F.S.R.E.R.

Società Speleologica Italiana

7

QUADERNI DIDATTICI

CLUB ALPINO ITALIANO

Con il patrocinio della
Commissione Centrale per la Speleologia

Erga edizioni

PAOLO FORTI

I DEPOSITI CHIMICI DELLE GROTTE

QUADERNI DIDATTICI della
Società Speleologica Italiana

Coordinamento editoriale:
Giovanni Badino, Carlo Balbiano, Natalino Russo

Per entrare in contatto con gli Autori rivolgersi alla
sede della Società Speleologica Italiana
Via A. Zamboni, 67 - 40127 - Bologna

© Società Speleologica Italiana
Si fa espresso divieto di riprodurre in qualsiasi
maniera, anche parzialmente,
il contenuto dei Quaderni.

Edizione riservata
realizzata nel mese di settembre 2000 da
ERGA EDIZIONI
Via Biga 52 r. - 16144 Genova
Tel. 010.8328441 - Fax 010.8328799
www.erga.it

Quaderni didattici della Società Speleologica Italiana

1 **Geomorfologia e speleogenesi carsica**
Leonardo Piccini

2 **Tecnica speleologica**
Angelo De Marzo, Giuseppe Savino

3 **Il rilievo delle grotte**
Chiara Silvestro

4 **Speleologia in cavità artificiali**
Giulio Cappa

5 **L'impatto dell'uomo sull'ambiente di grotta**
Mauro Chiesi, Gianluca Ferrini, Giovanni Badino

6 **Geologia per speleologi**
Valentina Malcapi, Leonardo Piccini

7 **I depositi chimici delle grotte**
Paolo Forti

8 **Il clima delle grotte**
Carlo Balbiano D'Aramengo

QUADERNI DIDATTICI
DELLA
SOCIETÀ SPELEOLOGICA ITALIANA

7

Paolo Forti

I DEPOSITI CHIMICI DELLE GROTTE

Con illustrazioni di Patrizia Ferraresi

Erga edizioni

PRESENTAZIONE

Gli speleologi hanno il privilegio di frequentare un mondo, quello sotterraneo, ancora poco conosciuto ed esplorato, che praticamente sembra essere stato a loro riservato.
Per questo motivo su di loro ricade in maniera preponderante la responsabilità innanzitutto dell'esplorazione e dello studio delle grotte, ma anche della divulgazione delle conoscenze così acquisite al fine di garantire anche una corretta fruizione e salvaguardia del mondo sotterraneo.
La Federazione Speleologica Regionale dell'Emilia-Romagna, con i suoi Gruppi Federati, svolge da sempre opera di divulgazione attraverso le proprie pubblicazioni e un intensa attività di conferenze, lezioni e corsi di introduzione alla Speleologia e di aggiornamento rivolti non solo ai propri soci ma anche e soprattutto ai neofiti, che intendono iniziare l'attività speleologica in maniera continua e coordinata in uno dei Gruppi Speleologici della Regione.
Uno dei maggiori problemi che si è sempre presentato in questa attività è quello di poter disporre di adeguati supporti didattico-scientifici da fornire a tutti gli interessati: purtroppo, infatti, sino ad oggi, ben poche erano le pubblicazioni speleologiche dedicate alla divulgazione e di queste quasi nessuna aveva i requisiti di economicità e facile reperibilità, assolutamente necessari per poter essere effettivamente utilizzate.
Per questo motivo la FSRER ha aderito entusiasticamente all'idea della SSI di produrre una serie di quaderni didattici che fossero di aiuto innanzitutto alle Scuole, che, ogni anno, formano le nuove leve della Speleologia in Italia, ma che potessero anche essere facilmente utilizzati quali veicolo di divulgazione scientifica anche al di fuori dello stretto ambito speleologico.
Il presente quaderno tratta un argomento, quello dei depositi chimici di grotta, che è molto importante anche se in verità spesso trascurato, non solo a livello scientifico-didattico ma anche divulgativo. Infatti è ben difficile che in una delle oltre 200 grotte turistiche italiane si possa ascoltare una descrizione meno che banale di concrezioni semplici quali le stalattiti, le colate o le pisoliti.
I minerali di grotta, poi, sono un mondo affascinante e di eccezionale interesse scientifico, ma per l'intrinseca rarità di questi depositi, assolutamente estraneo alla stragrande maggioranza degli speleologi, anche se di decennale esperienza.
Siamo quindi orgogliosi di aver contribuito alla realizzazione di questa dispensa che è stata realizzata da un nostro socio, che da oltre 30 anni si dedica specificatamente a questo tema ed è diventato pertanto uno dei maggiori esperti internazionali del campo.

Piero Lucci
Segretario della FSRER

INDICE

1 Introduzione **1**
2 I depositi chimici **2**
3 Il fenomeno del concrezionamento carbonatico **3**
3.1 Diffusione della CO_2 nell'atmosfera 3
3.2 Evaporazione 3
3.3 Effetto dello ione comune 3
3.4 Variazioni di pressione e/o temperatura 4
3.5 Segregazione 4
4 La genesi delle concrezioni più comuni **5**
4.1 Tubolari (cannule) 8
4.2 Stalattiti 9
4.3 Cortine o vele 10
4.4 Stalagmiti 11
4.5 Barriere o gours 11
4.6 Eccentriche 12
4.7 Coralloidi 15
4.8 Pisoliti 15
4.9 Il latte di monte o moonmilk 16
5 Le mineralizzazioni **17**
5.1 Le grotte come ambiente minerogenetico 17
5.2 I solfati e il ciclo dello zolfo 18
5.3 Gli altri minerali di grotta 22
6 L'importanza dei depositi di grotta **23**
7 Le forme in fango e argilla **26**
7.1 Le stalagmiti di fango 26
7.2 I plastici di fango 26
7.3 le vermicolazioni argillose 27
8 Le concrezioni di lava **27**
9 Il colore delle concrezioni **29**
9.1 Sostanze organiche 29
9.2 Ioni metallici 29
9.3 Sostanze pigmentanti 30
9.4 Struttura cristallina 30
10 Il problema calcite-aragonite **31**
10.1 Ione magnesio 31
10.2 Sovrasaturazione 32
10.3 Pressione parziale della CO_2 33
11 L'accrescimento degli speleotemi **33**
12 Conservazione e salvaguardia dei depositi di grotta **34**
13 Bibliografia **36**

1. INTRODUZIONE

Uno dei primi motivi che spinsero l'uomo ad interessarsi dell'ambiente sotterraneo non solo a fini abitativi o religiosi fu quello della ricerca di minerali, che, in molti casi, non poteva in alcun altro modo procurarsi all'esterno dato che questi si formavano esclusivamente all'interno delle grotte.
E' il caso del salnitro, che gli Assiri, oltre 5000 anni fa, ricavavano dalle pareti delle cavità naturali lungo il Tigri per utilizzarlo prima come diuretico e poi anche per la conservazione dei cibi.
L'interesse per questo caratteristico minerale di grotta non è diminuito nei millenni: infatti, dopo la scoperta della polvere da sparo, di cui era fondamentale componente, le cavità naturali assursero a un'importanza strategica, tanto che, in alcuni paesi, quali per esempio il Regno di Napoli, fino alla metà del 1800 le grotte erano di pertinenza esclusiva della casa reale.
Le grotte, poi, molto presto, si sono imposte allo stupore e all'ammirazione degli uomini per il fascino e la stranezza delle concrezioni che ospitavano, che furono rappresentate già agli albori della nostra civiltà: una lamina in bronzo proveniente dal trono del re assiro Shalmaneser III, e conservata al British Museum a Londra, illustra una piccola grotta vicino alle sorgenti del Tigri ove sono chiaramente visibili tre grandi stalagmiti con stillicidio attivo sopra di loro. Anche i Romani nei loro splendidi mosaici dei secoli 4° e 5° dopo Cristo spesso rappresentarono le cavità naturali, con le loro stalattiti, vele e stalagmiti....
All'interesse economico ed estetico, comunque, non corrispose un altrettanto grande interesse scientifico: infatti i primi, pionieristici, studi per comprendere la genesi e l'evoluzione dei depositi chimici e/o fisici delle grotte ebbero inizio solamente poco meno di due secoli fa.
In realtà, poi, come si può ricavare dal diagramma di Fig. 1, solamente dopo l'ultima guerra mondiale si iniziò sistematicamente la descrizione morfologica prima, e lo studio genetico poi, delle concrezioni e delle mineralizzazioni di grotta.
Data la sua relativa "giovinezza" lo studio dei depositi chimici e fisici delle cavità naturali è ancora suscettibile di notevoli scoperte, tanto che non passa anno che nuove concrezioni e nuovi minerali di grotta vengono descritte in ogni parte del mondo.

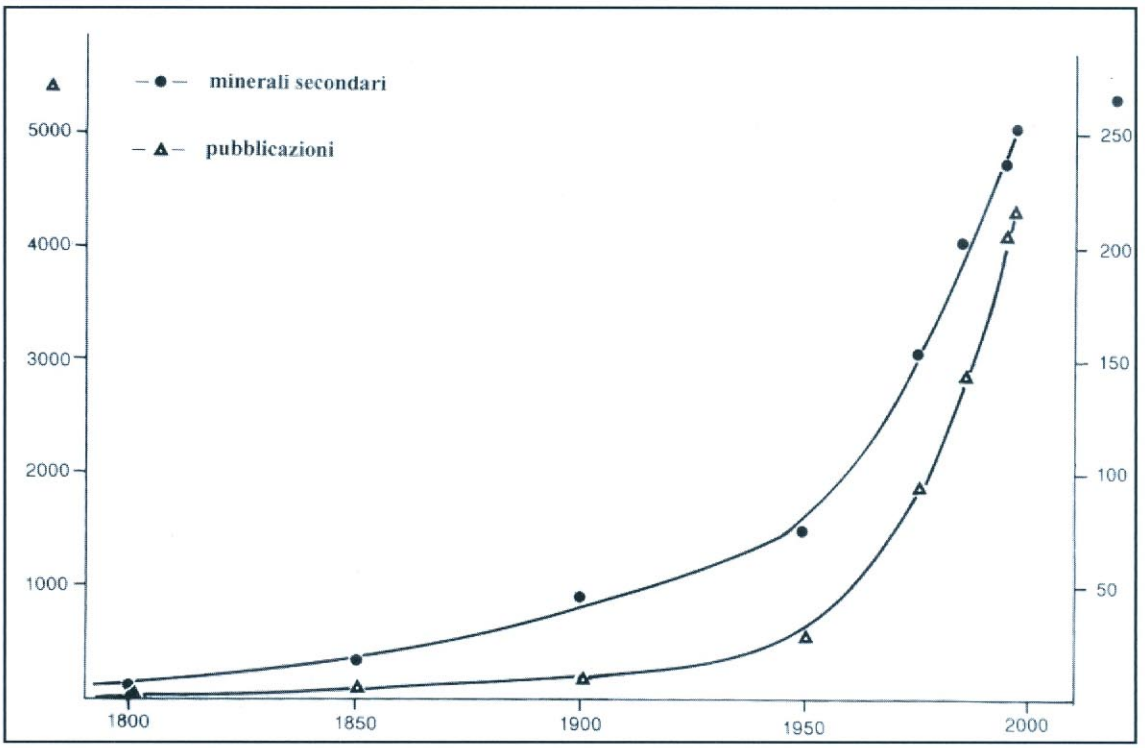


Fig. 1 *Istogramma del numero dei minerali di grotta noti e delle pubblicazioni a stampa edite nel tempo: l'incremento negli ultimi due secoli è stato di tipo esponenziale (da Hill & Forti 1997)*

Dal punto di vista genetico i depositi di grotta si possono distinguere in 3 grandi categorie:
1. **i depositi "fisici"**: accumuli di materiale di frana, accumuli alluvionali trasportati, normalmente dalle acque, ma anche, più raramente, dal vento o dai ghiacciai.
2. **i depositi "biologici"**: quali gli accumuli di guano di pipistrello o di ossa.
3. **i depositi "chimici"**: sostanze depositate a seguito di una reazione chimico-fisica

I depositi fisici di una grotta possono essere "autoctoni" o "alloctoni". I primi derivano dallo smantellamento, parziale o totale, trasporto e deposito di materiali (frammenti della roccia incassante e/o dei depositi chimici della grotta, impurezze della roccia carsificabile o intercalazioni non solubili) incontrati dalle acque di infiltrazione durante il processo carsico, mentre i secondi sono costituiti da materiali introdotti dall'esterno attraverso gli inghiottitoi.
I meccanismi di mobilizzazione prima, trasporto e sedimentazione poi di tutti i depositi fisici (alloctoni e autoctoni) all'interno di una grotta normalmente non differiscono da quelli che caratterizzano una valle esterna in cui scorra un fiume e sono ampiamente descritti in ogni testo di sedimentologia e pertanto non verranno qui trattati in dettaglio.
Moltissime sono le forme risultanti, che però assai di rado attraggono l'attenzione degli speleologi, perché in genere sono prive di caratteristiche estetiche degne di essere notate. Unica eccezione saranno alcune forme particolarmente diffuse, meglio note come le stalagmiti di fango, i "plastici di fango" e le "vermicolazioni argillose", che verranno brevemente descritte in un successivo paragrafo di approfondimento.
I depositi biologici, pur raggiungendo a volte dimensioni anche notevoli, non presentano particolari interessi morfologici: solamente il guano a volte presenta modellamenti che sono comunque analoghi ai "plastici di fango" o alle stalattiti di fango.

2. I DEPOSITI CHIMICI

Le acque che circolano in una grotta contengono sempre una certa quantità di sali minerali, che hanno solubilizzato durante il loro più o meno lungo percorso per raggiungere la cavità. Di solito si tratta di minerali comuni quali il carbonato di calcio, il solfato di calcio, la silice, etc., a seconda se le acque di infiltrazione sono venute in contatto rispettivamente con calcari, gessi, silicati. In alcuni casi però possono anche trasportare in soluzione una grande varietà di anioni e cationi meno comuni.
Quando queste acque affiorano all'interno di una cavità naturale possono, per vari motivi (degassamento, evaporazione, ossidazione, doppio scambio, raffreddamento etc.) divenire soprasature rispetto ad uno o più dei sali che trasportano in soluzione, che conseguentemente precipitano formando un deposito chimico di grotta.
Praticamente da sempre questi depositi sono stati suddivisi in due "sottogruppi" ed esattamente in:
- **Concrezioni**
- **Mineralizzazioni**

La più comune definizione data alle concrezioni è la seguente:
Per concrezione si intende una roccia depositata dall'acqua che ha al suo interno, più o meno evidenti, una serie di lamine o bande subparallele sovrapposte, che rappresentano i suoi successivi stadi di accrescimento.
D'altro canto le mineralizzazioni venivano descritte come:
Per mineralizzazione si intende un deposito chimico di aspetto omogeneo e compatto, spesso macrocristallino.
La differenza, quindi, era essenzialmente basata sul "grado di cristallinità", che doveva essere alto nelle mineralizzazioni e basso nelle concrezioni. In realtà in natura esistono molte concrezioni macrocristalline o addirittura monocristalline, mentre, d'altra parte, esistono mineralizzazioni criptocristalline o francamente amorfe: in pratica non vi è soluzione di continuità. I depositi chimici di grotta, infatti, partendo da composti totalmente amorfi arrivano a composti monocristallini.
E' evidente quindi che la suddivisione operata tra concrezioni e mineralizzazioni sulla base del grado di cristallinità non è scientificamente valida.
Uno stesso composto, uno stesso minerale, può di volta in volta formare una "concrezione" o una "mineralizzazione" a seguito della stessa reazione chimico-fisica, variando solo le condizioni al contorno (grado di sovrasaturazione, temperatura, agitazione dell'acqua...)
In effetti le concrezioni altro non sono che una forma particolare che può essere assunta da un qualunque deposito chimico: pertanto la differenziazione tra concrezioni e mineralizzazioni ha esclusivamente un valore morfologico.
Detto questo, si è ritenuto comunque valido mantenere la suddivisione tra concrezioni e mineralizzazioni, in modo da facilitare la comprensione dei vari aspetti del problema.
Nel paragrafo dedicato alle concrezioni, infatti, parleremo essenzialmente di fattori e meccanismi che controllano l'evoluzione delle loro forme, mentre in quello dedicato alle mineralizzazioni si discuterà dei processi che sovrintendono alla deposizione di un ben determinato composto chimico.
Questi due paragrafi saranno preceduti da una breve descrizione dei meccanismi chimico-fisici che portano alla evoluzione delle concrezioni di $CaCO_3$ (calcite e aragonite): questo sia per motivi storici, dato che un tempo la parola concrezione era sinonimo di speleotemi carbonatici, sia perché queste concrezioni rappresentano oltre il 98% di tutti i depositi chimici delle grotte del mondo e sono, molte volte, gli unici in cui uno speleologo si imbatte in tutta la sua attività sottoterra.

3. IL FENOMENO DEL CONCREZIONAMENTO CARBONATICO

Inizialmente il termine concrezione era riservato agli speleotemi di carbonato di calcio, quindi si è trasferito anche a quelli di gesso e, via via che si ampliava la conoscenza mineralogica del mondo sotterraneo, si scopriva che molti altri minerali potevano dare luogo a concrezioni assolutamente identiche per forma e meccanismi evolutivi a quelle di carbonato di calcio.
In questo paragrafo verranno considerati i meccanismi che portano alla deposizione di depositi di carbonato di calcio, mentre non si parlerà affatto della morfologia, della forma esterna, delle concrezioni di calcite e, subordinatamente, di aragonite, che verranno descritte cumulativamente nel prossimo paragrafo, che ha una validità morfologica generale.
Il meccanismo attraverso il quale le formazioni carbonatiche vengono disciolte dalle acque di infiltrazione meteorica è il ben noto processo carsico, che è qui riassunto e semplificato nella seguente reazione chimica:

$$Ca\,CO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftarrows Ca^{2+} + 2HCO_3$$

In generale le acque di infiltrazione meteorica, essendosi arricchite di anidride carbonica nel passaggio attraverso lo strato di suolo, quasi sempre presente in superficie, possono disciogliere una quantità di carbonato di calcio superiore a quella che può rimanere in equilibrio nell'acqua una volta che questa riaffiora nell'ambiente aereato di grotta: pertanto l'acqua diventa concrezionante e può dare luogo a depositi di calcite e/o aragonite in funzione delle caratteristiche chimico-fisiche peculiari del luogo ove avviene la precipitazione (v. paragrafo Calcite-Aragonite).
I processi che possono portare alla sovrasaturazione rispetto al carbonato di calcio sono essenzialmente 5, anche se il loro peso relativo è molto differente.

3.1. Diffusione della CO_2 nell'atmosfera

La diffusione della CO_2 nell'atmosfera della grotta è sicuramente di gran lunga il processo dominante nella formazione delle concrezioni di $CaCO_3$ nella stragrande maggioranza delle grotte.
La concentrazione in CO_2 dell'atmosfera di una grotta ben ventilata è circa 10 volte superiore a quella dell'ambiente esterno, ma risulta essere da 25 a 250 volte inferiore alla concentrazione presente nelle acque di infiltrazione che abbiano attraversato un suolo. Conseguentemente, quando queste acque raggiungono una grotta aereata, rapidamente si mettono in equilibrio con la sua atmosfera, liberando in essa l'eccesso di CO_2 trasportata.
La diminuzione della concentrazione di CO_2 in soluzione, a sua volta fa invertire l'equilibrio di dissoluzione del carbonato di calcio, con conseguente precipitazione di $CaCO_3$ sotto forma di calcite e/o di aragonite secondo la formula:

$$Ca^{2+} + 2HCO_3^- \rightleftarrows CO_2\uparrow + H_2O + Ca\,CO_3\downarrow$$

In genere, questo meccanismo è più efficiente nei mesi estivi, quando il contenuto in anidride carbonica delle acque di infiltrazione è massimo, mentre diminuisce nei mesi invernali poiché l'attività batterica a livello del suolo, che è responsabile degli alti livelli di concentrazione in CO_2 nell'atmosfera correlata, è praticamente ferma.
Analogamente il processo sarà favorito nelle aree a clima caldo umido, dato che in queste aree la vegetazione è più rigogliosa e conseguentemente lo sono le reazioni a livello del suolo.

3.2. Evaporazione

L'evaporazione dell'acqua può essere causa di precipitazione del carbonato di calcio, anche se questo processo è sicuramente molto subordinato rispetto alla diffusione dell'anidride carbonica. In effetti, per avere evaporazione, bisogna che l'umidità relativa sia sufficientemente bassa e inoltre è necessario che il vapor acqueo prodotto venga allontanato. In molte grotte l'umidità relativa si avvicina o addirittura supera il 100% e spesso i movimenti d'aria, tranne in punti particolari (pozzi, strettoie...) sono scarsi.
Il fenomeno dell'evaporazione acquista importanza nei climi caldi secchi o aridi (nel deserto del Nuovo Messico si è stimato che oltre il 40% delle concrezioni di $CaCO_3$ sono formate per evaporazione).
Lo stesso avviene in zone a climi subpolari, ove la quantità di acque di infiltrazione è molto ridotta dalla presenza stagionale del ghiaccio e pertanto non riesce a bilanciare la notevole capacità di evaporazione sviluppata dalle correnti di aria secca che entrano nelle grotte.
Le concrezioni di carbonato di calcio più comuni a seguito di questo meccanismo sono i coralloidi di calcite e gli aghi di aragonite.

3.3. Effetto dello ione comune

L'effetto dello ione comune, che in speleogenesi è meglio noto col nome di dissoluzione incongruente,

perché spesso coinvolge contemporaneamente la dissoluzione di un sale e la precipitazione di un altro, è un processo che può divenire dominante o addirittura esclusivo in alcuni ambienti particolari, quali quelli gessosi .
Nelle grotte scavate nel gesso dei climi temperati umidi o caldi umidi, infatti, le acque di infiltrazione sono ricche di anidride carbonica e, iniziando a sciogliere il gesso, raggiungono molto rapidamente la saturazione rispetto al carbonato di calcio, mentre sono ancora lontane dalla saturazione rispetto al solfato di calcio. Conseguentemente inizia a precipitare la calcite, che, così facendo, diminuisce la concentrazione di ioni calcio nella soluzione e pertanto permette di solubilizzare una quantità di gesso superiore a quella prevista dal prodotto di solubilità di questo sale (Fig. 2). Il processo può essere molto efficiente: basti pensare che a lui è dovuto tutto il concrezionamento carbonatico delle grotte in gesso del bolognese.
Lo stesso effetto si verifica all'interno di grotte calcaree in cui vi siano potenti depositi gessosi: in questo caso il gocciolamento di acqua satura o anche sottosatura rispetto al carbonato di calcio innesca il processo della dissoluzione incongruente di parte del deposito di gesso su cui si accumulano piccole concrezioni sciolte di calcite, simili, per certi versi, alle pisoliti.
Infine è grazie alla dissoluzione incongruente se all'interno delle grotte in dolomia, che hanno strati calcarei sovrastanti, troviamo concrezioni carbonatiche: infatti le acque di infiltrazione meteorica si saturano di carbonato di calcio durante il loro percorso per raggiungere le dolomie e quindi solubilizzando la dolomite automaticamente divengono sovrasature rispetto alla calcite che da quindi luogo a concrezioni.

