

IL CARISMO IPOGEO NEI GESSI ITALIANI*

Paolo Forti¹, Antonio Rossi²

Riassunto

In Italia, pur essendo pochi i sistemi carsici gessosi studiati in dettaglio, è stato tuttavia possibile evidenziare alcune caratteristiche generali che li differenziano dagli analoghi sistemi in calcare.

La velocità dei processi speleogenetici, da un lato, e la facilità del modellamento della roccia gessosa, dall'altro, permettono infatti l'evoluzione di forme erosive e dissolutive perfette, alcune delle quali assolutamente peculiari, tuttavia la rapidità della degradazione meteorica impedisce che tali forme sopravvivano per periodi superiori alle poche decine di migliaia di anni.

I depositi fisici e chimici presenti, pur essendo in generale di modesto sviluppo areale e di scarsa variabilità morfologica e composizionale, sono tuttavia sufficienti per dimostrare come il carsismo nei gessi italiani possieda soprattutto peculiarità nel campo di quelli chimici (speleotemi e minerali secondari): la principale loro caratteristica è rappresentata dallo stretto controllo esercitato dal clima sul loro sviluppo. Questo fatto conferisce a questi depositi una grande importanza, per il loro possibile utilizzo negli studi paleoclimatici e microclimatici.

Parole chiave: Grotte in gesso, meccanismi speleogenetici, concrezionamento, paleoclimi

Abstract

Only a few of the gypsum karst systems of Italy have been studied in detail, anyway it was possible to put in evidence some general features distinguishing them from the limestone ones.

In fact the fast speleogenetical evolution and the low hardness of the gypsum rock allows the evolution of perfect erosional-dissolutional features, some of which absolutely peculiar to gypsum. But the very high meteoric degradation avoids the preservation of such forms over time period larger than a few tens of thousand years.

The hosted physical and chemical deposits are normally small and have a scarcely variable morphology and/or chemical composition. Nevertheless they proved that Italian gypsum karst allows for the development of several peculiar chemical deposits (speleothems and/or cave minerals): the main characteristics of which is the climatic strict control over their development. This fact makes the chemical deposits in gypsum caves very important as possible tools for studying paleoclimate and microclimate evolutions.

Keywords: Gypsum caves, speleogenesis, speleothems, paleoclimate

*Lavoro effettuato nell'ambito del progetto MPI ex 40% "Studio morfologico e genetico di speleotemi di particolari ambienti carsici italiani e dell'America Centrale".

¹ Istituto Italiano di Speleologia, Via Zamboni 67, 40126 Bologna, Italia. forti@geomin.unibo.it

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena e Reggio Emilia, Largo S. Eufemia 19, 41100 Modena.

Introduzione

Il carsismo profondo nei gessi non è certamente meno complesso di quello nei calcari anche se, non essendo stato molto studiato, è ancora poco conosciuto. Le principali differenze nella speleogenesi nei gessi rispetto a quella nelle rocce carbonatiche derivano sia dalle rispettive caratteristiche petrografico-strutturali e, conseguentemente, idrogeologiche, sia dalle differenze nella chimica e nella cinetica della loro dissoluzione.

Le grotte in gesso possono essere suddivise, sulla base della loro genesi ed evoluzione idrogeologica, in diversi tipi (KLIMCHOUK, 1996) che possiedono 'pattern' caratteristici: cavità isometriche isolate, cavità labirintiche a 2 o 3 dimensioni, pozzi verticali, grotte di attraversamento.

Le prime due sono tipiche di un carsismo profondo con acquiferi parzialmente o totalmente confinati ed alimentati per iniezione laterale o basale: questo tipo di situazione, che ha dato luogo alle più grandi grotte in gesso al mondo (lo sviluppo conosciuto dell'Optimisticheskaja in Ucraina è attualmente di oltre 250 km) è praticamente assente in Italia e pertanto non verrà nel presente lavoro preso in considerazione. Tutte le grotte in gesso attualmente note nel nostro Paese, infatti, si sono sviluppate in formazioni gessose affioranti e praticamente prive di copertura; la loro evoluzione pertanto è avvenuta tutta nella zona insatura (vadosa) o, al limite, epifreatica; conseguentemente la loro forma è stata condizionata esclusivamente dal tipo di flusso idrico possibile in queste condizioni.

L'idrodinamica quale fattore condizionante la speleogenesi

Le caratteristiche peculiari della roccia gessosa influenzano la possibilità di infiltrazione e, in ultima analisi, la carsificazione stessa. Tali peculiarità possono essere riassunte come: alta solubilità (2,53 g/l a 20 °C), facile erodi-

bilità, porosità primaria quasi inesistente, bassa densità di fatturazione e presenza di interstrati pelitici impermeabili. Le rocce gessose, specialmente quelle macrocristalline (quali quelle selenitiche messiniane) sono pochissimo permeabili per porosità e quindi l'infiltrazione prima e la circolazione ipogea poi possono avvenire esclusivamente lungo specifici lineamenti strutturali (fratture, faglie o interstrati).

Queste relazioni tra situazione strutturale e carsificazione profonda appaiono ben evidenti se si osservano, per esempio, le morfologie di alcune gallerie basse e larghe, chiamate comunemente laminatoi, sviluppatasi a livello di un interstrato, o se si raffrontano le direzioni di allungamento delle cavità con le principali direttrici tettoniche e strutturali dell'area (FINOTELLI *et al.*, 1986). Tuttavia, a causa dell'elevata solubilità ed erodibilità della roccia gessosa, le originarie morfologie tettonico-strutturali in generale non si conservano, venendo rapidamente mascherate dal successivo sviluppo speleogenetico.

L'elevata solubilità dei gessi e la loro facile erodibilità ad opera di flussi canalizzati fanno sì che l'evoluzione dei condotti sia generalmente molto rapida, comportando di norma tempi di sviluppo di 1-2 ordini di grandezza inferiori a quelli richiesti per l'evoluzione di analoghe forme in calcare. Questo favorisce lo sviluppo rapido di gallerie drenanti che collegano direttamente i punti di immissione ai recapiti, con conseguente formazione di cavità molto semplici e lineari. Pertanto le fratture minori, non interessate da flussi idrici diretti, tenderanno a sigillarsi sia per l'accumulo al loro interno di depositi fisici (argilla, silt...), sia per la formazione di gesso secondario derivante dalla idratazione di eventuale anidrite presente nella roccia gessosa, sia per la deposizione di gesso di neoformazione per evaporazione di soluzioni sature durante i periodi di magra.

Per questi motivi, l'evoluzione speleogenetica è rapidissima lungo le linee di drenaggio

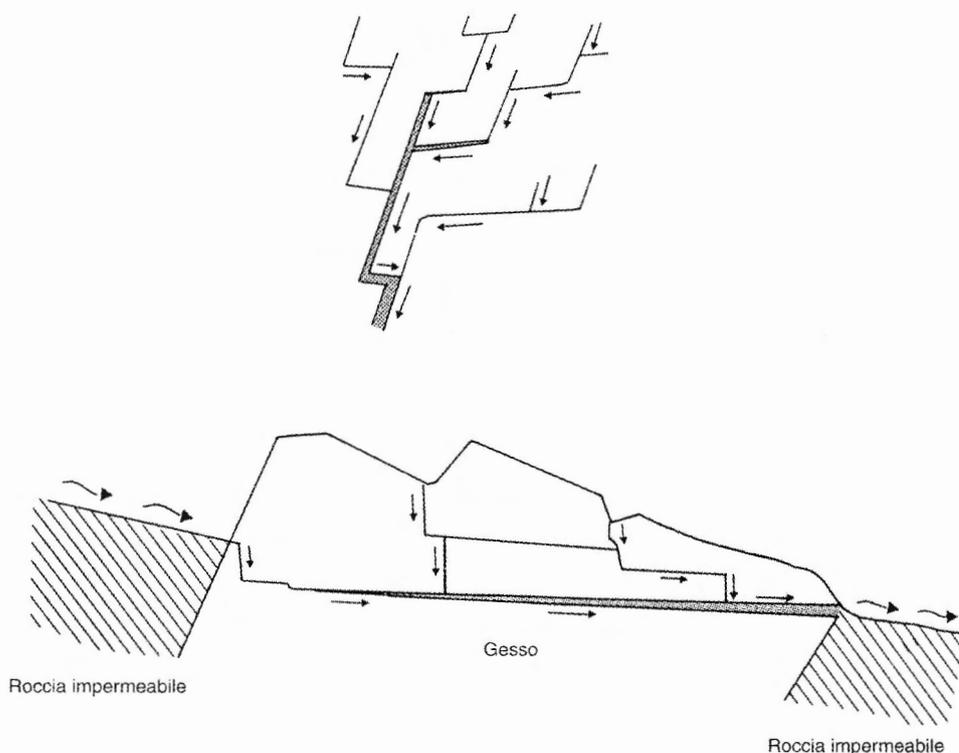


Fig. 1 - Schematizzazione in pianta ed in sezione di un classico sistema carsico in gesso, costituito da una condotta principale ad andamento suborizzontale, in cui si innestano pochi e brevi affluenti laterali.

Sketch of a classic gypsum karst system, consisting in a principal sub-horizontal gallery, joined by few, short lateral tributaries.

principali e quasi nulla nel resto dell'affioramento gessoso.

Le grotte che così si sviluppano possono essere classificate, dal punto di vista idrogeologico, come una rete di drenaggio a primario fortemente dominante, caratterizzata da un'unica condotta principale, con scorrimento rapido delle acque simile a quello di un fiume esterno, in cui confluiscono brevi affluenti. In pratica le grotte in gesso risultano essere costituite da lunghi tratti di gallerie suborizzontali, sviluppatesi a livello della superficie piezometrica locale, raccordati da pozzi verticali alle aree o ai punti di infiltrazione (fig. 1).

La velocità di sviluppo delle condotte carsiche nei gessi ha, come prima conseguenza, il dimensionamento delle stesse per le massime portate possibili, con conseguente minima oscillazione di livello durante le piene. Ciò facilita la genesi di cavità a piani sovrapposti che si sviluppano in relazione al variare delle

quote dei recapiti, per innalzamento o, più frequentemente per abbassamento del livello di base carsico. Il raggiungimento dell'equilibrio con il nuovo profilo di base è sempre molto rapido, anche se può variare in funzione della situazione strutturale e dell'idrodinamica del sistema.

Il Sistema carsico Spipola-Acquafredda (Gessi Bolognesi) è l'unica grotta in cui è stato possibile misurare sperimentalmente la velocità con cui il sistema ipogeo si è messo in equilibrio con un repentino abbassamento del livello di base. Una vicina cava di gesso infatti, con i propri lavori, aveva abbassato di 10 metri il livello piezometrico presso la sorgente; conseguentemente si era attivato un processo di erosione regressiva che nell'arco di un ventennio ha portato alla completa fossilizzazione di oltre 500 metri della condotta principale. Se ne deduce che in questa cavità, dal punto del nuovo recapito verso l'interno

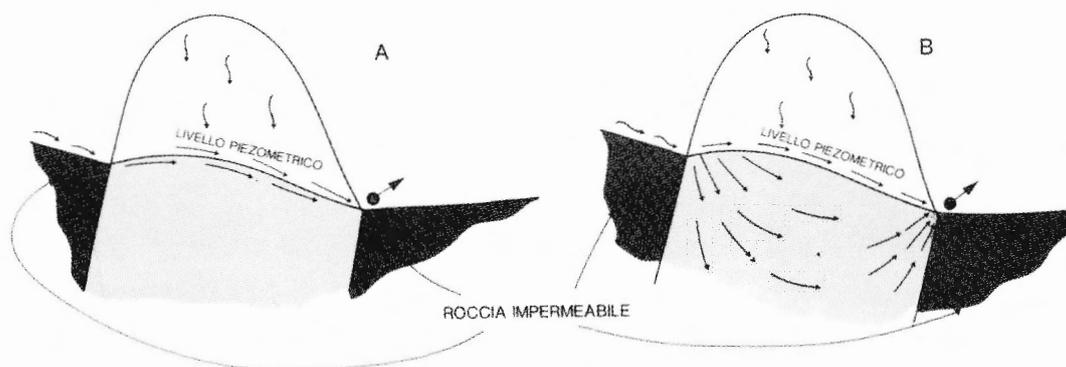


Fig. 2 - Schema della circolazione idrica in un massiccio gessoso (A) e carbonatico (B). Mentre nel secondo caso i flussi idrici possono interessare zone anche molto al di sotto del livello piezometrico, questo non può accadere nei gessi, ove il drenaggio avverrà esclusivamente lungo la superficie piezometrica ove si imposteranno le gallerie suborizzontali.

