulo di soluti sul lato a valle di un piccolo ostacolo inibisce lo scivolamento basale riducendo notevolmente la velocità. A questo proposito dobbiamo ricordare che lo scivolamento basale è responsabile delle improvvise avanzate glaciali (BUDD & McINNESS, 1974), che potrebbero corrispondere a periodi in cui l'attività di precipitazione subglaciale è ridotta. La stretta relazione tra composizione chimica del BIL e precipitazioni di carbonato subglaciale venne riconosciuta da HALLET *et alii* (1978) studiando il ghiaccio basale del Glacier du Tsanfleuron. Questa relazione è particolarmente importante poiché alcuni studiosi (HANSHAW & HALLET, 1978; HILLAIRES-MARCEL *et alii*, 1979) avevano proposto che le caratteristiche geochimiche (in particolare la composizione isotopica) delle calciti subglaciali riflettessero direttamente quelle del ghiaccio che, a sua volta, dipende da quelle delle precipitazioni meteoriche da cui deriva. Di conseguenza, le analisi geochimiche dei depositi subglaciali avrebbero dovuto riflettere la composizione del ghiaccio ormai estinto e, quindi, fornire preziose indicazioni paleoclimatiche. In realtà le cose sono molto più complicate perché la precipitazione di carbonati subglaciali è conseguenza della fusione e ricongelamento del BIL, che ha composizione chimica (rispetto a elementi in traccia e isotopi) diversa da

quella del ghiaccio di ghiacciaio soprastante (LEMMENS *et alii*, 1983; JOUZEL & SOUCHEZ, 1982; SOUCHEZ & LORRAIN, 1987). Il continuo processo di fusione e ricongelamento del BIL impoverisce le acque di fondo rispetto all'isotopo pesante dell'ossigeno (¹⁸O), quindi i carbonati subglaciali si trovano ad avere valori del δ¹⁸O molto più bassi di quelli del ghiaccio di ghiacciaio, al momento della formazione del ghiaccio (FAIRCHILD *et alii*, 1993a). Inoltre, la composizione isotopica del BIL viene modificata dall'interazione tra acqua di fusione e particolato carbonatico derivato dal substrato presente all'interno del ghiaccio (FAIRCHILD *et alii*, 1993b). Quindi, una parte del segnale geochimico delle calciti subglaciali può essere ereditato dalle rocce che costituiscono il letto del ghiacciaio.

L'interazione chimica tra acqua di fusione, ghiaccio basale e particolato incorporato nel BIL può avere anche implicazioni sulla composizione mineralogica dei carbonati subglaciali. Il progressivo arricchimento nelle acque di fusione basali in Mg⁺⁺, derivato dalla dissoluzione di un substrato dolomitico, o composto da calcari argillosi, può elevare il rapporto Mg/Ca fino a inibire la precipitazione di calcite a favore della aragonite (FAIRCHILD & SPIRO, 1990). Depositi subglaciali aragonitici sono stati segnalati da AHARON (1988), tuttavia i depositi carbonatici subglaciali più noti e studiati sono composti da calcite (HALLET, 1976; LEMMENS *et alii*, 1983; SHARP *et alii*, 1990; FAIRCHILD *et alii*, 1993) a causa del substrato calcareo su cui si sviluppano.

Con il presente studio ci proponiamo di osservare le differenze mineralogiche nei depositi subglaciali dovuti alla natura diversa del substrato. Le Dolomiti di Brenta rappresentano un "laboratorio" ideale, in quanto i ghiacciai si sviluppano sia su substrato calcareo che dolomitico. In particolare, ci proponiamo di documentare che tipo di deposito caratterizza un substrato dolomitico, se vi sia precipitazione primaria di dolomite e, infine, cercheremo di trarre indicazioni utili per futuri studi geochimici.

2. I GHIACCIAI DELLE DOLOMITI DI BRENTA

Attualmente esistono nelle Dolomiti di Brenta 17 ghiacciai o "vedrette", termine usato dagli alpinisti di inizio secolo e ormai entrato nell'uso e nella toponomastica locale. Si tratta di piccoli ghiacciai di tipo pirenaico, situati in prevalenza all'interno di profondi valloni o larghi circhi. La superficie attuale (1993) dei singoli ghiacciai varia da 2-8 ha per i più piccoli fino a

10-33 ha per i più grandi. Questi ultimi sono gli unici a conservare, nell'immediata vicinanza delle fronti, depositi significativi di carbonati subglaciali. Per questo motivo si sono scelti per il presente studio i ghiacciai più estesi, tutti sviluppati sul lato NW delle Dolomiti di Brenta che guarda verso la Val Rendena (Fig. 1). Considerata la diversa natura del substrato si sono studiati 3 ghiacciai sviluppati su substrato calcareo (vedrette della zona dei XII Apostoli) ed uno su substrato dolomitico (Vedretta di Tuckett).

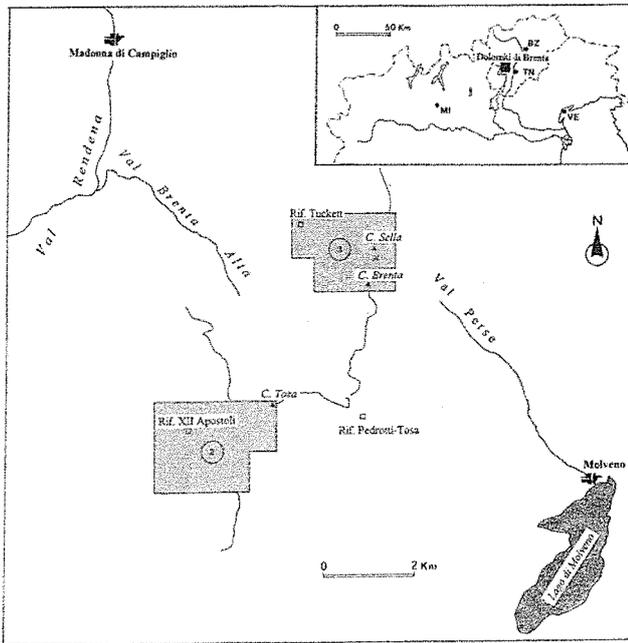


Fig. 1 - Le Dolomiti di Brenta con evidenziate le aree studiate. I numeri corrispondono alle rispettive figure di dettaglio: 2 = Vedrette della zona dei XII Apostoli; 3 = Vedretta di Tuckett.
Fig. 1 - The Brenta Dolomites and location of the studied areas (shaded). The numbers refer to the detailed location maps: 2 = XII Apostoli area glaciers; 3 = Tuckett Glacier.

2.1. Le Vedrette della zona dei XII Apostoli

Le Vedrette d'Agola, di Pratofiorito e dei XII Apostoli (superfici 1993 = 33, 12 e 11 ha rispettivamente) si sviluppano a monte del Rifugio dei XII Apostoli e a SW di Cima Tosa (Fig. 1 e 2), tra i 2920 e i 2580 metri di quota. Le vedrette occupano attualmente una piccola parte di circhi glaciali molto estesi e sono alimentate prevalentemente da precipitazione nevosa diretta.

Il substrato roccioso è quasi esclusivamente calcareo, rappresentato dai Calcari Grigi e dal Calcario del Misone, di età Retico superiore - Liassico

(CASTELLARIN, 1972; BORSATO, 1991). Entrambe le formazioni sono costituite da un calcare quasi puro formato da calcite a basso contenuto di Mg (il rapporto Mg/Ca è in media 0.1; FRISIA, 1991). Nell'area frontale delle vedrette affiorano soprattutto facies subtidali, con *packstone* e *wackestone* bioclastici con Lamellibranchi, Ostracodi, Foraminiferi bentonici e rari Cefalopodi, e *rudstone* a grandi oncoidi (ϕ fino a 5 cm).

2.2. La Vedretta di Tuckett

La Vedretta di Tuckett (superficie 1993 = 32 ha) si incunea tra Cima Brenta e Cima Sella subito a monte del Rif. Tuckett (Fig. 1 e 3), ed è in gran parte alimentata dall'accumulo di neve di valanghe. Si sviluppa tra i 3151 e i 2350 metri di quota ed occupa, nella sua parte terminale, un profondo vallone.

Il substrato è costituito dalla Dolomia Principale, di età Camico sup. - Norico che in quest'area consiste in litofacies peritidali organizzate in una porzione inferiore, subtidale, con *packstone* e *wackestone* bioclastici e una porzione superiore, intertidale, con *bindstone* stromatolitici (FRISIA, 1991). Nell'intervallo intertidale, i cristalli di dolomite che compongono la roccia sono comunemente molto piccoli ($\phi = 4 \mu\text{m}$), con abito romboedrico, bordi planari, e buona porosità intercrystallina, tutte caratteristiche che ne agevolano la "rimozione meccanica". Inoltre, la composizione chimica, debolmente calcica, il grande rapporto tra superficie e volume e la presenza di numerosi difetti cristallini (dislocazioni, modulazioni), facilitano notevolmente la dissoluzione di questi piccoli romboedri (WENK *et alii*, 1983; FRISIA, 1991; BORSATO & FRISIA, 1992). Nell'intervallo subtidale, invece, prevalgono cristalli di dolomite di dimensioni maggiori (ϕ in media compreso tra 100 e 200 μm), con abito romboedrico, ma bordi irregolari, quindi ridotta porosità intercrystallina e maggiore coesione. Anche questi cristalli più grandi hanno spesso una composizione debolmente calcica e sono ricchi di difetti cristallini che li rendono più solubili rispetto ad una dolomite stechiometrica e priva di difetti.

