

## Il fenomeno carsico nei gessi

JO DE WAELE<sup>1</sup>, PAOLO FORTI<sup>2</sup>

### Riassunto

Le aree carsiche nelle evaporiti dell'Emilia Romagna, pur rappresentando meno del 1% del territorio regionale, sono state oggetto di esplorazioni e studi da oltre 4 secoli, e risultano essere quelle più studiate al mondo. Tali studi hanno permesso di evidenziare come il carsismo nei gessi si espliciti con meccanismi a volte del tutto peculiari che, conseguentemente, portano allo sviluppo di forme epigee ed ipogee e di depositi fisici e chimici assolutamente caratteristici, che vengono qui brevemente descritti. Infine, in questi ultimi anni, è stato possibile dimostrare come i fenomeni carsici nelle evaporiti abbiano delle caratteristiche che permettono di utilizzarli in importanti campi di studio quali quelli che riguardano le ricostruzioni paleoclimatiche e paleoambientali. Inoltre, le grotte in gesso, a differenza di quelle in calcare, si sono dimostrate essere anche una efficiente trappola per la CO<sub>2</sub> anche per periodi che eccedono di molto il tempo di sopravvivenza di questo tipo di cavità

**Parole chiave:** Carsismo nelle evaporiti, speleogenesi, morfologie epigee ed ipogee, depositi chimici e fisici.

### Abstract

*The karst areas in evaporites of Emilia Romagna, although representing less than 1% of the regional territory, have been the subject of exploration and study for over 4 centuries, and are today the most studied gypsum karst areas in the world. These studies have made it possible to highlight how gypsum karst develops through mechanisms that are rather unique, leading to the development of characteristic epigean and hypogean forms as well as physical and chemical deposits. All these aspects are briefly described here. Finally, in recent years, it has been possible to demonstrate how the gypsum karst phenomena have characteristics that allow them to be used in important research fields such as paleoclimatic and paleo-environmental reconstructions. Furthermore, gypsum caves, unlike limestone ones, have also proven to be an efficient CO<sub>2</sub> trap for periods that greatly exceed the survival time of this type of cavity.*

**Keywords:** Karst in evaporites, speleogenesis, epigean and hypogean morphologies, chemical and physical deposits.

### Introduzione

Gli affioramenti gessosi dell'Emilia-Romagna rappresentano meno dell'1% del territorio regionale e sono costituiti da due differenti formazioni: le gessi-anidriti triassiche, localizzate nell'alta Val Secchia in provincia di Reggio Emilia, e i gessi messiniani, distribuiti lungo la fascia pedeappenninica che da Reggio Emilia giunge fino a Rimini e al confine con la Regione Marche. Tutti questi affioramenti sono caratterizzati da una notevole presenza di fenomeni carsici sia epigei che ipogei, e non va dimenticato che essi attualmente ospitano la grotta in gesso più profonda del mondo (-265 m nel Sistema carsico di Monte Caldina, nelle Evaporiti triassiche dell'alta Val Secchia), ed una delle grotte epigeniche più lunghe (Sistema Carsico Spipola-Acquafredda nei Gessi bolognesi che supera gli 11

km di sviluppo) (LUCCI, ROSSI 2011).

Grazie alla loro "evidenza morfologica", sono stati oggetto di studio da parte di ricercatori e scienziati già dal XVII secolo (BOTTEGARI nel 1612, ALDROVANDI nel 1648, VALLISNERI nel 1715, LAGHI nel 1806 e SANTAGATA nel 1835), quindi molto prima che, nel mondo, si iniziasse a parlare in maniera puntuale di speleologia e/o fenomeni carsici.

Più recentemente, a partire dalla fine della seconda guerra mondiale, mentre in tutto il resto del mondo il carsismo nelle evaporiti veniva ancora considerato un fenomeno di minore importanza (FORTI, RABBI 1983), secondario rispetto al più noto e studiato carsismo presente nei calcari, gli speleologi e i ricercatori dell'Emilia-Romagna hanno, invece, portato avanti studi sistematici sui gessi regionali, ricerche queste ul-

<sup>1</sup> Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali (BIGEA), Università di Bologna; Istituto Italiano di Speleologia; jo.dewaele@unibo.it

<sup>2</sup> Istituto Italiano di Speleologia; Gruppo Speleologico Bolognese-Unione Speleologica Bolognese; Federazione Speleologica Regionale dell'Emilia-Romagna; paolo.forti@unibo.it

time che ne hanno evidenziato sempre di più la loro importanza e unicità.