Sketch for water flow in gypsum (A) and limestone (B). While in the second case the flow occurs even greatly below the groundwater level, this cannot happen in gypsum, where the drainage will occur solely along the groundwater surface where sub horizontal galleries develop.

dell'acquifero carsico, ad una velocità media di circa 50 m/anno, si è sviluppato un nuovo collettore capace di smaltire fino a circa 200 l/s (FORTI & FRANCAVILLA, 1990).

L'elevata velocità di scorrimento e di raccordo con il livello di base fa sì che, in genere, le cavità carsiche nei gessi siano caratterizzate da lunghe condotte suborizzontali posizionate a livello di diverse superfici piezometriche, raccordate ai punti di immissione da tratti prevalentemente subverticali.

Come anticipato nell'introduzione, la totalità dei sistemi carsici in gesso d'Italia si è sviluppata con caratteristiche di acquiferi non confinati all'interno di formazioni affioranti; in tali condizioni le grotte risultanti evidenziano una differenza fondamentale, rispetto alle omologhe formatesi in rocce calcaree, costituita dall'assenza di circolazione idrica nella zona freatica e quindi l'impossibilità di sviluppare condotte al di sotto del livello piezometrico (fig. 2).

Questa impossibilità è dovuta anche al fatto che nei gessi, al contrario dei calcari, non esistono meccanismi speleogenetici efficaci che possano portare ad un allargamento considerevole delle fratture originarie nella zona saturata dell'acquifero ove le acque sono praticamente prive di moto.

I meccanismi speleogenetici e le forme peculiari conseguenti

I meccanismi che possono portare all'allargamento delle discontinuità primarie nei gessi sono, in ordine di importanza crescente, essenzialmente sette: l'effetto impacchettamento, l'effetto diffusione da flusso, la riduzione dei solfati a solfuri, la dissoluzione per condensazione, la dissoluzione incongruente, la solubilizzazione e l'erosione.

I primi due meccanismi, effetto impacchettamento e diffusione da flusso, che sono attivi anche nei calcari dove possono svilupparsi anche nella zona freatica, hanno una validità solo nei primissimi stadi dell'evoluzione dei vuoti embrionali sino a che si siano trasformati in canalicoli con diametri superiori ai 5 mm.

L'effetto impacchettamento ha una certa importanza quando ancora non vi è continuità nei vuoti primari e l'unico meccanismo attivo è quello dell'equilibrio chimico dinamico che permette una più razionale distribuzione della materia solida con conseguente aumento volumetrico dei vuoti stessi. Questo effetto è ovviamente più efficiente quando la roccia possiede una certa porosità primaria (come nel caso dei calcari); nei gessi esso è

attivo praticamente solo in quelli saccaroidi, in quanto gli altri tipi hanno una porosità primaria quasi nulla.

L'effetto diffusione da flusso si manifesta quando la continuità dei meati è già stata raggiunta e si ha un flusso laminare all'interno di un protocondotto di dimensioni molto piccole: in queste condizioni l'aumento della velocità di flusso comporta una solubilizzazione aggiuntiva mentre la diminuzione della velocità comporta una sovrasaturazione.

L'alternarsi di questi fenomeni opposti porta ad una rapida normalizzazione del protocondotto; si crea così una minor resistenza al flusso idrico che progressivamente aumenta la propria velocità con conseguente maggiore dissoluzione e allargamento del condotto medesimo.

L'effetto diffusione da flusso è molto meno efficiente nei gessi rispetto ai calcari in quanto nei primi la dissoluzione ad opera dei flussi laminari risulta poco efficace (1 o 2 ordini

di grandezza inferiore ai flussi turbolenti). Infatti il meccanismo della dissoluzione del gesso, essendo cinematicamente controllato dalla diffusione dallo strato limite alla soluzione (fig. 3), fa sì che i flussi laminari, che ovviamente non rimescolano lo strato limite, praticamente non siano in grado di solubilizzare il gesso (CUCCHI & FORTI, 1993).

Il terzo meccanismo speleogenetico (la riduzione dei solfati a solfuri) può essere attivo anch'esso solo nella zona saturata (freatica) e riveste sicuramente una maggiore importanza per lo sviluppo del carsismo nei gessi. Qualora infatti una acqua satura di gesso e ricca di sostanza organica in sospensione o in soluzione venga a trovarsi in condizioni anaerobiche si innestano delle reazioni di ossidazione di tale materiale a spese della riduzione degli ioni solfato a solfuro. In questo modo la concentrazione dello ione solfato diminuisce e l'acqua ritorna ad essere aggressiva nei confronti del gesso con conseguente allargamen-

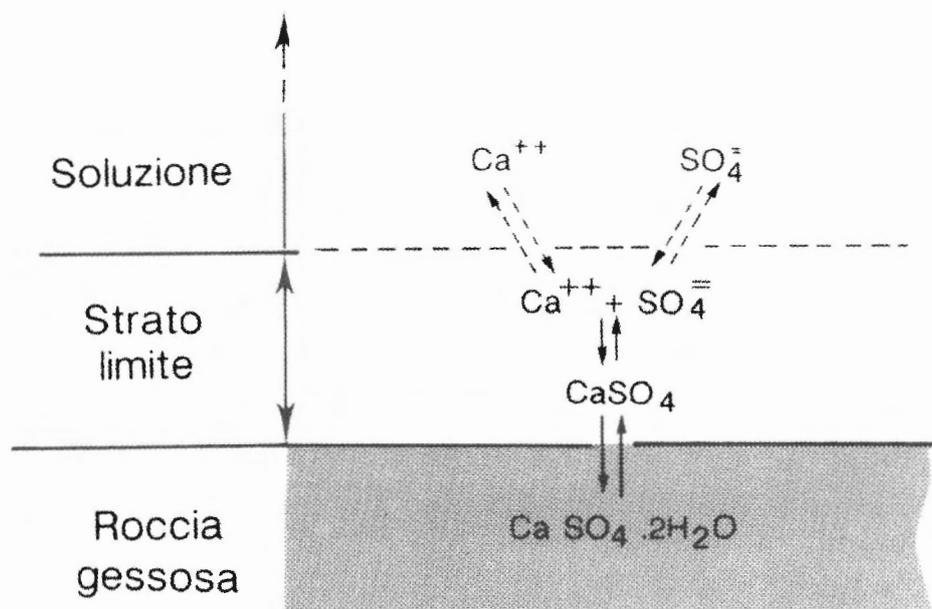


Fig. 3 - Stadi nella dissoluzione della roccia gessosa: dapprima si ha il passaggio di molecole non ionizzate nello strato limite, ove avviene la loro scissione in ioni, che poi migrano per diffusione verso il centro della soluzione. Lo stadio lento, che cinematicamente controlla la reazione, è l'ultimo di diffusione ionica. Pertanto un moto turbolento, rimescolando lo strato limite accelera moltissimo la cinetica di dissoluzione

Steps in gypsum dissolution: firstly there is the passage of non-ionized molecules in the limit stratum, where they split into ions, which afterwards migrate by diffusion inside the solution. The slow phase, which kinetically controls the reaction, is the last one. Therefore, a turbulent flow, mixing up the limit stratum, greatly enhances dissolution.

to dei meati esistenti (FORTI, 1994).

Questo meccanismo è di particolare importanza per l'ampliamento delle fratture e delle discontinuità che si trovano al di sotto della superficie piezometrica e che diventeranno via preferenziale del flusso idrico carsificante non appena il livello di base carsico arriverà ad abbassarsi.

Una conferma diretta della reale efficacia di questo meccanismo si è avuta in una grotta di Monte Mauro (Gessi Romagnoli) dove una grande frattura con le pareti di gesso corroso è in parte ricoperta da quarzo scheletrico (fig. 4) (FORTI, 1993).

La dissoluzione per condensazione è un meccanismo attivo esclusivamente nelle zone aerate delle grotte e si esplica o perché l'aria calda esterna, entrando in grotta e raffreddandosi, diviene sovrasatura di umidità che condensa sui soffitti e sulle pareti aggettanti della

cavità (CIGNA E FORTI, 1986), oppure per evaporazione dalla superficie di laghi e fiumi sotterranei. La carsificazione indotta dalla condensazione può divenire, in alcuni casi specifici e in aree particolarmente aride, anche il processo speleogenetico principale. In Italia, comunque, le condizioni ambientali e climatiche non sono così favorevoli e nei pochi casi in cui si è effettuata una valutazione quantitativa del fenomeno (gessi messiniani e triassici dell'Emilia Romagna) esso si è rivelato sempre inferiore al 10 % del totale.

In molte grotte italiane sono presenti forme assolutamente peculiari di questo meccanismo speleogenetico, quali i soffitti a cupole di condensazione a cui talora, quando il fenomeno è particolarmente attivo come nell'Inghiottoio di Monte Conca in Sicilia, corrispondono sul pavimento delle vaschette subcircolari a fondo piatto da dissoluzione per gocciolamento di acque, non ancora del tutto saturate all'interno delle cupole dove condensavano. Sulle pareti aggettanti della cavità si possono formare, a seguito di questo processo, 'megascallops' dovuti ai moti convettivi dell'aria calda e umida che condensa. Queste forme risultano meglio sviluppate nei gessi microcristallini in quanto in quelli macrocristallini la dissoluzione intragranulare tende a disarticolare la roccia e impedisce ai 'megascallops' di svilupparsi.

Il meccanismo della dissoluzione incongruente si innesca quando l'acqua di infiltrazione meteorica si arricchisce di anidride carbonica percolando attraverso il suolo pedologico prima di raggiungere la roccia gessosa. In queste condizioni, appena inizia la dissoluzione (congruente) del gesso, si instaurano gli equilibri chimici della calcite che, essendo molto meno solubile del gesso, raggiunge rapidamente la sovrasaturazione e viene depositata sotto forma di concrezioni di carbonato di calcio. L'allontanamento dalla soluzione di ioni calcio, consente automaticamente la contemporanea solubilizzazione (dissoluzione incongruente) di una quantità aggiuntiva di

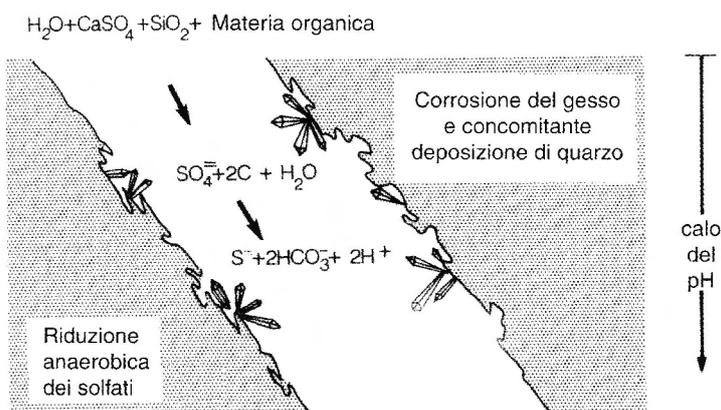


Fig. 4 - Schema per la dissoluzione contemporanea del gesso e la deposizione di quarzo scheletrico in una grotta di Monte Mauro (Gessi Romagnoli). La riduzione anaerobica dei solfati a solfuri, indotta dall'ossidazione di materiale organico a CO_2 , abbassa il pH rendendo possibile la precipitazione di silice, e produce una leggera sottosaturazione rispetto al gesso che pertanto si scioglie (da FORTI 1994, modificato)

Sketch for the simultaneous dissolution of gypsum and deposition of skeletal quartz in a cave of Monte Mauro (Gessi Romagnoli). The anaerobic reduction of sulphates to sulphides with the oxidation of organic matter to CO_2 , lowers the pH, making possible the silica deposition, and induces a light undersaturation with respect to gypsum, which is therefore dissolved (after FORTI 1994, modified).