La Dolomia Principale è caratterizzata da una porosità legata soprattutto a fratture e fratture-cavità riempite da vene millimetriche di dolomite spatica e, subordinatamente, a vuoli dovuti alla dissoluzione di allochimici (gasteropodi, lamellibranchi, alghe etc.).

2.3. Variazioni frontali e carbonati subglaciali

Come per tutti i ghiacciai dell'arco alpino (BELLONI *et alii*, 1985; RABAGLIATI & SERANDREI BARBERO, 1982), le vedrette delle Dolomiti di Brenta

hanno subito un forte ritiro a partire dalla seconda metà del secolo scorso, interrotto da brevi fasi di avanzata (RICCI, 1921-1958; RICCOBONI, 1962-1981). La fase generalizzata di ritiro ha avuto inizio a partire dal 1921-1922 per tutti i ghiacciai delle Dolomiti di Brenta, ed è divenuta particolarmente intensa a partire dal 1939. Nel ventennio 1939-1958 si è registrato il valore massimo di ritiro dei ghiacciai delle Dolomiti di Brenta, con arretramenti frontali variabili da circa 50 (Vedretta dei XII Apostoli) a più di 200 metri (Vedretta di Tuckett, Vedretta di Pratofiorito) (RICCI, 1921-1962). Dal 1958 ad oggi (1993) la fase di ritiro è continuata, seppure interrotta da una breve avanzata durante la prima metà degli anni '80.

Il ritiro ha messo allo scoperto aree, prima glacializzate, caratterizzate dalla presenza di carbonati subglaciali. Utilizzando le misurazioni ed i rilievi degli operatori glaciologici RICCI (1921-1958) e RICCOBONI

(1962-1981), il rilievo di TREVISAN (1939) e rilievi personali (1993) delle posizioni frontali attuali e delle morene della Piccola Età Glaciale, si sono ricostruite le posizioni frontali dei ghiacciai esaminati per la Piccola Età Glaciale, per il 1938 ed attuali (Figg. 2 e 3). Come si può osservare dalle figure il ritiro frontale dal 1938 al 1993 è stato di circa 300 m per i ghiacciai di dimensioni maggiori (Vedretta d'Agola e di Tuckett), di 250 m per la Vedretta di Pratofiorito e di 180 m circa per la Vedretta dei XII Apostoli.

3. I CARBONATI SUBGLACIALI DELLE DOLOMITI DI BRENTA

In tutti i ghiacciai studiati i carbonati subglaciali

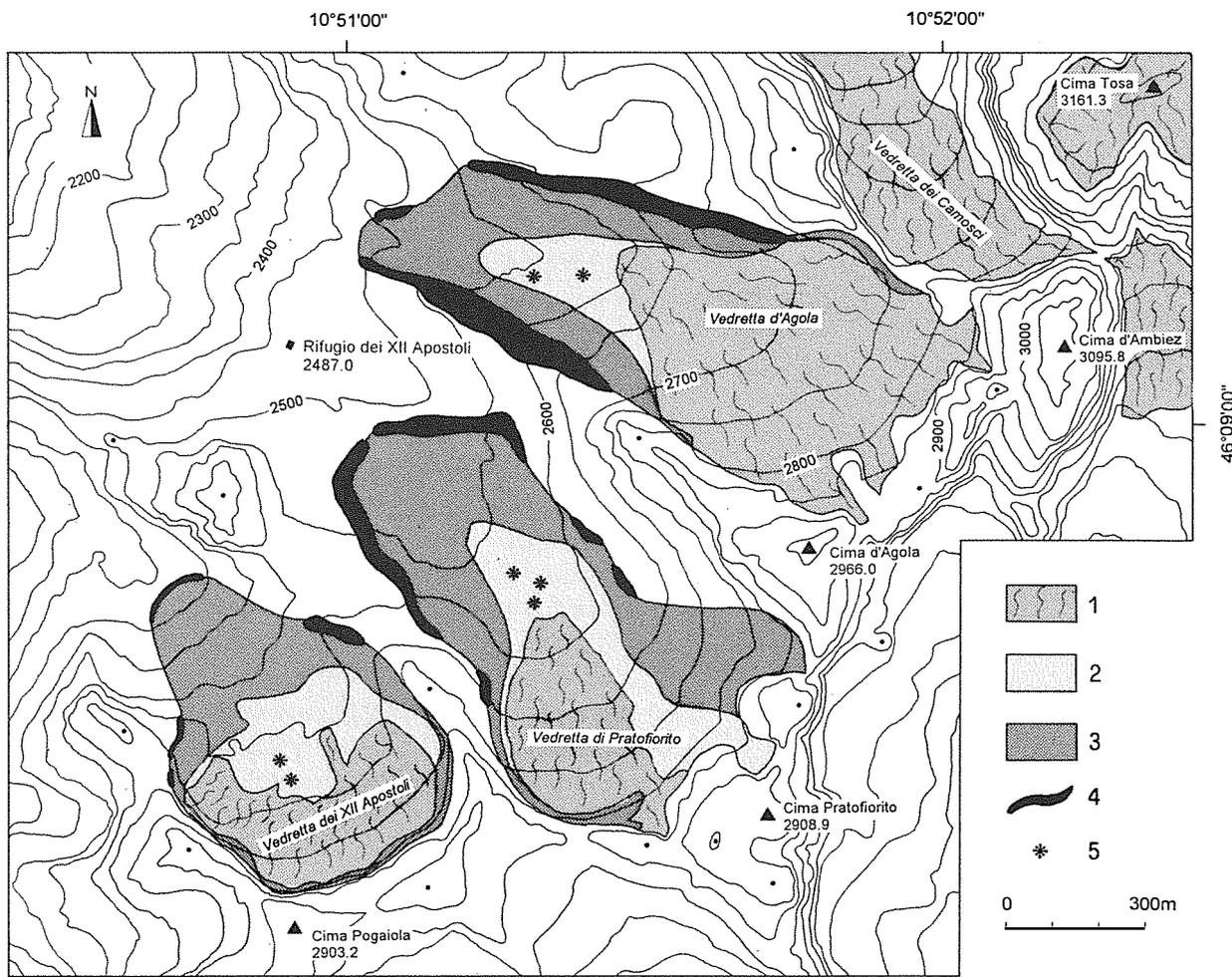


Fig. 2 - Le vedrette della zona dei XII Apostoli: 1 = ghiacciai attuali (1993); 2 = area glacializzata nell'anno 1938; 3 = area glacializzata durante la Piccola Età Glaciale (metà del XIX secolo); 4 = morene della Piccola Età Glaciale; 5 = principali aree di affioramento dei carbonati subglaciali. Si noti che questi depositi si osservano solamente a monte delle posizioni frontali dei ghiacciai nel 1938.

Fig. 2 - XII Apostoli area glaciers: 1 = present-day (1993) glaciers; 2 = glacialized area during 1938; 3 = glacialized area during the Little Ice Age (about 1850); 4 = Little Ice Age moraines; 5 = subglacial carbonates outcropping areas. Note that subglacial carbonates outcrop only in the area which had been covered by the glacier until 1938. This means that the subglacial carbonates disappear in about 50 years as a consequence of weathering processes.