Nonostante che affioramenti di rocce gessose di età anche molto differenti tra loro siano presenti in svariate zone del nostro pianeta, ancora oggi solo pochissime di queste sono state oggetto di studi specifici. I fenomeni carsici nei gessi dell'Emilia-Romagna non solo sono stati i primi, in assoluto, ad essere stati osservati, ma sono anche quelli che, ad oggi, sono i meglio studiati al mondo, tanto che negli ultimi anni sono stati pubblicati alcuni lavori di sintesi sulla speleogenesi nei gessi (LUCCI, ROSSI 2011; DE WAELE *et alii* 2017; CALAFORRA, FORTI 2021) ed in particolare su quelli dell'Emilia Romagna (COLUMBU *et alii* 2015, 2017) che sono stati la fonte principale per la stesura di questo lavoro.

Qui di seguito verranno brevemente analizzate le principali caratteristiche morfologiche e genetiche del fenomeno carsico superficiale e profondo nei gessi regionali rispetto a quelle presenti in altre litologie (innanzitutto, ma non solo, carbonatiche) e verranno descritti i loro depositi fisici e chimici peculiari. Infine si accennerà brevemente ai campi di ricerca climatica, paleoclimatica, paleoambientale e di contrasto al riscaldamento globale in cui lo studio delle cavità naturali in gesso può dare un contributo significativo.

### **Le caratteristiche chimico-fisiche e petrografiche specifiche della roccia gessosa come fattore condizionante lo sviluppo del carsismo**

Dal punto di vista del comportamento chimico, il gesso è un sale, la cui solubilità in acqua (per dissociazione e senza l'intervento di acidi) è intermedia tra quella del calcare in acque leggermente acidule e del salgemma in acqua piovana: la sua solubilità è di 1-2 ordini di grandezza maggiore del calcare e di quasi altrettanto minore rispetto al salgemma (tab. 1).

Il processo di dissoluzione del gesso comprende due fasi: (i) il rilascio delle specie chimiche disciolte dalla superficie del minerale (governata, cioè, dalla reazione chimica); e (ii) la loro diffusione nella soluzione attraverso lo strato limite di diffusione (il *Diffusion Boundary Layer*, o DBL, in inglese, in altre parole il

trasporto delle specie disciolte dalla superficie del minerale al solvente). La cinetica del processo di dissoluzione globale è sempre controllata dalla fase più lenta, ovvero dalla reazione superficiale (cinetica controllata dalla reazione chimica) oppure dal trasporto del materiale disciolto lontano dalla superficie del minerale (cinetica controllata dal trasporto). La velocità di dissoluzione in quest'ultimo regime (cioè, condizionata dal trasporto delle specie disciolte) è fortemente influenzata dalle condizioni idrodinamiche. Elevate velocità del flusso e turbolenza contribuiscono a ridurre lo spessore dello strato limite di diffusione, accelerando quindi la dissoluzione.

Dove la velocità di reazione chimica sulla superficie minerale è estremamente elevata, come accade con minerali ad alta solubilità come il salgemma, la cinetica del processo di dissoluzione è controllata dal trasporto che ne è il fattore limitante. Laddove la reazione superficiale è più lenta del trasporto diffusivo, la dissoluzione è controllata dalla cinetica della reazione chimica. Esiste un caso intermedio di cinetica mista, in cui la velocità di dissoluzione varia a seconda dello stato di saturazione della soluzione. È questo il caso del gesso. Con acque molto sottosature in gesso, la reazione chimica è molto più veloce, ed il fattore limitante diventa la diffusione degli ioni dallo strato limite alla soluzione ed il loro trasporto. Vicino all'equilibrio, la reazione chimica superficiale diventa più lenta del trasporto diffusivo e il regime cambia da controllato dal trasporto a controllato dalla reazione chimica. Simile al calcare, quindi, la marcata diminuzione del tasso di dissoluzione vicino a saturazione consente all'acqua di allargare condotti e discontinuità su distanze molto maggiori di quelle previste dai modelli che presuppongono una cinetica controllata soltanto dal trasporto (fig. 1).