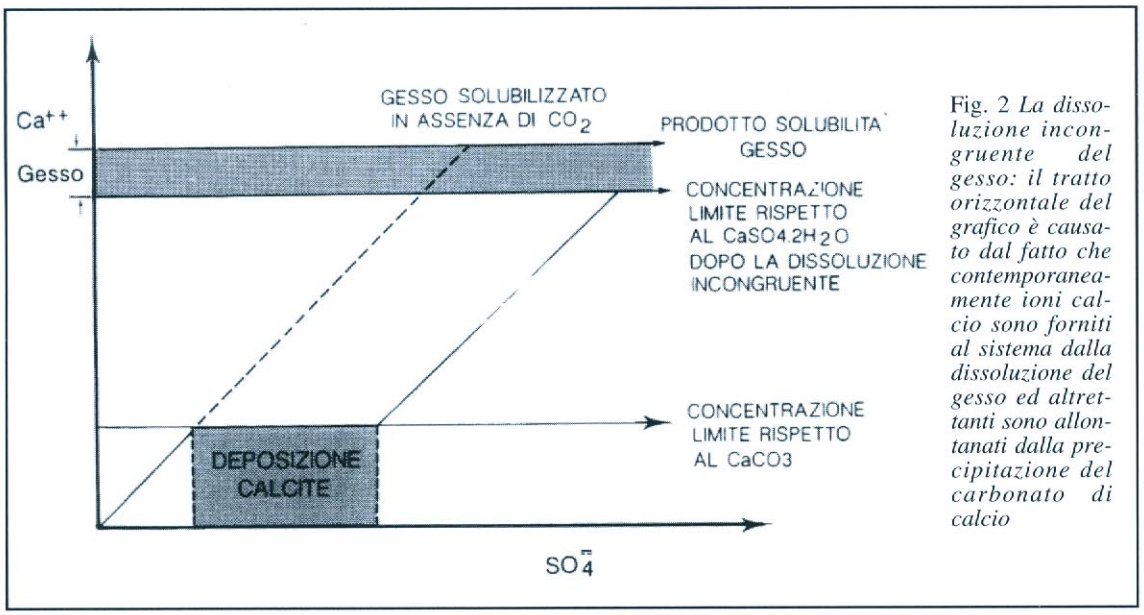


Fig. 2 *La dissoluzione incongruente del gesso: il tratto orizzontale del grafico è causato dal fatto che contemporaneamente ioni calcio sono forniti al sistema dalla dissoluzione del gesso ed altrettanti sono allontanati dalla precipitazione del carbonato di calcio*

3.4. Variazioni di pressione e/o temperatura

Questo effetto è presente essenzialmente in quelle grotte interessate da risalita di acque termali, al cui interno possono avvenire anche notevoli sbalzi (negativi) di pressione e temperatura.
La diminuzione di pressione facilita il degassamento (e quindi la diffusione della CO_2 nell'atmosfera di grotta, ovvero, se si è in ambiente completamente allagato e privo di fase aerea, la formazione di bolle di questo gas), con conseguente precipitazione di carbonato di calcio.
La diminuzione di temperatura invece diminuisce direttamente la solubilità del carbonato di calcio.
Normalmente le druse di grandi cristalli di calcite o le concrezioni gluteiformi hanno questa genesi.

3.5. Segregazione

E' il meccanismo per cui, quando solidifica, l'acqua tende ad escludere dal ghiaccio tutte le impurezze ed i sali che portava disciolti. Questo meccanismo è attivo solamente nelle zone di alta montagna e subpolari e le concrezioni che si formano di solito sono effimere: sopravvivono cioè solamente durante il periodo di congelamento, venendo quindi risolubilizzate nella stagione calda, quando si ha la fusione dei depositi di ghiaccio.
La forma classica dei depositi di segregazione è quella di un sottile strato di polvere impalpabile che ricopre la superficie esterna delle colate di ghiaccio, anche se altre forme, quali quelle del latte di monte sono state anche segnalate.
Val qui la pena di ricordare che il processo di segregazione è tanto più efficiente quanto più alta è la concentrazione del sale disciolto e pertanto questo fenomeno è più evidente nelle grotte in gesso, ove però è relativo appunto al gesso.

4. LA GENESI DELLE CONCREZIONI PIU' COMUNI

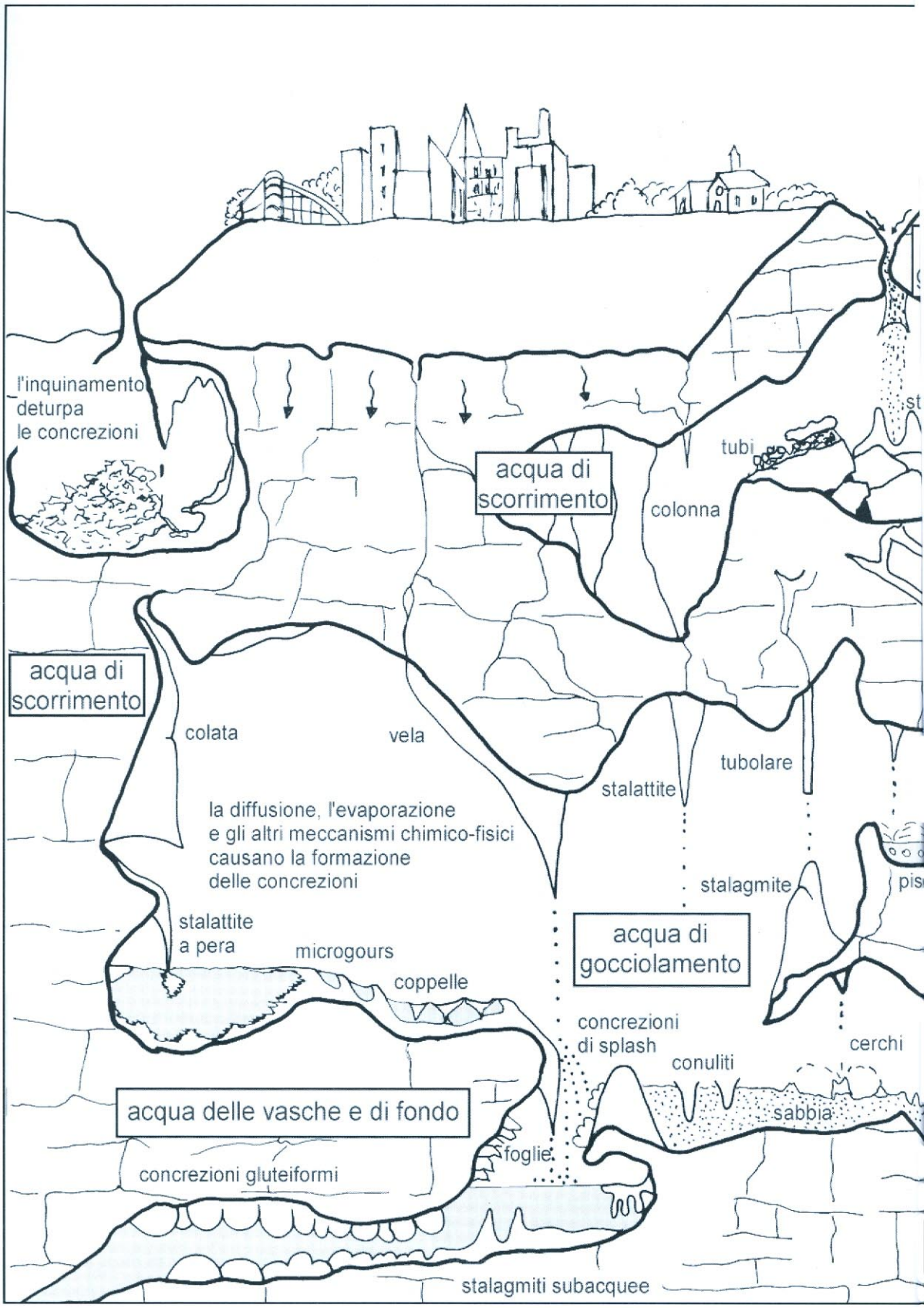
Come abbiamo accennato precedentemente, la forma esterna di un particolare tipo di concrezione è pochissimo influenzata dal tipo di minerale che la compone. Vari sono in realtà i parametri che possono concorrere a modificare la forma e l'aspetto esterno degli speleotemi, tra questi: la struttura cristallina (una stalagmite monocristallina può differire leggermente da una microcristallina o amorfa) e il tipo di reazione chimico-fisica che causa la precipitazione del sale che le genera (le concrezioni dovute ad evaporazione sono di solito più "rugose" esternamente rispetto a quelle dovute a diffusione di CO_2).
E' indubbio, comunque, che il fattore che, di gran lunga, condiziona l'aspetto esterno degli speleotemi è il moto dell'acqua che le genera: per questo motivo la classificazione più logica delle concrezioni si basa appunto su questo parametro. Esistono comunque alcuni tipi particolari di concrezioni, quali i coralloidi e il latte di monte per esempio, che possono essere generati in condizioni differenti di dinamica idrica (flusso, condensazione e, subordinatamente, sommersione) e pertanto dovrebbero trovare posto in più di una classe.
In generale, però, anche se differenti tipi di moto possono concorrere alla formazione di una determinata concrezione, vi è sempre un tipo di moto che è "dominante", nel senso che è quello che maggiormente controlla l'evoluzione di quel particolare tipo di speleotema.
Anche se la classificazione basata sul moto dell'acqua va bene per il 99% e forse più dei casi, va detto che esistono anche rare concrezioni, che si formano in acque totalmente ferme, a seguito di processi di diffusione ionica, senza quindi che la massa d'acqua globalmente sia soggetta ad alcun movimento: tali concrezioni si rinvengono essenzialmente in ambienti freatici caratterizzati dal contatto statico di acque a differente chimismo (meteorica e termale, meteorica e connata...), ambienti che molto di rado possono essere incontrati durante le normali esplorazioni speleologiche.
Utilizzando il criterio della suddivisione sulla base del moto dell'acqua che le genera, le concrezioni possono essere suddivise in 6 grandi classi (v. Tab. 1).

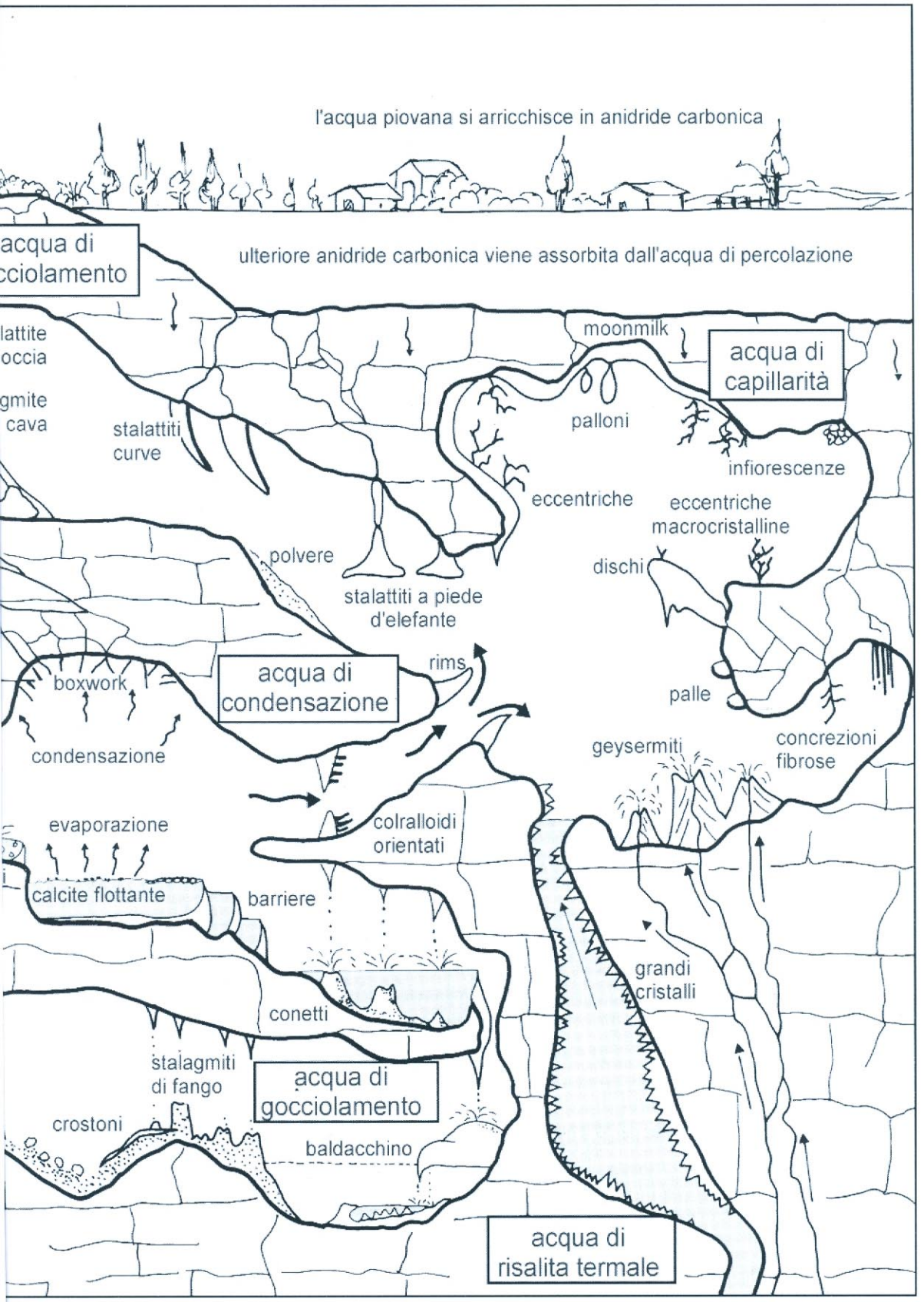
Moto dell'acqua	**Concrezioni risultanti**
Gocciolamento: Caduta	*Stalattiti*, *Tubolari*, *Vele*
Gocciolamento: Impatto	*Stalagmiti*, Conuliti, Concrezioni da Splash, Cerchi,
scorrimento	Crostoni, Colonne, *Barriere*, *Moonmilk*
sommersione	*Pisoliti*, *Coralloidi*, *Moonmilk*
capillarità	*Eccentriche*, Dischi
evaporazione	Cristalli flottanti, *Coralloidi*, Tays
condensazione	Rims, Boxworks, *Coralloidi orientati*, *Moonmilk*
saliente	Geysermiti

Tab. 1 *Principali tipi di concrezioni, suddivisi in funzione delle caratteristiche del moto delle acque che li generano: quelli in corsivo sono descritti nel testo.*

Le classi sono elencate in Tab.1 in ordine di importanza decrescente: dalla prima in cui vi sono tutte le concrezioni dovute al gocciolamento (stalattiti, stalagmiti,...) che sono comunissime in grotta, per giungere in fondo alle classi di concrezioni più rare quali appunto sono quelle da condensazione e dalla risalita di acque profonde.
Al primo gruppo appartengono le concrezioni più comuni e numerose, per questo sono state ulteriormente suddivise in due sottogruppi, anche perché l'effetto cinetico del distacco di una goccia è molto diverso di quello dell'impatto della medesima su un pavimento e quindi le morfologie risultanti sono molto differenti tra loro.
L'insieme delle concrezioni che possono svilupparsi in una grotta naturale sono schematizzati in Fig. 3.
Non essendo possibile, vista la dimensione di questa dispensa, descrivere in dettaglio tutti i tipi e sottotipi di concrezioni attualmente noti per l'ambiente di grotta, qui di seguito verranno riportate le caratteristiche morfologiche e genetiche solamente di alcune delle concrezioni più comuni, rimandando coloro che vogliano saperne di più alle pubblicazioni indicate al termine.

Fig. 3 *Spaccato di una grotta teorica in cui sono rappresentati tutti i principali tipi di concrezioni che vi si possono formare (pagina seguente)*


l'inquinamento
deturpa
le concrezioni
acqua di
scorrimento
tubi
colonna
acqua di
scorrimento
colata
vela
tubolare
stalattite
la diffusione, l'evaporazione
e gli altri meccanismi chimico-fisici
causano la formazione
delle concrezioni
stalagmite
stalattite
a pera
microgours
coppelle
acqua di
gocciolamento
concrezioni
di splash
cerchi
conuliti
acqua delle vasche e di fondo
sabbia
foglie
concrezioni gluteiformi
stalagmiti subacquee


l'acqua piovana si arricchisce in anidride carbonica
acqua di
cciolamento
ulteriore anidride carbonica viene assorbita dall'acqua di percolazione
lattite
occia
gmite
cava
stalattiti
curve
moonmilk
acqua di
capillarità
palloni
infiorescenze
eccentriche
eccentriche
macrocristalline
dischi
polvere
stalattiti a piede
d'elefante
rims
boxwork
acqua di
condensazione
palle
condensazione
geysermiti
concrezioni
fibrose
evaporazione
colralloidi
orientati
calcite flottante
barriere
grandi
cristalli
conetti
stalagmiti
di fango
acqua di
gocciolamento
crostoni
baldacchino
acqua di
risalita termale

4.1. Tubolari (cannule)

Si tratta di stalattiti particolari il cui diametro coincide con quello della goccia che le genera (4-6 mm). Lo spessore delle sue pareti non supera mai alcuni decimi di millimetro, mentre la lunghezza può essere anche di vari metri. Il meccanismo che le genera è assolutamente semplice e totalmente determinato dalla frequenza di distacco della goccia che affiora da un canalicolo (frattura) del soffitto.

Una velocità troppo alta di distacco, infatti, non permetterebbe al materiale, che forma la concrezione, di depositarsi e quindi non avremmo nessuno speleotema. La frequenza di gocciolamento per le cannule è ben definita: infatti deve essere sufficientemente lenta per permettere la deposizione del materiale, ma abbastanza veloce da consentirne il deposito solamente lungo il margine della goccia stessa, senza permettere quindi che la sovrasaturazione, raggiungendo anche l'interno della goccia, consenta al materiale di "restringere" la luce del canalicolo, trasformando così la cannula in una stalattite vera e propria (Fig. 4).

In pratica la cannula consiste di una successione di anelli circolari, di uguale diametro e spessore, che si depongono uno sull'altro.

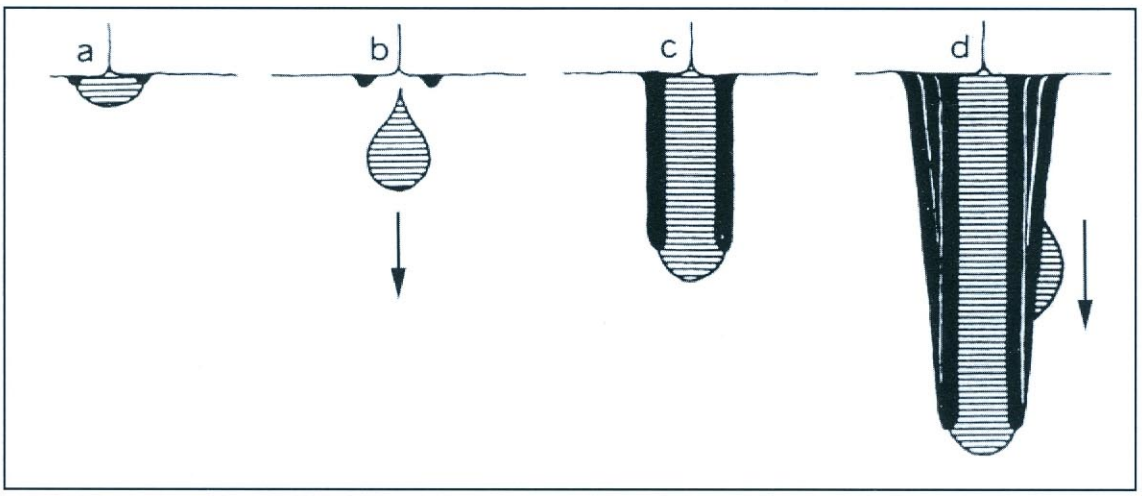


Fig. 4 *Crescita di una cannula (a-c) e trasformazione di questa in una stalattite (d) per apporti laterali*

Dato che lo sviluppo e la forma di una tubolare dipende esclusivamente dalla forma dalla goccia che la genera, e questa a sua volta è controllata dalle caratteristiche fisiche dell'acqua e dalla forza di gravità, è possibile, per via matematica, definirne il diametro secondo la formula:

$$B_{\circ} = \frac{\rho \cdot g \cdot d^2}{\sigma}$$

dove

$B_{\circ}$ = *costante adimensionale*
σ = *tensione superficiale dell'acqua*
g = *accelerazione di gravità*
d = *diametro della tubolare*
ρ = *densità della soluzione*

Il valore ricavato statisticamente per $B_{\circ}$ è di 3.5, il che comporta a fissare come valore per il diametro di una tubolare 5.1 mm.

Tale diametro comunque è da intendersi di "equilibrio", in effetti si possono osservare tubolari che, inizialmente, hanno diametri più piccoli o più grandi. In ogni caso, però, la tubolare tende rapidamente a raggiungere il diametro di equilibrio dato che la forma della goccia che la genera, si modifica al momento del distacco, finchétale diametro non è raggiunto: se il diametro di partenza è inferiore a quello d'equilibrio la forma della goccia sarà come in Fig. 5A, in caso contrario sarà come in Fig. 5B

Passando ora a considerare la struttura delle tubolari, si nota che essa è spesso monocristallina e caratterizzata

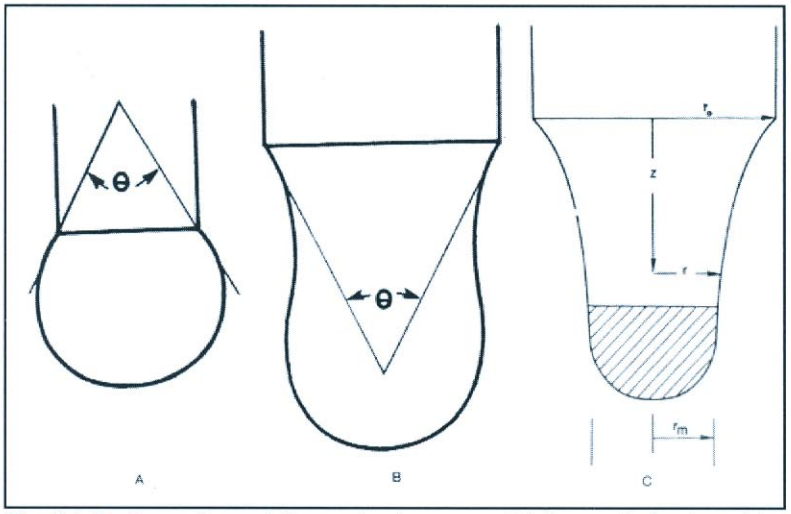
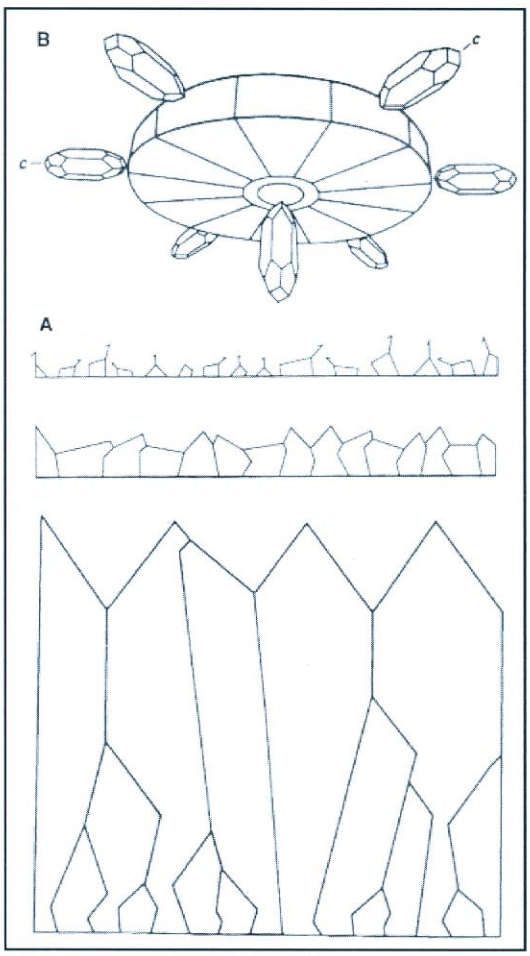


Fig. 5 *A-B: diverse forme della goccia al momento del distacco in funzione del diametro della tubolare. C convergenza della cannula al diametro di equilibrio che inizialmente era* $r_o = 2r_m$

Fig. 6 A *competizione selettiva con evoluzione di soli cristalli con allungamento parallelo alla direzione di accrescimento: 1) i cristalli inizialmente hanno direzione variabile; 2) quelli con direzioni più favorevoli alla crescita sopravvivono occupando il posto anche di quelli con direzioni di allungamento meno favorevoli; 3) dopo un certo tempo sopravvivono solo i cristalli con asse c parallelo alla direzione di crescita.*

B- Disposizione degli assi di accrescimento dei cristalli all'interno di una stalattite classica: lungo il canalicolo centrale l'asse c è disposto parallelamente a questo, dato che la direzione di crescita è verticale, mentre nelle bande di accrescimento laterali l'asse c è perpendicolare al canalicolo centrale



dall'avere sempre l'asse di massimo allungamento dei cristalli parallelo alla direzione di crescita, che è quella di caduta della goccia che le genera.