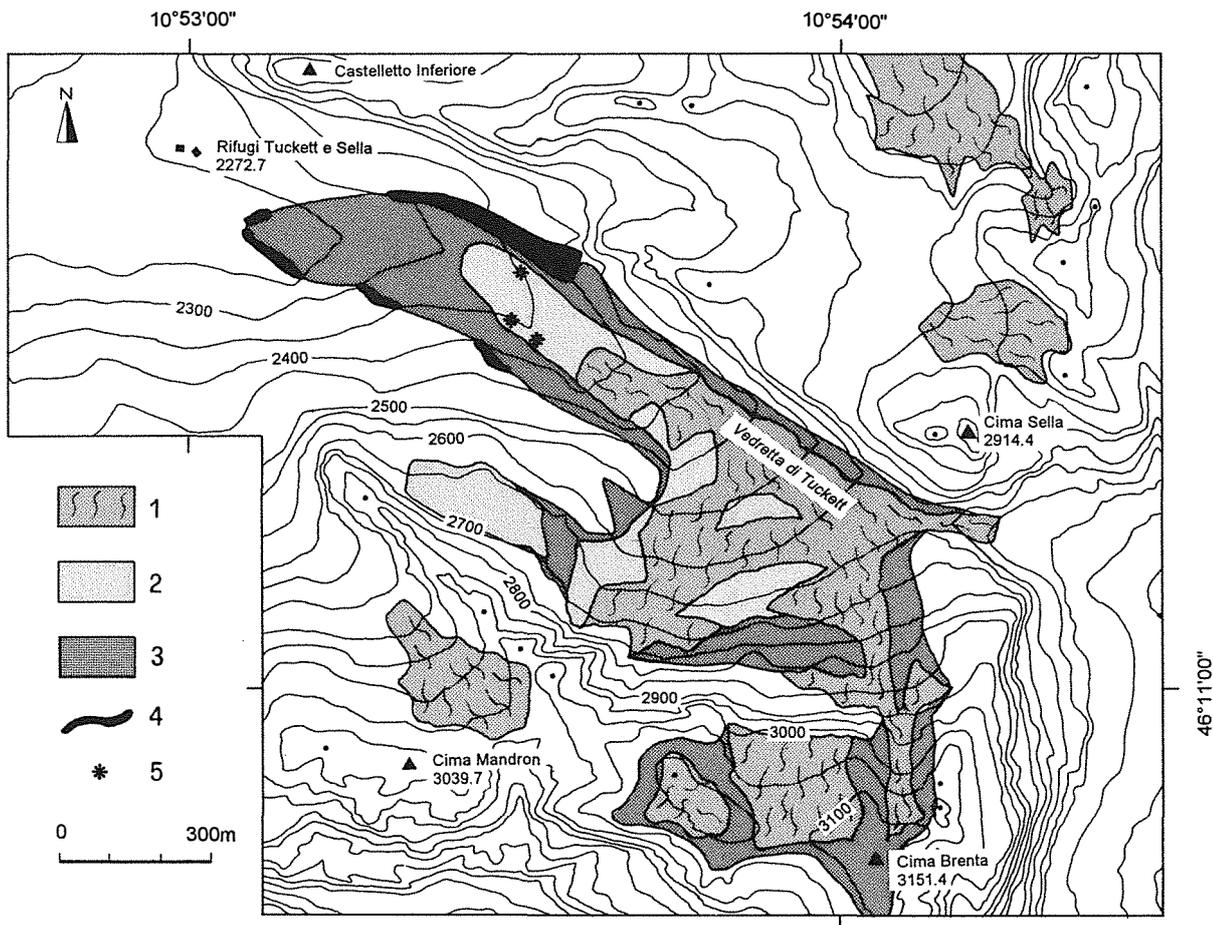


Fig. 3 - Vedretta di Tuckett: 1 = ghiacciaio attuale; 2 = area glacializzata nell'anno 1938; 3 = area glacializzata durante la Piccola Età Glaciale; 4 = morene della Piccola Età Glaciale; 5 = aree di affioramento dei carbonati subglaciali.

Fig. 3 - Tuckett Glacier: 1 = present-day glacier; 2 = glacialized area during 1938; 3 = glacialized area during the Little Ice Age; 4 = Little Ice Age moraines; 5 = main subglacial carbonates outcropping area.

sono presenti e ben conservati nelle zone adiacenti le attuali fronti glaciali, soprattutto nella parte centrale del letto glaciale (vedrette dei XII Apostoli, di Pratofiorito e d'Agola), o in corrispondenza di rocce montonate ai fianchi dei ghiacciai (vedrette di Pratofiorito e di Tuckett). A partire da una decina di metri dalle attuali fronti dei ghiacciai, i carbonati subglaciali mostrano chiari segni di corrosione e alterazione meteorica. L'alterazione aumenta progressivamente a partire dalla fronte, ed i carbonati scompaiono completamente a distanze variabili tra i 100 m (Vedretta dei XII Apostoli) e i 250 metri (vedrette d'Agola e di Tuckett) dalla fronte, a seconda della velocità di ritiro dei singoli ghiacciai. In tutti i casi, comunque, non si osservano carbonati subglaciali all'esterno delle posizioni frontali occupate dai singoli ghiacciai nel 1939. Si può perciò affermare che questi non resistono per più di 55 anni all'esposizione degli agenti meteorici (la media delle precipitazioni meteoriche negli ultimi 50 anni nella parte centrale delle Dolomiti di Brenta supera i 1500 mm all'anno).

3.1. Calciti subglaciali delle vedrette della zona dei XII Apostoli

I carbonati subglaciali delle vedrette d'Agola, Pratofiorito e XII Apostoli sono costituiti esclusivamente da calcite (CaCO_3 , romboedrico) come determinato dalle analisi ai raggi-X. Formano delle sottili incrostazioni spesse fino a 1 cm a valle di piccoli gradini o depressioni della roccia montonata. Più raramente si osservano sul lato a valle di blocchi presenti sulla superficie precedentemente occupata dal ghiacciaio.

Gli scalini e le depressioni sono dovuti a crioclastismo e all'azione di sradicamento da parte del ghiacciaio di blocchi centimetrici e decimetrici, in corrispondenza di fratture della roccia (Fig. 4). In un caso particolare (Vedretta di Pratofiorito) le calciti si rinvennero anche sul lato a valle di oncoidi che emergono dalla superficie della roccia (facies a *rudstone*), oppure in cavità emisferiche dovute allo sradicamento di oncoidi, con diametro fino a 5 centimetri (Fig. 5).



Fig. 4 - Calciti subglaciali su substrato calcareo alla Vedretta di Pratofiorito. Le forme microstalattitiche si sviluppano in senso orizzontale, parallele alla direzione di scorrimento del ghiacciaio (evidenziato dalla punta della matita). Le calciti occupano cavità del substrato impostate lungo fratture, subparallele alla direzione di scorrimento del ghiacciaio, che sono state successivamente modificate dall'azione corrosiva delle acque di fusione.

Fig. 4 - Subglacial calcites on limestone bedrock at Pratofiorito Glacier. The microstalactites are elongated parallel to the local ice-flow direction (indicated by the pencil tip). Calcites deposited in small cavities developed along linear fractures which were subsequently modified by corrosional action of basal meltwater.

In alcuni casi gli scalini e le cavità emisferiche sono state successivamente approfondite per dissoluzione, evidente soprattutto sul lato a valle delle depressioni (Figg. 4 e 6). La dissoluzione operata dall'acqua di fusione e meteorica, in seguito all'esposizione delle calciti, modifica le terminazioni e la morfologia microstalattitica dei depositi. Allontanandosi dalla fronte del ghiacciaio le microstalattiti diventano sempre più corte e sottili, con le punte corrose. L'alterazione avviene più rapidamente in piccole depressioni drenate e micropozzetti profondi fino a 4-5 cm dove le calciti perdono rapidamente l'originale morfologia superficiale, ed assumono l'aspetto di una patina biancastra omogenea (Fig. 6).

Si sono osservate due differenti facies di calciti subglaciali:

a) calcite microcristallina laminata.

Si tratta di depositi di calcite biancastra tenera (si riga facilmente con l'unghia), che forma incrostazioni, per lo più isopache, spesse fino a 5 mm. Le croste sono costituite da sottili lamine di spessore compreso

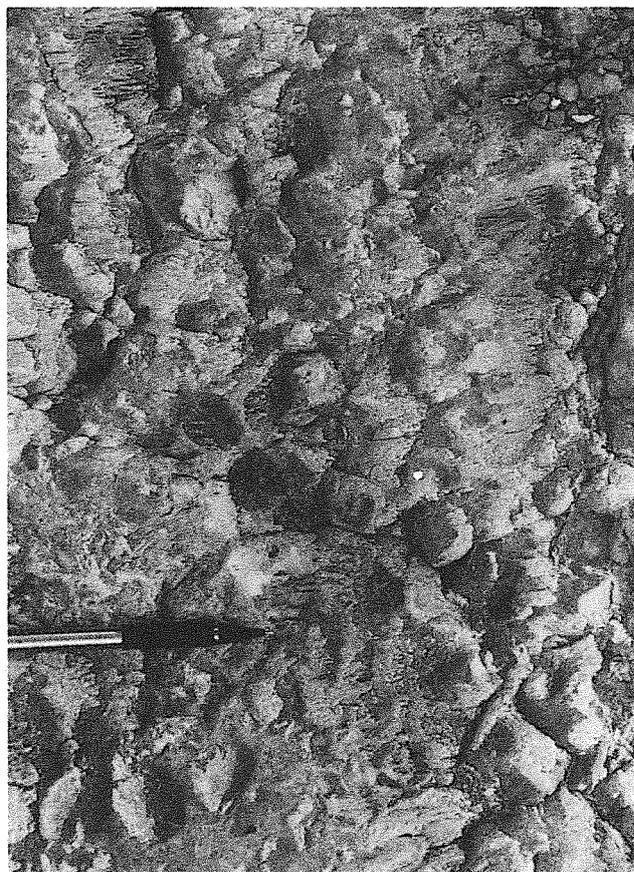


Fig. 5 - Vedretta di Pratofiorito: calciti subglaciali, su substrato calcareo. Le croste di calcite occupano in prevalenza il lato a valle di piccole depressioni emisferiche dovute allo sradicamento di oncoidi.

Fig. 5 - Calcite crusts on subglacial limestone bedrock at Pratofiorito Glacier. Subglacial deposits mostly developed in small depressions generated by glacial plucking of large oncoids.

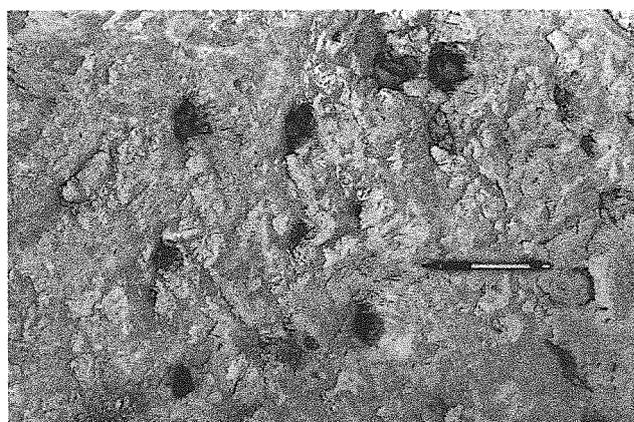


Fig. 6 - Vedretta di Pratofiorito: dissoluzione delle calciti subglaciali su roccia montonata a 50 m dalla fronte del ghiacciaio. Si noti come le calciti si dissolvono più rapidamente in corrispondenza di micropozzetti, profondi fino a 4-5 cm, che interessano il substrato.