La roccia gessosa presenta poi una variabilità di grana cristallina (da millimetrica a metrica) di gran lunga maggiore se paragonata a quella delle altre principali rocce carsificabili (calcare, dolomia, salgemma) che invece presentano grana essenzialmente microcristallina. Infine, il gesso ha una durezza molto bassa (2 sulla scala di Mohs, contro i 3 della calcite), ed ha una

<b>Minerale</b>	<b>Grana cristallina</b>	<b>Durezza (scala di Mohs)</b>	<b>Solubilità (g/l)</b>	<b>Evoluzione carsica (anni)</b>
Silice amorfa	assente	5,5-6	0,117	10 <sup>5-7</sup>
Calcite	millimetrica	3	0,3	10 <sup>4-6</sup>
Gesso	millimetrica-metrica	2	2,6	10 <sup>2-4</sup>
Salgemma	millimetrica-decimetrica	2,5	424	10 <sup>1-2</sup>

Tab. 1 – Caratteristiche chimico-fisiche del Salgemma, del Gesso, della Calcite e della Silice. La solubilità si riferisce ad acqua pura a 25°C, pH 7 e 1 atm di pressione atmosferica, e 5% in volume di CO<sub>2</sub> (tipico di molti suoli).

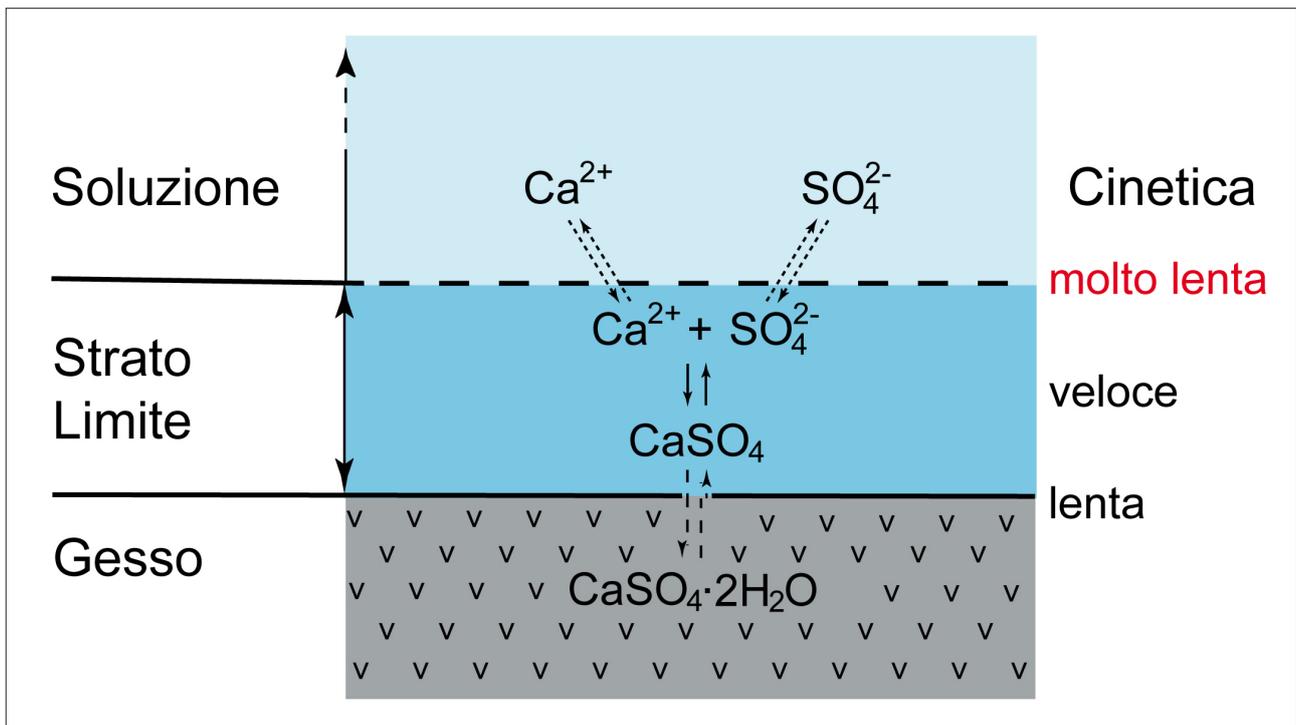


Fig. 1 – I tre stadi della solubilizzazione del gesso: per primo avviene il passaggio delle molecole di  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  nello strato limite dove, velocemente, si ha la scissione in ioni  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{SO}_4^{2-}$ , che poi migrano verso il centro della soluzione. Il terzo stadio è estremamente lento e quindi è quello che controlla la cinetica della reazione globale. Pertanto, in assenza di moto turbolento che rimescoli lo strato limite con il corpo della soluzione la dissoluzione del gesso è praticamente inibita (da CALAFORRA, FORTI 2021).