Infatti quando l'evoluzione di una forma può avvenire solo in una direzione, come nel caso delle tubolari, la "competizione selettiva" (v. Fig. 6A) tra i cristalli fa sì che solamente quelli con l'asse di maggior allungamento paralleli alla direzione di sviluppo possibile sopravvivano. In effetti se noi andiamo a vedere la base di una tubolare, al contatto con la roccia del soffitto, vediamo che, inizialmente, i cristalli di calcite che la compongono sono messi con orientazioni del tutto variabili e casuali (di solito orientati come i cristalli della roccia su cui si sono depositati). Dopo pochi millimetri, però, sono rimasti solamente gli elementi disposti con l'asse c parallelo a quello di accrescimento e da questo momento in avanti la tubolare crescerà in maniera monocristallina. Per questo motivo molto spesso capita di vedere tubolari rotte lungo piani di inclinazione costante o con la terminazione apicale frastagliata lungo angoli costanti, che rappresentano rispettivamente il piani di sfaldamento o le facce del cristallo che le compone.

4.2. Stalattiti

Le stalattiti sono certamente il tipo di concrezione più comune. La loro caratteristica principale è quella di avere un canalicolo di alimentazione interno, il cui diametro varia da alcuni decimi di millimetro a qualche millimetro ed altro non è che il proseguimento del meato da cui originariamente scaturiva la goccia sul soffitto della grotta. A volte una porzione o tutto il canalicolo interno può essere costituito da una vera e propria tubolare, altre volte il canalicolo interno può essere del tutto occluso e quindi l'accrescimento avviene solamente per apporti esterni.

La forma delle stalattiti è conica molto allungata e riflette il fatto che la crescita avviene normalmente attraverso due meccanismi differenti.

Apicalmente, dove affiora l'acqua del canalicolo interno come per le tubolari, ma anche lungo le pareti esterne ove apporti laterali di acqua di scorrimento

depositano veli concentrici di materiale. Questi differenti tipi di alimentazione causano una più complessa struttura cristallina: la porzione a contatto con il canalicolo interno, infatti, avrà la stessa struttura delle tubolari, mentre gli anelli di accrescimento laterali, sempre per il meccanismo della competizione selettiva, si presenteranno di norma con cristalli con asse di massimo allungamento disposto radialmente rispetto all'asse di accrescimento apicale (Fig. 6B).
In realtà questa struttura (detta a "palizzata") è caratteristica di una velocità di accrescimento media, se tale velocità, che dipende dal grado di sovrasaturazione, aumenta o diminuisce anche l'organizzazione cristallina della stalattite varierà (Fig. 7). Se il grado di sovrasaturazione è molto basso, allora non vi è sufficiente energia per permettere la formazione di nuovi individui cristallini ma si ha solamente accrescimento dei cristalli già esistenti: in questo caso avremo lo sviluppo di speleotemi monocristallini con asse di massimo allungamento parallelo all'asse di crescita apicale: le stalattiti quindi tenderanno anche a perdere la sezione subcircolare per assumerne una più spigolosa (in generale triangolare o esagonale), rappresentata dalle facce del monocristallo.
Nel caso opposto di una sovrasaturazione molto elevata, la velocità di formazione di nuovi cristalli sarà talmente elevata da inibire la competizione selettiva e pertanto all'interno delle bande di accrescimento radiale i cristalli avranno una disposizione casuale.

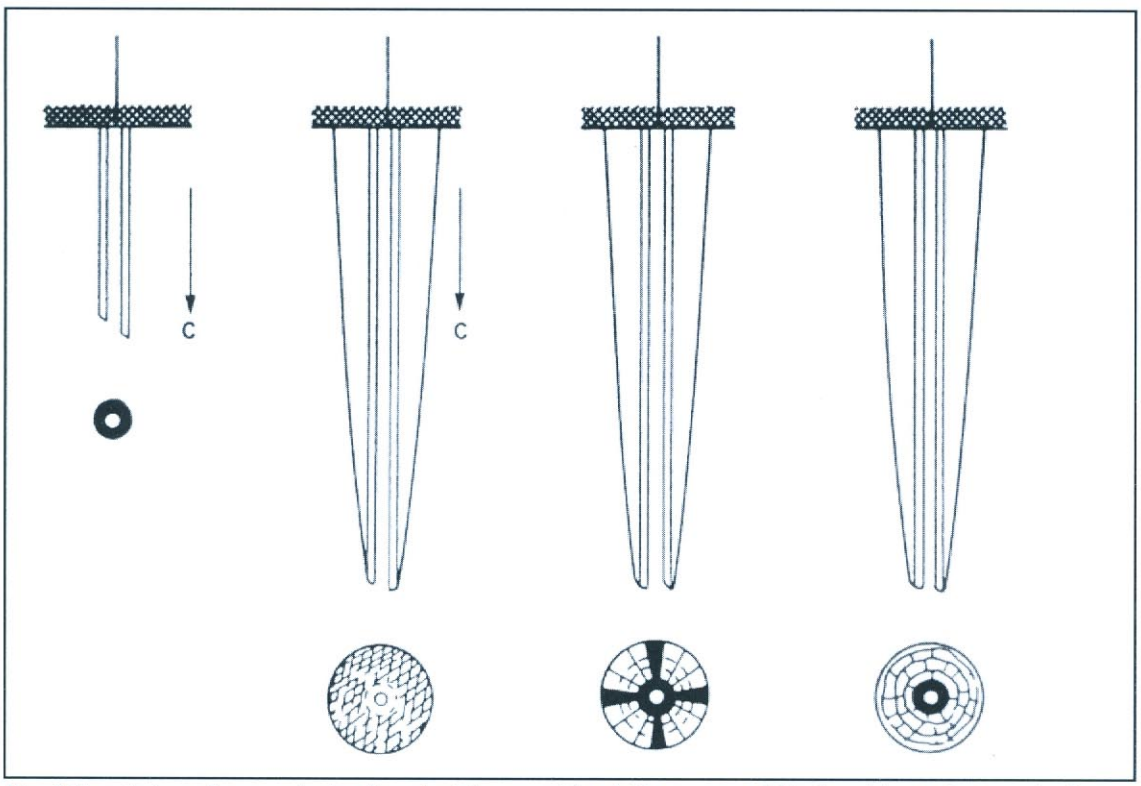


Fig. 7 *L'evoluzione di una stalattite dipende dalla quantità e dalla costanza della deposizione. Con crescita lenta e costante si genera una cannula o una stalattite monocristallina con asse di massimo accrescimento parallelo all'asse di crescita (sia per le tubolari che per le stalattiti). Uno stillicidio più intenso, l'aumento di sovrasaturazione e/o una fluttuazione nelle condizioni di crescita porta all'evoluzione di una stalattite classica mentre un aumento notevole della sovrasatruazione porta a stalattiti con cristalli orientati in modo del tutto casuali. La forma esterna della stalattite comunque non cambia.*

4.3. Cortine o vele

Le cortine o vele si originano quando una goccia d'acqua non si stacca direttamente dal posto dove si è formata ma scorre per un certo tempo sulla volta della cavità.
Qualora quindi non vi siano successivi apporti laterali le cortine saranno formate da una serie di sottili "strisce" di concrezione che si sovrappongono le une alle altre e, analogamente a quello che avviene per il diametro delle tubolari, la dimensione trasversale delle cortine sarà determinata dal diametro della goccia che le genera: quindi 5,1 mm.
In realtà, dato anche il loro sviluppo longitudinale, le cortine è rarissimo che si formino esclusivamente per la sola goccia che scorre sul loro bordo: per queste concrezioni, infatti, l'alimentazione per flussi laterali è

quasi la normalità. Anche in questo caso, quindi, la parte centrale presenterà una struttura cristallina con assi di allungamento verticali, mentre nelle bande di accrescimento laterali gli assi di allungamento saranno orizzontali.

4.4. Stalagmiti

Nel punto di impatto di una goccia, non importa se staccatasi da una concrezione o direttamente dal soffitto, qualora la stessa sia concrezionante, si puo' osservare la formazione di una stalagmite.
Le stalagmiti ovviamente non possiedono il canalicolo interno e la loro forma è cilindrica con l'apice ogivale: essa è dovuta al fatto che la deposizione è massima nel punto di impatto della goccia e tende a diminuire radialmente di mano in mano che ci si allontana da quest'ultimo.
La forma apicale ogivale, però, fa in modo che l'acqua che gocciola sopra la stalagmite si allontani più velocemente dal punto di impatto e quindi mantenga più a lungo il suo potere concrezionante: in questo modo rapidamente si raggiunge un profilo di equilibrio, per cui tutti i punti apicali della stalagmite si accrescono alla stessa velocità dando luogo alla forma cilindrica della stessa (Fig. 8).
E' stato dimostrato che il diametro di equilibrio di una stalagmite dipende da:

$$d = 2\sqrt{\frac{c_\circ \cdot q}{\pi \cdot v}}$$

dove: $c_\circ$ = *materiale depositato dalla unità di volume di soluzione*
q = *quantità d'acqua che cade nell'unità di tempo*
v = *velocità di accrescimento apicale*
π = *3,14.....*

Ma se il volume d'acqua che cade sulla stalagmite è sufficientemente elevato, allora c° e v sono costanti e pertanto il diametro dipenderà esclusivamente dalla quantità d'acqua che alimenta la stalagmite stessa: questo spiega come mai in una stessa grotta possono coesistere stalagmiti che hanno la stessa età ma dimensioni diversissime. Sfruttando questa proprietà delle stalagmiti, si possono fare anche semplici osservazioni paleoclimatiche: infatti se in una grotta, o meglio in un insieme di grotte della stessa area, si trovano stalagmiti che evidenziano tutte una rastremazione del loro diametro verso l'alto, è evidente che il clima dell'area è divenuto più arido.
La disposizione dei cristalli all'interno delle singole bande di accrescimento è "a palizzata", con gli assi di massimo allungamento perpendicolari alla banda stessa. Anche in questo caso, comunque, una crescita estremamente lenta può portare all'evoluzione di stalagmiti monocristalline con asse di massimo allungamento parallelo all'asse di accrescimento e sezione poligonale (triangolare o esagonale).
L'unione di una stalattite con una stalagmite porta alla formazione di una colonna che non si evolve più con i meccanismi rispettivi dei due speleotemi singoli, causati dal gocciolamento che ovviamente si interrompe, ma continua la sua crescita come una normale colata, cioè per l'effetto solo del velo d'acqua, spesso laminare, che vi fluisce sopra.

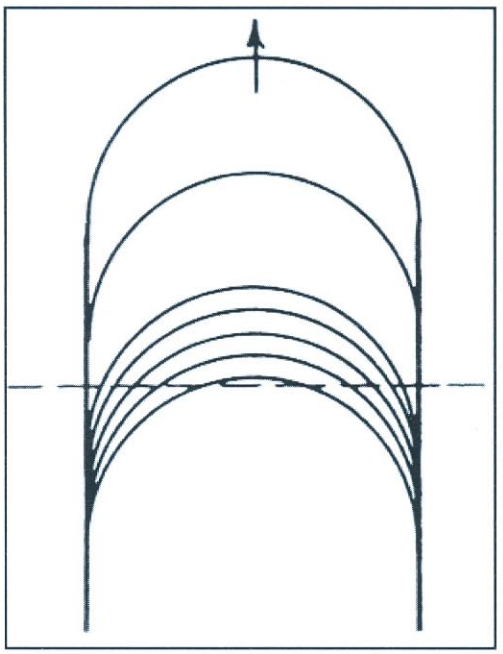


Fig. 8 *Stadi successivi di sviluppo di una stalagmite. La linea tratteggiata indica una sezione traversale che mostrerebbe le bande di accrescimento concentriche.*

4.5. Barriere o Gours

Le "dighe di concrezione" che sbarrano il flusso dell'acqua generando una serie di vasche pensili sono chiamate barriere o gours. L'altezza delle barriere è in genere

proporzionale all'inclinazione della superficie su cui si sono formate: maggiore la pendenza, maggiore è l'altezza delle dighe sovrapposte. Questi speleotemi possono variare da oltre 10 metri di altezza e larghezza sino a pochi millimetri (microgours).
Perché si sviluppino le barriere al posto delle normali colate è necessario che il livello di sovrasatruazione delle acque sia estremamente basso e tale quindi da non dare normalmente luogo a depositi. Quando però avviene il tracimamento oltre un ostacolo naturale prima, o alla sommità della barriera dopo che questa ha iniziato a formarsi, la turbolenza nella lamina d'acqua permette un ulteriore degassamento e/o evaporazione, consentendo così all'acqua di divenire, in quel punto e solo in quel punto, concrezionante.
L'indice di sovrasaturazione raggiunto alla sommità del gour è anche responsabile della forma verticale delle barriere, che saranno tanto più inclinate controcorrente quanto maggiore sarà la sovrasaturazione raggiunta: questo a causa del fatto che in queste condizioni la deposizione può avvenire anche un poco più a monte del tracimamento vero e proprio e quindi la barriera tende a "migrare" controcorrente.
A causa sempre del loro meccanismo genetico, le dighe sono sempre più alte che spesse, ed hanno la loro superficie superiore sempre perfettamente orizzontale.
L'andamento più o meno sinuoso delle barriere è invece controllato in parte dalle preesistenti asperità del substrato su cui si sono sviluppate, ma, principalmente, è conseguenza dell'energia cinetica dell'acqua: maggiore è quest'ultima, minore risulterà la sinuosità.

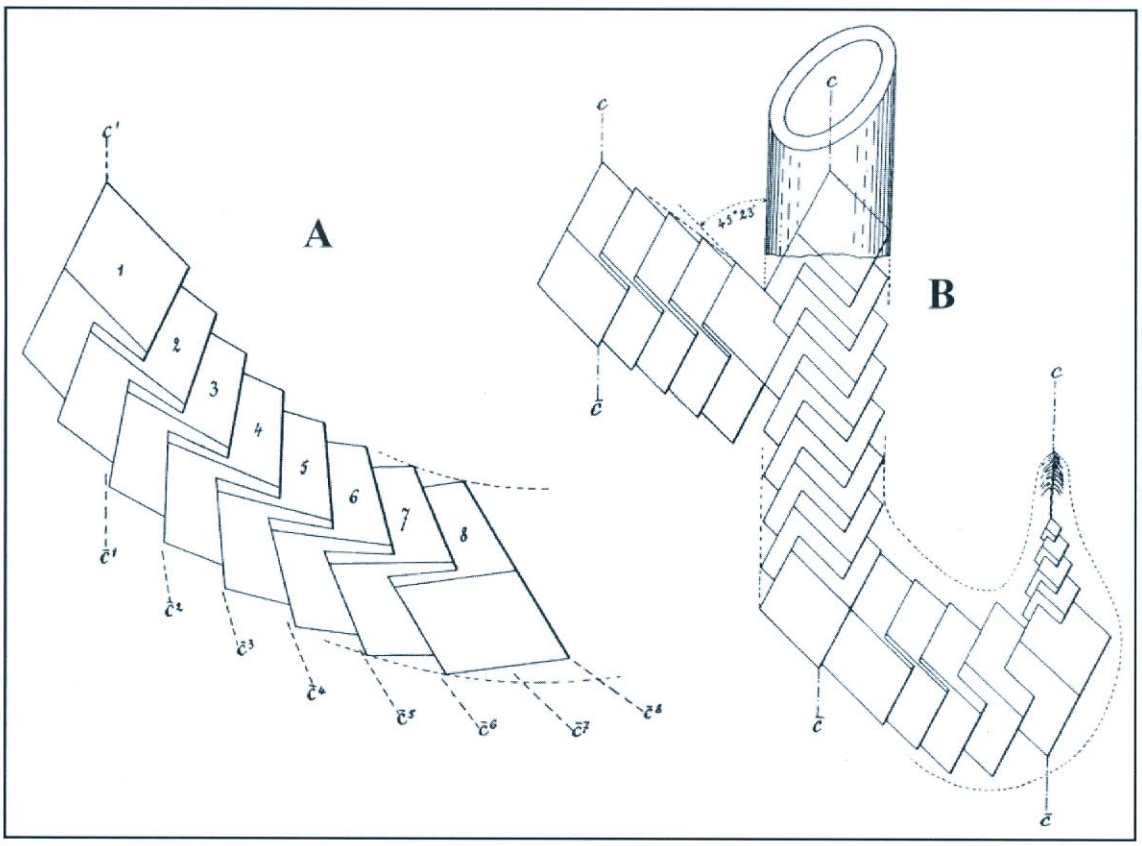


Fig. 9 *I due tipi più comuni di eccentriche di calcite: A) eccentrica policristallina: si osservi la disposizione dei cristalli in coni compenetrati e la regolare rotazione dell'asse cristallografico c; B) eccentrica monocristallina: si noti come le diramazioni e le variazioni di direzione non comportano variazioni nella direzione dell'asse cristallografico c.*

4.6. Eccentriche

Una eccentrica è una concrezione che si sviluppa in ogni direzione nell'aria senza essere apparentemente influenzata dalla gravità. La lunghezza delle eccentriche può variare da pochi millimetri a oltre 4 metri, mentre il loro diametro può essere una frazione di millimetro ma anche, raramente, raggiungere i 15 centimetri. In funzione della forma e delle dimensioni le eccentriche possono essere suddivise in 4 diverse categorie:

• **E. Filiformi**: consistono di filamenti molto sottili, simili a capelli (da un decimo di millimetro a un millimetro di diametro), a volte flessibili, poco contorti. Sono caratteristiche di minerali fibrosi, quali l'aragonite, il gesso etc.

• **E. a palline**: consistono di una sequenza di forme subsferiche del diametro da 0,5 a 2 millimetri disposte o lungo spirali o "a rosario". Spesso questo tipo di eccentriche è ramificato formando strutture che si irraggiano da una origine centrale (come quelle dei tentacoli di un anemone marino). Sono assolutamente caratteristiche dell'aragonite. Le palline non sono altro che coni di cristalli aciculari che si sviluppano all'interno di una goccia d'acqua stazionaria sulla cima dell'eccentrica: non appena uno di questi cristalli aciculari, va a "forare" la goccia questa si rompe e quindi l'acqua, per capillarità, migra sulla cima di questo ago, da cui ricomincia la crescita del successivo cono. Le variazioni di direzione nella crescita di queste eccentriche sono dovute al differente punto in cui arriva il primo aghetto a trapassare la goccia apicale.

• **E. Vermiformi** sono forse le eccentriche più caratteristiche, e sono anche le più diffuse in grotta. Sono molto contorte con variazioni continue o improvvise di direzione e diametro, biforcazioni e confluenze, spirali; le vermiformi, che molte volte si sviluppano a partire dalle pareti di tubolari talvolta si trasformano a loro volta in tubolari. Questo tipo di eccentriche possono raggiungere il metro ed oltre di lunghezza mentre il diametro difficilmente supera il mezzo centimetro. In genere sono formate da calcite macrocristallina (Fig. 9).

• **E. Monocristalline**: sono la varietà di eccentriche che può raggiungere le dimensioni più grandi e sono costituite praticamente solo da calcite: le loro variazioni di direzione o biforcazioni avvengono sempre ad angoli ben definiti che sono quelli del reticolo cristallino di questo minerale (Fig. 9)

Una caratteristica comune a tutti i tipi di eccentriche, senza distinzione di dimensioni o forma, è la presenza al loro interno di un piccolissimo canalicolo di alimentazione (da 0.008 a 0.5 mm in diametro), che fa arrivare per capillarità la soluzione fino alla sommità della stessa permettendone così l'accrescimento. La dimensione del canalicolo poi, limita anche l'afflusso idrico, in modo che dalla cima dell'eccentrica non si stacca mai una goccia, perchè, qualora questo avvenisse, l'eccentrica si trasformerebbe rapidamente in una tubolare. Il canalicolo scorre solo approssimativamente nel centro dell'eccentrica, ma le sue convoluzioni spesso nulla hanno a che vedere con la deflessione esterna della stessa (Fig. 10). Il capillare non mantiene sempre costante il suo diametro, ma varia spesso evidenziando rastremazioni e allargamenti a forma di piccole gocce, che lo fanno a volte somigliare a una collana di perle: probabilmente gli allargamenti possono essere la conseguenza di locali e stagionali momenti di sottosaturazione.

A volte poi, dal canalicolo centrale si dipartono canalicoli secondari che sia allontanano a zig-zag o con movimenti sinuosi sino a raggiungere la superficie esterna della concrezione: spesso servono solo ad ispessirla, ma a volte contribuiscono a ramificarla.

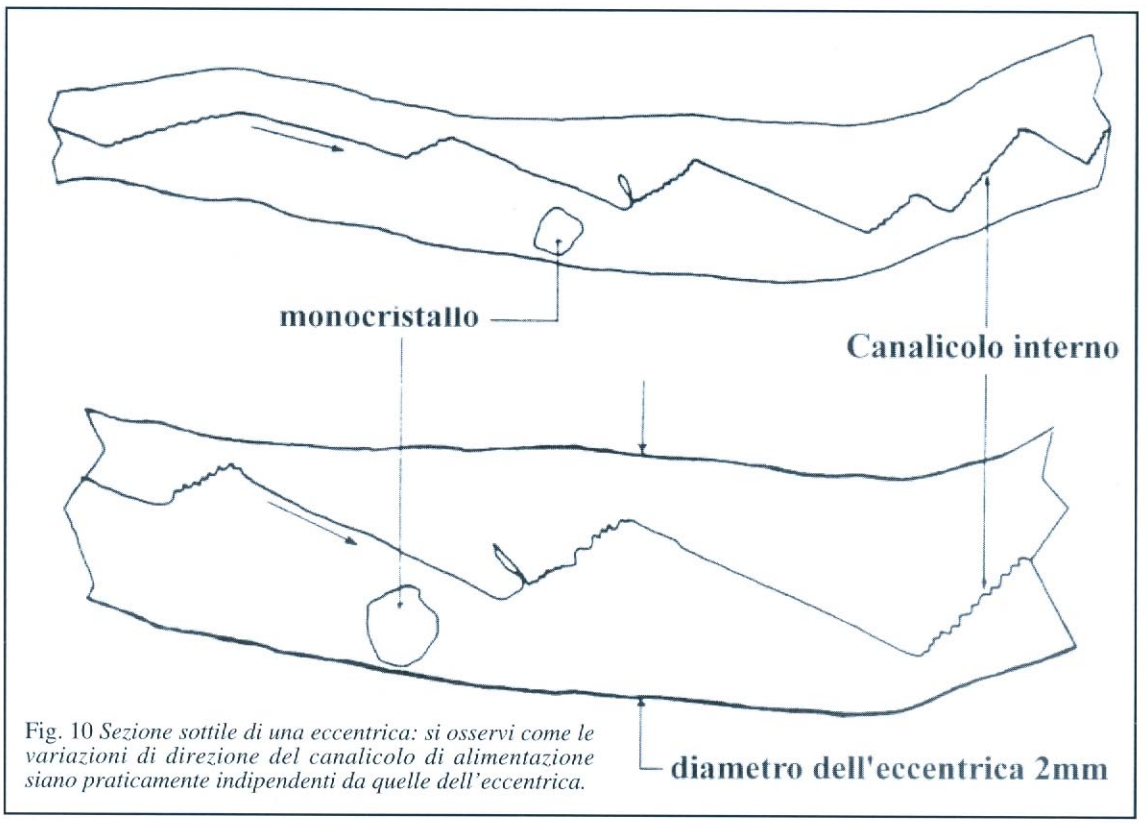


Fig. 10 *Sezione sottile di una eccentrica: si osservi come le variazioni di direzione del canalicolo di alimentazione siano praticamente indipendenti da quelle dell'eccentrica.*

Le eccentriche si sviluppano quasi sempre in ambiente subaereo ma, in alcuni casi, si sono osservate anche eccentriche subacquee: in ogni caso comunque la genesi per tutte queste concrezioni è la stessa e cioè da acqua di capillarità che dall'interno raggiunge la cima della concrezione.
In ambiente subaereo le eccentriche si sviluppano essenzialmente in zone in cui l'aria è immobile o debolmente in movimento per moti convettivi e la temperatura varia al massimo entro un 1 °C: in questo modo si realizzano condizioni di stabilità, con equilibrio tra evaporazione e condensazione sulle pareti delle eccentriche ove si formano delle "gocce stazionarie".
Per la genesi di una eccentrica è comunque necessario che vi sia un substrato poroso (argilloso sabbioso) ricoperto da un sottile strato di concrezione da cui la pressione idrostatica costringe una piccola quantità di soluzione ad affiorare, per capillarità, da un poro, e a depositare l'eccesso di soluto come sottile film di concrezionamento attorno al poro medesimo: in questo modo, col procedere del processo di deposizione, il poro originario si trasforma nel canalicolo capillare di alimentazione. Dato che, a volte, si arriva all'evaporazione totale della soluzione allora anche le impurezze possono venire co-precipitate sul bordo dell'orifizio di uscita del capillare: queste, singolarmente o assieme ad altri fattori, quali la rotazione degli assi cristallografici e l'impianto degli aggregati a forma conica, causano la rotazione o la biforcazione dell'eccentrica. La variazione di direzione di accrescimento o la biforcazione può essere indotta anche dall'alternanza di periodi secchi e periodi bagnati: durante i primi i cristalli che si formano possono occludere in parte o in toto il capillare di alimentazione e quindi, quando ricomincia l'alimentazione, questa poterebbe esser forzata a uscire da un'altra porosità (spesso i punti di contatto tra i vari elementi cristallini che compongono l'eccentrica), causando così una variazione di direzione di sviluppo, o anche da più punti, causando allora biforcazioni.
In alcuni casi anche le correnti d'aria hanno un effetto sulla direzione delle eccentriche: lo spostamento d'aria, infatti, da un lato causa una più veloce evaporazione ma dall'altro sposta meccanicamente l'acqua dal lato controvento a quello protetto della concrezione. Ora la combinazione di questi due effetti contrari tra di loro può deflettere lo speleotema controvento o a favore dipendentemente dall'importanza relativa dell'evaporazione (nel caso di minerali molto solubili) su altri processi di deposizione (diffusione di CO_2, ossidazione etc.). Queste eccentriche controllate, in un modo o nell'altro, dalle correnti d'aria sono anche chiamate "anemoliti".