Fig. 6 - Altered subglacial calcites at 50 metres from the front of Pratofiorito Glacier. Note the more intense corrosion of the furrowed microstalactites deposited within microshafts 4 to 5 cm deep.

tra i 50 e i 200 mm dovute all'alternanza di calcite microcristallina e veli di detrito comminuto. In alcuni casi si osservano piccole tasche e lenti di detrito più grossolano con spessore complessivo anche superiore al mm. La morfologia superficiale di questi depositi dà luogo a microstalattiti molto corte (max 5 mm), con punte arrotondate divise le une dalle altre da una serie di micropozzetti di dissoluzione. Questi depositi si rinvencono solitamente su rocce montonate poste ai fianchi del ghiacciaio, e la loro dissoluzione avviene in breve tempo, in quanto si rinvencono attualmente solo nelle immediate vicinanze delle fronti glaciali.

b) calcite spatica non laminata.

Presenta comunemente un aspetto microstalattitico, dovuto alla coalescenza di numerosi cristalli fibrosi dalla punta rostrata, talora arrotondata, separati da solchi paralleli alla direzione di movimento del ghiacciaio (Figg. 4 e 5). Le dimensioni delle singole microstalattiti dipendono da quelle della cavità che le ospita, e sono di solito comprese tra 1 e 3 cm. In alcune cavità più grandi si sono osservate microstalattiti saldate al substrato lunghe più di 9 cm (Fig. 7). Al microscopio ottico si può osservare che le singole microstalattiti sono costituite dalla giustapposizione di romboedri di calcite (probabilmente $\{10\bar{1}1\}$), il cui allungamento (determinato con la lamina di quarzo) è solitamente parallelo alla direzione di scorrimento del ghiacciaio (Fig. 8). Più raramente si osservano allungamenti perpendicolari a quest'ultima. L'abito colonnare delle singole microstalattiti è spesso complicato da fasci di calcite fibrosa che si irradiano a

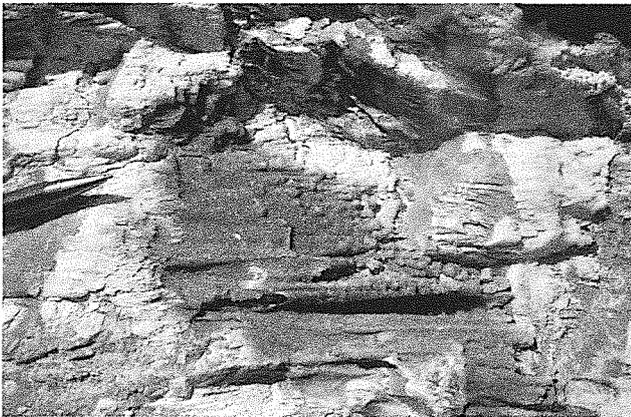


Fig. 7 - Calciti subglaciali della Vedretta dei XII Apostoli, sviluppate su substrato calcareo. Le microstalattiti, parzialmente saldate al substrato, sono ricoperte da una sottile crosta di cristalli romboedrici di calcite spatica. (La punta della matita indica il senso di scorrimento del ghiacciaio).

Fig. 7 - Subglacial calcites on limestone substrate at XII Apostoli Glacier. Note the microstalactitic morphology, fluted and furrowed parallel to the former ice-flow direction (pointer). The subglacial calcite columns are coated by a thin layer of glossy, more coarsely crystalline calcite.

ventaglio a partire dal substrato, lunghi fino a qualche centinaio di μm . Il punto di partenza per questi fasci di calcite corrisponde a minuscole particelle di detrito annidate negli spazi intracristallini. Progressivamente i fasci coalescono e vengono arrestati dalla crescita dei cristalli colonnari adiacenti. Infine, sono state osservate sottili croste "isopache" di calcite fibrosa che si sviluppano al di sopra delle terminazioni degli individui colonnari ed hanno continuità ottica con questi ultimi.

Le osservazioni micromorfologiche al microscopio elettronico a scansione (SEM) rivelano che ciascun cristallo di calcite colonnare è composito, essendo costituito dalla coalescenza di minuscoli cristalliti (BROUGHTON, 1977), individui cristallini di piccolissime dimensioni che formano un cristallo più grande, come un insieme regolare di mattoni forma una casa. A forte ingrandimento si osserva che i singoli cristalliti appaiono costituiti dall'impilamento di cristalli rombo-

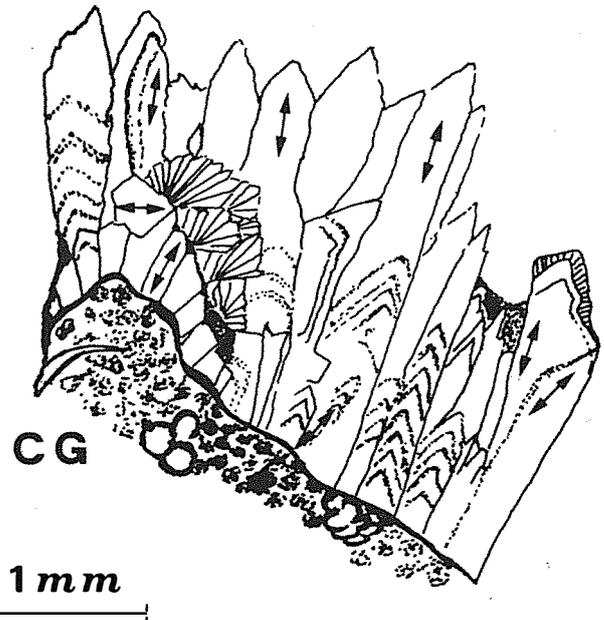


Fig. 8 - Le calciti colonnari subglaciali hanno un allungamento cristallografico prevalentemente parallelo alla direzione di scorrimento del ghiacciaio (freccie). Talora l'allungamento è invece perpendicolare. Si noti la presenza di cristalli di calcite fibrosa disposti a ventaglio che si dipartono da impurità intrappolate nei contatti intracristallini. Si noti inoltre la crosta isopaca di calcite fibrosa che ricopre la terminazione acuta, già parzialmente erosa, di un cristallo colonnare (da una sezione sottile di un campione proveniente dalla Vedretta di Pratofiorito).

Fig. 8 - Columnar, subglacial calcites are length fast, with c-axis parallel to the former ice-flow direction (arrows). However, the c-axis may also be perpendicular to it. Note the fan-shaped fibrous calcites developed on comminuted particles partially filling intracrystalline voids. Note also the isopachous, fibrous calcite crust on top of the altered acute termination of the underlying columnar calcite (after a thin section of a sample from Pratofiorito Glacier).

edrici elementari, delle dimensioni di circa 2 mm (Fig. 9a). Comunemente i cristalliti si impilano secondo la direzione di scorrimento locale del ghiaccio. Tuttavia possono formare delle crescite laterali, o "spicole", poste a varia inclinazione rispetto al prevalente senso di allungamento della calcite colonnare (Fig. 9b). I cristalliti e le crescite laterali sono anche caratteristi-

che di concrezioni stalagmitiche di grotta, sia antiche (FRISIA *et al.*, 1994) che recenti (GENTY, 1993).

In diversi casi si è osservata la coesistenza delle due diverse facies all'interno dello stesso deposito e/o dello stesso cristallo. Infatti le terminazioni di molti cristalli colonnari sono spesso corrose e arrotondate, e si possono osservare le singole tracce di accresci-