permeabilità molto bassa (porosità di 0-5%, rispetto al 5-20% delle rocce carbonatiche non carsificate).

In ultimo, soprattutto i gessi messiniani, ma a volte anche quelli di altre ere geologiche, risultano intercalati a interstrati anche potenti di materiale argilloso che possono condizionare, in maniera anche preponderante, lo sviluppo delle gallerie di drenaggio sotterraneo.

### Il paesaggio carsico superficiale

A prescindere dall'età delle formazioni affioranti e indipendentemente dalla loro situazione strutturale, tessitura e della grana cristallina, a grande scala il paesaggio delle evaporiti dell'Emilia-Romagna è caratterizzato dal fatto che esse, pur avendo un'elevata solubilità e suscettibilità all'erosione, si trovano costantemente in posizione più rilevata rispetto alle formazioni di letto e di tetto (inversione del rilievo). Questo avviene perché, in ambiente carsico, l'elevata permeabilità secondaria (per fratturazione e carsismo) delle rocce rende il flusso idrico superficiale molto scarso e temporaneo. L'erosione superficiale si esplicita quindi maggiormente sulle formazioni limitrofe, in prevalenza di natura pelitico-argillosa, che vengono "consumate" ad una velocità molto più elevata di quella delle evaporiti, che invece vengono erose prevalentemente lungo vie sotterranee.

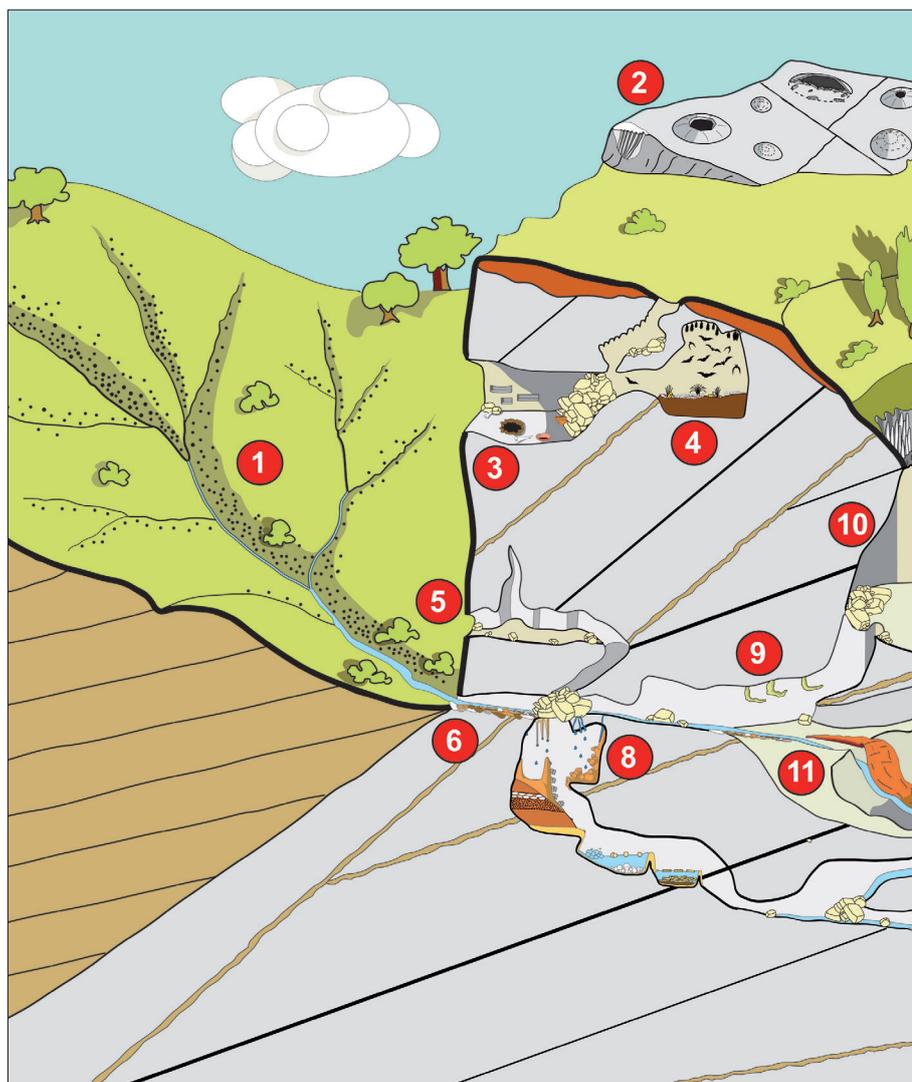
Un esempio particolarmente evidente di questo processo è rappresentato dalle dorsali dei gessi messiniani della Vena del Gesso romagnola, che, per diversi chilometri, sventano sulle marne tortoniane di letto e sulle argille plioceniche di tetto.