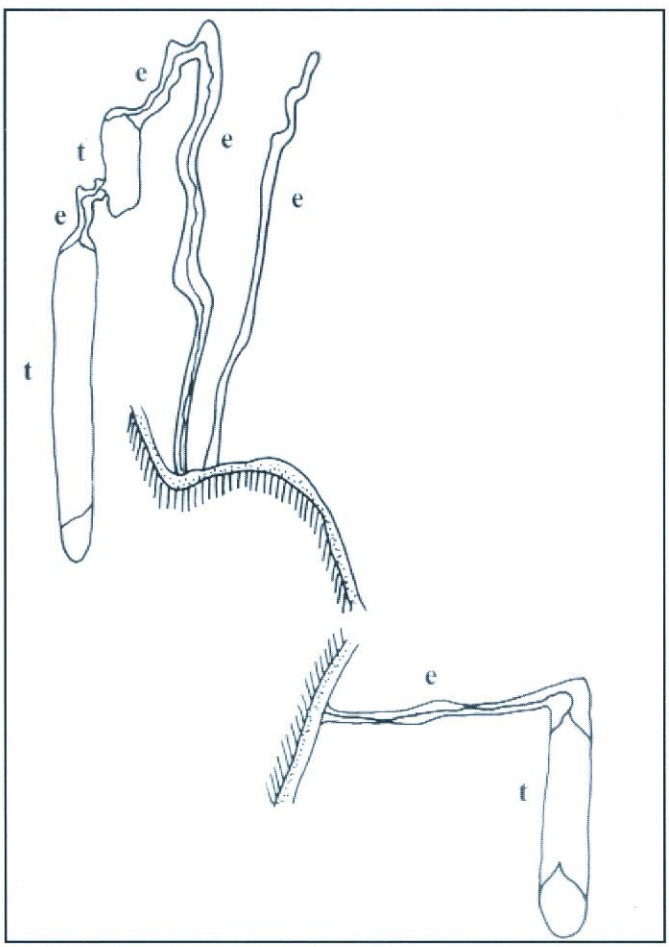


Fig. 11 *Passaggi da eccentrica (e) a tubolare (t) in funzione della quantità di acqua di alimentazione: qualora questa sia tale da iniziare a generare stillicidio l'eccentrica si trasforma in tubolare.*

L'aumento di alimentazione nei periodi umidi, poi, può causare l'arrivo di soluzioni sottosature con conseguente allargamento del canalicolo interno: questo aumento del diametro interno a sua volta può portare ad un afflusso sulla cima dell'eccentrica di acqua in eccesso rispetto a quella che può evaporare e conseguentemente, iniziando lo stillicidio, l'eccentrica si trasforma in una tubolare (Fig. 11).
Le eccentriche subacquee sono state scoperte solo molto di recente e ancora molto resta da capire sul meccanismo della loro genesi ed evoluzione, che comunque è appurato dipenda sempre dall'alimentazione attraverso il canalicolo interno. Ovviamente sott'acqua non è invocabile l'evaporazione come meccanismo di sovrasaturazione, sembra invece che generalmente quest'ultima sia raggiunta o per processi di scambio ionico (soluzioni sature di gesso affiorano dai capillari in soluzioni sature di calcite) ovvero per diminuzione di temperatura (soluzioni termali calde affiorano in acque meteoriche fredde).

4.7. Coralloidi

Coralloide è un termine generico che riunisce in sé una grande varietà di concrezioni, che differiscono non solo per forma, ma anche per genesi. Nel loro insieme i coralloidi sono uno degli speleotemi più comuni e diffusi nell'ambiente di grotta, anche se poco descritti e studiati.
Si tratta di forme globulari, ramificate, spesso compenetrate tra loro di dimensioni variabili da qualche millimetro a varie diecine di centimetri. La dimensione dei coralloidi in generale dipende dall'ambiente in cui si sono formati: quelli che si sviluppano in ambiente aereato sono molto più piccoli di quelli che invece si sviluppano sott'acqua. Distinguere tra coralloidi subaerei e subacquei è a volte abbastanza complesso data la loro somiglianza morfologica: di solito si riesce a discriminare tra questi due tipi di ambienti evolutivi osservando le "associazioni" con altri tipi di concrezioni, che possono di volta in volta essere subacquee o subaeree. Infatti se i coralloidi si trovano all'interno di una barriera, o associati a depositi di calcite flottante è altamente probabile che la loro origine sia subacquea; se invece si trovano su una parete interessata da gocciolamenti, risalita di acque di capillarità, correnti d'aria pronunciate, allora è evidente la loro genesi subaerea.
I coralloidi subaerei possono avere due differenti origini.
La prima, e di gran lunga più comune, è quella di risalita per capillarità di un velo d'acqua sulle asperità di una parete, un pavimento o una concrezione: una volta raggiunta la sommità l'acqua potrà andarsene solo per evaporazione, depositando così il carico di sali disciolti che formeranno di norma piccole escrescenze sferoidali. Questo tipo di coralloidi si troverà con maggior facilità dove l'evaporazione è favorita: alla base di pozzi o lungo gallerie strette caratterizzate da correnti d'aria, inoltre spesso è di tipo "direzionale", si sviluppa cioè esclusivamente su quella parte della parete, del soffitto o della concrezione più esposta alle correnti d'aria.
Il secondo meccanismo genetico è dovuto ai processi di condensazione: normalmente la formazione di piccoli coralloidi, che così si sviluppano, è molto simile a quella dei precedenti; i coralloidi da condensazione sono sempre "direzionali" e posizionati in luoghi assolutamente inadatti alla genesi di quelli da capillarità ed evaporazione.
Infatti i coralloidi da condensazione si formano dove quest'ultima è favorita: alla fine di una stretta galleria, quando questa raggiunge un ampia sala o nella parte di una stalagmite o stalattite riparata dalle correnti d'aria dominanti. In queste condizioni, la diminuzione di pressione e di temperatura della massa d'aria favoriscono la condensazione.
I coralloidi subacquei hanno di solito una forma a cavolfiore, con molti elementi compenetrati tra loro: in genere sono meno colorati di quelli subaerei dato che nel loro caso la deposizione delle sostanze in soluzione è solo parziale e limitata di norma alla sola calcite. Forme a foglia o a piccoli coni sono state anche descritte per i coralloidi di origine subacquea. Il prevalere di una o dell'altra morfologia dipende dalla tipo di sovrasaturazione delle acque in cui si sviluppano, dal loro movimento, dalle fluttuazioni stagionali della loro temperatura etc.

4.8. Pisoliti

Le pisoliti, o perle di grotta, sono le più comuni e note concrezioni subacquee, anche se in realtà non sempre è necessario che siano completamente sommerse.
Le pisoliti sono delle concrezioni libere (cioè non ancorate al suolo o alle pareti della grotta) costituite da bande concentriche di minerale sviluppatesi su un nucleo iniziale di deposizione (un granulo di sabbia, un frammento di roccia, ma anche ossa di pipistrello o altro).
Di norma le perle di grotta si trovano in gruppi più o meno numerosi all'interno di "vaschette" o "nidi", in cui gocciola acqua dall'alto: l'alimentazione per gocciolamento è sicuramente di gran lunga la più comune, ma non esclusiva, dato che anche acque fluenti, in casi particolari, possono dar luogo a vaschette con pisoliti. Generalmente esse sono completamente o quasi ricoperte d'acqua, che deve essere sovrasatura in tutto il suo volume per permettere l'evoluzione di questo tipo di concrezioni.
In condizioni normali la loro forma è sferica, dato che possono teoricamente svilupparsi in ogni direzione dello spazio; in natura, però, molto spesso assumono forme diverse (cilindriche, irregolari o addirittura cubiche) a causa di diversi fattori. Innanzitutto, soprattutto per le pisoliti che si sono sviluppate da poco tempo, la forma del nucleo di deposizione può condizionare quella esterna anche se, in assenza di altri fattori condizionanti, in breve tempo, la perla di grotta diverrà sferica qualunque sia la forma del nucleo di partenza. Molto importanti sono invece altri fattori: la presenza di molte pisoliti in una piccola vaschetta, infatti, potrà causare l'impossibilità, per alcune di esse, di svilupparsi egualmente in tutte le direzioni. Inoltre, se l'energia dell'acqua che alimenta la vaschetta è sufficientemente elevata, il contatto tra varie pisoliti ne causerà l'erosione per sfregamento, modificandone quindi la forma originale.
Il diametro di questi speleotemi può variare da pochi centesimi di millimetro a oltre 15 centimetri e, in una stessa vaschetta, si possono, a volte, trovare elementi di dimensioni diversissime.
Le dimensioni minime e massime delle pisoliti che possono trovarsi all'interno di una determinata vaschetta dipendono esclusivamente dall'energia cinetica che l'acqua ha all'interno della vaschetta stessa (Fig. 12). Infatti tale energia condiziona innanzitutto le dimensioni minime, perchè, al di sotto di un certo

diametro, le particelle e le pisoliti sono tenute in sospensione dall'acqua e quindi asportate dalla vaschetta.
I diametri massimi sono condizionati dall'energia massima che saltuariamente (una volta all'anno o anche meno) è presente all'interno delle vaschette: tale energia, infatti deve essere sufficiente a far vibrare minimamente la pisolite almeno ogni tanto, in maniera da impedirle di saldarsi al pavimento, dato che, come abbiamo detto prima, tutto il volume d'acqua della vaschetta è sovrasaturato e, in caso di assenza prolungata di vibrazioni, un velo concrezionario salderebbe il tutto.
Il grado di sovrasaturazione delle acque influenza la struttura interna delle pisoliti, che all'aumentare di questo fattore, passa da macrocristallina a finemente laminata, per divenire infine travertinosa.

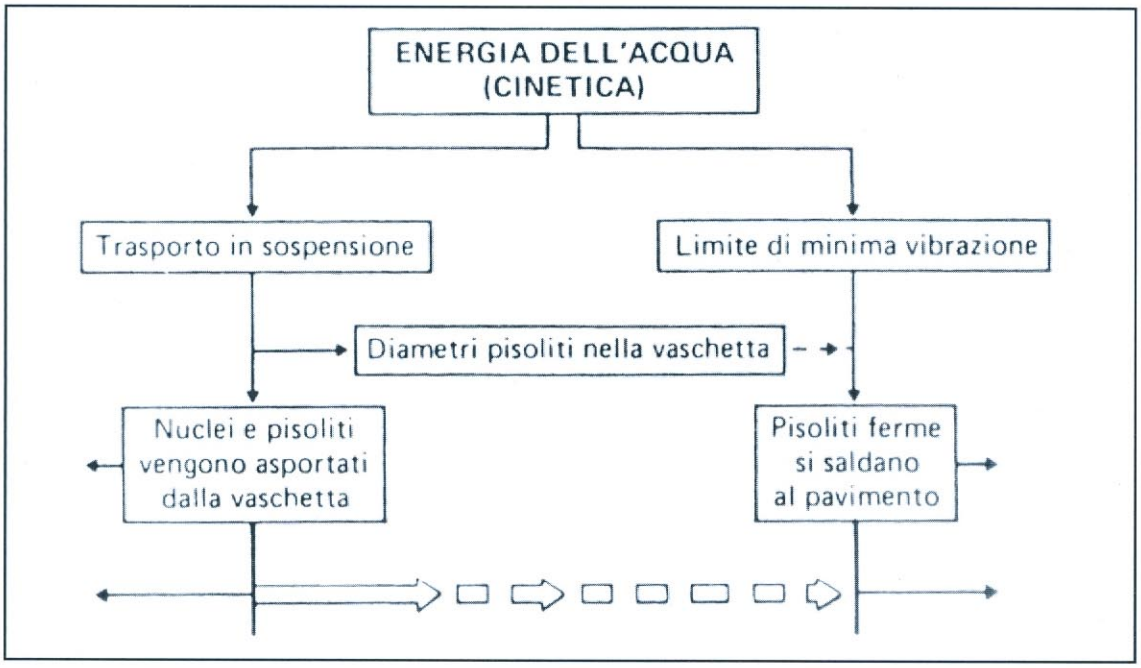


Fig. 12 *Controllo esercitato dall'energia dell'acqua di alimentazione sui diametri minimo e massimo possibili per le pisoliti di una determinata vaschetta.*

4.9. Il latte di monte o moonmilk

Con il termine latte di monte si indicano aggregati di sostanze microcristalline (spesso calcite e aragonite, ma anche altri minerali quali il gesso, l'idromagnesite etc.), soffici e plastici come un dentifricio, quando sono impregnati d'acqua, che divengono una polvere impalpabile quando sono secchi. In genere il contenuto in acqua del moonmilk è molto alto (varia dal 40% al 80%).
Di norma il latte di monte si forma in ambiente subaereo ad opera di veli d'acqua quasi fermi, spesso alimentati per condensazione o per capillarità, ma esistono anche rari casi in cui il moonmilk si genera sott'acqua.
Classicamente il latte di monte forma strati di alcuni centimetri di spessore sulle pareti delle grotte, ma può anche dare luogo a speleotemi (stalattiti, stalagmiti, colate, vele, coralloidi) oppure formare piccoli aggregati sferoidali sulla cime di cristalli aghiformi. Normalmente il moonmilk ha colore bianco-giallino, ma in alcuni rari casi può essere anche nero o bruno-rossiccio.
Il latte di monte ha attirato praticamente da sempre la curiosità dell'uomo, che spesso lo ha utilizzato come medicina: nei secoli scorsi era molto in uso prelevarlo dalle "grotte lattaie", così chiamate non tanto e non solo per l'aspetto cremoso della concrezione, ma soprattutto per l'uso che poi veniva fatto del moonmilk. Lo si dava infatti da mangiare alle puerpere nella convinzione che potesse aumentare e migliorare la qualità del latte da loro prodotto. Tale pratica è continuata in alcune zone del nostro paese sino all'inizio del 1900 ed anche oltre, quando gli integratori salini e soprattutto quelli di calcio hanno del tutto soppiantato il latte di monte.
Molte sono le ipotesi genetiche che nel tempo sono state avanzate per questo speleotema, le principali sono le seguenti:
Nelle grotte alpine il moonmilk carbonatico si può formare perché l'acqua congelando parzialmente nelle porosità all'interno della roccia causa l'arricchimento in CO_2 nella rimanente, che, affiorando, deposita per diffusione il carbonato di calcio sotto forma microcristallina e fortemente idratata

In alcune grotte delle medie latitudini la presenza costante di batteri e microorganismi all'interno del latte di monte suggerisce che le reazioni microbiologiche possano essere importanti per la sua deposizione: questo è assolutamente vero nel caso di formazione di moonmilk gessoso in ambiente carbonatico a seguito di reazioni del ciclo dello zolfo.
L'unica teoria che può, comunque, giustificare la presenza di questo speleotema in grotte con condizioni ambientali diversissime è quella che prevede la sua precipitazione diretta da acque soprasature in condizioni per cui i germi cristallini, per qualche motivo diverso da caso a caso, non riescono a svilupparsi in maniera normale e rimangono microcristallini o criptocristallini.

5. LE MINERALIZZAZIONI

Come accennato nell'introduzione i minerali di grotta sono stati uno dei motivi che ha spinto l'uomo, sin dall'antichità, a frequentare le grotte in profondità. Eppure all'inizio di questo secolo i minerali secondari di grotta conosciuti erano meno di 45 (Fig. 1) e questo per due motivi fondamentali: se si eccettuano la calcite, l'aragonite ed il gesso, che da soli costituiscono oltre il 99,5 % della totalità dei depositi di grotta, gli altri minerali secondari sono molto rari, dispersi e difficili da osservare; inoltre lo studio sistematico dei minerali secondari di grotta è iniziato solamente molto di recente, in pratica nella seconda metà di questo secolo, come si può ricavare facilmente dal grafico che riporta il numero di minerali secondari di grotta e di pubblicazioni a stampa sull'argomento, in funzione del tempo (Fig. 1).
Attualmente i minerali noti per l'ambiente di grotta sono oltre 260 e tendono ad aumentare di anno in anno.
Per "minerale di grotta" si intende:
un minerale secondario formatosi in una cavità naturale e derivante da una reazione chimico-fisica che ha coinvolto uno o più minerali primari esistenti nella roccia o nei depositi fisici e/o biologici presenti all'interno della grotta stessa.
Questi limiti rigorosi sono necessari per evitare che tutti i minerali esistenti in natura possano essere considerati anche minerali secondari di grotta: pertanto non possono essere considerati minerali di grotta quelli che si formano all'interno di vacuoli o delle vene mineralizzate. Ma non lo è neppure un cristallo di quarzo formatosi all'interno del marmo di Carrara, se esposto dai fenomeni di carsificazione sulle pareti di una grotta, dato che la sua formazione è preesistente alla cavità in cui attualmente si trova e inoltre la sua genesi non dipende da reazioni chimiche avvenute "all'interno" della grotta stessa; lo stesso dicasi di cristalli di fluorite o pirite smantellati dall'erosione fluviale all'esterno di una cavità e quindi accumulati al suo interno ove rappresentano in realtà un "deposito fisico".

5.1. Le grotte come ambiente minerogenetico

In generale le cavità naturali non sono un ambiente particolarmente favorevole alla minerogenesi ed infatti moltissime grotte non ospitano alcun minerale secondario, e la quasi totalità dei depositi chimici secondari presenti nelle altre, come già detto, è rappresentata da carbonato di calcio (>98%) seguito a molta distanza dal gesso (>1,5%).
Tutti gli altri 260 minerali di grotta rappresentano quindi meno dello 0,5% del totale, e questo spiega il perché molti di essi sono stati segnalati in una sola cavità al mondo e, all'interno di questa, in un singolo posto.
In realtà, però, le grotte possono interessare una grande varietà di rocce: calcare, dolomia, gesso, salgemma, quarzite, basalto, etc. e in casi più rari anche clorite, bauxite... La degradazione chimico-fisica di queste rocce apporta al sistema una grande quantità di ioni differenti che, in condizioni idonee, possono depositarsi come mineralizzazioni secondarie. Inoltre l'evoluzione speleogenetica può fare affiorare sulle pareti della grotta mineralizzazioni primarie (tra cui la pirite e la marcasite sono le più comuni) che, in contatto con l'acqua di percolazione o con l'ossigeno dell'aria possono dare luogo a nuovi composti chimici. Infine all'interno delle grotte possono esistere depositi di argilla, di guano, di ossa che a loro volta possono apportare al sistema cationi ed anioni utili per produrre ulteriori minerali secondari.
Sopra tutta questa varietà di substrati può agire acqua di diversa origine (meteorica, marina, termale), che conseguentemente avrà un contenuto salino molto differente sia per qualità che quantità di sali disciolti.
Le acque termali sono certamente molto importanti dal punto di vista minerogenetico, anche se piuttosto rare in ambiente di grotta. Probabilmente, infatti, oltre il 30% dei minerali secondari di grotta derivano da reazioni idrotermali.
In casi particolari poi, non sarà l'acqua ad agire direttamente, ma altri fluidi: quali quelli fumarolici in ambiente vulcanico.
La complessità dei substrati e la variabilità del chimismo delle acque, combinate con le notevoli differenze di temperatura che possono esistere nelle cavità naturali, si risolvono in un relativamente alto numero di fenomeni e meccanismi minerogenetici potenzialmente attivi in grotta (v. Tab. 2).

Fenomeno		Meccanismo	Temperatura (°C)
1	Attività fumarolica	Sublimazione Deposizione da aerosol	>100 50-100
2	Fluidi idrotermali	Raffreddamento Degassazione	<100
3	Solubilizzazione	Evaporazione	0-100
4	Alterazione	Ossidazione Idratazione Scambio ionico	T ambiente
5	Carsismo	Diffusione	T ambiente
6	Processo biochimico	Digestione	T ambiente
7	Solidificazione	Congelamento	0

Tab. 2 *Fenomeni e reazioni correlate che portano allo sviluppo di minerali secondari nelle grotte in funzione della temperatura alla quale i meccanismi sono attivi*

Alcuni di essi possono agire in ogni tipo di cavità naturale e in un intervallo di temperatura ampio (processi biochimici, solidificazione, solubilizzazione, alterazione) altri sono attivi invece solo in cavità particolari (attività fumarolica nelle grotte laviche e carsismo in quelle in litotipi carbonatici), altri infine hanno necessità di temperature particolari per essere attivi (fluidi idrotermali).
Per quanto detto non deve quindi stupire il fatto che molti minerali sono stati osservati per la prima volta in ambiente di grotta (tra i tanti vogliamo qui citare solo la Francoanellite ($H_6(K,Na)_3(Al,Fe^{3+})_5(PO_4)_8.13H_2O$), fosfato rinvenuto per la prima volta nella grotta di Castellana e dedicato a Franco Anelli) e 9 di essi siano ancora oggi "esclusivi" di quell'ambiente. Tra tutti ricordiamo qui il minerale organico Mellite ($Al_2[C_6(COO)_6]\cdot 18H_2O$) della Grotta Romanelli in Puglia e la Sasaite, $(Al,Fe^{3+})_{14}(PO_4)_{11}(SO_4)(OH)_7\cdot 83H_2O$, un fosfato scoperto in una grotta del Sud Africa e il cui nome deriva dalle iniziali del Gruppo Speleologico che la scoprì: South Africa Speleological Association.