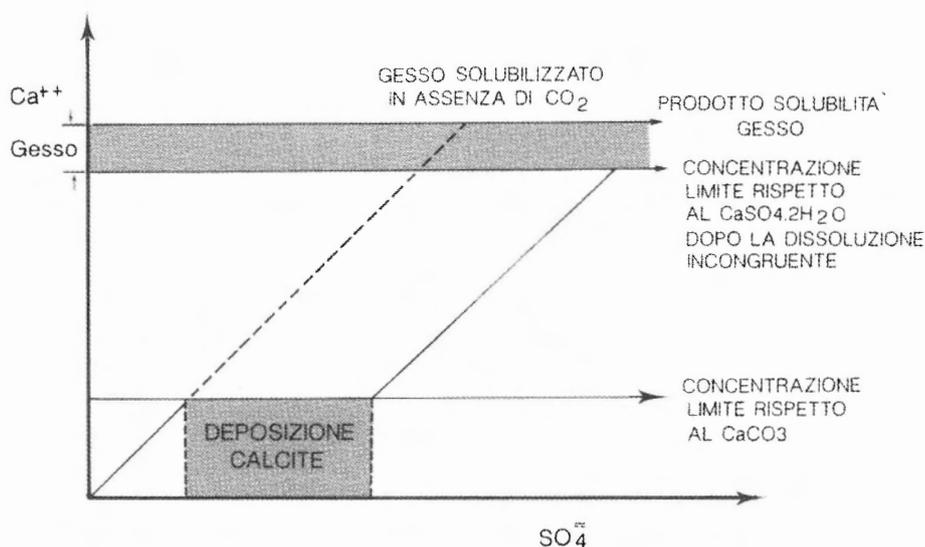


Fig. 5 - Il meccanismo della dissoluzione incongrua del gesso ad opera di acque meteoriche ricche di CO_2 : la quantità di gesso totale disciolto è maggiore di quella prevista dal prodotto di solubilità e dipende dalla quantità di carbonato di calcio contemporaneamente depositatosi per il raggiungimento della concentrazione limite rispetto alla calcite.

The incongruent dissolution of gypsum by means of CO_2 rich meteoric water: the total amount of dissolved gypsum is greater than foreseen by the solubility product and it depends on the amount of calcium carbonate deposited.

gesso (fig. 5).

Questo meccanismo speleogenetico (FORTI & RABBI, 1981) è sicuramente importante per l'evoluzione di molti e grandi speleotemi di calcite all'interno di grotte che si sviluppano in formazioni gessose affioranti, ma non risulta particolarmente efficiente per l'ampliamento dei vuoti carsici, soprattutto perché la deposizione delle concrezioni calcaree tende a bilanciare la dissoluzione del gesso. Esso è poi quasi del tutto limitato a quelle zone della cavità molto vicine ai punti di ingresso delle acque, in quanto l'effetto di questo processo si esaurisce rapidamente. Solo nel caso di fiumi sotterranei che trasportano materia organica (foglie, ecc.) è possibile che il meccanismo si mantenga attivo anche molto all'interno della grotta e ciò accade perché la progressiva ossidazione della sostanza organica causa un continuo aumento della concentrazione di anidride carbonica disciolta nell'acqua e, conseguentemente, una riattivazione del processo di dissoluzione incongrua.

La solubilizzazione del gesso è un meccanismo speleogenetico che diviene molto efficiente non appena l'idrodinamica delle acque

di infiltrazione permette il passaggio da condizioni di moto laminare a situazioni di moto turbolento. Come già in precedenza accennato, la solubilizzazione della roccia gessosa procede molto velocemente in presenza di moti turbolenti tanto che la condizione di saturazione rispetto al CaSO_4 viene raggiunta in modo molto rapido; ciò è confermato dai dati raccolti in alcuni dei principali sistemi carsici gessosi dell'Emilia Romagna, al cui interno l'acqua dei torrenti risulta costantemente satura eccetto che per brevi periodi durante le maggiori piene (FORTI *et al.*, 1985, 1989).

Per avere un'idea di come tale processo possa essere efficace e rapido, è sufficiente ricordare che un fiume sotterraneo con un flusso medio di appena 10 l/s (quello che scorre nel Sistema carsico Rio Stella-Rio Basino in Romagna) ogni anno causa la dissoluzione di un cubo di gesso di 7 metri di lato.

Le più tipiche forme da dissoluzione pura presenti in molte cavità in gesso (i canali di volta, le gallerie paragenetiche ed i pendenti) si sono comunque evolute ad opera di acque che fluivano con moto lento e laminare (PASINI, 1974). I canali di volta sono incisio-

ni meandrizzanti, dalla caratteristica forma ad “U” rovesciata, che si osservano sulle volte di gallerie suborizzontali e che si sviluppano in maniera del tutto indipendente dagli elementi strutturali presenti (piani di stratificazione, fratture, ecc.). L’acqua, scorrendo con moto laminare molto lento, tende a depositare tutto il carico solido di particelle molto fini che trasporta in sospensione. In tal modo il pavimento della galleria viene preservato da ogni ulteriore dissoluzione e/o erosione e l’acqua, a seguito del progressivo accumulo di sedimenti, è costretta a fluire a diretto contatto con il tetto della galleria, che viene lentamente solubilizzato e inciso verso l’alto (da qui il nome di gallerie antigravitative). L’ampiezza della dissoluzione dipende direttamente dalla quantità d’acqua che crea il flusso laminare; è pertanto normale che i canali di volta, nella loro evoluzione, possano mostrare allargamenti e/o restringimenti. Proprio a causa della bassa energia è abbastanza comune che l’acqua divaghi scavando nello stesso luogo più canali di volta, tutti però di modeste dimensioni. Tali canali, anastomizzandosi, tendono ad isolare porzioni di gesso residuali, simili a tozze stalattiti, che prendono il nome di pendenti.

Tutte queste forme divengono visibili solamente quando cessano di svilupparsi perché l’energia dell’acqua è aumentata e quindi si è innescato un nuovo ciclo erosivo classico (gravitativo) che provvede a svuotare, in parte o del tutto, i canali di volta dai sedimenti fini che li obliteravano.

Nonostante l’alta solubilità del solfato di calcio, comunque, il maggiore effetto speleogenetico all’interno delle grotte in gesso è senza dubbio quello prodotto dal meccanismo della erosione, che vari fattori concorrono a rendere estremamente efficace quali: la scarsa tenacità della roccia gessosa, l’abbondante presenza nelle acque di particelle fini (sabbia, argilla) in parte provenienti dallo smantellamento degli interstrati marnoso-argillosi e in parte dall’erosione delle formazioni terrigene

esterne, il regime idrico caratteristico dei sistemi carsici con bassa capacità di immagazzinamento che alternano lunghi periodi di magra a violente ed improvvise piene, ecc...

Non deve meravigliare, quindi, se molte delle principali forme presenti nelle grotte in gesso risultino di chiara origine erosiva: gli scallops, i meandri, i pozzi cascata, i laminatoi, le gallerie triangolari, le condotte inclinate, ecc.

L’evoluzione degli scallops lungo i torrenti sotterranei è possibile solo se la grana cristallina della roccia gessosa è sufficientemente minuta da permetterne la formazione e se la coesione tra i singoli elementi cristallini è tale da consentire la conservazione di tali forme. In generale per questi motivi gli scallops, pressoché ubiquitari nelle grotte in calcare, sono molto più rari in quelle gessose.

I meandri si sviluppano quando un corso d’acqua sotterraneo, che scorre in una galleria suborizzontale, erode la roccia gessosa mantenendosi, però, in equilibrio con l’abbassamento progressivo del livello di base carsico. A differenza dei canali di volta, la sinuosità dei meandri e la loro direzione di sviluppo è strettamente controllata dalla situazione strutturale locale, che quindi fornisce un criterio di riferimento per discriminare tra loro queste due forme che potrebbero, in certi casi, risultare indistinguibili. Spesso col tempo i meandri si trasformano in veri e propri stretti canyon a pareti fortemente sinuose, larghi pochi decimetri, con altezze di alcune decine di metri e lunghezze anche di varie centinaia.

Nel caso che l’abbassamento del livello di base carsico sia invece così repentino da impedire ai fiumi sotterranei di mantenersi in equilibrio, allora si formano dei “pozzi cascata”. Si tratta di morfologie che si sviluppano lungo elementi strutturali subverticali a causa dell’erosione esercitata dall’acqua che vi cade dentro. Essi spesso collegano direttamente gli inghiottitoi al livello di base, o raccordano differenti tratti di gallerie suborizzontali, testimonianze di antichi paleolivelli. Di norma

sono “campaniformi”, cioè a pianta subcircolare, e la loro dimensione aumenta con la profondità, che può raggiungere e anche superare i 40 metri; il loro diametro massimo si riscontra alla base normalmente ingombra di massi di crollo.

Nelle zone in cui gli stress tettonici abbiano deformato, e quindi “scollato”, strati gessosi in giacitura suborizzontale (una particolare superficie di debolezza è rappresentata dagli interstrati marnoso-argillosi frequenti nei gessi messiniani), senza causarne una eccessiva fratturazione, si sviluppano i “laminatoi”. Si tratta di sale o ampie gallerie molto basse il cui liscio soffitto non è altro che la superficie basale del banco gessoso sovrastante mentre il piano di calpestio corrisponde al tetto dello strato inferiore. In pratica l'azione del fiume sotterraneo ha comportato la sola erosione dell'interstrato marnoso argilloso un tempo presente tra i due banchi. Sovente l'erosione fluviale ha interessato anche una parte del tetto del banco inferiore di gesso, creando meandri più o meno larghi e profondi.

Nei gessi messiniani accade spesso che la volta dei laminatoi, o dei saloni in cui è esposta la porzione basale di un banco gessoso, non sia pianeggiante ma presenti tozze protuberanze (comunemente note come “mammelloni”) di forma conica e di dimensioni variabili (da pochi decimetri a oltre 2 metri di diametro) con il vertice, verso cui convergono i cristalli di gesso che li compongono, rivolto costantemente verso il basso. Non si tratta di forme carsiche ma di forme sinsedimentarie riesumate dall'erosione. La loro origine infatti risale al momento in cui iniziava un nuovo ciclo di deposizione del gesso: la forma conica è frutto dell'aggregazione coalescente a “cavolo” del gesso che è cristallizzato progressivamente attorno ai primi nuclei. Questa struttura, in rapido accrescimento, tende a sprofondare per il suo stesso peso nel sottostante livello argilloso-marnoso ancora plastico, fino a quando le zone basali di più mammelloni si saldano assieme dando così origine ad un con-

tinuo piano di sedimentazione orizzontale (VAI & RICCI LUCCHI, 1976).

Una evoluzione graviclastica dei laminatoi può portare alla formazione di caratteristiche gallerie sempre con il soffitto piatto ma a sezione triangolare. In pratica la volta del laminatoio, non essendo più sostenuta dall'interstrato che è stato completamente asportato, anche a seguito di rilasci tensionali e dal progredire della dissoluzione da parte delle acque di percolazione lungo le fratture, può crollare esponendo così la base del bancone soprastante mentre il tetto di quello crollato va a costituire le pareti inclinate verso l'interno della galleria triangolare (BERTOLANI & ROSSI, 1972a)

Un'altra morfologia di crollo molto comune nelle grotte in gesso, ma che non sempre è conseguenza del solo meccanismo erosivo, si sviluppa nelle zone nelle quali si ha l'intersezione di differenti lineazioni strutturali, soprattutto se queste provocano la convergenza di più flussi idrici e quindi di più gallerie. Quando ciò avviene si creano facilmente vasti ambienti di crollo il cui soffitto è costituito dalle nicchie di distacco dei numerosi blocchi caduti. Sul pavimento invece si accumulano, a volte formando conoidi, grossi blocchi di frana a spigoli vivi e di dimensioni anche di vari metri. Infine nelle aree in cui vi sono rilasci tensionali notevoli, come pochi metri all'interno di pareti di gesso subverticali, si possono instaurare le condizioni idonee per lo sviluppo di cavità tettoniche. Le grotte di questo tipo, non richiedendo alcun meccanismo di erosione e/o solubilizzazione, almeno teoricamente non differiscono dalle omologhe grotte in calcare o in altri litotipi anche non carsificabili. L'unica differenza è costituita dal fatto che le fratture tettoniche nel gesso vengono modificate rapidamente e in maniera radicale qualora divengano sede di percolazione. Pertanto le grotte tettoniche in gesso, riuscendo a sopravvivere esclusivamente se protette dalla ingressione delle acque meteoriche, risultano piuttosto rare.