Anche le Evaporiti triassiche dell'alta Val Secchia risultano morfologicamente in rilievo rispetto alle formazioni limitrofe, ma questo è dovuto non solo all'inversione del rilievo ma anche al fatto che esse sono state soggette, in passato, a fenomeni di sollevamento e traslazione.

### Le macroforme

Nelle aree evaporitiche della regione sono molto comuni le associazioni tra forme fluviali e carsiche (fig. 2), indotte dalla progressiva transizione tra una rete idrografica superficiale, sviluppatasi nei litotipi non carsificabili di letto e di tetto, e una di tipo ipogeo all'interno dei gessi messiniani. La combinazione di questi processi porta all'evoluzione, a monte del massiccio solubile, di grandi "valli cieche" che terminano, al contatto con i gessi, con uno o più inghiottitoi attraverso i quali l'acqua inizia il suo percorso sotterraneo. Le maggiori valli cieche dell'Emilia-Romagna sono quelle dell'Acquafredda nei Gessi bolognesi e quella del Rio Stella nella Vena del Gesso romagnola.

Fig. 2 – Principali forme carsiche epigee ed ipogee dei gessi messiniani dell’Emilia Romagna: 1) VALLE cieca; 2) Karren e bolle di scollamento; 3) Depositi archeologici e paleontologici; 4) ecosistemi sotterranei; 5) Inghiottitoio fossile; 6) Inghiottitoio attivo; 7) Dolina; 8) Concrezionamento carbonatico per dissoluzione incongruente; 9) Stalattiti di gesso curve; 10) Pozzo a campana con lama di calcite; 11) Dolina interna; 12) Gallerie paragenetiche; 13) Mineralizzazioni complesse 14) Cristallizzazioni di gesso; 15) Banchi di gesso affioranti ed esposti agli agenti meteorici; 16) Fenomeni graviclastici e suoli poligonali; 17) Condotta lungo il livello di base; 18) Soffitto a mammelloni; 19) Laminatoio o galleria di interstrato; 20) Dolina di crollo; 21) Erosioni a candela; 22) Risorgente con canyon residuale (roofless cave); 23) Infiorescenze gessose su massi isolati.



A valle della formazione carsificabile, poi, spesso sono presenti risorgenti che danno luogo a valli fluviali più o meno sviluppate (valli chiuse). In generale sono forme molto meno ampie delle “valli cieche” anche se possono talvolta originare, all’interno delle evaporiti, grandiosi fenomeni di erosione regressiva con la formazione di veri e propri piccoli canyon (per esempio, la forra del Rio Basino).