5.2. I solfati ed il ciclo dello zolfo

Abbiamo già detto nei paragrafi precedenti che, se si esclude il $CaCO_3$ (calcite e aragonite), il minerale di gran lunga più abbondante all'interno di cavità naturali è il gesso ($CaSO_4\cdot 2H_2O$).
Inoltre la famiglia dei solfati (minerali che contengono nella loro formula chimica lo ione $SO_4^=$) è il gruppo che raccoglie il più alto numero di minerali differenti conosciuti per l'ambiente di grotta (ben 64).
A prima vista questo potrebbe anche sembrare del tutto logico, dato che una percentuale non trascurabile di grotte si formano proprio in roccia gessosa e inoltre gli affioramenti, a prevalente componente gessosa, sono molto estesi sulla terra e, ancora, lo ione $SO_4^=$ è molto reattivo e quindi può, più facilmente dello ione $CO_3^=$, dare luogo a sali stabili.
In effetti, per molto tempo, si è ritenuto che l'unica possibilità per il gesso e gli altri minerali solfatici di depositarsi in grotta fosse tramite l'evaporazione di acque, che si erano arricchite in ioni solfato attraversando orizzonti evaporitici: questo è sicuramente vero per le grotte in gesso.
In realtà, però, se andiamo ad analizzare in dettaglio dove e come si formano i più estesi depositi di gesso secondario in grotta, ci si accorge che essi si trovano generalmente, anche se non esclusivamente, in grotte calcaree del tutto prive di orizzonti gessosi all'interno del bacino di impluvio delle acque di infiltrazione.
Un altro fatto che mal si conciliava con la genesi "evaporitica" di tutti i solfati di grotta era poi la diffusione in ambiente ipogeo di un grande numero di minerali solfati molto solubili se non addirittura igroscopici.
Solo poco più di 10 anni fa veniva finalmente capito il meccanismo attraverso cui venivano formati, da un lato, i grandi depositi di gesso in ambiente carbonatico (nella grotta di Frasassi vi sono oltre 1.000 m^3 di questo minerale), e, dall'altro, si chiariva la genesi delle forme da corrosione accelerata (soffiti a cupole da corrosione, bubble trials, ...), che costantemente accompagnavano questi depositi: si trattava del meccanismo basato sul "ciclo delle zolfo".
Il ciclo dello zolfo (v. Fig. 13) è l'insieme delle reazioni biochimiche che permettono a molti microorganismi di vivere e produrre materia organica sfruttando i processi redox che coinvolgono in natura lo zolfo e che portano al rilascio di grandi quantità di acido solforico.
Nelle rocce carbonatiche è abbastanza comune le pirite (solfuro di ferro) dispersa negli strati di roccia e,

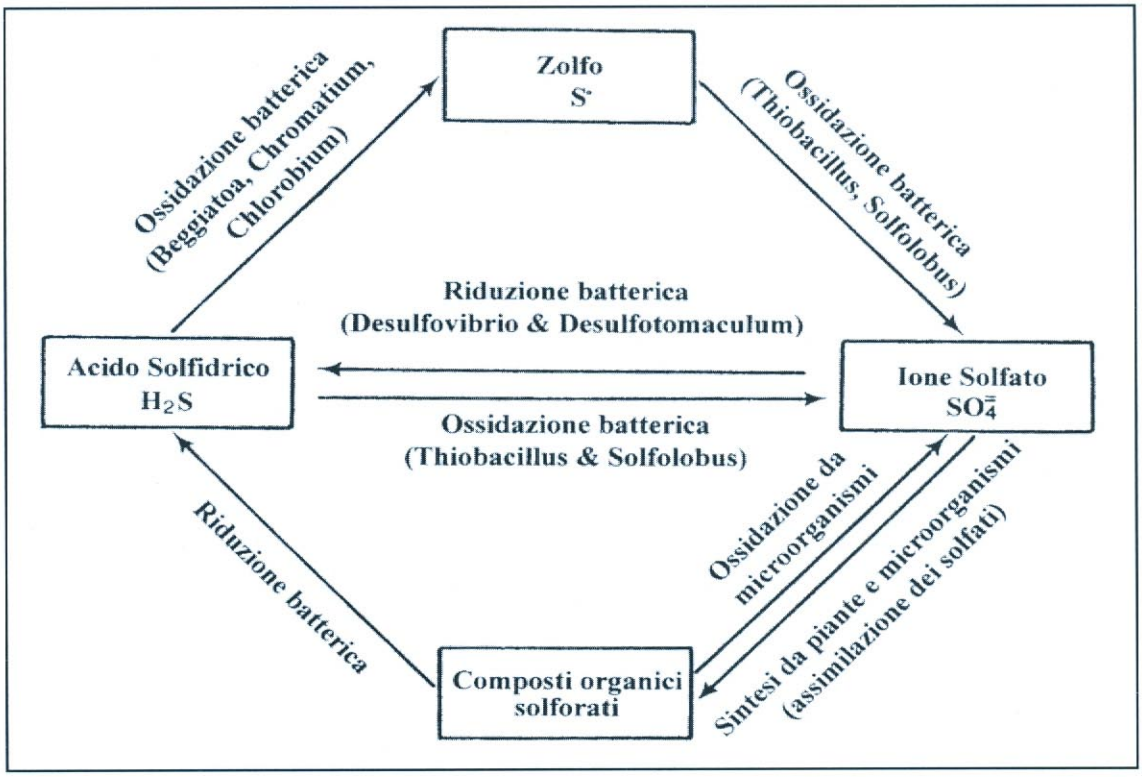
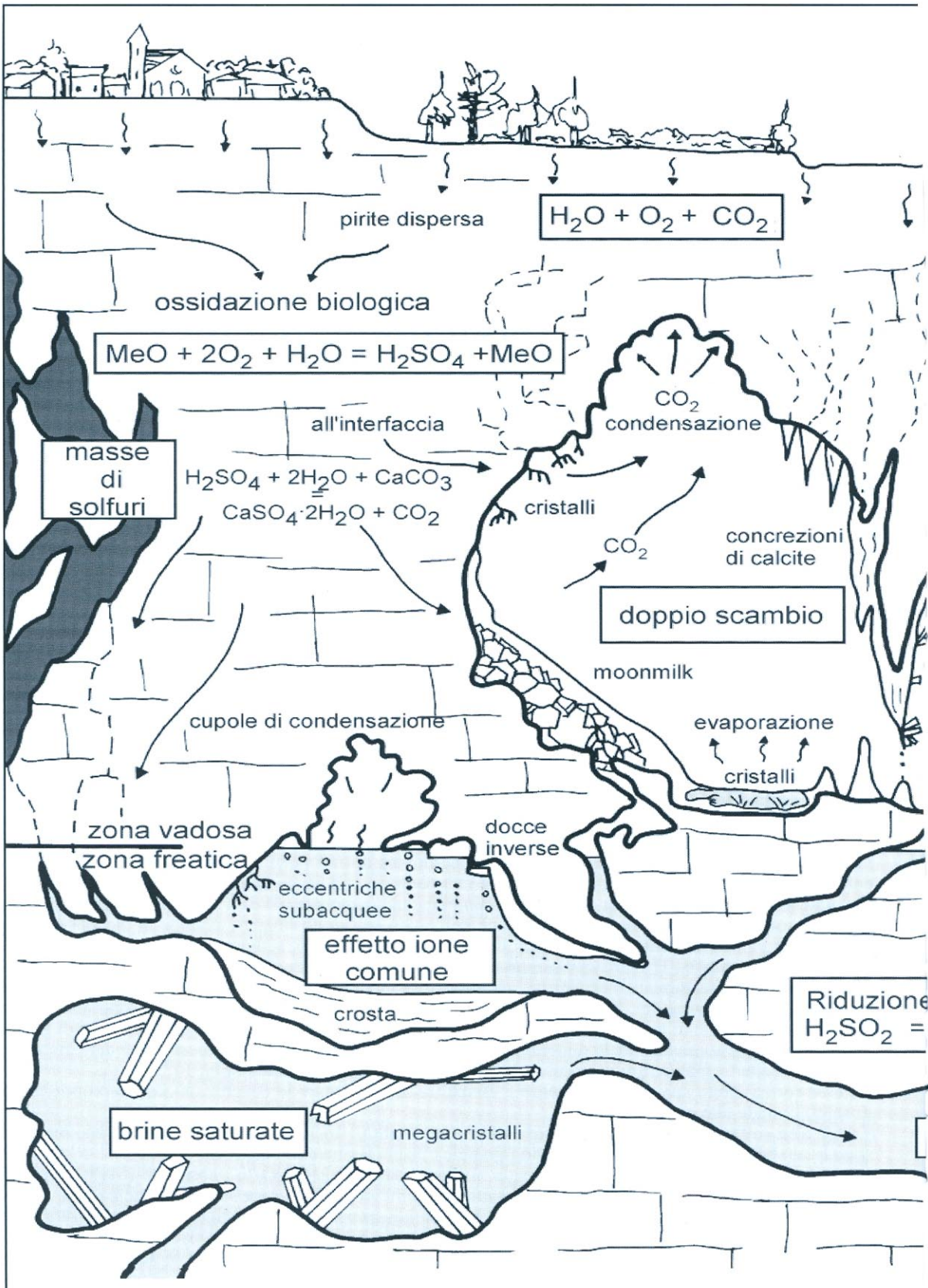


Fig. 13 *Il ciclo dello zolfo in natura: ogni cambio di valenza dello zolfo è governato da micro-organismi specifici che dalla reazione traggono energia vitale.*

in casi particolari, anche altri solfuri metallici sotto forma di filoni o masse mineralizzate: questi minerali al contatto con le acque di percolazione ricche in ossigeno, si ossidano formando acido solforico (H_2SO_4).
All'interno della roccia carbonatica questo acido non riesce a reagire, perché la grande quantità di anidride carbonica liberata inibisce immediatamente la reazione, ma quando, per percolazione o capillarità, raggiunge l'interfaccia roccia-aria, la CO_2 può liberasi e la reazione può completarsi e dare luogo a gesso, sia sotto forma di moonmilk, sia come aggregati aciculari o crostoni.
In altri casi la precipitazione di gesso avviene in ambiente freatico attraverso il fenomeno dello ione comune (gli ioni $SO_4^=$ si combinano direttamente con gli ioni Ca^{++} presenti in soluzione) ma sempre vicino all'interfaccia, per permettere all'anidride carbonica di diffondere e evitare così l'arresto precoce del processo: in questo caso si possono formare sedimenti gessosi anche di vari metri di spessore.
Un'altra sorgente importante per gli ioni $SO_4^=$ in ambiente carbonatico è data dall'affioramento in grotta di acque solfuree. In questo caso l'ossidazione dell'acido solfidrico liberato avviene in piccola parte in maniera inorganica a livello dell'atmosfera di grotta ma molto di più, sempre attraverso reazioni biochimiche, sulle pareti ove l'H_2S arriva disciolto nelle acque di condensazione.
Oltre ai due summenzionati meccanismi genetici (dissoluzione-evaporazione e ciclo dello zolfo) che coprono la quasi totalità dei depositi di gesso e di altri minerali solfatici in grotta, vi sono anche altre reazioni che in ambienti e condizioni particolari, possono portare alla formazione di speleotemi di gesso: la risalita di brine soprasature e la mineralizzazione del guano. L'insieme dei meccanismi e delle reazione che portano alla formazione di gesso in ambiente di grotta è schematizzata in Fig. 14.
Il gesso forma molto spesso infiorescenze e cristallizzazioni, mentre le concrezioni vere e proprie, sono di solito limitate alle grotte in gesso.
Tra gli altri solfati merita di essere ricordata la Barite ($BaSO_4$) anche perché la grotta al mondo in cui vi sono le più belle cristallizzazioni di questo minerale è Santa Barbara in Sardegna.
Importanti e abbastanza comuni sono poi la mirabilite ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) e l'epsomite ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$): questi due composti sono molto instabili, infatti, se l'umidità della grotta è sufficientemente alta, si dissolvono completamente e se invece il grado di umidità è troppo basso si disidratano polverizzandosi e trasformandosi rispettivamente in Thenardite (Na_2SO_4) ed Esaidrite ($MgSO_4 \cdot 6H_2O$). Per questo motivo questi minerali generalmente sono "effimeri", non sopravvivono per un anno intero, ma, in funzione delle variazioni stagionali delle condizioni microambientali, si formano e quindi, qualche mese dopo, scompaiono.


pirite dispersa
$H_2O + O_2 + CO_2$
ossidazione biologica
$MeO + 2O_2 + H_2O = H_2SO_4 + MeO$
CO_2 condensazione
all'interfaccia
masse di solfuri
$H_2SO_4 + 2H_2O + CaCO_3$
$CaSO_4 \cdot 2H_2O + CO_2$
cristalli
CO_2
concrezioni di calcite
doppio scambio
moonmilk
cupole di condensazione
evaporazione
cristalli
zona vadosa
zona freatica
docce inverse
eccentriche subacquee
effetto ione comune
crosta
Riduzione H_2SO_2 =
brine saturate
megacristalli

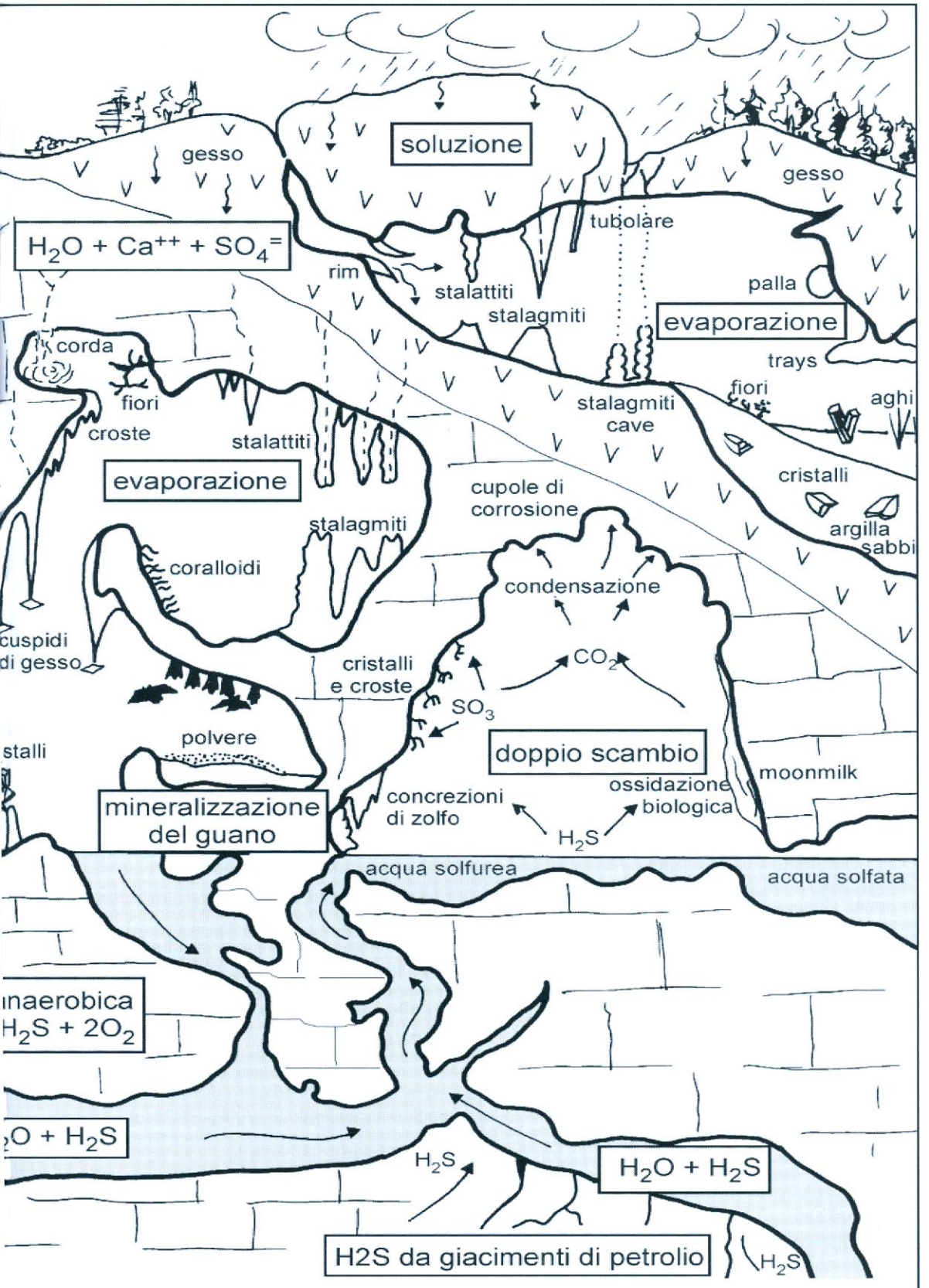

soluzione
gesso
gesso
$H_2O + Ca^{++} + SO_4^{=}$
tubolare
rim
stalattiti
stalagmiti
palla
evaporazione
trays
corda
fiori
croste
stalattiti
evaporazione
fiori
aghi
stalagmiti
cave
cupole di
corrosione
cristalli
argilla
sabbi
stalagmiti
coralloidi
condensazione
cuspidi
di gesso
cristalli
e croste
CO_2
SO_3
polvere
stalli
doppio scambio
moonmilk
ossidazione
biologica
concrezioni
di zolfo
H_2S
mineralizzazione
del guano
acqua solfurea
acqua solfata
naerobica
$H_2S + 2O_2$
$O + H_2S$
H_2S
$H_2O + H_2S$
H2S da giacimenti di petrolio
H_2S

Fig. 14 *Schema di tutti i meccanismi che possono portare alla deposizione di solfati in grotta. (pagina precedente)*

5.3. Gli altri minerali di grotta

Seppure molto rari e scarsi, gli altri oltre 250 minerali di grotta attualmente conosciuti appartengono praticamente a tutte le classi chimiche in cui sono normalmente suddivisi i minerali, questo a dimostrazione della varietà e complessità dei processi minerogenetici attivi nelle cavità naturali.
In grotta troviamo un solo elemento naturale (lo zolfo), che deriva dai processi legati alle reazioni biochimiche del ciclo dello zolfo ed un solo borato la Tincalconite ($Na_2B_4O_5(OH)_4 \cdot 3H_2O$), segnalato in una unica grotta al mondo, e che deriva dalla dissoluzione di borati esistenti nell'area al di sopra della grotta stessa.
Esistono invece, anche se molto rari, vari solfuri (attualmente ne sono noti ben 11): tra questi i più comuni sono certamente la Pirite e la Marcasite (ambedue con formula chimica FeS_2) e si formano quando, all'interno di sedimenti limoso-argillosi imbibiti d'acqua, si instaurano condizioni anossiche, spesso per la presenza di sostanza organica in decomposizione, con conseguente riduzione dei solfati a solfuri.
Tra gli alogenuri solamente il cloruro di sodio (salgemma, NaCl) è presente con una certa frequenza in grotta: innanzitutto perché esistono grotte interamente scavate in questo minerale (le più famose sono quelle di Monte Sedom in Israele) e poi perché questo composto può facilmente trovarsi all'interno di alcune lave. Il salgemma forma sia grandi concrezioni, morfologicamente molto simili a quelle di gesso, o, più raramente, aggregati di grandi cristalli.
Oltre la calcite e l'aragonite, esistono poi 25 carbonati, che logicamente derivano dalle reazione dell'acido carbonico in ambiente in cui altri ioni, soprattutto metallici, sono disponibili.
Di questi possiamo ricordare l'Idromagnesite ($Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$), che si deposita come prodotto finale della evaporazione di soluzioni contenenti sia carbonato di calcio che di magnesio (v. paragrafo su Calcite-Aragonite). Questo minerale è anche uno dei costituenti più comuni del latte di monte.
Un "famiglia" molto affollata è quella dei fosfati (se ne conoscono infatti ben 52) e questo deriva dal fatto che l'acido fosforico (H_3PO_4), che è presente in grotta soprattutto a seguito delle reazioni di mineralizzazione del guano e delle ossa, ha una notevole reattività (essendo un acido molto forte reagisce facilmente con ogni sostanza con cui viene in contatto) e i suoi sali, a differenza dei solfati, sono praticamente insolubili e quindi, una volta formatisi, non hanno più la possibilità di venire dilavati dalle acque di percolazione.
Pur essendo abbastanza diffusi in grotta, di solito, però, i fosfati, data la loro dispersione, la struttura generalmente terrosa, la colorazione poco appariscente, sfuggono all'attenzione non solo degli esploratori, ma anche dei ricercatori e per questo ancora non sono così conosciuti e studiati come altri gruppi di minerali secondari.
Anche i nitrati sono abbastanza comuni in grotta (come abbiamo visto nell'introduzione di questo paragrafo) e infatti sono presenti con 11 minerali, di cui ben 3 (Idrombobomkulite $(Ni,Cu)Al_4[(NO_3)_2,SO_4](OH)_{12} \cdot 13\text{-}14H_2O$), Mbobomkulite $(Ni,Cu)Al_4[(NO_3)_2,SO_4](OH)_{12} \cdot 3H_2O$) e Sveite ($KAl_7(NO_3)_4Cl_2(OH)_{16} \cdot 8H_2O$) esclusivi dell'ambiente di grotta.
La sorgente maggiore degli ioni nitrato (NO_3^-) è fornita dal decadimento della materia organica vegetale a livello del suolo, altri contributi possono venire dal guano e dalle deiezioni liquide di animali (per esempio topi) che frequentano l'ambiente di grotta.
Data l'elevatissima loro solubilità, i nitrati si trovano in natura esclusivamente nelle zone più aride della terra (il deserto salato del Cile, per esempio). Potrebbe dunque sembrare strano trovarli in ambienti come le grotte, che normalmente sono caratterizzate da un alto tasso di umidità relativa e abbondante acqua di percolazione: in realtà in alcune cavità naturali (come per esempio il Pulo di Molfetta in Puglia) si instaurano particolari condizioni microambientali tali da favorire un lento afflusso idrico capillare e una alta evaporazione a seguito di forti correnti d'aria, per cui i nitrati non solo possono formarsi in un determinato momento favorevole, ma vi si accumulano nel tempo sino a formare grandi depositi.
Di solito i nitrati si presentano come infiorescenze di cristalli aciculari o piccoli speleotemi incolori o debolmente colorati di giallo, che tendono ad assorbire l'umidità dell'aria e a dissolversi spontaneamente.
L'ossido che è relativamente più abbondante in grotta e forma grandiose e splendide concrezioni e cristallizzazioni, anche se spesso solo stagionali, è il ghiaccio: le concrezioni derivano dal congelamento dell'acqua di infiltrazione, mentre le cristallizzazioni in genere derivano da processi di sublimazione.
Tra gli altri ossidi e idrossidi (sono 28 quelli attualmente noti nell'ambiente di grotta), certo i più comuni sono quelli di ferro, variamente idrati, (Goetite FeO(OH), Ematite Fe_2O_3...), che spesso, però, sono poco o nulla cristallini e nella fase amorfa vengono genericamente chiamati Limonite.
In ambiente carbonatico gli ossidi di ferro derivano essenzialmente dalla ossidazione della pirite ad opera dei microorganismi che regolano il ciclo dello zolfo. In generale si presentano come sottili croste giallo-arancio o bruno-rossicce, ma in casi particolari possono anche formare concrezioni di alcuni metri di sviluppo. Spesso non formano depositi a sé stanti, ma vengono inglobati e dispersi nella struttura delle concrezioni: si deve infatti a loro una parte delle colorazioni esibite da queste ultime (vedi paragrafo sulla colorazione delle concrezioni).