I Depositi Fisici

Si tratta di accumuli detritici incoerenti, dello spessore anche di varie decine di metri, la cui granulometria varia da molto fine ad estremamente grossolana, formati dalla sovrapposizione di livelli di diversa potenza la cui continuità verticale e spaziale è ricostruibile collegando fra loro le diverse zone in cui affiorano (ROSSI & MAZZARELLA, 1998, 2000 e 2001; ROSSI, 2003). Presenti in moltissime cavità dei Gessi messiniani, pur non mancando in quelli triassici (BERTOLANI E ROSSI, 1984-85), questi depositi fisici sono la testimonianza di passati eventi di alluvionamento torrentizio dei materiali erosi dalle formazioni limitrofe a quella evaporitica tardo-miocenica. Nelle grotte questi riempimenti si presentano verticalmente incisi dalle acque degli stessi torrenti che in precedenza li avevano depositati fino alla totale occlusione di molti vuoti carsici. Pur costituendo in molte cavità una presenza quasi costante, essi non sono stati molto indagati e nei pochi studi esistenti ne viene solo indicata l'ubicazione topografica accompagnata da brevi descrizioni dei loro caratteri tessiturali e da qualche ipotesi sui loro meccanismi genetici (BERTOLANI & ROSSI, 1972; PAREA G.C., 1972). Di recente speleologi e ricercatori delle università emiliane (BARBIERI & ROSSI, 2001; ROSSI & MOZZARELLA, 1998, 2000, 2001; ROSSI, 2003) hanno iniziato più puntuali ed approfondite indagini multidisciplinari al fine di pervenire ad un riconoscimento dei numerosi fattori ambientali e climatici che ne hanno controllato la formazione. La scarsità dei dati scientifici che li riguardano limita una loro esauriente conoscenza generale; pertanto quanto qua di seguito riportato attinge quasi esclusivamente alle ricerche condotte in alcune delle principali cavità che si sviluppano nei gessi che affiorano lungo il fronte pedeappenninico dell'Emilia Romagna. Va tuttavia sottolineato che molte delle loro caratteristiche peculiari sono state osservate anche in deposi-

ti analoghi di altre regioni.

Questi accumuli possono essere caratterizzati da elementi stratigrafici e sedimentologici simili ma non identici, ricollegabili a meccanismi torrentizi le cui diversificate energie idrauliche erano in grado, localmente, di modificarne i caratteri tessiturali e strutturali. Il loro aspetto stratificato è dovuto alla sovrapposizione di bancate, di spessore anche metrico, costituite da clasti di dimensioni molto variabili con evidente classazione diretta e disposizione embriciata, a cui si alternano livelli, poco più che centimetrici, a granulometria da sabbiosa a siltoso-argillosa.

Dato lo spessore fino a decametrico e la frequenza, in tutta la regione, di questi depositi, da vari Autori viene ipotizzato che la loro formazione sia stata causata da uno squilibrio quantitativo tra il materiale detritico fluitato all'interno delle cavità e quello che i torrenti sotterranei erano in grado di trasportare all'esterno attraverso le loro risorgenti. Si suppone anche che questa differenza sia imputabile a impedimenti o rallentamenti al normale deflusso delle acque ipogee che si creano, forse contemporaneamente, lungo tutto il fronte collinare pedeappenninico. Anche se dati recenti suggerirebbero altre interpretazioni, è plausibile l'ipotesi che la diminuita energia idraulica dei torrenti sotterranei fosse dovuta ad innalzamenti del livello del mare, ben al di sopra delle loro posizioni di risorgenza, i quali caratterizzarono le pulsazioni climatiche terminali della glaciazione würmiana.

Fra i possibili responsabili delle differenze dimensionali dei clasti dei riempimenti fisici, oltre alla variabile capacità di trasporto dei torrenti sotterranei causata da vicende climatiche, non sono da escludere situazioni morfologiche interne alle cavità che, localmente, potevano accentuare od attenuare l'energia idraulica dei corsi d'acqua ipogei.

La natura petrografica dei clasti presenti costituisce la diretta testimonianza delle litologie affioranti nei bacini imbriferi da cui

erano alimentati i torrenti che sedimentavano all'interno delle grotte tale materiale detritico: pur con distribuzioni percentuali diverse, risultano ben rappresentate la componente calcarea e quella arenacea. A queste, che talora raggiungono percentuali considerevoli, si affiancano frammenti di speleotemi di origine chimica, quasi sempre di natura calcarea (colate parietali, concrezioni di fondo, stalattiti, stalagmiti, ecc.), il cui distacco è stato favorito da meccanismi di dissoluzione incongruente del supporto gessoso a cui erano ancorate. L'azione erosiva dei torrenti sotterranei, associata ad effetti gravitativi, avrebbe poi portato al totale smantellamento e alla frammentazione meccanica di tali speleotemi. Il detrito prodotto, fluitato solo per brevi tratti, si presenta ora con morfologie esterne poco elaborate e molto simili a quelle che lo caratterizzavano al momento del suo distacco dal supporto gessoso. Di quest'ultimo del tutto accessorio risulta il contributo clastico.

Di particolare significato, soprattutto per le cavità dell'Emilia Romagna, risulta la presenza, talora in percentuali anche molto elevate, di ciottoli levigati di selce policroma, di sicura provenienza extraregionale. Da vari Autori è stato ipotizzato che questi materiali provengano da rocce appartenenti alla Serie Umbro-marchigiana, affioranti nell'Italia centrale. Tali clasti, trasportati al mare da torrenti, sarebbero poi stati movimentati da correnti di riva verso l'interno dell'antico Golfo Padano (VEGGIANI, 1965) dove, commisti al ciottolame fluviale proveniente dall'Appennino emiliano-romagnolo, avrebbero contribuito alla formazione delle coperture alluvionali tardoplioceniche ed oloceniche che a luoghi sovrastano la formazione gessosa messiniana.

Alla componente clastica più grossolana, la cui natura litologica risulta facilmente riconoscibile macro- e mesoscopicamente, si associa una frazione detritica più minuta costituita da sabbia, silt e argilla la cui composizione mineralogica risulta identificabile soltanto attraverso determinazioni diffrattometriche basate

sull'utilizzo dei raggi X.

Le principali fasi cristalline riconosciute sono: il quarzo, i feldspati, la calcite, la dolomite ed il gesso, tipici minerali di natura detritica anche se, almeno per alcuni, non può essere escluso un contributo di neoformazione; a queste si associano vari fillosilicati (illiti, montmorilloniti, caoliniti e cloriti), minerali qualitativamente sempre presenti ma in quantità estremamente variabili. Tali differenze sono ricollegabili o a percentuali mineralogiche variabili già nelle rocce di loro provenienza oppure a fluttuazione dell'energia di trasporto dei torrenti sotterranei i quali, se ostacolati nel proprio regolare deflusso, sedimentavano in posizioni particolari delle cavità o all'esterno la frazione clastica fine che essi movimentavano. Per la componente detritica fine non è da escludere un contributo mineralogico da parte degli interstrati pelitici che, talora con spessori anche metrici, si intercalano fra i banconi di gesso ora carsificati.

Recenti indagini, condotte su ghiaie e ciottoli dei depositi fisici di alcune cavità dei Gessi Bolognesi, hanno in gran parte confermato le ipotesi sulla provenienza di detti materiali formulate in passato e basate sulla loro natura litologica. Infatti, l'elaborazione statistica di misure morfometriche e di dati morfoscopici relativi alle forme fondamentali e agli indici di appiattimento, sfericità ed arrotondamento di alcune decine di migliaia di clasti ha dimostrato che i riempimenti fisici delle grotte sono il risultato della commistione di frammenti detritici sia di movimentazione marina che di trasporto torrentizio. I primi, fra cui predominano le forme tendenzialmente appiattite, provengono da formazioni della Serie Umbro-marchigiana, gli altri, i cui abiti sono in prevalenza arrotondati o quasi sferici, rappresentano il contributo detritico di litotipi della catena appenninica padana. Una origine analoga è ipotizzata per tutti i riempimenti fisici presenti nelle cavità dei gessi messiniani emiliano-romagnoli. In tali depositi la diversità petrografica e dimen-

sionale dei clasti è il risultato di meccanismi deposizionali selettivi, legati al variare dell'energia delle acque che li movimentavano all'interno delle grotte dopo averli asportati da depositi alluvionali esterni già estremamente eterogenei.

Pur avendo fornito dati utili per la identificazione delle loro aree di provenienza e dei loro meccanismi deposizionali e di movimentazione idraulica, le stesse indagini hanno fatto insorgere altri interrogativi ai quali, ancora, risulta estremamente difficoltoso dare esaurienti risposte. Fra le tante incertezze suscitate, alcune riguardano sia le cause genetiche di tali depositi fisici che la collocazione temporale della loro formazione. In base alla analogia e alla costanza delle loro caratteristiche e della loro frequenza, è stato ipotizzato che la loro formazione sia collegabile ad eventi a scala regionale che avrebbero causato una netta e, forse, improvvisa diminuzione della capacità di trasporto solido dei torrenti ipogei. La causa di questa diminuzione è stata attribuita ad un innalzamento del livello del mare all'interno dell'antico Golfo Padano, in seguito a particolari eventi climatici caratterizzati da intense piogge, oppure allo scioglimento dei ghiacciai olocenici tardo-würmiani. Un'altra ipotesi suppone invece che le cause fossero interne alle grotte stesse e dovute a frane o crolli innescati da eventi sismici od orogenetici a carattere regionale. Tra l'altro non esistono dati che escludano che l'età di almeno una parte di questi riempimenti fisici possa essere molto più antica.

Anche l'ipotesi che i maggiori riempimenti fisici delle grotte dell'Emilia Romagna si collocano in una ben definita quota altimetrica costituisce un tema di ricerca interessante e da approfondire. Nuovi dati su questo argomento potrebbero, tra l'altro, fornire importanti informazioni per la valutazione di eventuali recenti spostamenti rotazionali o verticali dei grandi blocchi di gesso che, lungo il fronte padano, costituiscono la formazione evaporitica messiniana.

Altri interrogativi riguardano gli eventi post-deposizionali, che hanno interessato questi depositi creando a volte veri e propri 'canyon'. Questi fenomeni erosivi sono stati attribuiti ad una ripresa del deflusso delle acque sotterranee, successivamente alla totale occlusione dei vuoti carsici da parte del materiale detritico. Ciò sarebbe stato possibile quando venivano eliminati gli ostacoli che, in precedenza, avevano impedito il normale scorrimento dei torrenti ipogei. Tale ripresa del flusso idrico sarebbe iniziata con un lento flusso laminare in corrispondenza del contatto tra il tetto dei riempimenti fisici e la volta gessosa. In queste zone si instauravano le condizioni favorevoli per la formazione dei caratteristici 'canali di volta' (vedi paragrafo precedente).

La progressiva maggiore capacità di deflusso sotterraneo ha contribuito ad accentuare la naturale tendenza dei torrenti ipogei a crearsi un alveo di equilibrio. Si accentuavano così i fenomeni di erosione verticale con la formazione di strette incisioni a forma di 'canyon' sulle cui pareti sono ancora perfettamente osservabili tutti i caratteri dei riempimenti fisici preesistenti.

Non è comunque ancora appurato se l'evento di incisione sia stato uno unico e continuo oppure sia avvenuto in più stadi successivi.

In base ai dati e alle ipotesi qua brevemente riportati appare evidente quanto ancora occorra indagare sui riempimenti fisici ipogei delle grotte in gesso italiane prima di pervenire ad una soddisfacente conoscenza delle caratteristiche e dei loro meccanismi genetici. Eventuali nuove conoscenze sulle situazioni ambientali, e climatiche, esterne ed ipogee, che hanno determinato la formazione e i tanti caratteri dei riempimenti fisici, potranno sicuramente apportare nuovi contributi per una migliore conoscenza della evoluzione dei sistemi carsici nei gessi non solo emiliano-romagnoli.

I Depositi Chimici

I depositi chimici secondari, siano essi concrezioni o minerali secondari, sono in generale poco comuni nelle grotte in gesso di tutto il mondo (FORTI, 1996); pertanto sono scarsi non solo gli studi in cui se ne discute la genesi ma anche quelli in cui si hanno semplici descrizioni morfologiche degli stessi.

Fortunatamente l'Italia è il Paese in cui, negli ultimi venti anni, è stata posta molta attenzione a questa tematica anche se solo pochissime aree gessose (essenzialmente quelle messiniane e triassiche dell'Emilia Romagna) sono state indagate in dettaglio. Sulla base di recenti studi, comunque, è stato possibile dimostrare come le cavità in gesso possano ospitare, e spesso ospitano, depositi chimici assolutamente peculiari, sia dal punto di vista morfologico che da quello genetico.

Qui di seguito vengono brevemente riportate le attuali conoscenze sulle concrezioni (di gesso e di calcite) con particolare attenzione per quelle forme esclusive del carsismo nelle rocce gessose, di cui vengono anche schematicamente descritti i meccanismi genetici ed evolutivi. Viene anche sottolineata l'importanza che queste speleotemi possono avere nello studio dei climi e dei paleoclimi. Infine sono elencati tutti i minerali di grotta osservati nelle cavità italiane che si sviluppano in questo tipo di roccia.

Il Concrezionamento

Nelle grotte in gesso italiane esistono essenzialmente concrezionamenti calcarei e gessosi: questi due tipi di concrezionamento vengono qui di seguito considerati separatamente.