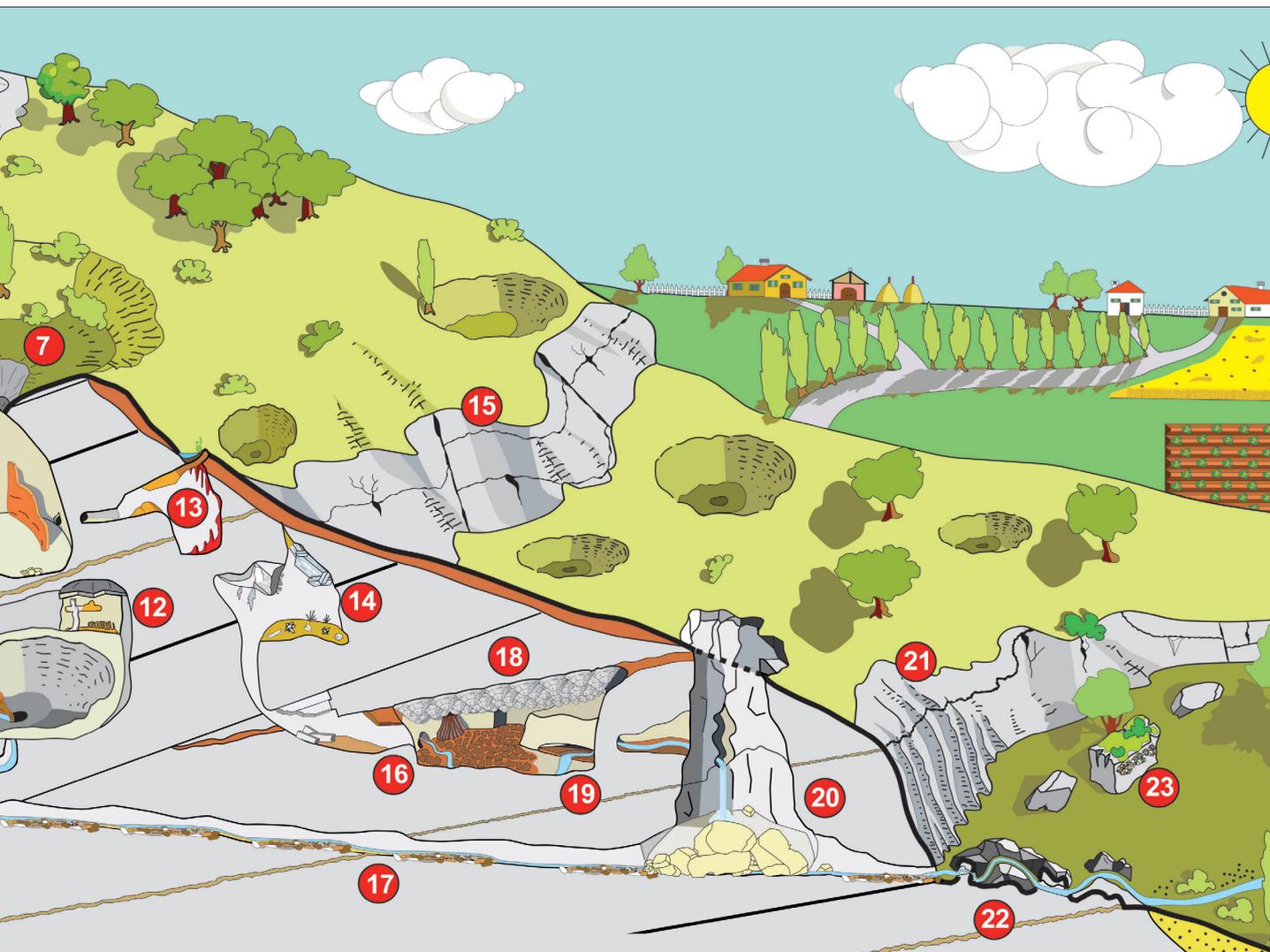
Nelle Evaporiti triassiche le valli cieche e le valli chiuse sono in generale molto meno sviluppate sia perché la carsificazione profonda, in questa formazione, è frenata in parte dalla complessità strutturale e litologica e dalla presenza di rocce anidritiche, sia per le dimensioni più frammentate degli affioramenti.

L’altra forma carsica di grande dimensione assai diffusa è la dolina, depressione imbutiforme endoreica prodotta dalla dissoluzione superficiale della roccia ad opera delle acque di precipitazione meteorica. Spesso al fondo delle doline si trovano inghiottitoi attivi che assorbono tutta l’acqua piovana che vi si raccoglie e che danno a volte accesso a cavità sotterranee. La superfi-

cie e la profondità delle doline sono molto variabili: da pochi metri di diametro e di profondità a valori molto prossimi ai 500 metri di larghezza e i 100 di profondità (Dolina della Spipola nei Gessi bolognesi). All’interno di quelle di maggiori dimensioni spesso si osservano doline accessorie più piccole che si sono formate nelle zone in cui il drenaggio sotterraneo è facilitato dalla presenza di elementi tettonici e/o strutturali.