Un ultimo gruppo importante di minerali secondari di grotta è rappresentato dai silicati. Questa famiglia costituisce il 95% della crosta terrestre, e quindi non ci si deve meravigliare se minerali di questo gruppo, anche se non in quantità eccezionali, si trovano in grotte di tutti i tipi e in tutte le aree del mondo.
La silice (SiO_2) è moderatamente solubile in acqua e, quindi, può essere trasportata dalle acque di percolazione all'interno della grotta ove viene depositata per evaporazione.
La silice amorfa, sotto forma di opale ($SiO_2 \cdot nH_2O$), è l'unico silicato che è abbastanza comune nelle grotte: difficilmente però da luogo a grandi concrezioni, molto più spesso forma sottili bande che si alternano a quelle di carbonato di calcio all'interno di crostoni, stalattiti e coralloidi. Sono comunque note, in ambiente vulcanico ove generalmente è maggiore la disponibilità di silice disciolta, imponenti concrezionamenti di opale con colate che possono raggiungere alcuni metri di lunghezza.
Il quarzo, invece, è molto raro come minerale secondario di grotta e normalmente, quando lo si incontra è di tipo residuale: questo dipende dal fatto che normalmente, ma non sempre, il quarzo richiede temperature abbastanza elevate (oltre i 150°C) per la sua deposizione.
Attualmente sono noti altri 23 silicati di grotta: si tratta in generale di composti che derivano dalla alterazione chimica delle argille presenti nelle cavità carsiche come depositi fisici, ovvero derivano dall'azione delle acque di infiltrazione meteorica o di fluidi fumarolici sulle lave o piroclastiti entro cui si sviluppano le cavità vulcaniche.
Infine ci sono i Vanadati (contenenti l'anione VO_4^{-3}) di cui attualmente in grotta sono stati osservati solo 6 specie minerali, che si formano in condizioni del tutto particolari all'interno di cavità naturali sviluppatesi, spesso a seguito di processi idrotermali, in distretti minerari ricchi di ioni metallici.
Per completezza dobbiamo aggiungere che in grotta sono stati osservati anche minerali organici secondari, originatisi a seguito di particolari reazioni chimiche che hanno interessato residui biologici accumulatosi in grotta per i motivi più disparati (da guano di pipistrello a resti di pasto degli uomini delle caverne): si tratta di composti di ben definita formula chimica e struttura cristallina che contengono al loro interno gruppi C-O o gruppi C-H, caratteristici delle sostanze organiche. I minerali organici in grotta sono rari perché sono molto solubili e inoltre si decompongono (ossidano) facilmente. Attualmente si conoscono 9 differenti minerali organici di grotta e tra questi quello che ha la genesi più strana e complessa è la Mellite ($Al_2[C_6(COO)_6] \cdot 18H_2O$), osservata solamente all'interno della grotta Romanelli in Puglia. Questo composto deve la sua genesi a un'insieme di concause: gli uomini della pietra, che abitarono quella grotta, infatti accesero dei fuochi e mangiarono carne su un pavimento di terra rossa. In questo modo le reazioni che sono avvenute tra la terra rossa, il carbone e i resti organici dei pasti hanno permesso a questo minerale di formare colate di grandi cristalli trasparenti di colore mielato.

6. L'IMPORTANZA DEI DEPOSITI DI GROTTA

I depositi, fisici, chimici e organici, di grotta rivestono un eccezionale interesse sia dal punto di vista scientifico che, in alcuni casi, anche da quello economico.
E' stato accennato nell'introduzione, infatti, come siano stati interessi economici (ricerca di sostanze necessarie ma non rinvenibili all'esterno) la molla che ha fatto scattare nell'uomo l'interesse per l'esplorazione speleologica.
A tal proposito basterà qui ricordare come dal 1400 sino a quasi ai giorni nostri, quando sono stati esplorati i deserti secchi del Cile, le grotte sono state la fonte quasi esclusiva per il salnitro, componente essenziale della polvere da sparo. Essenzialmente per questo motivo le grotte, o meglio i depositi al loro interno, erano divenute non solo di grande interesse economico, ma anche e soprattutto strategico.
Altre sostanze, accumulate all'interno delle grotte, hanno avuto in passato, ed in parte hanno ancora oggi, importanza economica: tra queste possiamo citare il guano, tra i migliori fertilizzanti esistenti in natura, che ancora viene intensivamente estratto ed utilizzato soprattutto nelle paesi in via di sviluppo.
Molti altri minerali si sono poi accumulati in maniera solo meccanica all'interno delle cavità naturali e vengono oggi da queste estratti: tra questi possiamo ricordare le terre rosse, le fosforiti, i minerali di vanadio, etc.
Se, come appena accennato, l'interesse economico dei depositi di grotta può essere anche notevole, certamente molto superiore è quello scientifico.
Le grotte sono tra le più longevi componenti del paesaggio , potendo preservarsi quasi intatte per diecine di milioni di anni e anche più. Per tutto il tempo della loro vita una delle caratteristiche delle cavità naturali è quella di essere delle gigantesche e perfette "trappole di accumulo", di favorire cioè la sedimentazione sia fisica che chimica al loro interno e quindi, data la bassa energia che caratterizza le grotte in generale, di offrire a questi depositi la possibilità di mantenersi praticamente inalterati per un lungo periodo di tempo, cosa che sarebbe impossibile all'esterno.
I depositi delle cavità naturali sono di fondamentale importanza in molte delle branche della ricerca scientifica: in particolare sono assolutamente indispensabili per lo studio di tutto quello che riguarda le ricostruzioni paleoambientali. Esse infatti rappresentano l'archivio più completo e dettagliato per ricostruire gli eventi che si sono succeduti nell'ultimo milione di anni ed oltre.

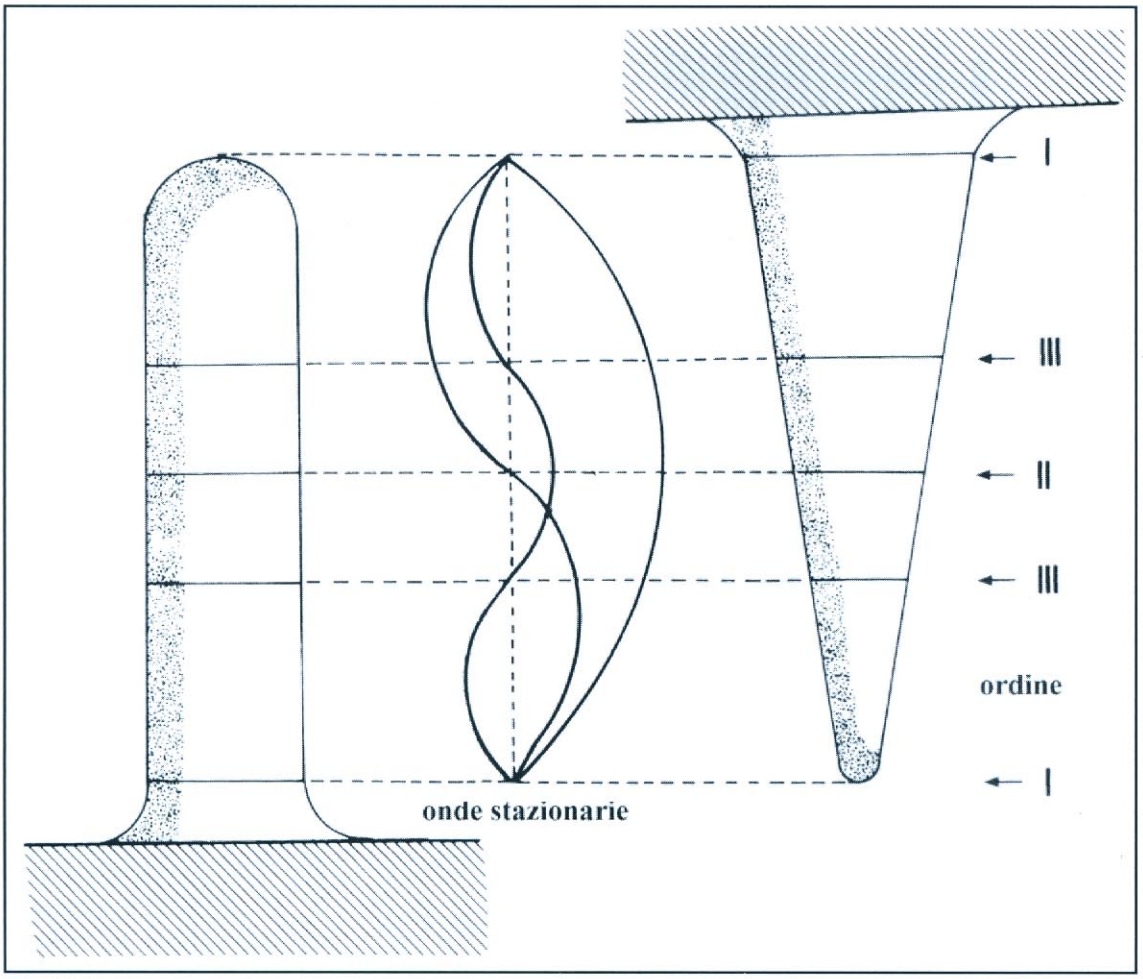


Fig. 15 *La risonanza indotta da onde sismiche causa la rottura delle stalattiti e delle stalagmiti lungo piani perpendicolari al loro asse e in posizione definite dalle onde stazionarie che si sviluppano all'interno della concrezione stessa. Nel caso delle stalagmiti rotture per risonanza del primo ordine sono favorite, mentre nelle stalattiti sono più probabili rotture secondo ordini superiori di risonanza.*

Non è un caso, infatti, che la grande maggioranza degli importanti siti archeologici del Paleolitico inferiore siano in grotta: senza le cavità naturali la nostra storia si arresterebbe a poche migliaia di anni addietro.
Ma anche la paleontologia è debitrice di molte conoscenze alle grotte: all'interno degli inghiottitoi infatti le acque di ruscellamento superficiale hanno portato in grande abbondanza le carcasse di animali oggi estinti, mentre le grotte orizzontali sono spesso state utilizzate come tana da grandi predatori (tra tutti l'Ursus Spelaeus) o di piccoli roditori (il prolagus), che alla loro morte hanno lasciato le loro spoglie a sedimentarsi all'interno della grotta.
Tra tutti i sedimenti di grotta, comunque, quelli chimici e segnatamente le concrezioni di carbonato di calcio si stanno dimostrando gli strumenti più duttili e potenti per le ricostruzioni paleoambientali e paleoclimatiche.
Mentre si accrescono, infatti, inglobano all'interno della loro struttura vari minerali in traccia, frammenti trasportati in sospensione durante le piene, polvere portata dalle correnti d'aria, e materiale organico che può variare dalle molecole di acidi umici, a spore e a pollini. La struttura laminata e necessariamente ordinata delle concrezioni permette, poi, di ricavare immediatamente una ricostruzione cronologica "relativa" degli eventi corrispondenti a ogni singola banda di accrescimento.
I pollini, incapsulati nelle bande di accrescimento delle concrezioni, si conservano praticamente intatti e possono, quindi, servire per definire almeno a grandi linee gli intervalli di tempio in cui gli speleotemi analizzati si sono sviluppati. Stesso discorso può essere fatto per l'utilizzo delle misure di paleomagnetismo: infatti molte concrezioni contengono al loro interno frammenti residuali di magnetite o altri composti magnetici, che permettono di utilizzare questo metodo al fine di definire gli intervalli di deposizione,

anche se non possono in generale fornire una cronologia assoluta.
Esistono, poi, una serie di metodiche che permettono di ottenere, più o meno facilmente, una scala cronologica assoluta. Attualmente la più impiegata, e che fornisce dati più attendibili in un intervallo vicino al milione di anni, è la datazione radiometrica basata sul rapporto U/Th: questo tipo di datazione è attendibile solo se il sistema geochimico della concrezione analizzata "non è stato riaperto", cioè se non vi sono stati scambi isotopici tra la concrezione e l'ambiente, dopo che questa si era depositata. In generale le datazioni U/Th sono affidabili se la concrezione non è stata per molto tempo sepolta sotto sedimenti terrigeni imbibiti d'acqua: questo perchè, in queste condizioni, facilmente del torio residuale potrebbe infiltrarsi nella concrezione e falsare quindi le misure.
Un altro metodo radiometrico utilizzato per datare le concrezioni carbonatiche è quello che sfrutta il ^{14}C, che permette datazioni entro un intervallo minore (circa 80.000 anni al massimo) ma che ha come inconveniente la difficoltà di calcolare quanto carbonio negli speleotemi deriva dalla solubilizzazione di vecchie formazioni carbonatiche (carbonio morto privo di isotopo ^{14}C) e quanto invece deriva dalla CO_2 atmosferica (che conteneva quindi una quantità di ^{14}C nota): gli errori di questo metodo quindi possono essere davvero grandi.
Altri metodi più recenti, e sembra anche molto più sensibili, sono quelli basati per esempio sulla luminescenza delle bande di accrescimento attivata da un laser: in questo caso la ricostruzione della scala cronologica può teoricamente arrivare ad un solo anno di indeterminazione.
La determinazione dei rapporti tra gli isotopi stabili del carbonio e dell'ossigeno ($\delta^{18}O/^{16}O$ e $\delta^{14}C/^{12}C$), contenuti nel reticolo cristallino della calcite, dell'aragonite e del gesso, permette di ottenere importanti dati sulla temperatura di deposizione delle concrezioni analizzate ed anche sulle condizioni e sui meccanismi in cui tale deposizione è avvenuta (freatiche o vadose, per evaporazione o per diffusione....). Queste analisi, se condotte sistematicamente lungo l'asse di accrescimento per esempio di una stalagmite, e correlati con datazioni assolute, possono permettere la ricostruzione paleoclimatica e paleoambientale di dettaglio. Tali ricostruzioni sono attualmente lo strumento più potente in mano agli scienziati per conoscere l'evoluzione dei climi e del paesaggio nella seconda metà del Quaternario.

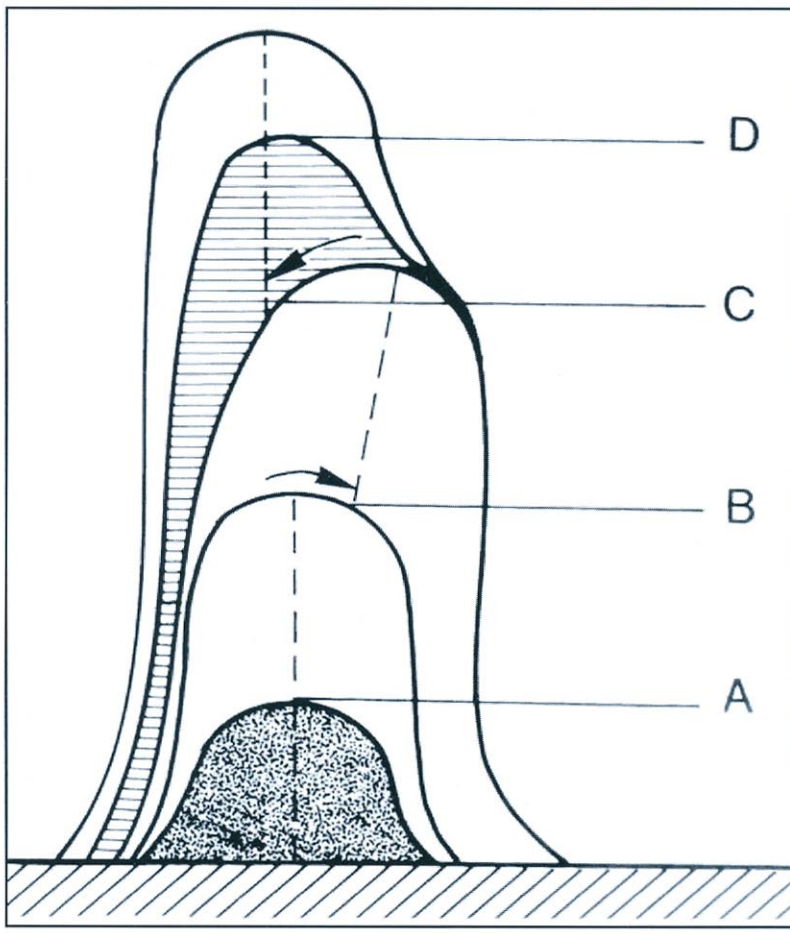


Fig. 16 *Improvvisi cambi di chimismo evidenziati da cambi di colore o di tessitura delle bande di accrescimento o improvvisi cambi nella verticalità dell'asse delle stalagmiti possono essere indice di fenomeni sismici.*

Un ultimo importante campo di utilizzazione scientifica delle concrezioni di grotta, ed in particolare delle stalagmiti, è quello delle ricostruzioni paleosismiche, che rivestono una importanza fondamentale per poter definire il rischio sismico di un'area su un intervallo di tempo molto maggiore di quanto possa fare la sismologia storica e quindi geologicamente molto più significativo. Il metodo si basa sia sul riconoscimento in grotta di particolari rotture delle concrezioni che possono essere causate solo da sismi (Fig. 15), sia sull'analisi tridimensionale di dettaglio dell'asse di accrescimento delle stalagmiti, in cui ogni discontinuità nella verticale, eliminate le cause strettamente locali attraverso analisi statistiche, è correlabile ad un sisma del passato (Fig. 16).
Anche i minerali secondari di grotta, pur essendo in realtà molto rari, sono di

grande importanza scientifica. Tra i campi di ricerca in cui sono fondamentali bisogna citare innanzitutto lo studio delle reazioni spontanee: le grotte infatti sono ambienti in cui generalmente l'energia disponibile è minima. La presenza di minerali di neoformazione in questi ambienti fornisce quindi informazioni preziose su queste reazioni, che sono generalmente poco studiate e rivestono invece una importanza fondamentale, non solo scientifica ma anche e soprattutto economica, essendo le stesse che governano i processi che portano alla formazione prima e alla eventuale mobilizzazione poi dei giacimenti minerari.
Un altro campo interdisciplinare e di "frontiera" della ricerca scientifica in cui le mineralizzazioni secondarie di grotta possono fornire informazioni e dati utilissimi è quello dello studio del ruolo dei microorganismi nelle complesse reazioni che portano da un lato alla deposizione di minerali in grotta e dall'altro all'evoluzione speleogenetica. Le indagini condotte in questi ultimissimi anni hanno infatti evidenziato che moltissime anche delle più semplici reazioni attive in ambiente di grotta vengono come minimo catalizzate, se non completamente governate, da microorganismi, batteri, funghi etc.

7. LE FORME IN FANGO E ARGILLA

In grotta esistono una grande varietà di forme che si evolvono su depositi limosi-sabbiosi-argillosi, per azione dell'acqua che vi gocciola o vi fluisce sopra. Queste forme, pur non potendo essere considerate delle vere e proprie concrezioni, spesso sono morfologicamente molto simili a loro e vengono generalmente descritte con una terminologia assolutamente analoga. In letteratura infatti sono segnalate stalattiti, stalagmiti, colate, barriere, colonne, coralloidi di fango e/o sabbia.
Non è possibile qui descrivere morfologicamente e geneticamente tutti i tipi e le forme dei depositi secondari di argilla e limo descritti per l'ambiente ipogeo in generale, e nelle grotte in particolare. Verranno quindi brevemente trattate qui solamente le forme più comuni e diffuse.

7.1. Le stalagmiti di fango

Tra le morfologie in fango ce ne sono molte che sono molto simili alle concrezioni vere e proprie, pur differendo da queste ultime nei meccanismi genetico-evolutivi: infatti le "concrezioni di fango" non derivano da processi chimico-fisici di deposizione, ma sono il risultato di complessi processi di erosione-sedimentazione.
Le stalagmiti di fango sono senza dubbio le più comuni in ambiente di grotta: esse di solito non presentano le caratteristiche bande di accrescimento interne, anche se possono presentare strutture concentriche a differente granulometria.
Una delle principali differenze, comunque, tra le stalagmiti reali e quelle di fango è che queste ultime spesso hanno un foro circolare di 1-2 cm di diametro sulla loro sommità, foro che può anche estendersi per tutta la lunghezza della stalagmite.
Il meccanismo genetico più comune per le stalagmiti di sabbia e fango è quello basato sul gocciolamento di acqua su un pavimento coperto da uno strato di limo, argilla e fango. L'impatto delle gocce sul pavimento incoerente causa la creazione di un foro centrale attorno cui si accumula il materiale che viene scalzato dal suo interno, impilandosi in anelli sovrapposti subcircolari. Successivi episodi di piena portano al riempimento del foro con altri sedimenti limosi-argillosi, che vengono quindi successivamente a loro volta erosi dal gocciolamento con conseguente progressivo innalzamento dei depositi attorno al foro centrale.
Il meccanismo genetico è poi di volta in volta complicato da vari fattori locali: tra questi vale la pena di ricordare la sovrasaturazione dell'acqua di gocciolamento rispetto al $CaCO_3$, che può quindi depositarsi cementando, in parte o in toto, le particelle che compongono le stalagmiti di fango.

7.2. I Plastici di fango

Sono associazioni complesse di solchi, creste e piramidi, rettilinei o dendritici, che in parte possono ricordare i "karren". Queste forme si sviluppano sui depositi di argilla e limo che sono sottoposti a cicli di allagamento e emersione a causa dell'oscillazione del livello dell'acqua .
Tra i vari tipi di plastici i più comuni sono i "dendritic surge marks" e i plastici di erosione. I primi si formano, durante le fasi di allagamento della cavità, per imbibizione della parte superiore di un deposito argilloso-limoso compatto, che conseguentemente si deforma plasticamente dando luogo a parti più rilevate e altre incavate. A questo punto la sedimentazione di materiale fine trasportato dalle acque è favorita sulle parti elevate della struttura che quindi evolve, a seguito di successive alluvioni, formando creste e piramidi sempre più accentuate.
I plastici di erosione evolvono invece quando, dopo la piena, il reflusso delle acque avviene su un deposito sempre limoso-argilloso, ma scarsamente coerente. Le acque erodono il deposito lungo linee preferenziali che sono appunto quelle di reflusso creando solchi rettilinei o dendritici a seconda dell'acclività del deposito e della sua composizione (omogenei granulometrica).
Va comunque detto che spesso i plastici di fango hanno genesi intermedie tra i "dendritic surge marks" e i plastici di erosione: evolvono quindi sia in senso positivo (deposizione durante la fase di allagamento)

ed erosione durante la fase di riflusso. Le forme finali che possono quindi essere viste in grotta sono intermedie tra quelle di queste due categorie.

7.3. Le vermicolazioni argillose

Queste formazioni, comunemente, anche se in modo improprio, chiamate "pelli di leopardo", sono depositi sottili, irregolari, discontinui e di piccole dimensioni, formati da materiale incoerente (normalmente fango e argilla, ma anche idrossidi di ferro e alluminio, nerofumo da carburo e torce).
Le vermicolazioni argillose sono molto comuni in grotta e in generale ove è presente un velo d'acqua con particelle argillose (o di altra natura purché cariche elettrostaticamente) in sospensione: la presenza di flusso idrico evidente impedisce la formazione di queste forme.
Le vermicolazioni si osservano con maggior frequenza ove sono presenti intensi fenomeni di condensazione e di evaporazione, che si susseguono in rapida successione. E' l'evaporazione infatti il processo che innesca la loro genesi: per evaporazione di parte del velo d'acqua le particelle in sospensione tendono, per attrazione elettrostatica, ad agglutinarsi formando degli aggregati irregolari (le vermicolazioni appunto), oppure anche quasi circolari (maculazioni), se l'evaporazione interessa gocce d'acqua di condensazione invece che un velo idrico continuo.