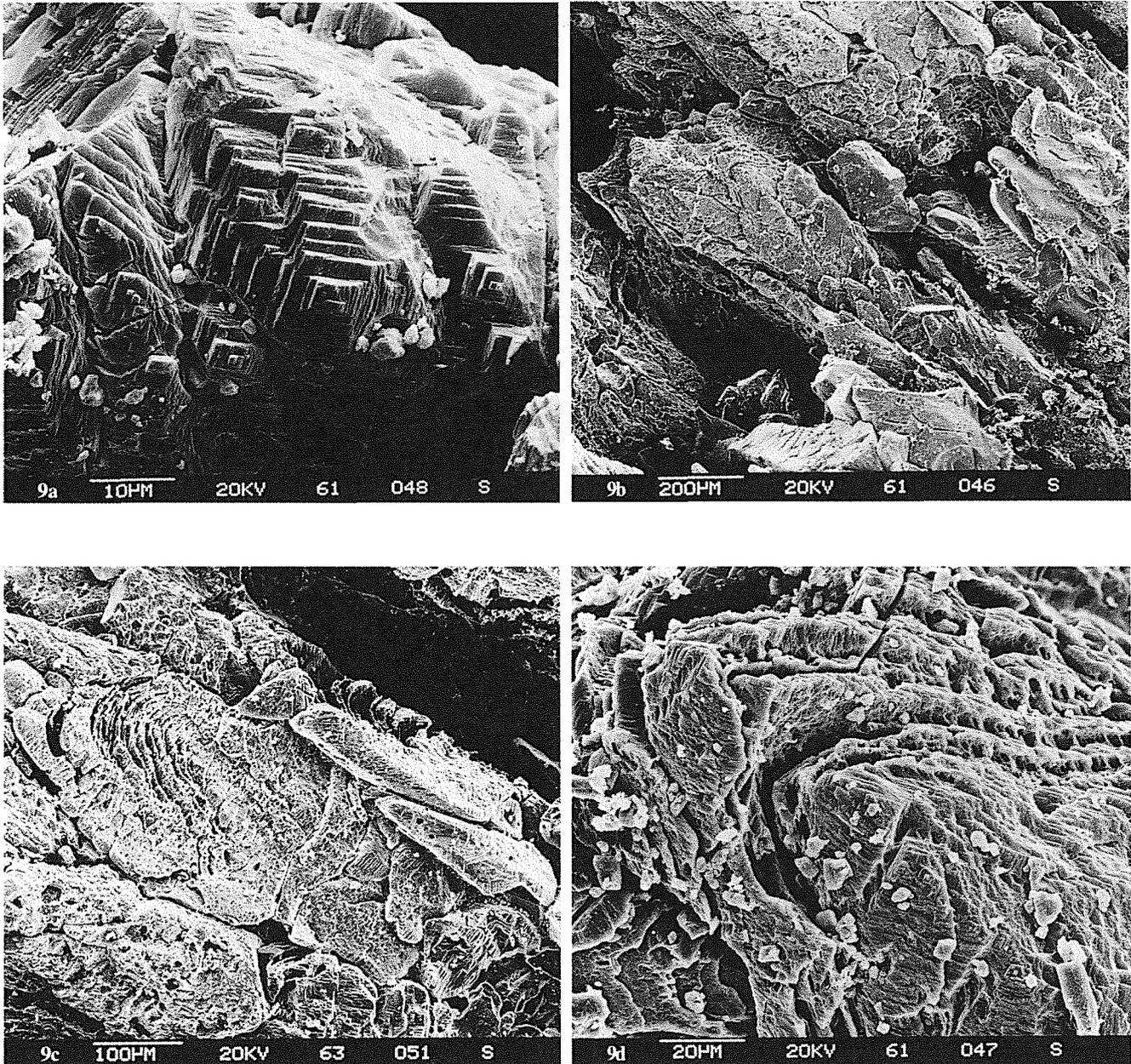


Fig. 9 - Micromorfologie delle calciti subglaciali delle vedrette della zona dei XII Apostoli: a) particolare di un cristallo composto "dall'impilamento" di numerosi cristalliti (BROUGHTON, 1977) romboedrici. b) calcite colonnare allungata nel senso di scorrimento del ghiacciaio con crescite laterali; c) calcite colonnare in cui l'alterazione ha messo in evidenza sottili lamine separate da micropozzetti triangolari e "ponti" calcitici. Si notino le crescite laterali; d) particolare della foto precedente che mostra la microstruttura a lamine. I piccoli pozzetti sono probabilmente dovuti a dissoluzione preferenziale in corrispondenza di difetti cristallini o particolato minuto intrappolato tra le lamine.

Fig. 9 - SEM micromorphologies of subglacial calcites (XII Apostoli area): a) a crystal composed of crystallites (BROUGHTON, 1977); b) columnar calcite elongated parallel to the former ice-flow direction, and lateral overgrowths; c) finely laminated micromorphology of the columns put to evidence by weathering. Note lateral overgrowths (arrow); d) detail of photo (c). Note the small triangular pits and spikes between laminae. These morphologies may be ascribed to preferential dissolution along crystal defects or to fine, comminuted particles trapped between laminae.

mento, sia in sezione sottile che al SEM (Figg. 8 e 9c, d). L'aspetto arrotondato delle terminazioni è probabilmente dovuto a ripetuti episodi di dissoluzione, che modificano la precedente terminazione del cristallo e possono coincidere con l'apporto più o meno cospicuo di materiale detritico. Se l'apporto detritico è consistente si formano depositi con morfologie intermedie, costituiti dall'alternanza di livelli di detrito fine e livelli di calcite spatosa colonnare.

Un deposito particolare, osservato al fronte della Vedretta dei XII Apostoli, è costituito da calcite colonnare laminata, ricoperta da singoli cristallini romboedrici di calcite trasparente che non presentano una orientazione preferenziale (Fig. 7). I cristalli euedrali tappezzano in maniera uniforme tutta la cavità subglaciale e si sono probabilmente formati quando la calcite colonnare aveva riempito quasi comple-

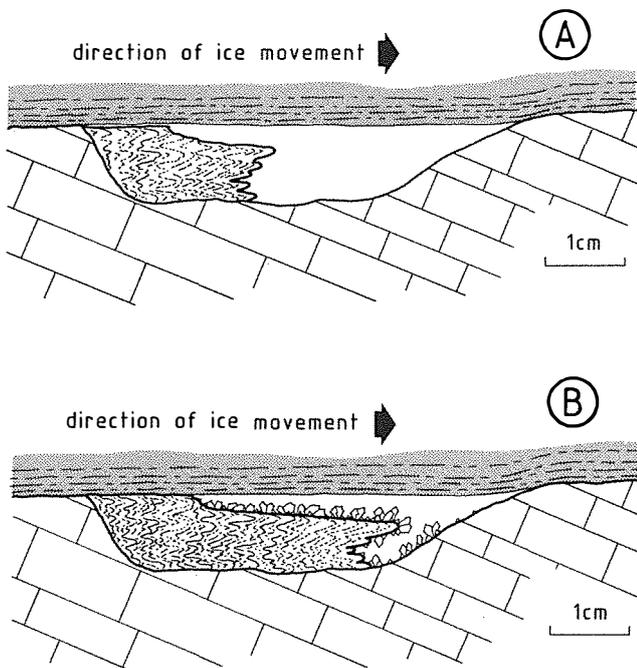


Fig. 10 - Modello interpretativo della formazione di calcite spatosa al di sopra delle microstalattiti subglaciali. A) In una fase iniziale si ha la precipitazione di calcite microstalattitica. B) La calcite microstalattitica ha riempito quasi completamente la cavità subglaciale, precludendo qualsiasi possibilità di drenaggio. La cavità non è più influenzata dallo scorrimento del ghiacciaio soprastante e si comporta come una geode, determinando la precipitazione di singoli cristalli di calcite spatosa sia sulle pareti della cavità, sia al di sopra delle microstalattiti. (Disegno ispirato alla figura 7).

Fig. 10 - Hypothetical reconstruction for the precipitation of coarsely-crystalline calcite on top of subglacial microstalactites. A) The first phase is characterized by precipitation of microstalactites. B) When the microstalactites have almost filled the subglacial cavity and, consequently, hindered drainage, the void becomes "geodic" and favours the precipitation of sparry calcite, both on cavity walls and on flanks of microstalactites.

tamente la cavità, occludendo qualsiasi possibilità di drenaggio (Fig. 10). In questa situazione, se viene a mancare l'apporto detritico, la cavità si comporta in modo analogo ad una geode, favorendo la lenta precipitazione di cristalli romboedrici non allungati dato che la loro formazione non è influenzata dallo scorrimento del ghiacciaio soprastante.

3.2. Carbonati subglaciali della Vedretta di Tuckett

Malgrado l'aspetto morfologico dei depositi subglaciali della Vedretta di Tuckett sia simile a quello osservato negli analoghi depositi delle vedrette della zona dei XII Apostoli, la loro composizione e le caratteristiche micromorfologiche sono molto differenti. I carbonati subglaciali della Vedretta di Tuckett si rinvennero comunemente in depressioni allungate in corrispondenza di fratture impostate lungo vene di dolomite spatosa, molto frequenti sui fianchi della vedretta. A fronte di quest'ultima, si osserva una piana fluvioglaciale riempita da un fango biancastro dolomitico, parzialmente reso coesivo da feltri laminari, di probabile origine batterica. Questo fenomeno non è stato riscontrato nelle altre vedrette studiate.

I carbonati subglaciali della Vedretta di Tuckett sono costituiti in prevalenza da depositi microcristallini laminati, che formano delle incrostazioni biancastre piuttosto tenere, dello spessore fino a 10-12 mm (Fig. 11). Le lamine sono composte da minuscoli cristalli romboedrici di dolomite (ϕ è comunemente di circa $4 \mu\text{m}$), cementati da aghi di aragonite (CaCO_3 ortorombico) della lunghezza di circa $2 \mu\text{m}$, come si è stabilito dalle analisi ai raggi-X (Fig. 12) e dalle osservazioni



Fig. 11 - Vedretta di Tuckett: croste di carbonati subglaciali sulla Dolomia Principale ai fianchi del ghiacciaio. Le croste si sviluppano in prevalenza a valle di piccoli scalini dovuti allo sradicamento di clasti in corrispondenza di fratture della roccia.

Fig. 11 - Tuckett Glacier. Subglacial deposits on the Dolomia Principale. Note that the carbonates develop on the lee side of small discontinuities of the substrate.

al SEM (Figg. 13a, b, c). Dolomite e aragonite sono a loro volta legate da veli di probabile origine batterica (Fig. 13d).

L'aragonite non può essere di origine detritica in quanto nella Dolomia Principale è completamente assente (FRISIA, 1991), e deve quindi essere autigenica.