Pur raggiungendo dimensioni ragguardevoli, la quasi totalità delle forme carsiche oggi visibili nelle evaporiti regionali sono di genesi piuttosto recente: infatti la loro evoluzione è iniziata solamente nel tardo Quaternario (dal Pleistocene medio (o Chibaniano) in poi, ovvero da circa 700 mila anni fa in poi) quando l’affiorare di queste formazioni ha permesso l’inizio dei processi dissolutivi.

Soltanto in una zona della Vena del Gesso romagnola (Cava del Monticino a Brisighella) e presso Zola Predosa (la Cava che ha intercettato la Grotta Michele Gortani) sono state scoperte evidenze morfologiche ipogee e epigee di un’emersione intramessiniana



(tra 5,60 e 5,33 milioni di anni fa), peraltro già ben documentata in altre aree del Mediterraneo, che ha permesso l'evoluzione di un carsismo non solo embrionale ma, nel caso di Zola Predosa anche già ben sviluppato (DE WAELE, PASINI 2013). Oltre al fatto che la quasi totalità delle forme carsiche delle evaporiti dell'Emilia-Romagna sono molto giovani, anche il loro tempo di persistenza sarà abbastanza breve: è stato infatti sperimentalmente dimostrato che la degradazione delle formazioni gessose direttamente esposte alle precipitazioni meteoriche consuma quasi 1 mm di gesso ogni anno, per cui affioramenti di spessore di 100 m o poco più possono teoricamente scomparire nell'arco di 100.000 anni.

#### **Le mesoforme e le microforme**

Nelle aree carsiche gessose dell'Emilia-Romagna esistono varie forme di dissoluzione con dimensioni da centimetriche a metriche che, in parte, dipendono anche dalla "grana cristallina" del gesso. Nei gessi saccaroidi, sia messiniani che triassici, la grana cristallina è

inferiore al millimetro e quindi vi si sviluppano tutta una serie di *karren*, di crateri da pioggia, di pinnacoli etc. molto simili per forma, dimensione e genesi alle analoghe morfologie che si formano in rocce calcaree: l'unica differenza è la loro molto maggiore velocità di sviluppo, data la più elevata solubilità del gesso.

Negli affioramenti messiniani, però, la grana cristallina è molto più spesso centimetrica o pluricentimetrica e, conseguentemente, le piccole forme come i *karren* sono molto rare perché la dissoluzione lungo i piani infracristallini disarticola la roccia stessa permettendo il distacco progressivo di singoli cristalli.

Nei gessi messiniani è, invece, abbastanza comune un altro tipo di forma che può raggiungere anche i 10 m di sviluppo, alcuni metri di profondità e fino a 20 o 30 cm di spessore: sono le candele, solchi sub-verticali che si sviluppano attorno agli imbocchi degli inghiottitoi in cui l'acqua viene veicolata in modo concentrato. Queste forme si sviluppano non solo per dissoluzione ma anche e soprattutto per erosione dato che l'acqua vi scorre all'interno con alta energia cinetica.

Sono ben sviluppate oltre che sui bordi della Dolina della Spipola nel Bolognese, ove furono descritte già da Capellini nel 1876, soprattutto nel Centro Visite Carnè del Parco della Vena del Gesso romagnola. La loro evoluzione è rapidissima e il loro approfondimento può arrivare anche a 10-20 cm/anno.

Nei gessi messiniani a grana cristallina centimetrica si può anche sviluppare un altro tipo di forma del tutto peculiare: i tumuli o “bolle di scollamento” (CALAFORRA, PULIDO BOSCH 1999). Si tratta di rigonfiamenti sferoidali o, più di frequentemente, ellissoidali che interessano lo strato superficiale del gesso quando questo è esposto in giacitura suborizzontale e il suo spessore non supera i 50-60 cm. L'evoluzione dei tumuli è dovuta al progressivo aumento della superficie dello strato a seguito dei processi di deformazione causati sia da fenomeni di dilatazione termica sia da processi di locale dissoluzione-ricristallizzazione degli individui cristallini di gesso. In seguito a ciò, lo strato superiore si distacca sempre più da quello sottostante dando origine ad una vera e propria cavità che può raggiungere anche vari metri di diametro ed il metro di altezza. La loro evoluzione è abbastanza rapida e il tempo di loro persistenza si ritiene non superi il secolo.