Gli speleotemi di carbonato di calcio

Le concrezioni di calcite sono sufficientemente comuni nelle aree carsiche gessose

d'Italia anche se la loro diffusione e abbondanza è strettamente controllata dalle condizioni climatiche esterne. Gli speleotemi carbonatici infatti hanno il loro massimo sviluppo nelle zone a clima temperato umido, quali appunto quelle dell'Emilia Romagna. Le stalattiti, le colate, le concrezioni da splash e le pisoliti sono le forme più comuni. Queste concrezioni non mostrano peculiarità morfologiche rispetto a quelle, molto maggiori, esistenti nelle grotte in calcare. Va tuttavia sottolineato che il loro meccanismo genetico è del tutto differente.

Molto spesso infatti gli speleotemi carbonatici si osservano in cavità che si sviluppano in formazioni gessose affioranti e, pertanto, il normale meccanismo carsico che governa lo sviluppo del concrezionamento carbonatico in grotte calcaree (la diffusione della CO_2 nell'atmosfera di grotta con conseguente sovrassaturazione rispetto al CaCO_3) non potrebbe avere alcun effetto non essendo possibile, in quelle condizioni, la solubilizzazione della calcite eventualmente presente in rocce sovrastanti quelle gessose.

È stato dimostrato (FORTI & RABBI, 1981) che l'evoluzione di speleotemi carbonatici in grotte in gesso, prive di copertura con componente calcarea, è controllata dalla presenza di un elevato tasso di anidride carbonica disciolta nelle acque di infiltrazione e, di conseguenza, dall'abbondanza di suolo e di vegetazione, che sono una conseguenza diretta del clima.

In queste condizioni, quindi, la deposizione di calcite è un effetto, diretto e simultaneo, della dissoluzione incongruente del gesso da parte di acque di infiltrazione caratterizzate da un'alta concentrazione di CO_2 (fig. 5).

La dissoluzione incongruente spiega non solo l'origine degli speleotemi comuni a molte grotte in gesso ma anche la presenza di alcune forme del tutto peculiari, osservate solo in tali ambienti, quali le croste di carbonato di calcio quasi completamente staccate dal substrato gessoso, i cui cristalli sono fortemente

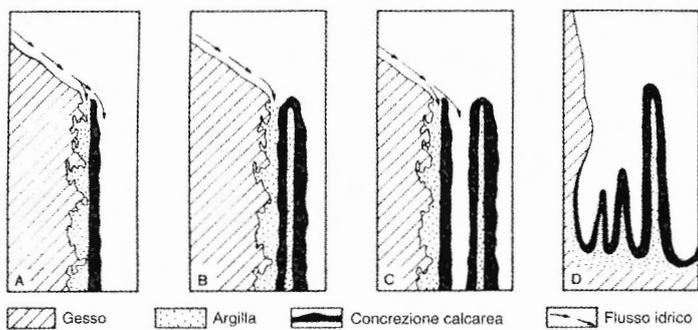


Fig. 6 - Evoluzione delle lame di calcite con nucleo argilloso: A) L'acqua di infiltrazione scioglie dapprima il gesso delle pareti ricoprendole di materiale fine insolubile su cui contemporaneamente deposita una colata di calcite; B) la colata di calcite isola il sottostante supporto argilloso formando una sottile lama con nucleo argilloso; C) il processo può ripetersi nel tempo dando origine ad una serie di lame di calcite parallele alla parete della grotta (D) (da FORTI, 1996)

The origin of calcite bladed flowstones with clayey nucleus: A) flowing water dissolves the gypsum wall and leaves insoluble clay residue behind, while simultaneously depositing calcite flowstones over the clay; B) the calcite flowstone encapsulate the underlying clay support forming a narrow blade; C) the process is repeated again and so forth until a sequence of bladed calcite flowstones parallel to the cave wall developed (D) (after FORTI, 1996)

corrosi, e le grandi lame carbonatiche con nucleo di argilla (fig. 6), comuni nel Bolognese e presenti anche in alcune grotte della Sicilia.

Altri speleotemi particolari dovuti alla dissoluzione incongruente sono i letti concrezionati, spesso presenti lungo le gallerie principali ove scorre un torrente sotterraneo; in questo caso il concrezionamento carbonatico può svilupparsi anche a diversi chilometri dal punto di ingresso delle acque nel massiccio gessoso. Ciò è possibile in quanto il meccanismo di dissoluzione incongruente è mantenuto attivo da una continua formazione di CO₂ ad opera della progressiva ossidazione dei materiali organici (foglie, frustoli di legno, acidi umici e fulvici) fluitati all'interno del sistema carsico.

Una singolarissima concrezione di calcite è stata osservata a Grave Grubbo (Verzino, Calabria), dove è presente uno strano tipo di bolle (mezze bolle) (fig. 7) che si forma in

seguito ad un particolare meccanismo di dissoluzione incongruente (FORTI & CHIESI, 1995). Anche in questo caso l'anidride carbonica è fornita dalla progressiva ossidazione del materiale organico presente in sospensione nelle acque solfuree sotterranee. Questo speleotema, forse unico nel suo genere, consiste in una serie di mezze bolle (semisfere) di calcite, da 0,2 a 1-1,2 cm in diametro, cementate tra loro e galleggianti sul pelo dell'acqua.

L'ossidazione del materiale organico causa la formazione di bolle persistenti che galleggiano sull'acqua e simultaneamente produce una grande quantità di anidride carbonica. Questa reagisce con gli ioni Ca²⁺ all'interno della pellicola d'acqua alla base della bolla formando dei microcristalli di CaCO₃, che si aggregano, cementandosi fra loro. Questo processo continua finché la bolla esplose, dando origine ad una "mezza bolla" di calcite.

Nello stesso sistema carsico, sempre per dissoluzione incongruente, però legata al processo di respirazione di una grande colonia di

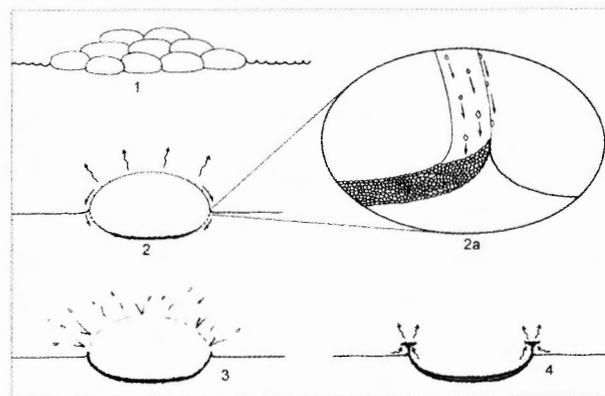


Fig. 7 - Schema genetico-evolutivo per le "mezze bolle" di calcite flottante: 1- sviluppo di una schiuma sulla superficie dell'acqua; 2 - evaporazione e diffusione della CO₂ nella parte superiore di ognuna delle bolle con formazione di microscopici granuli di calcite flottante che si concentrano nella parte inferiore della stessa (2a); 3 - rottura della bolla e formazione delle 'mezzebolle' galleggianti la cui superficie sommitale si ispessisce per risalita capillare ed evaporazione (4) (da FORTI & CHIESI, 1995, modificato).
Evolutionary steps for the floating calcite 'half bubbles': 1 - development of foam over the pool surface; 2 - evolution of microscopic calcite raft in the upper part of each foam bubble induced by evaporation and diffusion of CO₂; the rafts accumulate by gravity sinking in the lower part of the bubble (2a); 3 - breaking and floating of 'half bubbles' the upper part of which becomes thicker due to capillary uplift and evaporation (4) (FORTI & CHIESI, 1995, modified)

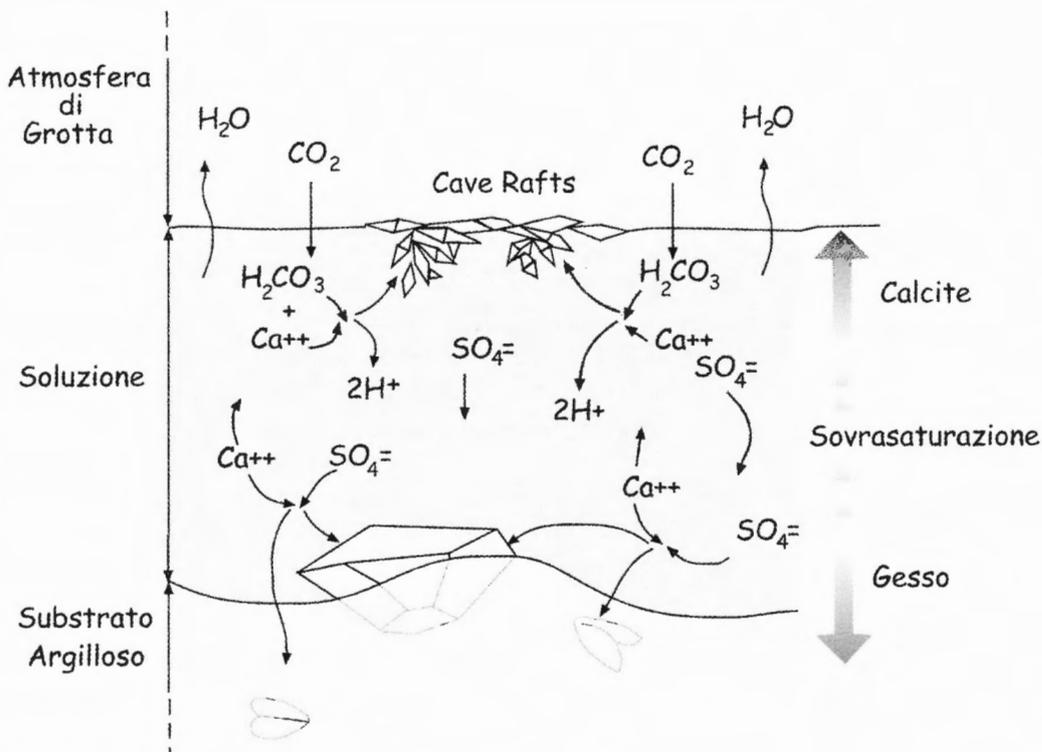


Fig. 8 - Schema genetico per i 'cave rafts' del Salone del Fango (Grotta della Spipola): l'evaporazione tende ad aumentare la concentrazione del gesso disciolto sino al raggiungimento del prodotto di solubilità della calcite con conseguente precipitazione della stessa che continua per diffusione nella soluzione di CO_2 dall'atmosfera di grotta. La conseguente acidificazione, da un lato, rallenta la precipitazione della calcite e, dall'altro, favorisce quella del gesso che, per epitassia, precipita in genere sui frammenti gessosi del pavimento argilloso, oppure da luogo a cristalli di neoformazione all'intero dello stesso. In misura minore il gesso precipita anche sui 'cave rafts' (da FORTI, 2003).

Genetic sketch for cave rafts in the Salone del Fango (Spipola cave): evaporation tends to increase dissolved gypsum concentration until the solubility product for calcite is reached with consequent deposition of CaCO_3 ; the process is supported by the CO_2 diffusion into the solution from the cave atmosphere. The consequent acidification, on one side, slows down calcite precipitation and, on the other, favours that of the gypsum giving rise to either epitaxial deposits on gypsum fragments in the floor, or to new crystals inside the clay. A few gypsum also precipitates on the cave rafts (after FORTI, 2003).

larve di un insetto troglobio (*Tricoptera wormaldia*), si sono sviluppate condizioni ambientali favorevoli alla formazione di una colata stalagmitica terrazzata, dello spessore di oltre 50 cm ed estesa su un'area di alcune decine di metri quadrati, che è attualmente la maggiore concrezione "organogena" calcarea esistente al mondo (FORTI, 2002).

Infine un altro processo, in condizioni climatiche particolari, permette lo sviluppo di speleotemi carbonatici all'interno di grotte in gesso. Tale meccanismo è esattamente l'opposto di quello che genera le concrezioni di carbonato di calcio in ambiente calcareo; in esso la diffusione della CO_2 non avviene dalla soluzione verso l'atmosfera della grotta ma da

quest'ultima alla soluzione (FORTI, 2003). Le condizioni idonee, perché questo processo avvenga, sono di forte carenza idrica, per cui specchi d'acqua anche vasti, a causa di una prolungata mancanza di alimentazione, arrivano ad evaporare totalmente e le acque interstiziali, presenti all'interno della roccia gessosa, sono costrette dalla capillarità a riaffiorare e ad evaporare a loro volta.