La dolomite, invece, deriva da fenomeni di abrasione glaciale del substrato, o dalla sua dissoluzione incongruente, favorita dall'eterogeneità tessiturale dei cristalli che costituiscono la Dolomia Principale (BORSATO & FRISIA, 1992). L'osservazione micromorfologica ha infatti posto in evidenza scheggiature e bordi arrotondati che testimonierebbero l'origine detritica di questo minerale (Fig. 14a). Tuttavia, abbiamo osservato anche piccoli cristalli euedrali (romboedrici) associati ad aghi di aragonite che paiono "compenetrare" la dolomite che non mostra chiari segni di dissoluzione o fratturazione. In particolare, il romboedro della Fig. 14b è simile alla dolomite di precipitazione primaria, o diagenesi precoce, osservata nella sabkha dell'Abu Dhabi (MCKENZIE, 1981; FRISIA, 1991), e appare come un "aggregato" di romboedri di ϕ inferiore a 1/10 di μm compenetrati da aragonite.

4. DISCUSSIONE

I carbonati subglaciali delle vedrette delle Dolomiti di Brenta sono diversi a seconda del substrato roccioso su cui scorre il ghiacciaio. Su substrato calcareo si rinvencono depositi monomineralici di calcite. Lo spessore e la morfologia delle calciti subglaciali sono strettamente connessi alle dimensioni delle cavità subglaciali e dall'apporto di materiale detritico. Quest'ultimo dipende da diversi fattori quali: la morfologia del substrato, la disgregazione meccanica della roccia, e la temperatura interna della massa del ghiacciaio che determina una più o meno cospicua fusione del ghiaccio basale. Annate con temperature medie estive elevate provocano un'aumento della fusione basale, con conseguente aumento di portata e torbidità delle acque subglaciali, ed un'aumento della velocità di scorrimento basale del ghiacciaio. Tutto ciò si traduce in un maggiore apporto di materiale detritico che viene incorporato nei depositi subglaciali e successivamente cementato. A parità di altre condizioni (dimensioni delle cavità subglaciali, morfologia del substrato) è quindi probabile che la morfologia esterna ed interna delle calciti subglaciali sia connessa strettamente alla temperatura basale del ghiacciaio durante i mesi estivi. Durante periodi ca-

ratterizzati da estati calde l'acqua di fusione subglaciale aumenta sia di portata che di torbidità, provocando la parziale dissoluzione delle calciti subglaciali e l'apporto di particolato carbonatico fine, dando luogo a depositi di calcite microcristallina laminata. Viceversa, periodi con temperature medie estive rigide favoriscono la crescita di cristalli di calcite spatica non laminata.

Su substrato dolomitico i carbonati subglaciali sono prevalentemente costituiti da depositi laminati di dolomite, aragonite e veli batterici, che divengono successivamente sede di cementazione precoce. È da notare che quella della Vedretta di Tuckett è la prima documentazione di questa associazione mineralogica subglaciale.

L'aragonite è una forma termodinamicamente instabile a temperatura e pressione superficiali. Il motivo per cui si trova in depositi subglaciali dipende dall'elevato rapporto Mg/Ca delle acque subglaciali, dovuto alla dissoluzione della Dolomia Principale. La progressiva espulsione di magnesio, calcio e acido carbonico durante la formazione del BIL innalza il rapporto Mg/Ca nella soluzione, che favorisce la precipitazione di aragonite (LAWRENCE & HENDY, 1989; MORSE & MACKENZIE, 1990) e inibisce quella della calcite. Il progressivo arricchimento selettivo in Mg^{++} , Ca^{++} e HCO_3^- potrebbe anche determinare la precipitazione diretta di dolomite nel caso si raggiungesse la sovrassaturazione rispetto a questo minerale. L'elevata concentrazione di HCO_3^- favorisce la cinetica della precipitazione della dolomite (SIBLEY *et alii*, 1987). Sulla base di queste considerazioni si può ipotizzare che almeno parte della dolomite presente nel deposito subglaciale della Vedretta di Tuckett sia di precipitazione primaria, favorita dall'abbondanza di particolato fine che fornisce i necessari siti di nucleazione ai cristalli. Allo stato attuale delle conoscenze, si tratta di pura speculazione, mancando dati geochimici ed osservazioni microstrutturali che possano provare l'origine autigenica della dolomite. Riteniamo comunque che la dolomite subglaciale della Vedretta di Tuckett abbia una duplice origine: per la maggior parte detritica, secondariamente di precipitazione diretta.

La presenza di veli batterici sembra essere esclusiva dei depositi della Vedretta di Tuckett. Tuttavia feltri batterici si sono osservati anche all'interno della matrice delle morene laterali della Piccola Età Glaciale della Vedretta d'Agola. I feltri batterici hanno un'effetto catalizzante sulla precipitazione del carbonato di calcio, in quanto sottraggono CO_2 e spostano il pH del microambiente a valori elevati (8.5), favorendo la precipitazione extracellulare di carbonato di calcio (SZULC, 1994). Entrambe le morene laterali della Piccola Età Glaciale della Vedretta d'Agola, sono infatti "sovracconsolidate", ovvero in fase di cementazione precoce. L'assenza di veli batterici nelle calciti subglaciali della zona dei XII Apostoli non è quindi

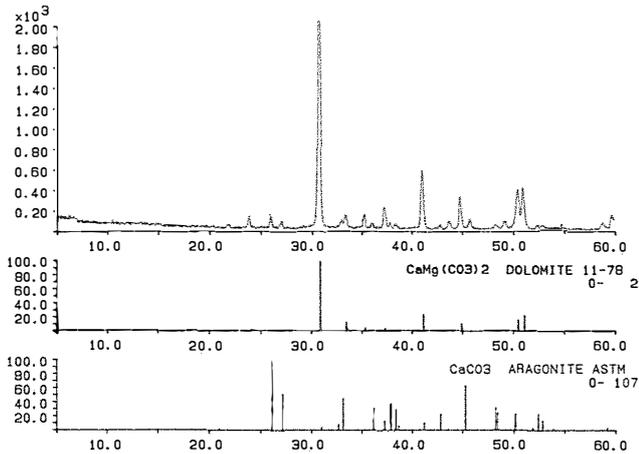


Fig. 12 - Diffrattogramma di deposito subglaciale della Vedretta di Tuckett. Il deposito è formato in prevalenza da dolomite (>90%) e subordinatamente da aragonite.

Fig. 12 - X-ray diffractogram of subglacial deposit from Tuckett Glacier. The deposit is mostly composed of dolomite (>90%) and subordinate aragonite.

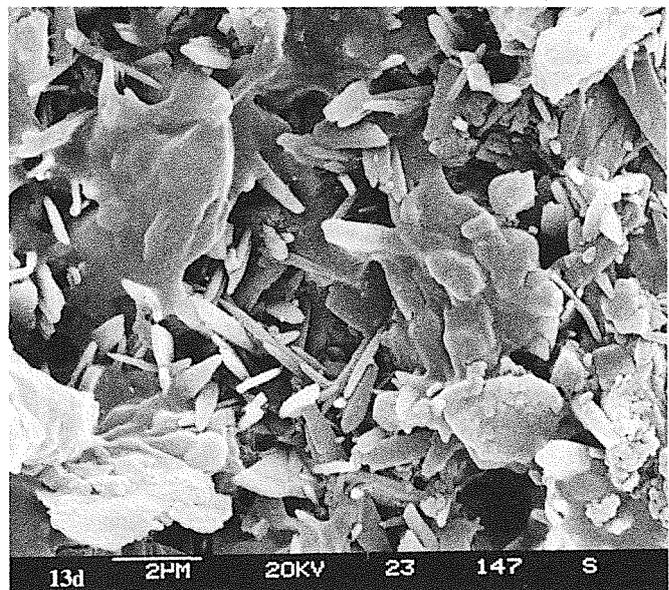
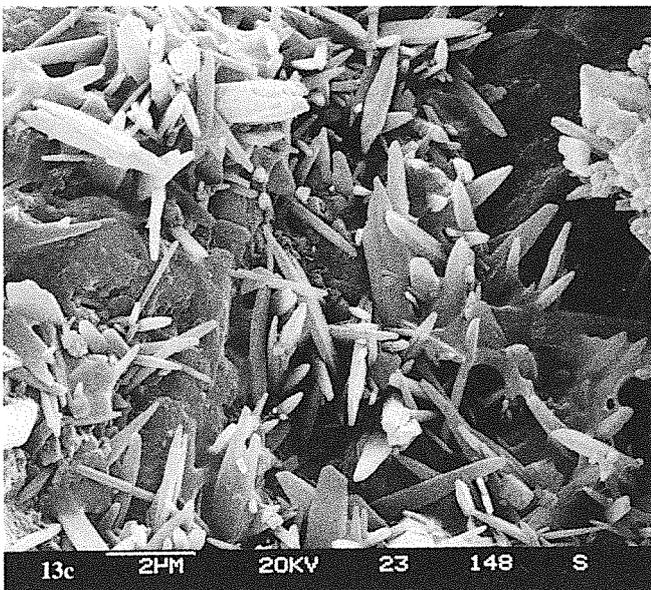
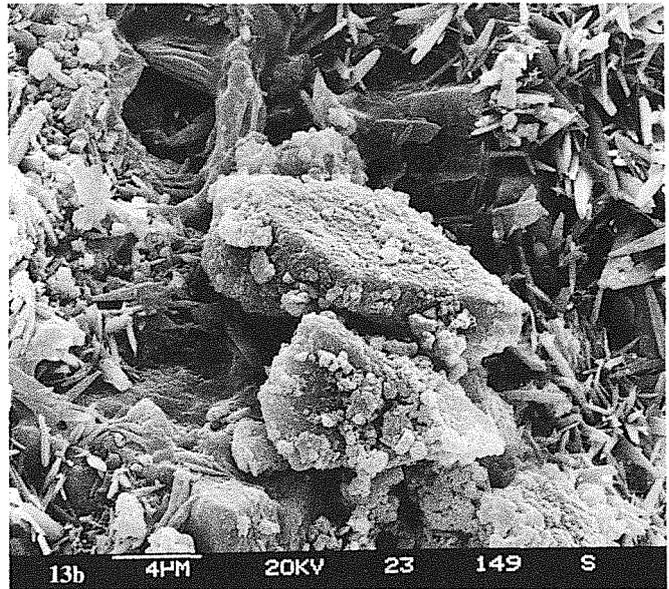
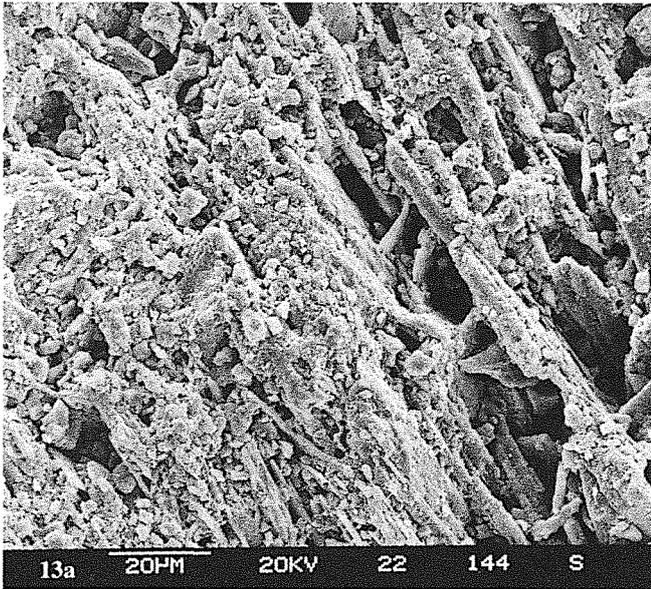