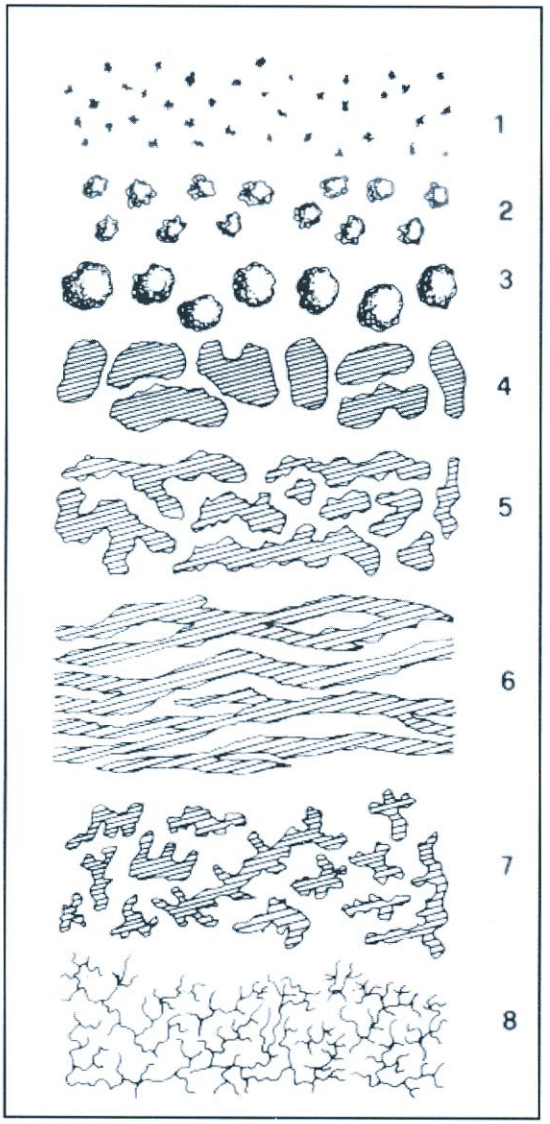


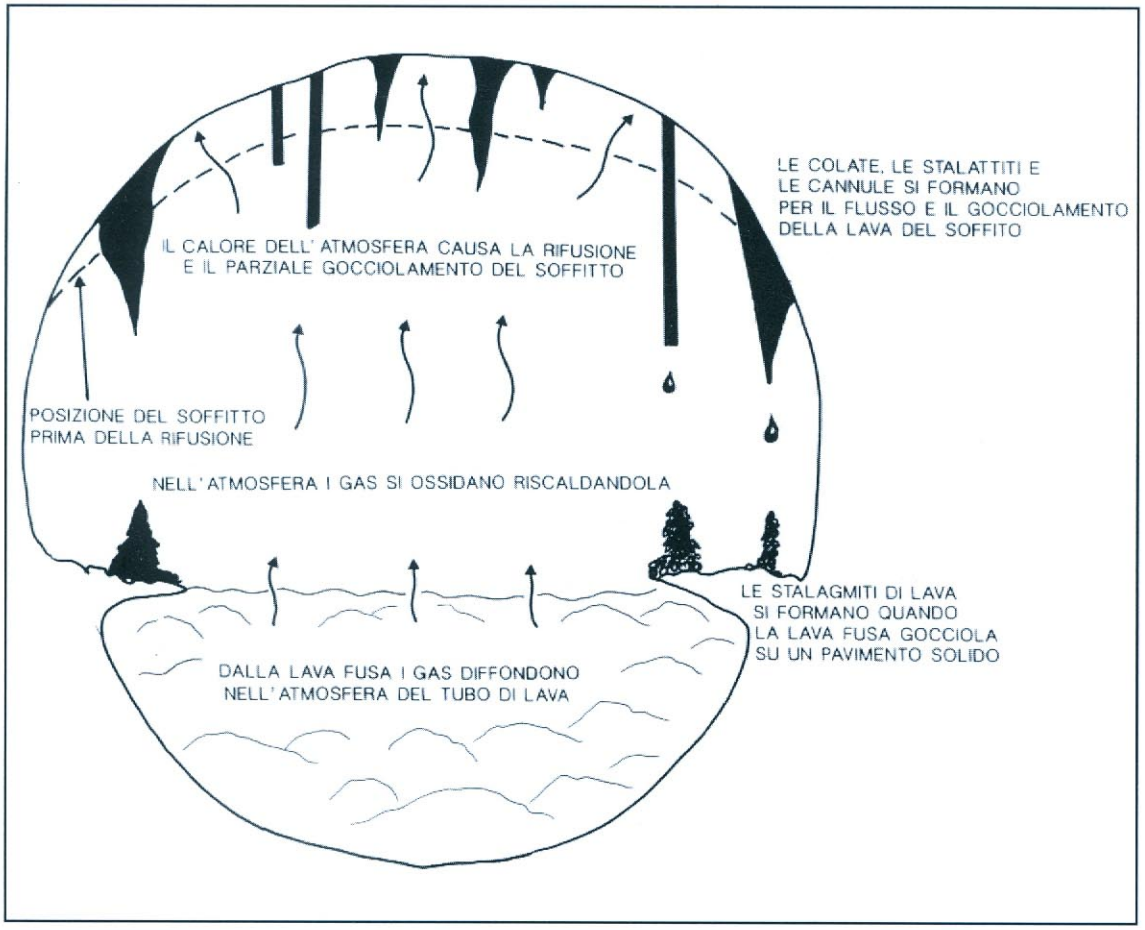
Fig. 17 *Più comuni tipi di vermicolazioni argillose: 1- macule puntiformi; 2- macule plachiformi; 3- macule bollose; 4- macule irregolari; 5- "pelli di leopardo"; 6- vermicolazioni lineari; 7- vermicolazioni a geroglifici; 8- vermicolazioni dendritiche.*

La forma delle vermicolazioni dipende innanzitutto dal rapporto acqua- particelle in sospensione: se sia l'acqua che il materiale in sospensione è abbondante allora si ottengono sottili depositi limosi indifferenziati su tutta la superficie bagnata del velo d'acqua. Invece, quando il volume d'acqua è preponderante le particelle in sospensione si agglutinano sulla parete sotto forma di masse rotondeggianti più o meno allungate e frastagliate.
La forma finale delle vermicolazioni dipende (Fig. 17), oltre che dal rapporto acqua-materiale in sospensione, anche da una serie di altri fattori quali il tipo di sostanza che le compone, il tipo di parete su cui si formano, la velocità di evaporazione etc.

8. LE CONCREZIONI DI LAVA

Le grotte vulcaniche, in generale, sono povere di depositi chimici secondari (mineralizzazioni e concrezionamenti) ma a volte contengono speleotemi di lava, quali stalattiti, stalagmiti, colate, colonne e anche coralloidi o eccentriche.
Normalmente gli speleotemi di lava non possono essere considerati vere e proprie concrezioni: infatti essi sono singenetici con la cavità e hanno una composizione petrografica e mineralogica analoga a quella delle pareti del tubo di lava.
Dipendentemente dalla velocità con cui la lava che li costituisce si è raffreddata possiamo avere speleotemi compatti, dall'aspetto vetroso, oppure essi possono risultare molto porosi: questi ultimi generalmente sono indice di raffreddamento più lento, che ha quindi permesso ai gas disciolti di liberarsi dando luogo appunto alla struttura vacuolare delle concrezioni.
In generale gli speleotemi di lava sono molto più piccoli delle normali concrezioni di grotta: raramente raggiungono dimensioni superiori a 1-2 metri.
A differenza delle concrezioni di grotta gli speleotemi di lava si sviluppano molto velocemente (anche in poche ore o giorni) e cessano quindi per sempre di accrescersi non appena la cavità viene abbandonata dal flusso di lava fusa.
La genesi e lo sviluppo delle concrezioni di lava inizia quando la grotta non è più occupata totalmente dalla lava fusa. I gas diffusi dalla lava mescolandosi all'ossigeno dell'atmosfera si ossidano e raggiungono

Fig. 18 *Il meccanismo di rifusione della lava che porta all'evoluzione delle stalattiti e vele di lava.*



quindi una altissima temperatura, moto più elevata di quella delle pareti del tunnel di lava, che conseguentemente vengono fluidificate e parzialmente rifuse, dando luogo a "colaticci" di lava che formano appunto le stalattiti, le vele, le colate (Fig. 18).

Un altro meccanismo abbastanza comune per la formazione delle stalattiti e delle colate è quello causato da repentine variazioni del livello del fiume di lava all'interno della grotta: queste variazioni fanno sì che brandelli di lava ancora semifluida trasportati sulla superficie del fiume si attacchino alle asperità delle pareti e quindi, sotto l'effetto della forza di gravità, si modellino plasticamente a formare speleotemi.

Le stalagmiti di lava si trovano normalmente lungo i bordi laterali delle condotte laviche: questo perché quelle zone sono le prime che si consolidano e le stalagmiti, per svilupparsi, necessitano di un substrato solido stabile cui ancorarsi. La loro genesi è dovuta al sovrapporsi successivo di brandelli di lava semifluida che cade dal soffitto e dalle pareti a seguito dei processi ossidativi attivi nella fase gassosa. Le stalagmiti di lava, dato il loro meccanismo genetico, morfologicamente somigliano moltissimo alle "stalagmiti" di sabbia che i bambini fanno sulle spiagge.

Speleotemi di lava, quali le eccentriche e le tubolari, sono molto più rare e, per svilupparsi, hanno necessità che la lava sia di tipo molto fluido e mantenga queste caratteristiche a lungo nel tempo.

Lo sviluppo di questi particolari speleotemi è dovuto all'estrusione di lava liquida da un piccolo foro o da una piccola frattura della lava già solidificata: uno dei meccanismi più comuni per cui lava fusa può trovarsi all'interno di un crosta esterna di lava solidificata è la "segregazione", fenomeno per cui iniziano a "separarsi" dal liquido minerali caratterizzati da punti di fusione più elevati. In questa maniera la lava residua può mantenersi liquida anche a temperature più basse di quella che normalmente causa la solidificazione della lava originaria.

In generale le eccentriche e le tubolari di lava si accrescono in maniera opposta rispetto alle omologhe forme carsiche: infatti questi speleotemi di lava vengono "estrusi" dalla parete lavica accrescendosi quindi dalla base e non dalla sommità. Solo in pochissimi casi particolari, e solo per le tubolari, può esistere il meccanismo di accrescimento apicale: questi pochi e rari speleotemi di lava dovrebbero quindi essere a pieno titolo inseriti nelle vere e proprie concrezioni di grotta.

9. IL COLORE DELLE CONCREZIONI

Una delle attrazioni maggiori del mondo sotterraneo sono certamente le concrezioni che spesso manifestano colori diversi in speleotemi vicini tra loro o addirittura dentro la stessa concrezione.
Alcuni minerali possiedono una colorazione intrinseca: per esempio la malachite è verde, gli ossidi di ferro sono rossi, quelli di manganese sono neri: è ovvio quindi che le concrezioni formate da questi minerali, che comunque sono molto rare in grotta, presentino le colorazioni caratteristiche dei minerali che le compongono.
La calcite, l'aragonite ed il gesso, che da soli rappresentano oltre il 99.5% delle concrezioni sono minerali che non hanno alcun colore intrinseco: essi si presentano infatti come cristalli, che sono trasparenti, o come aggregati di cristalli normalmente di colore bianco più o meno translucido, a seguito dei fenomeni di rifrazione e riflessione della luce.
Gli speleotemi di gesso, che in generale sono bianchi traslucidi, a volte si presentano con tonalità più o meno grigiastre per l'inglobamento di materiali argillosi-limosi.
Le normali concrezioni di carbonato di calcio, invece, esibiscono spesso colorazioni più o meno intense dall'avorio al giallo, dall'arancio al rosso-marrone. Più raramente possono essere osservati altri colori quali l'azzurro, il bleu, il verde. Gli speleotemi di calcite e/o aragonite solo molto raramente sono bianchi candidi.
Conseguentemente una delle domande che più frequentemente vengono fatte sia dal visitatore occasionale che dallo speleologo provetto è: "Perché questa concrezione è colorata di giallo?..." oppure: "Perché queste due stalattiti vicine hanno colori così differenti tra loro?...
Le risposte sono, di norma, univoche: si tratta di ioni metallici in traccia che causano la colorazione (per esempio il rosso-marrone per il ferro) delle concrezioni. Spesso, però, tale risposta è errata: infatti le analisi chimiche hanno evidenziato come, normalmente, non vi sia una relazione diretta tra le concentrazioni degli ioni metallici presenti nelle concrezioni e la loro colorazione.
Attualmente si è raggiunta una buona conoscenza sulle cause che possono colorare le concrezioni di carbonato di calcio: gli elementi cromofori infatti possono essere raggruppati in grandi categorie, che, in ordine di importanza relativa, sono:

- sostanze organiche (soprattuto acidi umici e fulvici)
- ioni metallici
- sostanze pigmentanti
- struttura cristallina

9.1. Sostanze organiche

Attualmente è assodato come la presenza di molecole organiche intrappolate nella struttura delle concrezioni di carbonato di calcio sono la causa primaria della loro colorazione.
Infatti è provato che le colorazioni gialline, avorio, arancio, bruno-rossiccio normalmente sono dovute alla presenza di sostanze organiche complesse (essenzialmente acidi umici e fulvici) che derivano dalle reazioni biochimiche di decadimento vegetale a livello del suolo sopra la cavità. Tali molecole organiche possono essere inglobate nella struttura cristallina della calcite e dell'aragonite, ospitate all'interno dei singoli cristalli, ma a volte passano indisturbate da un cristallo all'altro nella struttura della concrezione.
Normalmente la quantità di acidi fulvici e umici negli speleotemi è molto bassa, ma data la loro fortissima capacità di assorbire la luce (in maniera differenziata a seconda della lunghezza d'onda) ne risulta che spesso sono loro gli elementi cromofori principali.
Gli acidi fulvici, inducono colorazioni avorio, giallino, arancio chiaro. Gli acidi umici, che sono caratterizzati da più alti pesi molecolari, causano colorazioni più intense: da arancio scuro a rosso-bruno a bruno.
Da ultimo va osservato che sembra che la calcite sia più propensa ad ospitare i composti organici all'interno della sua struttura rispetto all'aragonite. Pertanto è abbastanza comune osservare come concrezioni anche molto vicine di calcite ed aragonite mostrano colorazioni differenti: la calcite risulta colorata mentre l'aragonite è incolora o bianca.

9.2. Ioni metallici

Nel passato la presenza di ioni metallici era ritenuta l'unica causa di pigmentazione delle concrezioni carbonatiche. In realtà invece risulta essere solo la seconda causa cromofora.
Tale effetto è sicuramente più probabile in quegli ambienti in cui la presenza di ioni metallici è maggiore: pertanto è logico attendersi questo effetto in ambienti termali o comunque ipercarsici.
Gli ioni che maggiormente possono causare effetti cromatici sulle concrezioni sono quelli bivalenti di transizione: l'effetto è dovuto al fatto che gli ioni colorati tendono a sostituire gli ioni Ca^{2+} nelle concrezioni di calcite, aragonite e, subordinatamente, anche di gesso o fosfati, conferendo quindi la propria colorazione caratteristica allo speleotema.
Per molti di questi ioni, comunque non è facile mantenere l'effetto colorante dato che in ambiente ossidante,

quale appunto quello di grotta, tendono ad aumentare di valenza, stato in cui non possono essere utilizzati per rimpiazzare il calcio bivalente. E' il caso del Ferro: infatti il Fe^{2+} in ambiente di grotta si trasforma rapidamente in Fe^{3+} flocculando sotto forma di idrossido ferrico idrato, che ha un notevole effetto pigmentante (vedi dopo), ma che non può sostituire il calcio nel reticolo cristallino dei carbonati, solfati e fosfati.
Nella Tab. 3 sono riportati i più comuni elementi in traccia che possono essere inglobati all'interno delle concrezioni di carbonato di calcio e le colorazioni che possono provocare.

Ioni	Colorazione prodotta
Co^{2+}	Rosa, blu
Cr^{2+}	Blu scuro (nei silicati) Instabile in ambiente carbonatico
Mn^{2+}	Rosa pallido
Pb^{2+}	Grigio
Cu^{2+}	Blu, verde blu, verde
Ni^{2+}	Giallo scuro (nella calcite) Verde chiaro (nell'aragonite)
Zn^{2+}	Rosso brillante, marrone, nero

Tab. 3 *Ioni che sostituiscono il calcio nelle concrezioni e colorazioni delle stesse*

9.3. Sostanze pigmentanti

Si tratta sostanze inorganiche (elementi o composti fortemente colorati), che vengono inglobati nelle concrezioni in accrescimento e conseguentemente le pigmentano.
Di gran lunga le principali sostanze pigmentanti presenti nell'ambiente carsico sono gli ossidi-idrossidi idrati di ferro e manganese, ma esistono altri pigmenti meno comuni quali lo zolfo elementare, o il carbonio elementare, che come nero fumo è spesso presente in grotta a causa dell'impatto antropico (torce e fuochi nell'antichità e acetilene malcombusto attualmente).
Come accennato precedentemente nell'ambiente ossidante di grotta il ferro e il manganese vengono rapidamente ossidati rispettivamente a Fe^{3+} e a Mn^{4+}. Gli ossidi ed idrossidi di questi ioni sono praticamente insolubili e quindi precipitano immediatamente. Essi sono anche fortemente colorati e pertanto possono dare luogo a concrezioni monominerali di colore rosso-arancio per il ferro e blu-grigio o nero per il manganese. Molto più spesso, però, il meccanismo di flocculazione degli idrossidi fa sì che essi vengano finemente dispersi ed inglobati nella struttura delle normali concrezioni comportandosi come pigmenti e facendo apparire le concrezioni stesse colorate.
La colorazione giallo-bruno-rossiccia indotta nelle concrezioni dagli ossidi-idrossidi di ferro è praticamente indistinguibile ad occhio nudo da quella causata invece dagli acidi umici ed è proprio per questo che il ferro e il manganese sono stati per tanto tempo ritenuti i responsabili della quasi totalità delle colorazioni esibite dalle concrezioni.
In Tab. 4 sono riportati i principali pigmenti degli speleotemi e le rispettive colorazioni indotte

Sostanze pigmentanti	Colorazione indotta
Ossidi-idrossidi idrati di ferro	Giallo, arancione, rosso, marrone
Ossidi idrossidi di manganese	Blu-grigio, grigio, nero
Zolfo elementare	Giallo
Carbonio elementare (nerofumo)	nero

Tab. 4 *Sostanze pigmentanti e colorazioni indotte nelle concrezioni di carbonato di calcio*

9.4. Struttura cristallina

In alcuni minerali la struttura cristallina può essere il fattore principale per l'instaurarsi di una determinata colorazione. E' il caso del salgemma in cui i difetti reticolari possono conferire al minerale, altrimenti assolutamente incolore e trasparente, una colorazione blu cobalto.
La struttura cristallina, comunque, ha sempre una certa importanza nel modificare, o meglio evidenziare o meno il colore. Si è visto infatti che le forme macrocristalline che presentano una struttura otticamente continua risultano più facilmente colorate di quelle formate da un aggregazione di piccoli cristalli: il motivo è che la disposizione dei piccoli cristalli tendono a diffrangere la luce con conseguente mascheramento dell'eventuale colorazione posseduta dal singolo elemento.

10. IL PROBLEMA CALCITE-ARAGONITE

La calcite e l'aragonite hanno la stessa formula chimica ma differente abito cristallino: la calcite cristallizza nel sistema trigonale, mentre l'aragonite nel sistema ortorombico.
Nelle normali condizioni di pressione e di temperatura la calcite è la fase stabile del carbonato di calcio, mentre l'aragonite risulta metastabile e quindi in un "ragionevole" lasso di tempo (diecine o centinaia di anni) tende a trasformarsi in calcite. Inoltre l'aragonite è più solubile (di circa il 16%) rispetto alla calcite e quindi, considerando solo questo parametro, l'aragonite non avrebbe mai la possibilità di precipitare, dato che inevitabilmente il prodotto di solubilità per la calcite sarebbe raggiunto prima.
Effettivamente in natura l'aragonite è molto più rara della calcite e spesso è limitata ad ambienti genetici con pressioni e temperature che si discostano molto da quelle normali.
Eppure in grotta l'aragonite è abbastanza comune, essendo il secondo minerale per abbondanza relativa, dopo la calcite e prima del gesso. Inoltre è stato dimostrato sperimentalmente che in ambiente di grotta non solo si osserva la trasformazione di aragonite in calcite, come sarebbe logico attendersi per quanto detto sopra, ma è attivo anche il processo inverso.
Perché l'ambiente ipogeo è quindi così favorevole alla genesi di questo minerale?
I 3 paramentri che influenzano maggiormente la precipitazione di questi due minerali sono, in ordine di importanza relativa:

- La concentrazione dello ione magnesio e, subordinatamente, di altri ioni metallici
- Grado di sovrasaturazione e velocità di precipitazione
- Pressione parziale di CO_2 nell'atmosfera di grotta

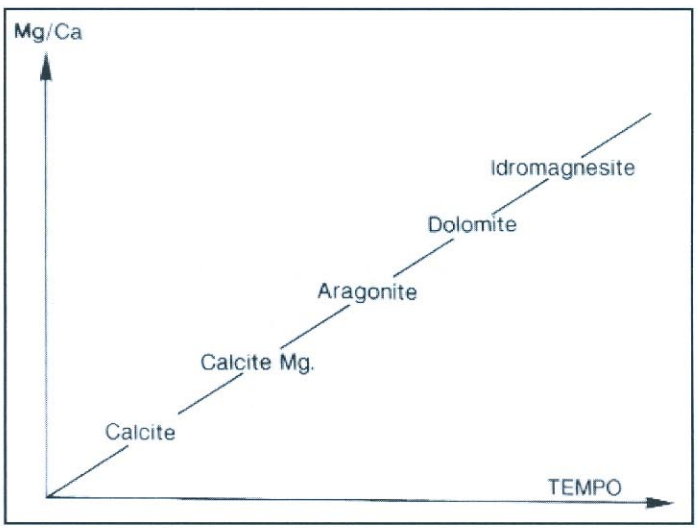


Fig. 19 *La sequenza dei carbonati che precipitano in funzione del rapporto Mg/Ca: la dolomite è rarissima in grotta perchè, stante la bassa salinità e la bassa pressione delle acque carsiche, non ha la possibilità di formarsi se non in condizioni limiti (per esempio: grotte sottomarine).*

10.1 Ione Magnesio

La presenza di ioni magnesio nella soluzione è oggi generalmente ritenuto il fattore che maggiormente favorisce la precipitazione dell'aragonite al posto della calcite. E' stato infatti dimostrato sperimentalmente che quando il rapporto molare Mg/Ca raggiunge il valore di 0,4 l'aragonite inizia a potersi sviluppare in ambiente naturale (1 atmosfera di pressione, 10 °C e pH 7); quando tale rapporto diviene superiore a 2,9 l'aragonite diviene il principale minerale che precipita e, se si raggiunge un rapporto di 4,4, è addirittura l'unico a formarsi.
La presenza del magnesio nelle acque di percolazione carsica è del tutto normale: la sua fonte sono le formazioni dolomitiche o i calcari dolomitici, che, per solubilizzazione o per carsismo. cedono al sistema ioni magnesio.
Il meccanismo che porta alla concentrazione degli ioni Mg nelle acque in ambiente carsico è essenzialmente quello dell'evaporazione: di mano in mano che procede l'evaporazione, infatti, precipitando il carbonato di calcio sotto forma di calcite, il rapporto Mg/Ca nella soluzione residua aumenta sino a che inizia la precipitazione di aragonite e infine, una volta terminata la precipitazione di aragonite, se l'evaporazione prosegue abbiamo la formazione di carbonati di magnesio quali l'Huntite ($CaMg_3(CO_3)_4$), l'Idromagnesite o la Magnesite ($Mg(CO_3)$) (Fig. 19).
E' abbastanza comune vedere questa sequenza evaporitica in grotta ove la stessa acqua di percolazione può formare una stalattite, su cui, nella parte esposta a correnti d'aria, si sviluppano aghi di aragonite sulla cui sommità vengono depositate palline di idromagnesite (Fig. 20).
Per molto tempo è stato un mistero il perché lo ione magnesio, pur non entrando nel reticolo cristallino dell'aragonite, possa invece facilitarne la crescita a scapito della calcite. In realtà lo ione magnesio non influenza i processi di formazione e di sviluppo dell'aragonite, ma viceversa inibisce la crescita della calcite. La calcite, infatti, ha una struttura cristallina che viene maggiormente disturbata e distorta dalla presenza di ioni estranei, quali il magnesio appunto, con conseguente impossibilità per i sui germi cristallini di svilupparsi sino a raggiungere dimensioni tali da precipitare. In queste condizioni, i germi cristallini dell'aragonite, pur sviluppandosi in minor numero ed in un tempo molto più lungo, hanno la possibilità

di dar luogo alla formazione di concrezioni e mineralizzazioni di aragonite pura.
Il comportamento del reticolo cristallino della calcite e dell'aragonite rispetto allo ione magnesio è analogo a quello che questi due minerali presentano rispetto a ogni altro ione metallico e pertanto la presenza in soluzione di tali ioni favorisce sempre lo sviluppo di speleotemi di aragonite.