In queste condizioni particolari, grazie al processo di diffusione della anidride carbonica, presente nell'atmosfera di grotta, che continuamente rifornisce l'acqua di nuovi ioni CO_3^{2-} da una soluzione satura di solfato di calcio che progressivamente evapora, si ottengono calcite flottante (fig. 8) e moonmilk

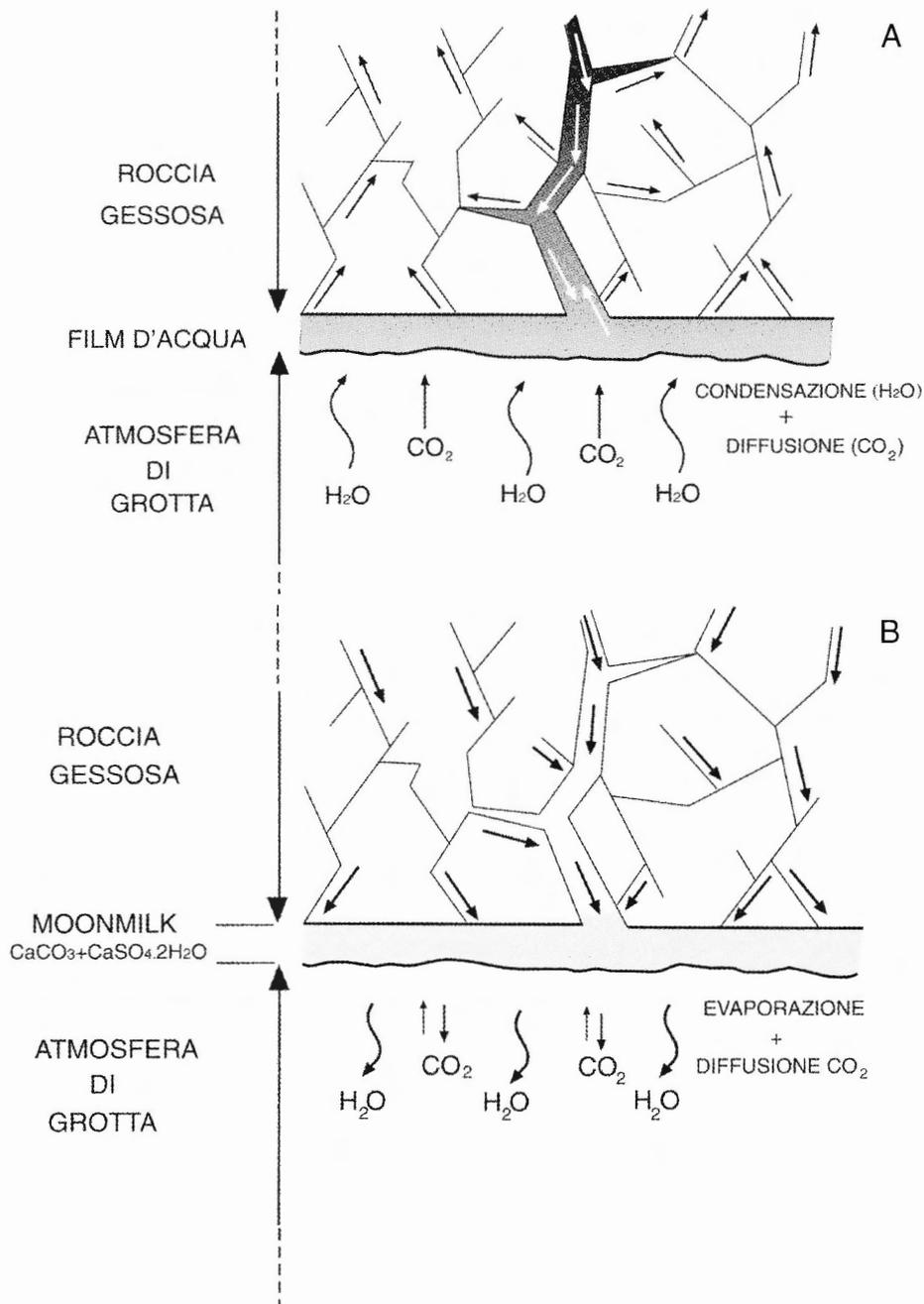


Fig. 9 - Schema genetico per il moonmilk del Salone Giordani: A) in condizioni di normale afflusso idrico, non si ha alcun deposito; B) in condizioni di siccità spinta, a seguito del richiamo in superficie per capillarità delle acque interstiziali, si evolve un 'moonmilk' costituito da un feltro di piccoli cristalli di calcite che inglobano individui di gesso di dimensioni molto maggiori (da FORTI, 2003).
Genetic sketch for the moonmilk in Salone Giordani: A) there is no deposit with normal water supply; B) in conditions of severe drought, due to capillarity uplift of interstitial waters, 'moonmilk' evolves itself as a felt of small calcite crystals inside with gypsum individuals of greater dimensions develops (after FORTI, 2003).

carbonatico (fig. 9) quasi puri.

Considerando la velocità del concrezionamento, si deve notare che, contrariamente a quanto ipotizzabile, lo sviluppo di speleotemi di calcite nelle grotte in gesso è normalmente più rapido di quello di analoghe forme in cavità calcaree. Misure sperimentali, effettuate su concrezioni delle grotte bolognesi, infatti hanno mostrato velocità medie di accrescimento anche di 1 mm/anno (DAL MONTE & FORTI, 1995). Tale rapidità è una chiara conseguenza diretta della maggiore efficienza del processo di dissoluzione incongruente rispet-

to alla diffusione della CO₂ nell'atmosfera di grotta.

Infine, un'ultima caratteristica che talora differenzia le concrezioni di calcite delle grotte in gesso è la ciclicità delle loro bande di accrescimento. Mentre nelle grotte in calcare queste sono tipicamente annuali, nei gessi a volte esse evidenziano una frequenza molto maggiore (CAZZOLI *et al.*, 1988) che può arrivare a marcare un singolo evento piovoso o una serie ripetuta di tali eventi ravvicinati nel tempo.

L'interpretazione di questo fenomeno risulta, in qualche modo, ancora correlata al meccanismo della dissoluzione incongruente, attivo soltanto nei primi metri di percolazione delle acque. Infatti, in prossimità della superficie, gli impulsi causati da ogni singola pioggia sono ancora importanti e gli intervalli tra una precipitazione e l'altra possono causare una interruzione nell'alimentazione idrica, con conseguente blocco del concrezionamento, che alla sua ripresa svilupperà una nuova banda di accrescimento.

Gli speleotemi di gesso

Sono le concrezioni e le cristallizzazioni di gesso a presentare, per la loro frequenza, i maggiori elementi di interesse.

Gli speleotemi gessosi, rispetto agli omologhi in calcite, hanno evidenti differenze morfologiche dovute al loro diverso meccanismo genetico: la sovrasaturazione per evaporazione. Le stalattiti di questa natura sono sempre più contorte e bitorzolute, spesso ramificate, ed il loro accrescimento, nella maggioranza dei casi, dipende esclusivamente dall'acqua di percolazione superficiale e non dall'alimentazione attraverso un canalicolo centrale, che è quasi sempre assente o in parte, se non del tutto, occluso.

L'effetto delle correnti d'aria permanenti, poi, è inverso: nel caso di stalattiti di calcite infatti, poiché il meccanismo evolutivo controllato dalla diffusione della CO_2 non è assolutamente influenzato da correnti d'aria, si osserverà una loro deflessione nella direzione del vento a seguito dello spostamento meccanico in quella direzione della goccia d'acqua di stillicidio. Per le stalattiti di gesso l'effetto sarà invece esattamente l'opposto: gli speleotemi risulteranno deflessi contro vento perché in quella direzione è massima l'evaporazione.

Se le stalattiti di gesso sono abbastanza comuni nelle grotte italiane, le stalagmiti risultano invece assai rare. Questa scarsa frequenza è imputabile ad una causa essenzial-

mente climatica: nei climi temperati italiani infatti è oggettivamente più facile lo sviluppo di infiorescenze e forme coralloidi, mentre nelle zone più aride, quali quelle di Sorbas (Spagna) o del Nuovo Messico, le stalagmiti sono comuni come le stalattiti (FORTI, 1996).

Il fatto che l'evaporazione sia il meccanismo genetico dominante per l'evoluzione dei depositi di gesso spiega come mai alcuni tipi di speleotemi, comuni in rocce calcaree, siano molto rari in quelle solfate e viceversa.

Il gesso costituisce, con estrema difficoltà, moonmilk e stalattiti eccentriche e questo perché, come in precedenza accennato, l'evaporazione tende ad occludere rapidamente i condotti di alimentazione, soprattutto se di dimensioni capillari. Ciò spiega perché, a tutt'oggi, siano state osservate piccole eccentriche di gesso esclusivamente nella Grotta di Santa Ninfa in Sicilia (FORTI, 1987) e moon-

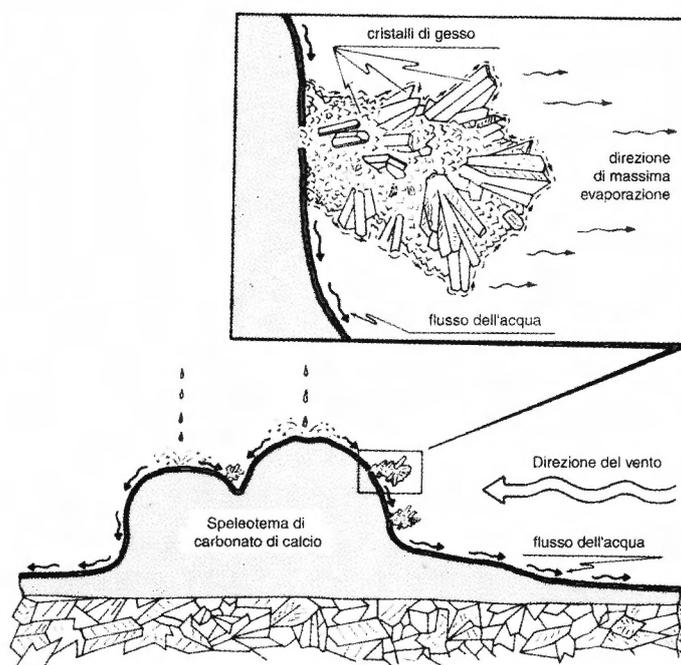


Fig. 10 - Schema genetico per lo sviluppo delle infiorescenze gessose su concrezioni di carbonato di calcio. L'acqua fluendo sullo speleotema carbonatico deposita dapprima il $CaCO_3$ in eccesso, quindi, risalendo per capillarità, evapora depositando sulla sua sommità infiorescenze di gesso (da FORTI, 1996).

Evolution of gypsum flowers over calcite speleothems. The flowing water oversaturated with respect to $CaCO_3$ deposits calcite formations, then, driven by capillarity, evaporates on top of the speleothem roughness giving rise to gypsum flowers (after FORTI, 1996).

milk gessoso solo nella Grotta Calindri nel Bolognese (FORTI, 2000). Al contrario concrezioni quali i rims, riconducibili a processi genetici di condensazione-evaporazione (HILL & FORTI, 1997) si formano molto più facilmente (CHIESI & FORTI, 1992).

I cristalli di gesso, da microscopici ad oltre un metro di lunghezza, sono senza dubbio i più comuni depositi secondari delle grotte in gesso italiane dove si possono presentare sia come depositi liberi o, più comunemente, come druse parietali. I più minuti cristalli liberi di gesso (da 10 a 100 micron) sono stati osservati sotto forma di depositi pulverulenti su grandi accumuli di guano (FORTI, 1989) che hanno avuto origine in seguito a processi di mineralizzazione dello stesso in ambiente fortemente solfatico. I cristalli liberi di maggiori dimensioni (alcuni dei quali anche superiori ad un metro di lunghezza) si originano all'interno degli interstrati marnoso-argillosi caratteristici dei gessi messiniani, oppure dentro depositi fisici di natura pelitica accumulatisi in ambienti ipogei. Il loro sviluppo è controllato dal lento flusso capillare di acque, la cui evaporazione causa un grado di sovrasaturazione davvero molto basso così da favorire la genesi e lo sviluppo di pochi, ma grandi, individui cristallini. Data la loro grande varietà e diffusione nelle grotte italiane, non è qui possibile descrivere in dettaglio tutte le differenti varietà di tipi e forme.

Molto diversi risultano essere i loro meccanismi genetici anche se, di solito, la formazione della grande maggioranza di questi cristalli è dovuta semplicemente alla sovrasaturazione per evaporazione. Comunque, una discussione analitica di dettaglio di questi argomenti può essere reperita nella bibliografia tematica esistente (FORTI *et al.*, 1983; HILL & FORTI, 1997).