Fig. 13 - Micromorfologie dei depositi subglaciali su substrato dolomitico della Vedretta di Tuckett: a) laminazione dovuta all'alternanza di aghi aragonitici e detrito dolomitico comminuto; b) romboedri di dolomite; c) aghi di aragonite; d) veli batterici che ricoprono sia l'aragonite che la dolomite.

Fig. 13 - SEM micromorphologies of the deposits formed on subglacial dolomitic bedrock at Tuckett Glacier: a) alternating aragonite needles and fine dolomite, probably derived by comminution of the bedrock; b) dolomite rhombs; c) aragonite needles; d) bacterial films developed on both dolomite and aragonite.

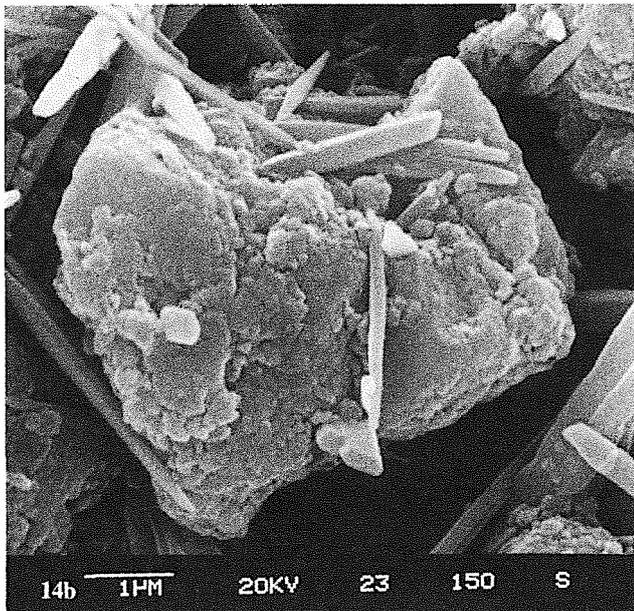
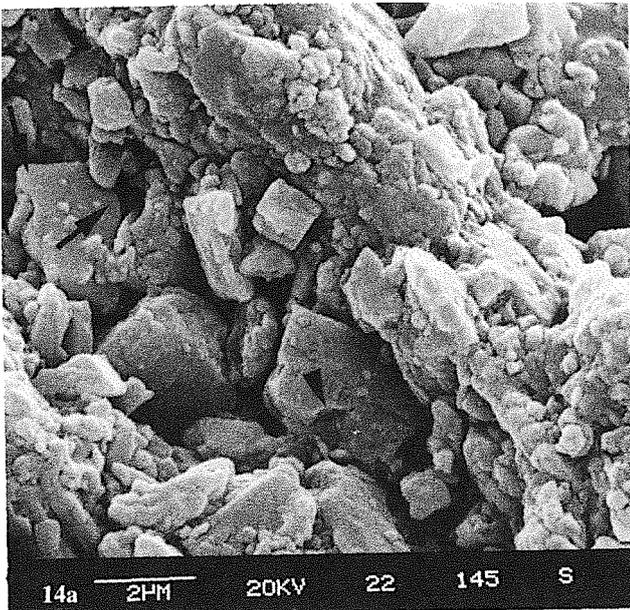


Fig. 14 - Immagini al SEM della dolomite dei depositi subglaciali della Vedretta di Tuckett: a) romboedri di dolomite che mostrano tracce di frattura (freccia corta) e di dissoluzione (freccie lunghe). La loro origine è probabilmente detritica; b) romboedro di dolomite che ingloba aghi di aragonite. Il cristallo fotografato potrebbe essere di precipitazione primaria.

Fig. 14 - SEM micrographs of the subglacial dolomites at Tuckett Glacier: a) dolomite rhombs showing fractures (short arrow) and dissolution (long arrows). These individuals may be of detrital origin; b) dolomite rhomb which incorporates aragonite needles. The crystal shown may be authigenic.

connessa alla natura mineralogica del substrato, quanto alla minor porosità di questi depositi. Questo spiega anche la “preferenza” dei batteri per i sedimenti della piana fluvio-glaciale della Vedretta di Tuckett, caratterizzati da sabbia e silt dolomitico ad elevata porosità. In ogni caso, la segnalazione di questi veli batterici in depositi subglaciali viene ad essere ulteriore conferma dell’ubiquità dei batteri e conferma l’importanza che questi microorganismi rivestono nella formazione di sedimenti carbonatici in ambiente continentale.

Le differenze di facies e mineralogia dei depositi subglaciali delle Dolomiti di Brenta hanno importanti implicazioni sulle caratteristiche geochemiche dei depositi stessi e, di conseguenza, sull’utilizzazione di queste nelle ricostruzioni paleoclimatiche. Infatti, analizzando depositi formati su substrato di dolomie o calcari dolomitici, si ottengono valori che riflettono il mescolamento di segnali diversi quali particolato dolomitico abraso dal substrato, calcite autigenica, dolomite autigenica e aragonite autigenica. In particolare queste tre forme minerali hanno un diverso frazionamento isotopico rispetto allo stesso fluido di precipitazione. Risulta perciò chiaro che prima di utilizzare i dati geochemici di carbonati glaciali e del ghiaccio basale, bisogna conoscere esattamente la natura dei carbonati e le loro relazioni con il BIL. Soltanto un’accurato studio mineralogico, microstratigrafico e geochemico, accoppiato alle moderne tecniche di datazione dei carbonati (*U-series thermal ionisation mass spectrometry*) che permettono di datare in modo accurato (con precisione di +/- 20 anni nell’Olocene Superiore) quantità di carbonato autigenico anche inferiori ad un grammo, permetterebbe di conoscere in maniera dettagliata l’evoluzione dell’ambiente glaciale e subglaciale negli ultimi secoli.

Lo studio dei carbonati subglaciali è quindi un’importante strumento di indagine sia per conoscere le variazioni delle temperature medie estive nelle epoche passate, sia per meglio comprendere i meccanismi dello scioglimento basale in ghiacciai temperati che scorrono su substrato carbonatico.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano A. Rizzi per l’assistenza al SEM, C. Malinverno per le sezioni sottili, il Prof. G. Liborio per le analisi ai raggi-X e il Prof. G. Orombelli per la revisione critica del manoscritto.