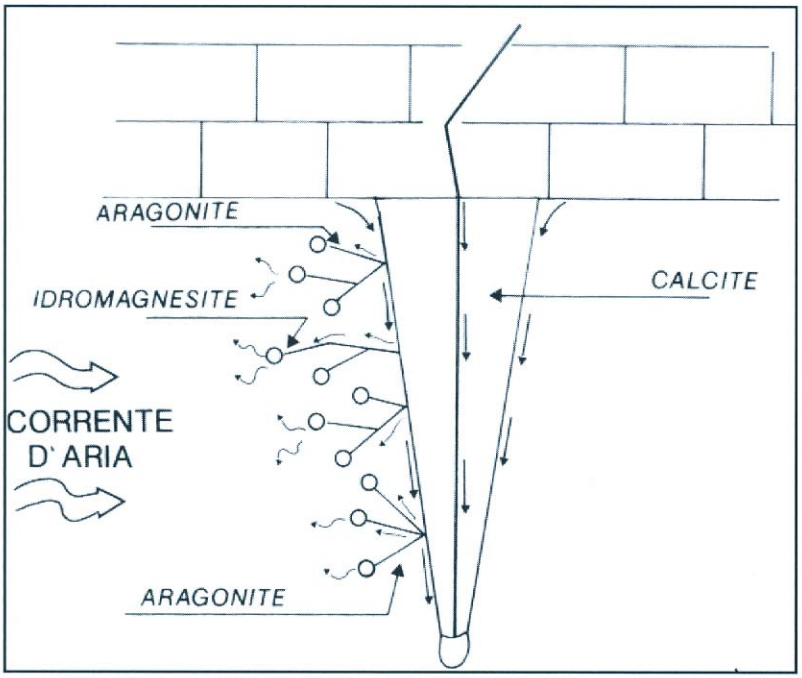


Fig. 20 *L'acqua che fluisce su una normale concrezione di calcite, risalendo per capillarità su sporgenze posizionate contro le correnti d'aria, per evaporazione si arricchisce in ioni magnesio e deposita quindi aragonite sotto forma di aghi allungati contro la direzione del vento. In ambienti particolarmente caldi e secchi, sulla cima degli aghi di aragonite possono facilmente formarsi masserelle sferoidali di idromagnesite*

10.2. Sovrasaturazione

La sovrasaturazione è il secondo più importante fattore per lo sviluppo di speleotemi aragonitici in grotta.
La velocità di precipitazione, che dipende direttamente dal grado di sovrasaturazione, infatti, influenza direttamente la formazione dei germi cristallini (Fig. 21).
E' stato dimostrato che con una velocità di precipitazione molto bassa, la probabilità di formazione di cristalli di aragonite è più alta che per la calcite. In queste condizioni quindi l'aragonite sarà il minerale che si forma: ed ecco spiegato quindi il perchè, molto spesso, le concrezioni di questo minerale si trovano in ambienti particolarmente isolati, con scarso o nullo ricambio dell'atmosfera, ove i processi di diffusione della CO_2 e di evaporazione sono ostacolati e rallentati.
La probabilità di formazione torna ad essere favorevole all'aragonite per valori molto alti della sovrasaturazione . Per questo motivo è normale trovare maggiori quantità di aragonite in grotte calde e ventilate, dove l'evaporazione può essere molto rapida.
La prevalenza, poi, dell'evaporazione rispetto alla diffusione di CO_2 tende inoltre ad aumentare, come già visto, la concentrazione degli ioni magnesio che accrescono a loro volta la probabilità di precipitazione dell'aragonite.

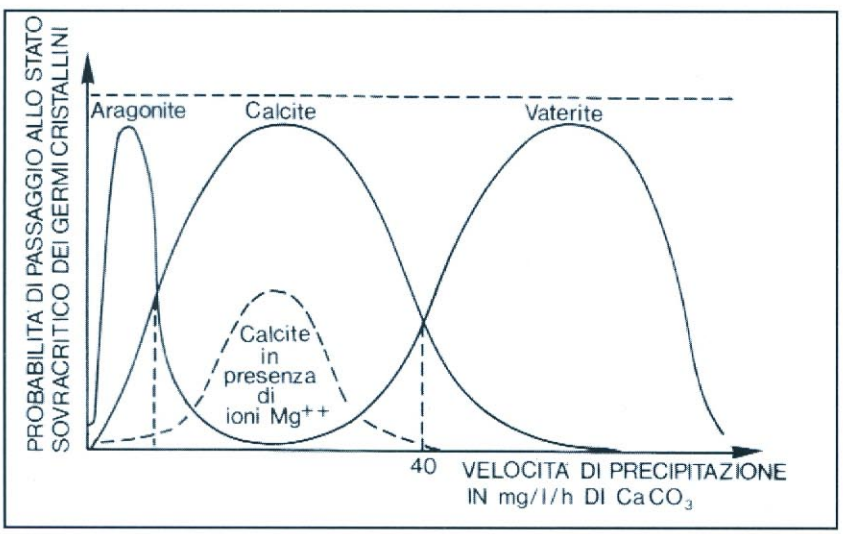


Fig. 21 *Probabilità di passaggio dei germi cristallini di calcite, aragonite da sottocritici a sovracritici in funzione della velocità di precipitazione. L'aragonite è favorita a velocità molto basse e molto alte ove precipita la vaterite che si trasforma immediatamente in aragonite. A velocità intermedie precipita la calcite. La linea tratteggiata indica come viene modificata la probabilità di precipitazione per i germi della calcite in presenza di ioni magnesio.*

10.3. Pressione parziale della CO_2

La presenza di anidride carbonica può influenzare la deposizione di aragonite e di calcite in quelle zone di grotta caratterizzate da assenza totale di movimenti dell'aria.
In queste condizioni è facile che il concrezionamento sia nettamente separato da un piano suborizzontale sopra la quale troviamo esclusivamente normali concrezioni di calcite e al di sotto solamente aragonite, di solito in cristalli aciculari (Fig. 22).
La spiegazione di questo fenomeno deriva dal fatto che, in condizioni di assoluta mancanza di movimento nell'atmosfera, la CO_2 che viene progressivamente liberata tende a stratificarsi, dato il suo maggior peso rispetto a quello degli altri gas dell'atmosfera.
La più alta concentrazione di anidride carbonica vicino al pavimento fa sì che, grazie alla diffusione, i film d'acqua che scendono lungo le pareti siano progressivamente meno sovrasaturi di mano in mano che si avvicinano al pavimento. La linea di demarcazione suborizzontale altro non è che la zona in cui la diminuzione di sovrasaturazione diviene tale da favorire la precipitazione dell'aragonite rispetto alla calcite.

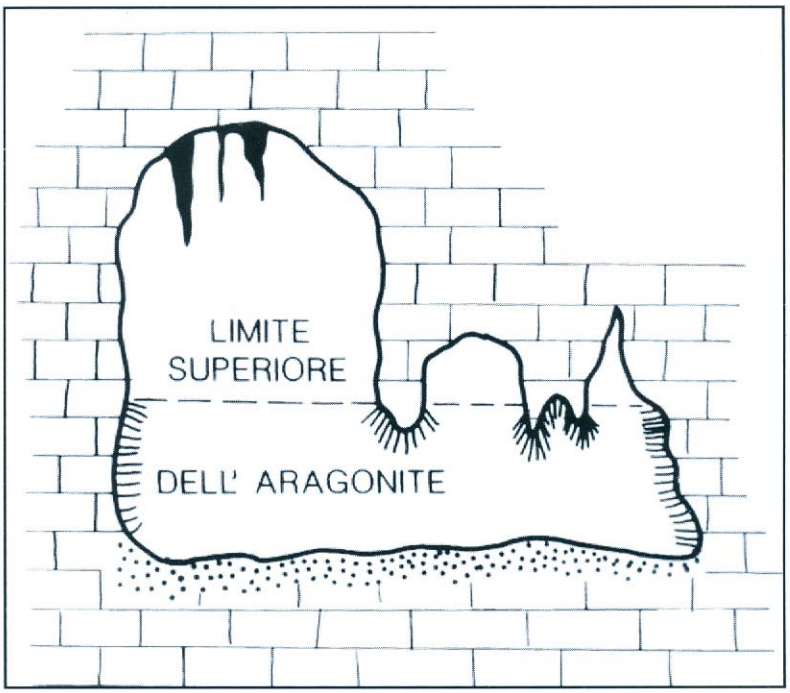


Fig. 22 *Grotta che presenta la "statificazione" dell'aragonite: le infiorescenze di aragonite crescono solo al di sotto di un piano suborizzontale cui corrisponde un determinato tasso di concentrazione di anidride carbonica*

11. L'ACCRESCIMENTO DEGLI SPELEOTEMI

Tra le maggiori curiosità suscitate dagli speleotemi vi è sicuramente quella relativa alla loro velocità di accrescimento: le mastodontiche colonne si sviluppano alla stessa velocità delle delicate eccentriche? .... quale è la "normale" velocità di crescita per una stalattite?... e per una stalagmite di ghiaccio o di gesso?.... La risposta a questi quesiti non è ne semplice né univoca.
Certamente concrezioni come le tubolari, in generale, si accrescono più rapidamente di crostoni stalagmitici e questo per il differente meccanismo genetico di questi due speleotemi, ma in condizioni particolari questo potrebbe non essere vero.
Inoltre bisogna dire che le velocità di accrescimento di concrezioni dello stesso tipo possono variare moltissimo nel tempo e nello spazio: una stessa stalattite può crescere anche più di un centimetro in un anno e dopo qualche tempo aumentare in maniera irrisoria (0.01 mm/anno), non crescere più affatto o addirittura essere in regressione; e, ancora, stalattiti che distano tra loro pochi centimetri possono evidenziare velocità di accrescimento diversissime.
Sulla base delle molte misure attualmente disponibili, comunque, per stalagmiti o stalattiti di carbonato di calcio che crescono in climi temperati umidi si può dire che la crescita media varia da 0.02 a 0.2 mm/anno.
La variabilità nella velocità di accrescimento dipende da molti parametri, i principali dei quali sono la quantità d'acqua disponibile e il suo grado di sovrasaturazione, ma sono importanti anche altri fattori quali il clima, il reticolo di infiltrazione delle acque superficiali, la tettonica locale, etc..
Dato che basta che uno di questi parametri vari per far cambiare anche considerevolmente l'evoluzione di uno speleotema, di conseguenza le misure sperimentali, che vengono fatte su questo parametro, hanno solo una validità locale e relativamente al solo periodo di tempo cui la misura si riferisce. E' impossibile quindi utilizzare direttamente la dimensione delle concrezioni per estrapolarne l'età, anche se poi, in alcuni casi, si è osservata una certa costanza di velocità di crescita in periodi di tempo relativamente lunghi (qualche centinaio e qualche migliaio di anni).
Le caratteristiche bande di accrescimento nelle stalattiti, e soprattutto nelle stalagmiti, sono state utilizzate a volte per valutarne la velocità di crescita (comparandone lo spessore) e l'età, basandosi sull'assunzione

che ogni lamina corrispondesse ad un anno solare: però questo è sicuramente vero solamente in quelle grotte il cui sistema interno ed esterno è rimasto imperturbato e inoltre l'apporto idrico è rimasto attivo per tutto l'anno per tutto il periodo di evoluzione dello speleotema.
In realtà, infatti, le successive bande possono non rappresentare l'evoluzione annuale ma essere il risultato di successive alternanze di periodi di deposizione (apporto idrico attivo) e di stasi (assenza di apporto idrico): sulla base di questo possiamo affermare che una singola interruzione nel concrezionamento (passaggio da una lamina a quella successiva) può ovviamente rappresentare un intervallo di tempo di un anno, ma anche di più anni, al limite migliaia di anni, o, in condizioni particolari, intervalli di tempo molto minori (mesi o giorni), sino ad registrare i singoli eventi piovosi.
Per quanto detto l'unico modo sicuro per ottenere l'età di una concrezione è quella di datarla attraverso, per esempio, un metodo radiometrico (U/Th).
Gli studi condotti in questi ultimi cento anni hanno poi permesso di fare alcune osservazioni generali sulla velocità di accrescimento delle concrezioni di grotta, oltre a quelle già riportate.
Le concrezioni si accrescono più rapidamente all'inizio della loro genesi, quando cioè la grotta si è appena riempita d'aria per l'abbassamento della zona freatica. In queste condizioni, infatti, una alimentazione idrica abbondante è garantita dalla presenza di molta acqua nelle fratture e nelle discontinuità sovrastanti la grotta, inoltre, dato lo sviluppo in generale ancora scarso dei canalicoli, le acque di infiltrazione hanno tutto i tempo per "caricarsi" al massimo di sali disciolti. L'evoluzione carsica porta all'allargamento dei condotti drenanti e quindi ad una diminuzione del contatto tra le acque e la roccia. In generale quindi ci si deve aspettare che più una concrezione diviene vecchia, minore sarà la sua velocità di accrescimento.
Anche se sono conosciute concrezioni di centinaia di milioni di anni, la maggioranza delle concrezioni attualmente osservabili in grotta si è sviluppata a partire dalla seconda metà del Pleistocene e pertanto è più giovane di 1 milione di anni: in questo lasso di tempo i periodi di massima crescita sono strettamente correlati a intervalli con climi umidi, mentre quelli di minima crescita, o addirittura stasi e regressione, sono relativi a intervalli più secchi. In questo senso la quantità di acqua disponibile sembra essere il fattore dominante nel controllo della velocità di accrescimento.
Le concrezioni fatte da solfati e cloruri si sviluppano molto più rapidamente (le infiorescenze gessose possono crescere anche vari cm/anno) e la loro velocità di crescita è molto più variabile nel tempo rispetto a quella degli speleotemi carbonatici: infatti anche minime variazioni nel gocciolamento, nella saturazione, o nell'umidità relativa possono rendere questi depositi vulnerabili alla dissoluzione e conseguentemente non farli "sopravvivere". Questo è particolarmente vero per gli speleotemi di epsomite, mirabilite che alle nostre latitudini sono "effimeri": si formano in poche settimane raggiungendo lunghezze anche di qualche decimetro, per poi scomparire altrettanto rapidamente, quando il microclima della grotta si modifica.
Lo sviluppo delle concrezioni di ghiaccio dipende da due fattori: la velocità del gocciolamento dell'acqua e la temperatura dell'aria. Per esempio le stalagmiti "a bamboo", caratterizzate da improvvisi e brevi allargamenti del loro diametro ogni 10-50 cm, crescono durante le ore del giorno o durante i giorni della settimana più caldi.

12. CONSERVAZIONE E SALVAGUARDIA DEI DEPOSITI DI GROTTA

Come abbiamo visto nei paragrafi precedenti l'interesse estetico innanzitutto, ma anche scientifico, delle grotte risiede principalmente nei depositi chimci (concrezioni e mineralizzazioni) che vi si sviluppano e, in parte, anche in quelli fisici e biologici ospitati.
Se l'ambiente di grotta e il suo ecosistema sono in generale fragili, ancora più delicati e sensibili sono i depositi fisici e chimici ospitati. Spessissimo, involontariamente, la semplice frequentazione speleologica causa danni irreparabili: per esempio si pensi a quante forme poco appariscenti, quali i plastici di fango, vengono distrutti perché lo speleologo vi cammina sopra senza neppure accorgersi di loro, oppure a quante eccentriche e infiorescenze vengono frantumate durante la progressione di speleologi poco attenti ai loro movimenti, a quanti pavimenti concrezionari vengono completamente lordati dal fango trasportato dai loro scarponi .....
Per questo motivo, sempre di più, nel mondo si va diffondendo l'abitudine di "marcare" il percorso che gli speleologi devono fare durante una visita ad una grotta già completamente esplorata: in questo modo gli inevitabili danni da frequentazione possono essere minimizzati.
Un'altra causa di degrado e in certi casi di distruzione degli speleotemi è rappresentata dall'illuminazione ad acetilene: la fiamma del casco infatti può scaldare sino a disidratare alcune formazioni ovvero le può ricoprire di nerofumo alterandone per sempre il colore.
Per questo motivo nelle nazioni più sensibili alla conservazione degli ambienti naturali si sta affermando la volontà di eliminare del tutto questa illuminazione, sostituendola con quella elettrica che attualmente ha già raggiunto livelli di efficienza e di potenza nonché di costi di esercizio non molto distanti da quelli del carburo.
Fino ad ora abbiamo accennato solo a azioni involontarie di degrado. Vi sono poi azioni più gravi, volontarie,

che portano al degrado e alla distruzione di depositi di grotta, tra queste si possono citare:
• Il desiderio (spesso eccessivo) di proseguire ad ogni costo una esplorazione, che porta a demolire parzialmente o totalmente delicate cannule ed eccentriche o anche poderose colate
• La volontà di tramandare il proprio nome o quello del proprio Gruppo Speleologico "firmando" le concrezioni con nerofumo o peggio con vernici
• Il desiderio di possedere e poter ammirare, anche quando si è a casa, concrezioni e mineralizzazioni incontrate in una escursione in grotta
Se il primo punto può, in determinati casi, essere giustificabile per gli altri due non esistono motivi di sorta. E non vale assolutamente la giustificazione che spesso si accampa ("... ma lo speleotema era già rotto....." e ancora "... se non lo raccoglievo io lo avrebbe preso un altro..") per giustificare la presenza di campioni provenienti da grotta che fanno bella(??) mostra di sé su un mobile di casa: infatti, anche se fosse vero quanto affermato, bisogna considerare l'esempio che si da agli altri. La presenza di campioni di grotta in una casa, infatti, istiga altri a ricercarli, procurandoseli direttamente, magari rompendoli o, ancora peggio, comprandoli: in ogni caso accelerando il processo di distruzione dei depositi di grotta.
In conclusione bisogna ricordare quello che è il motto di tutti i ricercatori impegnati nello studio dei depositi di grotta:

"I depositi fisici e biologici, le concrezioni e le mineralizzazioni appartengono alla grotta che li ospita e debbono pertanto rimanere al suo interno"

Pertanto:
• nessun prelievo, anche di materiale già rotto o alterato, è giustificabile per scopi quali il collezionismo o peggio il commercio
• anche nel caso di prelievi a scopi scientifici essi devono sempre risultare minimi e tali da non compromettere globalmente l'esistenza del deposito, della concrezione o del minerale che si intende studiare
• nel caso si debba scegliere tra l'effettuazione di uno studio e la distruzione totale di un deposito chimico o fisico la scelta deve essere quella di rinunciare allo studio stesso
Mai come nel caso dei depositi di grotta deve valere il motto del buono speleologo:

Prendi solo fotografie e lascia,
se proprio non ne puoi fare a meno,
solo l'impronta dei tuoi stivali

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano Carlo Balbiano e Leonardo Piccini per il contributo dato alla revisione del manoscritto, si ringraziano anche Giovanni Badino, Franco Cucchi, Mauro Chiesi, Arrigo Cigna, Angelo Naseddu e Ugo Sauro per le osservazioni fatte sulla prima stesura.

13. BIBLIOGRAFIA

Tutti gli argomenti brevemente trattati in questa dispensa sono dettagliatamente descritti nel volume:

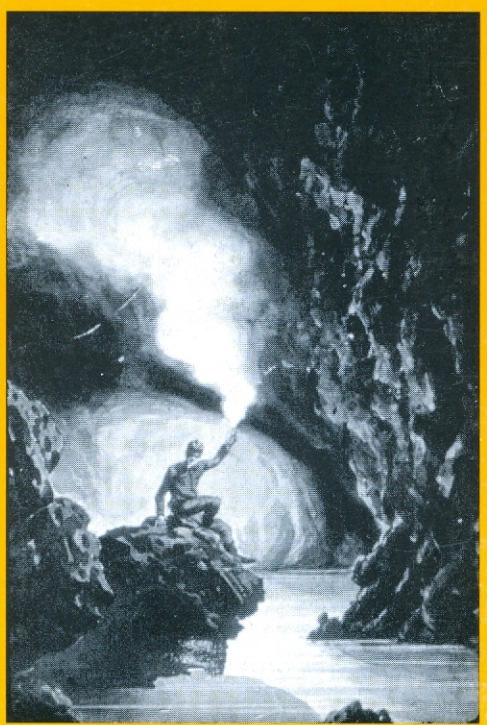
Hill C.A. & Forti P. 1997 *Cave Minerals of the World*
National Speleological Society, Huntsville, USA 464 pp

Cui si rimanda per ogni approfondimento necessario. Nel medesimo libro è presente una bibliografia completa su tutto quello che concerne i depositi chimici di grotta, aggiornata al 1996.
Per chi si trovasse nell'impossibilità di leggere l'inglese e desiderasse egualmente approfondire qualcuno dei principali temi di questa dispensa su testi in italiano si elencano i principali lavori didattici sull'argomento editi essenzialmente dalla SSI

•A. Bini, 1984 *Le eccentriche.* Speleologia 10, p.29-34
•A. Bini, G. Cappa, A. Pellegrini, 1991 *Osservazioni sui "plastici" argillosi-limosi presenti in alcune grotte comasche.* Atti 12° Congr. Spel. Lombardo, p.87-95
•P. Forti, 1983 *I minerali di Grotta.* Quaderni didattici della Commissione Scuole SSI n.2, 16 pp e 32 diapositive
•P. Forti, 1984 *La genesi delle concrezioni semplici.* Speleologia n.11, p. 23-31
•P. Forti, 1986 *Il colore delle concrezioni.* Speleologia n.14, p. 47-48
•P. Forti (Coordinatore) 1993 *Morfologie Carsiche e Speleogenesi.* CAI-SSI Diapositive Didattiche, 22 pp e 52 diapositive
•P. Forti, G. Perna, U. Sauro, 1998 *Grotte e fenomeni carsici* in SSI: "Manuale di speleologia", Longanesi, p.95-178

QUADERNI DIDATTICI

È ormai passato più di un quarto di secolo da quando, con il Manuale di Speleologia, edito dalla Longanesi, la speleologia italiana tentò di darsi un testo di riferimento complessivo sulla speleologia, intesa nei suoi vari aspetti di "discorso sul mondo sotterraneo". Da allora le numerose scuole di speleologia in Italia hanno avvicinato al mondo delle grotte molte decine di migliaia di persone ma, stranamente, senza riprendere il progetto di dare un ausilio didattico completo a chi realizzava e seguiva i corsi.
In passato la Società Speleologica Italiana ha provveduto a coprire il settore più critico, quello delle tecniche di progressione sicura in grotta, con una serie di testi ma gran parte degli altri argomenti rimanevano totalmente scoperti.
Un paio d'anni fa il Direttivo ha deciso di rimettere mano al progetto, articolandolo in una serie completa di Quaderni Didattici. Lo scopo, naturalmente, era quello di fornire manualistica ai corsi tenuti dalla Commissione Nazionale Scuole di Speleologia della SSI, ma strada facendo ci siamo accorti che, più ambiziosamente, potevamo cercare di dare un'informazione dettagliata sul mondo delle grotte anche ad un pubblico ben più vasto, trattandone tutti gli aspetti: Geomorfologia e Speleogenesi, Rilievo, Speleologia in Cavità Artificiali, Impatto dell'Uomo sull'Ambiente, Tecniche di Base, Storia della Speleologia, Geologia per Speleologi, Clima, Reazioni a Emergenze, Primo Soccorso, Idrogeologia Carsica, Immagini, Documentazione, Organizzazione della Speleologia, Grandi Grotte del Mondo, Vita nelle Grotte, Riempimenti e altri in progetto.
Siamo sicuri che questa iniziativa sarà un passo importantissimo per una migliore conoscenza del mondo sotterraneo.



La caverna di Trebiciano (Trieste) da un acquerello dell'alpinista e pittore triestino Napoleone Cozzi.