Infine le infiorescenze gessose, che rappresentano l'analogo delle forme coralloidi di calcite nelle cavità in calcare, costituiscono i depositi chimici secondari più comuni delle grotte italiane in gesso. Esse debbono la loro

formazione all'evaporazione di sottili pellicole d'acqua che lentamente risalgono per capillarità le piccole asperità delle pareti della grotta. In genere la loro evoluzione è sufficientemente rapida e la genesi è assolutamente identica a quella che dà origine ai coralloidi di calcite e/o aragonite nelle grotte calcaree. L'unica caratteristica che distingue le infiorescenze gessose da quelle calcaree, data la loro elevata sensibilità alle correnti d'aria, è che spesso presentano cristalli allungati nella direzione del vento.

Un tipo di infiorescenza singolare, comune nelle grotte del Bolognese e più raro in quelle siciliane, è costituito da cristalli di gesso che crescono al sopra di concrezioni attive di carbonato di calcio (fig. 10). La contemporanea evoluzione di due minerali, con prodotti di solubilità così differenti ad opera della medesima acqua, si spiega con il loro differente meccanismo genetico: diffusione della CO₂, dissoluzione incongruente per la calcite ed evaporazione per il gesso.

Influenza del clima sul concrezionamento

Il controllo esercitato dal clima e dal regime delle precipitazioni sul tipo e le forme del concrezionamento in ambiente gessoso è molto più accentuato rispetto a quello che avviene nelle grotte in calcare. Ciò è dovuto, come in precedenza detto, al fatto che nelle cavità in rocce solfate vi possono avvenire due tipi differenti di concrezionamento: della calcite e del gesso.

I meccanismi che portano alla deposizione di questi due minerali sono assolutamente differenti e influenzati in modo diverso dal clima e dal regime delle piogge. Un clima caldo secco, infatti, aumentando la possibilità di evaporazione, favorisce direttamente lo sviluppo di infiorescenze gessose, mentre un clima continentale piovoso, favorendo l'insediamento di una copertura vegetale, facilita indirettamente lo sviluppo di speleotemi carbonatici. D'altro canto forti precipitazioni

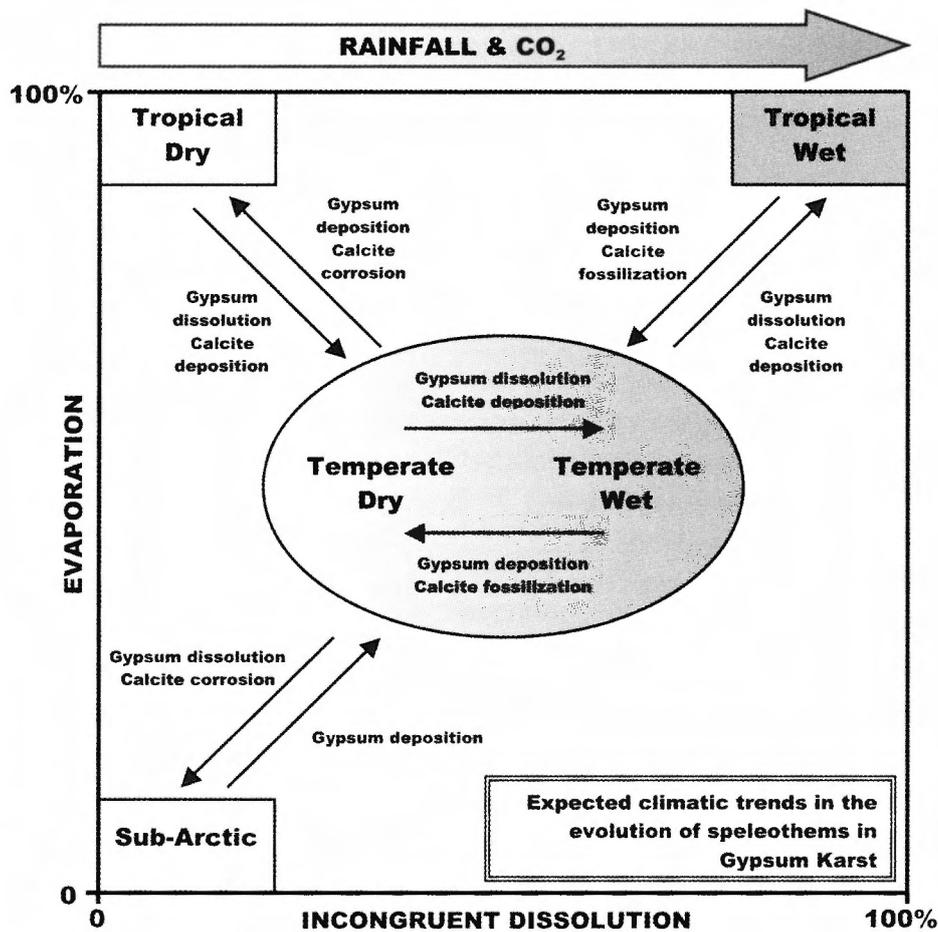


Fig. 11 - Variazioni tendenziali indotte nel concrezionamento delle grotte in rocce gessose da instabilità climatiche (da FORTI, 2003b).

Expected climatic trends in the evolution of speleothems in gypsum caves (after FORTI, 2003b).

concentrate alternate a lunghi periodi di siccità possono, da un lato, rendere più importante il fenomeno della condensazione con conseguente possibilità di corrosione delle concrezioni di calcite, dall'altro permettono l'instaurarsi di specifici meccanismi in grado di favorire la deposizione di peculiari concrezioni di carbonato di calcio quali il moonmilk e la calcite flottante.

Anche le variazioni microclimatiche, indotte da attività antropiche, vengono registrate dagli speleotemi delle grotte in gesso: come nel caso delle bande nere all'interno delle concrezioni calcitiche della Grotta Novella (Gessi Bolognesi), dovute ad un succedersi di incendi che hanno totalmente distrutto la copertura vegetale insediata sui terreni soprastanti alla grotta stessa (FORTI & QUERZÈ, 1978), ed in quello della fossilizzazione delle lame di calci-

te con prosecuzione di un loro concrezionamento gessoso all'interno della Grotta di Entella in Sicilia. In quest'ultima il variare della natura mineralogica del deposito è stata causata dal diradarsi del suolo pedologico a seguito dell'eliminazione completa del bosco e, di conseguenza, dalla variazione nella idrodinamica delle acque di infiltrazione (FORTI & CALAFORRA, 1999).

In base alle osservazioni effettuate all'interno di sistemi carsici in rocce gessose di differenti aree climatiche italiane ed estere è stato pertanto possibile elaborare un modello generale che, partendo dall'osservazione delle diverse modificazioni presenti negli speleotemi, può permettere di ricostruire le variazioni climatiche che si sono succedute nell'area in cui si apre la grotta (fig. 11).

Le Mineralizzazioni secondarie

Ad eccezione di calcite e gesso, fino al 1970 soltanto un altro minerale di neoformazione (l'epsomite) era stato identificato in una grotta italiana in gesso, e questo quasi due secoli prima (LAGHI, 1806). Questa assenza di segnalazioni di minerali secondari, in grotte di tale natura litologica, era imputabile al fatto che nessun speleologo o ricercatore fino a quegli anni si era occupato seriamente dell'argomento. Ciò era dovuto alla radicata convinzione che le grotte in gesso di tutto il mondo, come quelle italiane, normalmente povere di concrezionamenti, fossero del tutto prive di mineralizzazioni secondarie.

I primi studi di mineralogia, comunque ancora non ben mirati, interessarono grotte nei gessi messiniani attorno a Bologna e, oltre alla conferma della presenza dell'epsomite, permisero di identificare un altro minerale di grotta: la mirabilite $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (BERTOLANI & ROSSI, 1972).

Successivamente, sempre in Emilia Romagna, furono iniziate ricerche mirate al fenomeno della minerogenesi in grotta sia nei gessi messiniani (FORTI & QUERZÈ, 1978; FORTI & ROSSI, 1989; FORTI, 1993) che triassici (CHIESI & FORTI, 1985). Tali studi, negli anni seguenti, si svilupparono anche in altre aree gessose dell'Italia meridionale (FORTI & ROSSI, 1987; CARROZZINI *et al.*, 1996; FORTI & LOMBARDO, 1998).

In base alle attuali conoscenze, che sono tuttavia ancora disomogenee rispetto al territorio nazionale, appare evidente come ancora l'ambiente carsico gessoso sia assai meno ricco di minerali di grotta rispetto agli omologhi in rocce calcaree. D'altro canto, la relativa scarsità di composti chimici differenti nelle grotte in gesso è dovuta al fatto che questa roccia, costituita da minerali in equilibrio con un ambiente caratterizzato da un acido forte (l'acido solforico), ha meno disponibilità delle litologie carbonatiche a reagire con gli anioni eventualmente presenti nelle acque di percolazione e a dare luogo a minerali di neoforma-

zione. Nonostante questa minore "reattività", ed una oggettiva limitatezza delle ricerche finora effettuate, attualmente sono già noti 24 minerali differenti (Tab. 1) e, con ogni probabilità, in futuro aumentando le ricerche mineralogiche in altre Regioni italiane, nuove presenze verranno individuate. Attualmente, infatti, delle 24 specie mineralogiche ben 19 sono state descritte per cavità dell'Emilia Romagna e di queste 10 (Brochantite, Cloromagnesite, Devillina, Dolomite, Epsomite, Ematite, Lepidocrocite, Mirabilite, Penninite, Quarzo) sembrano esclusive di grotte di questa regione.

A conferma della possibilità di future nuove scoperte, di recente, all'interno della Grotta della Spipola nei Gessi Bolognesi è stato individuato un particolarissimo 'moonmilk' costituito da dolomite pura (minerale di neoformazione segnalato ora per la prima volta per le grotte in rocce gessose) (DEMARIA *et al.*, 2002).

Questo ritrovamento è di notevole importanza in quanto molto raramente anche nelle grotte in litotipi calcarei si forma dolomite pura, carbonato che si presenta quasi sempre associato ad altri minerali quali la Huntite $\text{Mg}_3\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ o la Idromagnesite $\text{Mg}_5(\text{OH})_2(\text{CO})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (HILL & FORTI, 1997). Da notare che le segnalazioni di dolomite pura in grotta sono quasi sempre riferite a particolarissimi ambienti minerogenetici (termali, marini...).

Il ritrovamento di dolomite di neoformazione nella Grotta della Spipola dimostra chiaramente che nelle grotte in gesso questo minerale può depositarsi da acque di origine meteorica in ambiente vadoso ed in condizioni di pressione e temperatura pressoché normali. Lo studio futuro delle condizioni chimico-fisiche del microambiente, in cui questo speleotema dolomitico si è originato, permetterà non solo di definirne il meccanismo genetico ma anche di approfondire le conoscenze sugli ancora poco conosciuti meccanismi di formazione in ambiente continentale della dolomite.

Minerale / Mineral	Caratteristiche / Characteristics
1- Ossidi di Alluminio Al ox	Colate poliminerali con Opale, zolfo e ossidi di Fe Polymineral flowstones with opal, sulphur and iron oxides
2- Brochantite	Croste verde smeraldo associate con Devillina e Penninite Emerald green crust associated with Devilline and Penninite
3- Brushite	Polvere giallastra su guano Yellow powder over guano
4- Calcite	Vari speleotemi Various speleothems
5- Carbonatoapatite	Croste giallastre su concrezioni di calcite in contatto con il guano Yellowish crusts on calcite speleothems in contact with guano
6- Celestina Celestite	Piccoli cristalli su una crosta di ossidi idrossidi di Fe e Mn Small crystals over a crust of Fe/Mn oxides hydroxides
7- Chloromagnesite	Dispersa nelle fibre di Epsomite. Dispersed in Epsomite fibers
8- Devillina/e	Croste verde smeraldo associate con Brochantite e Penninite Emerald green crusts associated with Brochantite and Penninite
9- Dolomite	Moonmilk
10- Epsomite	Cristalli aciculari su fango. Acicular crystals on mud
11- Ossidi-idrossidi di ferro Fe ox/hydrox	Stalattiti e stalagmiti con Limonite, Goethite e ossidi di Mn Stalactites and stalagmites with Limonite, Goethite and Mn oxides
12- Fluorapatite	Croste dorate con Carbonatoapatite su resti fossili Golden crusts with Carbonatoapatite on fossil remains
13- Gesso Gypsum	Concrezioni, cristalli. Speleothems, crystals
14- Goethite	Stalattiti e stalagmiti con Limonite, e ossidi di Fe e Mn Stalactites and stalagmites with Limonite, and Fe/Mn oxides
15- Ematite Hematite	Cristallini in concrezioni di Limonite, Goethite ed ossidi di Fe/Mn Small crystals in Limonite, Goethite and Fe/Mn ox. speleothems
16- Ghiaccio Ice	Stalattiti, stalagmiti, cristalli. Stalactites stalagmites, crystals
17- Lepidocrocite	Cristallini in concrezioni di Limonite, Goethite ed ossidi di Fe/Mn Small crystals in Limonite, Goethite and Fe/Mn ox. speleothems
18- Limonite	Stalattiti e stalagmiti con Goethite e ossidi di Fe e Mn Stalactites and stalagmites with Goethite, and Fe/Mn oxides
19- Ossidi di Manganese Mn ox/hydrox	Stalattiti e stalagmiti con Limonite, Goethite e ossidi di Fe Stalactites and stalagmites with Limonite, Goethite and Fe oxides
20- Mirabilite	Stalattiti Stalactites
21- Opale Opal	Crosticine e coralloidi. Thin crusts and coralloids
22- Penninite	Cristallini allungati su anidrite corrosa Tiny elongated crystals over corroded anhydrite
23- Quarzo Quartz	Druse scheletriche di cristalli euedrali su gesso corroso Skeleton euhedral druses over corroded gypsum
24- Zolfo Sulphur	Colate poliminerali con Opale e ossidi di Al e Fe Polymineral flowstones with Opal and aluminium and iron oxides

Tab. 1- Elenco dei minerali secondari delle grotte in gesso italiane e loro caratteristiche
List of secondary minerals in the Italian gypsum caves and related characteristics

Conclusioni

Anche se in Italia sono ancora poco numerosi i sistemi carsici in roccia gessosa studiati in dettaglio dal punto di vista speleogenetico, morfologico e dei sedimenti chimici e fisici presenti al loro interno, è tuttavia possibile, in base alle conoscenze attuali, evidenziare alcune delle caratteristiche generali che li differenziano dagli analoghi sistemi in litotipi calcarei.