RIASSUNTO - Nelle Dolomiti di Brenta, alla fronte dei ghiacciai di estensione maggiore (superiore ai 10 ha), si rinvencono carbonati subglaciali sotto forma di microstalattiti, patine ed incrostazioni, la cui natura mineralogica è diversa a seconda che il substrato sia calcareo o dolomitico. Nella zona a monte del Rif. XII Apostoli, dove il substrato dei ghiacciai è calcareo (Calcari Grigi e Calcare del Misone), i depositi subglaciali consistono unicamente di calcite. La morfologia dei depositi varia a seconda del maggiore o minore apporto di materiale detritico nelle cavità subglaciali: apporti cospicui di particolato carbonatico danno luogo a depositi laminati microcristallini, mentre apporti scarsi o nulli favoriscono la precipitazione di calcite spatica non laminata. I depositi subglaciali della Vedretta di Tuckett, che scorre su Dolomia Principale (Norico), consistono invece in una mistura di aghi di aragonite, romboedri di dolomite e veli batterici. L'aragonite è sicuramente autigenica mentre la dolomite è per la maggior parte detritica, derivata dalla dissoluzione incongruente della Dolomia Principale. Osservazioni al SEM lasciano però supporre che una piccola percentuale di dolomite sia autigenica. L'esposizione subaerea, in seguito al ritiro generalizzato delle fronti glaciali, comporta una rapida dissoluzione dei carbonati, che scompaiono completamente dopo 50 anni.

SUMMARY - In the Brenta Dolomites, subglacial carbonates formed by chemical precipitation after basal ice melting, dissolution of carbonate bedrock and supersaturation induced by regelation differ according to the nature of the subglacial bedrock. In the area of Rif. XII Apostoli, the substrate consists of pure limestones (Calcari Grigi and Calcare del Misone) and subglacial carbonates are wholly composed of columnar and fibrous calcite. The morphology of these deposits is related to the amount of detritus which was carried into the subglacial cavities. Higher quantities of detritus produced laminated and finely crystalline deposits, whereas little detritus favoured precipitation of coarsely crystalline calcite lacking lamination. The subglacial carbonates formed below Tuckett Glacier, which slid on dolomite bedrock (Dolomia Principale), consist of aragonite needles, small dolomite rhombs and bacterial films. Aragonite is unequivocally authigenic and its precipitation occurred as a consequence of the high Mg/Ca ratio of the subglacial meltwater film. Dolomite may be of detrital origin, but SEM observation indicate that it might also be authigenic, as a result of a combination of favourable kinetic factors and supersaturation. Mineralogy does not affect the behaviour of the subglacial carbonates with respect to weathering. When subjected to weathering, after the glacier front retreated, these deposits disappear in about 50 years.

BIBLIOGRAFIA

- AHARON P., 1988 - Oxygen, carbon and U-series isotopes of aragonites from Vestfold Hills, Antarctica: clues to geochemical processes in subglacial environments. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 52, 2321-2331.
- BELLONI S., CATASTA G. & SMIRAGLIA C., 1985 - Parametri climatici e variazioni glaciali nel periodo 1950-1982. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 8 (1985), 97-123.
- BORSATO A., 1991 - Geologia della parte centro-orientale del Gruppo di Brenta (Trentino). *Tesi di Laurea inedita, Università degli Studi di Milano*, pp. 250.
- BORSATO A. & FRISIA S., 1992 - Lithofacies and diagenesis as controlling factors in the development of solution caves in dolomite: the example of the Dolomia Principale (Trentino, Northern Italy). Alpine caves system and their environmental context: Int. Congress, Asiago 1992, *Abstract*, 9.
- BROUGHTON P.L., 1977 - Crystallite precursors and the diagenesis of irregular crystal boundaries in the radial fibrous calcite fabrics. In: Ford T.D. (ed.), *Proc. 7th Int. Speleol. Congr.*, Sheffield, 1977, 84-86.
- BUDD W.F. & McINNESS B.J., 1974 - Modeling periodically surging glaciers. *Science*, 186, 925-927.
- CASTELLARIN A. (coll. FERRARI A.), 1972 - Evoluzione paleotettonica e sedimentaria del limite fra "piattaforma veneta" e "bacino lombardo" a Nord di Rivadel Garda. *Giorn. Geol.*, 2s., v.38(1): 11-212.
- FAIRCHILD I.J. & SPIRO B., 1990 - Carbonate minerals in glacial sediments: geochemical clues to paleoenvironment. In: Glaciomarine Environments. Process and Sediments (a cura di Scourse J.D. & Dowdeswell J.A.) *Geol. Soc. of London Spec. Pub.*, 53, 201-216.
- FAIRCHILD I.J., BRABDY L. & SPIRO B., 1993a - Reactive carbonate in glacial systems: a preliminary synthesis of its creation, dissolution and reincarnation. In: Deynoux M. (ed.), *Earth's glacial record*, Cambridge University Press, in stampa.
- FAIRCHILD I.J., BRABDY L. & SPIRO B., 1993b - Carbonate diagenesis in ice. *Geology*, 21, 901-904.
- FORD D.C., FULLER P.G. & DRAKE J.J., 1970 - Calcite precipitates at the soles of temperate glaciers. *Nature*, 226, 441-442.
- FRISIA S., 1991 - Caratteristiche sedimentologiche ed evoluzione diagenetica della Dolomia Principale (Norico) del Lago d'Idro e delle Dolomiti di Brenta. *Tesi di Dottorato di Ricerca, Università degli Studi di Milano*, pp. 156.
- FRISIA S., BINI A. & QUINIF Y., 1994 - Morphologic, crystallographic and isotopic study of an ancient flowstone (Grotta di Cunturines, Dolomites): Implications for paleoenvironmental reconstruction. *Speleochronos* (in stampa).
- GENTY D., 1993 - Les spéléothèmes du Tunnel de Godarville (Belgique) - un exemple exceptionnel de concrétinement moderne - intérêt pour l'étude de la cinétique de la précipitation de la calcite et de sa relation avec les variations d'environnement. *Speleochronos*, 4 (1992), 3-29.
- HALLET B., 1976 - Deposits formed by subglacial precipitation of CaCO₃. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1003-1015.
- HALLET B., LORRAIN R. & SOUCHEZ R., 1978 - The composition of basal ice from a glacier sliding over limestones. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, pp. 314-320.
- HANSHAW B.B. & HALLET B., 1978 - Oxygen isotope composition of subglacially precipitated calcite: possible paleoclimatic implications. *Science*, 200, 1267-1270.

- HILLAIRE-MARCEL C., SOUCY J.M. & CAILLEUX A., 1979 - Analyse isotopique de concrétions sous-glacières de l'inlandsis laurentidien et teneur en oxygène 18 de la glace. *Can. Jour. Earth Sci.*, 16, 1494-1498.
- JOUZEL J. & SOUCHEZ R.A., 1982 - Melting-refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice. *Jour. Glac.*, 28, 35-42.
- LAWRENCE M.J.F. & HENDY C.H., 1989 - Carbonate deposition and Ross Sea ice advance, Fryxell Basin, Taylor valley, Antarctica. *New Zealand Journ. Geology and Geophysics*, 32, 267-277.
- LEMMENS M., LORRAIN R. & HAREN J., 1983 - Isotopic composition of ice and subglacially precipitated calcite in an alpine area. *Zeit. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 18 (1982), 151-159.
- MCKENZIE J.A., 1981 - Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E.: a stable isotope study. *Journal of Geology*, 89, 185-198.
- MORSE J.W. & MACKENZIE F.T., 1990 - Geochemistry of sedimentary carbonates. Elsevier, Amsterdam, pp. 707.
- NYE J.F., 1973 - Water at the bed of a glacier: IUG/IASH Commission of Snow and Ice, Symposium on the Hydrology of Glaciers, Cambridge, England, 1969. Publ. IASH, 95, 189-194.
- RABAGLIATI R. & SERANDREI BARBERO R., 1982 - I ghiacciai delle Alpi Giulie dal 1920 al 1979. Spostamento delle fronti e variazioni climatiche. *St. Trent. Sc. Nat., Acta Geologica*, 59, 105-126.
- RICCI L., (1929-1958) - Gruppo di Brenta. Rel. Camp. Glac., *Boll. Com. Glac. It.*, ser. 1: 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 19, 20, 22, 23, 24, 25 e ser. 2: 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9 (parte 1°).
- RICCOBONI A., (1962-1981) - Gruppo di Brenta. Rel. Camp., *Glac., Boll. Com. Glac. It.*, ser. 2: 12, 13, 14, 15, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 29 (parte 1°).
- SIBLEY D.F., DEDOES R.E. & BARTLETT T.R., 1987 - Kinetics of dolomitization. *Geology*, 15, 1112-1114.
- SOUCHEZ R.A. & LORRAIN R.D., 1987 - The Subglacial Sediment System. In: *Glacio-fluvial Sediment Transfer* (a cura di A.M. Gurnell & M.J. Clark), 147-163.
- SHARP M., TYSON J-L. & FIERENS G., 1990 - Geochemistry of subglacial calcites: Implications for the hydrology of the basal water film. *Arctic and Alpine Research*, 22, 141-152.
- SZULC J., 1994 - Bacterially-controlled calcification of calcareous tufa and speleothems. IAS 15th Regional Meeting, Ischia 1994, *Abstracts*, 396.
- TREVISAN L., 1939 - Il Gruppo di Brenta. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, XIII, 1-128.
- WENK H.R., BARBER D.J. & REEDER R.J., 1983 - Microstructures in carbonates. In: *Carbonated: Mineralogy and Chemistry* (a cura di R.J. Reeder), *Min. Soc. America Review in Mineralogy*, 11, 301-367.
- WENK H.R., MEISHENG H. & FRISIA S., 1993 - Partially disordered dolomite: Microstructural characterization of Abu Dhabi sabkha carbonates. *American Mineralogist*, 78, 769-774.

Lavoro pervenuto nel marzo 1994.