La velocità dei processi speleogenetici, da un lato, e la facilità del modellamento della roccia gessosa, dall'altro, permettono infatti l'evoluzione di forme erosive e dissolutive perfette, alcune delle quali assolutamente peculiari. D'altro canto, nella maggioranza dei casi, la rapidità della degradazione meteorica impedisce che tali forme sopravvivano per periodi superiori alle poche decine di migliaia di anni.

Sulla base dei pochissimi studi a disposizione si può affermare che i depositi fisici e chimici presenti, pur essendo in generale di modesto sviluppo areale e di scarsa variabilità morfologica e compositiva, sono tuttavia sufficienti per dimostrare come il carsismo nei gessi italiani presenti soprattutto peculiarità nel campo dei sedimenti chimici (speleotemi e minerali secondari).

Infine una caratteristica, che deve essere sottolineata, è rappresentata dallo stretto controllo esercitato dal clima sull'evoluzione dei depositi chimici di queste grotte, che è sicuramente superiore a quello che avviene all'interno dei sistemi carsici in calcare. La stretta relazione tra clima e fenomeni di minerogenesi attribuisce ai depositi delle grotte italiane in gesso una grande importanza, che supera ampiamente il loro interesse morfologico e mineralogico a vantaggio del loro possibile utilizzo sia negli studi paleoclimatici che per identificare i meccanismi delle attuali variazioni climatiche del nostro pianeta.

Bibliografia

- BARBIERI M. & ROSSI A., 2001 - *I riempimenti fisici della Tana della Mussina di Borzano* (Comune di Borzano – Provincia di Reggio Emilia) – *Considerazioni ed interpretazioni*. Mem. Ist. It. Spel., s. II, 11, pp. 87-114.
- BERTOLANI M., ROSSI A., 1972A - *Osservazione sui processi di formazione e di sviluppo della Grotta del Farneto*. Mem. X, R.S.I., pp. 127-136.
- BERTOLANI M., ROSSI A., 1972B - *La Grotta Michele Gortani (31 E) a Gessi di Zola Predosa*. Mem. X, R.S.I., pp. 206-246.
- BERTOLANI M., ROSSI A., 1985 - *La Petrografia del Tanone Grande della Gaggiolina (154 E/RE) nelle Evaporiti dell'Alta Val di Secchia (Reggio Emilia – Italia)*. Le Grotte d'Italia, (4), XII, pp. 79-105.
- CALAFORRA J.M., FORTI P., 1999 - *Le concrezioni all'interno delle grotte in gesso possono essere utilizzate come indicatori paleoclimatici?* Speleologia Emiliana, s. IV, n. 10, pp. 10-18.
- CARROZZINI B., DE PAOLA M., DIMUCCIO L.A., 1996 - *Primo contributo alla caratterizzazione mineralogica delle rocce affioranti in una cavità carsica dell'Alto Crotonese*. Miner. Petrog. Acta 38, pp. 189-199.
- CAZZOLI M., FORTI P., BETTAZZI L., 1988 - *L'accrescimento di alabastri calcarei in grotte gessose: nuovi dati dall'Inghiottitoio dell'Acquafredda (3/ER/BO)*. Sottoterra, 80, pp. 16-23.
- CHIESI M., FORTI P., 1985 - *Tre nuovi minerali per le grotte dell'Emilia-Romagna*. Not. Min. Paleont. 45, pp. 14-18.
- CHIESI M., FORTI P., 1992 - *Le concrezioni e le mineralizzazioni della Grotta della Milocchite MG2 (Milena, Caltanissetta)*. Mondo Sotterraneo, n.s., 16 (1-2), pp. 19-28.
- CIGNA A.A., FORTI P., 1986 - *The speleogenetic role of air flow caused by convection. 1st contribution*. Int. J. of Speleology, 15 (1986), pp. 41-52.
- CUCCHI F., FORTI P., 1993 - *Problemi di carsificazione nei gessi: le microforme superficiali e sotto copertura*. Atti Cong. Naz. Spel., Udine 1990, vol. 1, pp. 89-100.
- DAL MONTE C., FORTI P., 1995 - *L'evoluzione delle concrezioni di carbonato di calcio all'interno delle grotte in gesso: dati sperimentali dal Parco dei Gessi Bolognesi*. Sottoterra, 102, pp. 32-40.
- DEMARIA D., FORTI P., ROSSI A., 2002 - *L'ultima scoperta eccezionale: la dolomite di neoformazione*. Sottoterra, in stampa.
- FINOTELLI F., GIRALDI E., PINI A., 1986 - *Genetical analyses of natural cavities in the Messinian evaporites of the Bologna area (Italy). 1 – Spipola cave (Spipola-Acqua Fredda karst system)*. Atti Int. Symp. On Evaporite Karst, Bologna, pp. 247-257.

- FORTI P., 1987 - *Nuove concrezioni di grotta: le eccentriche di gesso di Santa Ninfa (Trapani)*. Rivista di Mineralogia e Paleontologia, 52, pp. 5-10.
- FORTI P., 1989 - *Le concrezioni e le mineralizzazioni delle grotte in gesso di Santa Ninfa (Trapani)*. Memorie Ist. It. Spel., 2, 3, pp.137-154.
- FORTI P., 1993 - *I quarzi dendritici sul gesso*. Ipogea 1988-1993, pp. 16-17.
- FORTI P., 1994 - *The role of sulfate-sulfite reactions in gypsum speleogenesis: 1st contribute*. Abstract of Papers "Breakthroughs in Karst Geomicrobiology and Redox Geochemistry", Colorado Springs, pp. 21-22.
- FORTI P., 1996 - *Speleothems and Cave Minerals in Gypsum caves*. Int. J. of Speleology, 25 (3/5), pp. 91-104.
- FORTI P., 2000 - *I depositi chimici presenti nella Grotta Serafino Calindri*. Sottoterra, 110, pp. 31-41.
- FORTI P., 2002 - *Biogenic speleothems: an overview*. Int. J. Speleol., 30A (1/4), pp. 39-56.
- FORTI P., 2003 - *Un caso evidente di controllo climatico sugli speleotemi: il moonmilk del Salone Giordani e i "cave raft" del Salone del Fango nella Grotta della Spipola (Gessi Bolognesi)*. Atti del XIX Cong. Naz. di Speleologia, in stampa.
- FORTI P., 2003b - *Gypsum Karst*. The IAG Encyclopedia of Geomorphology, in stampa.
- FORTI P., CHIESI M., 1995 - *A proposito di un particolare tipo di calcite flottante osservato nella Grotta Grave Grubbo - CB 258 (Verzino, Calabria)*. Atti e Mem. Comm. Boegan, 32, pp. 43-53.
- FORTI P., FRANCAVILLA F., 1990 - *Gli acquiferi carsici dell'Emilia-Romagna: conoscenze attuali e problemi di salvaguardia*. Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 26 (1-2), pp. 69-80.
- FORTI P., LOMBARDO N., 1998 - *I depositi chimici del sistema carsico Grave Grubbo-Risorgiva di Vallone Cufalo (Verzino, Calabria)*. Mem. Ist. It. Spel., s. II, 10, pp. 83-92.
- FORTI P., QUERZÈ S., 1978 - *I livelli neri delle concrezioni alabastrine della Grotta Novella*. Preprint XIII Cong. Naz. Spel., Perugia, 5 pp.
- FORTI P., RABBI E., 1981 - *The role of CO₂ in gypsum speleogenesis: I° contribution*. Int. J. of Speleol., 11, pp. 207-218.
- FORTI P., ROSSI A., 1987 - *Le concrezioni poliminerali della Grotta di Santa Ninfa: un esempio evidente dell'influenza degli equilibri solfuri-solfati sulla mineralogenesi carsica*. Atti e Mem. Comm. Grotte "E. Boegan", 26, pp. 47-64.
- FORTI P., ROSSI A., 1989 - *Genesi ed evoluzione delle concrezioni di ossidi di ferro della Grotta Pelagalli al Farneto (Bologna- Italia)*. Atti XV Cong. Naz. Spel., Castellana Settembre 1987, pp. 205-228.
- FORTI P., CASALI R., GNANI S., 1983 - *I cristalli di gesso del Bolognese*. Ed. Calderini, Bologna, pp. 1-82.
- FORTI P., FRANCAVILLA F., PRATA E., RABBI E., VENERI P., FINOTELLI F., 1985 - *Evoluzione idrogeologica dei sistemi carsici dell'Emilia-Romagna: 1- Problematica generale; 2- Il complesso Spipola - Acqua Fredda*. Regione Emilia Romagna, Tip. Moderna, Bologna, pp. 1-60.
- FORTI P., FRANCAVILLA F., PRATA E., RABBI E., GRIFFONI A., 1989 - *Evoluzione idrogeologica dei sistemi carsici dell'Emilia- Romagna: il complesso Rio Stella-Rio Basino (Riolo Terme, Italia)*. Atti XV Cong. Naz. Spel., Castellana Settembre 1987, pp. 349-368.
- HILL C., FORTI P., 1997 - *Cave minerals of the World*. Nat. Spel. Soc., pp. 1-464.
- LAGHI T., 1806 - *Di un nuovo sale fossile scoperto nel bolognese*. Memorie Ist. Naz. It., T. 1, parte prima, pp. 207-218.
- PAREA G.C., 1972 - *Osservazioni sedimentologiche e geomorfologiche*. GSE-CAI: Studio della Grotta di fianco alla Chiesa della Gaibola nei Gessi della colline bolognesi. Rass. Spel. It., anno IV°, fasc. 2, pp. 113-120.
- PASINI G., 1975 - *Sulla importanza speleogenetica dell'erosione antigravitativa*. Grotte d'Italia, s. 4, v. 4, pp. 297-318.
- ROSSI A., 2003 - *I riempimenti fisici della Grotta della Spipola (5 ER/BO) nelle colline bolognesi (Emilia-Romagna, ITALIA)*. Atti XIX Cong. Naz. di Speleologia, in stampa.
- ROSSI A. & MAZZARELLA B.S.L., 1998 - *La Grotta Calindri: dati e considerazioni sui suoi riempimenti fisici*. Sottoterra, 107, pp. 33-51.
- ROSSI A. & MAZZARELLA B.S.L., 2000 - *Caratteri morfoscopici, petrografici e mineralogici sui riempimenti fisici della Grotta Calindri*. Sottoterra, 110, pp. 45-66.
- ROSSI A. & MAZZARELLA B.S.L., 2001 - *Nuove considerazioni sui riempimenti fisici della Grotta Calindri*. Sottoterra, 113, pp. 28-41.
- VAI G.B., RICCI LUCCHI F., 1976 - *The Vena del Gesso in the Northern Apennines: growth and mechanical breakdown of gypsified algal crusts*. Mem. Soc. Geol. It. 16, pp. 217-249.
- VEGGIANI A., 1965 - *Trasporto di materiale ghiaioso per correnti di riva dall'area marchigiana all'area emiliana durante il Quaternario*. Boll. Soc. Geol. It., 84 (1-2), pp. 315-328.