Se poi lo spessore dello strato di gesso superficiale è di pochi centimetri, lo stesso meccanismo può dare origine ad altre forme, le “dorsali di compressione” rilievi di pochi centimetri che si sviluppano linearmente anche per alcuni metri in corrispondenza di fratture che interessano lo strato superficiale (FERRARESE *et alii* 2003).

Sempre negli affioramenti delle evaporiti messiniane, la presenza di cristalli di gesso di dimensioni centimetriche, ha permesso lo sviluppo di nanoforme (da pochi millimetri a pochi decimi di millimetro) assolutamente peculiari, la cui evoluzione, pur sempre indotta dalla dissoluzione, invece che dalla direzione del flusso idrico, è completamente controllata dalla struttura cristallina (fig. 3) per cui esse variano in funzione alla disposizione della faccia del cristallo esposta all'azione delle acque meteoriche.

Infine una delle cose che maggiormente differenzia il carsismo nei gessi emiliano-romagnoli da quello nei calcari è lo sviluppo molto ridotto delle forme sottocutanee (piccole morfologie di dissoluzione che si formano in corrispondenza dell'interfaccia tra la roccia e il manto detritico di copertura). Nei gessi i *Rundkarren*, infatti, possono svilupparsi solamente se al contatto tra la roccia gessosa e la copertura sovrastante è possibile un flusso idrico sufficientemente rapido da permettere fenomeni di turbolenza che inducano il rimescolamento dello strato limite, e di conseguenza la dissoluzione.

## **Il fenomeno carsico profondo nei gessi rispetto a quello in altre litologie**

In tutto il mondo i fenomeni carsici nelle evaporiti sono ancora oggi generalmente considerati meno sviluppati e conseguentemente di minor interesse scientifico rispetto a quelli caratteristici del carsismo classico nelle rocce carbonatiche. Basti pensare che fino agli anni '80 del secolo scorso si riteneva che i fenomeni che si sviluppavano nelle evaporiti non dovevano essere considerati dei veri e propri fenomeni carsici, ma solo delle manifestazioni minori: erano infatti inseriti nella categoria dei fenomeni “paracarsici” cioè “simili”, ma non uguali, a quelli presenti nelle formazioni carbonatiche.

Grazie soprattutto agli studi e alle ricerche portate avanti dagli speleologi dell'Emilia-Romagna a partire dalla seconda metà del 1900, e poco più tardi da speleologi Russi (KLIMCHOUK *et alii* 1996) e Spagnoli (CALAFORRA 1998) è stato possibile evidenziare l'importanza del fenomeno carsico nei gessi. Comunque oggi possiamo affermare che il carsismo profondo che si sviluppa nei gessi è sì in generale meno complesso di quello nei calcari ma, come vedremo più avanti, permette l'evoluzione di forme e depositi assolutamente peculiari.

Le principali differenze nella speleogenesi delle evaporiti solfate rispetto a quella nelle rocce carbonatiche sono legate sia alle rispettive caratteristiche petrografico-strutturali e idrogeologiche, sia alle differenze nella chimica e nella cinetica della loro dissoluzione, queste ultime, a loro volta, fortemente condizionate dal clima dell'area in cui i fenomeni carsici si sviluppano.

In generale le grotte in gesso possono essere suddivise, sulla base della loro genesi ed evoluzione idrogeologica, in diversi tipi caratterizzati da specifici *pattern* quali: 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 e alimentati da apporti idrici laterali o da formazioni geologiche sottostanti: questo tipo di situazione è particolarmente presente negli affioramenti gessosi dell'Ucraina, dove ha permesso lo sviluppo di gigantesche grotte labirintiche con sviluppi di centinaia di chilometri (KLIMCHOUK 2019), e nelle anidriti della Germania (KEMPE 1996), con la formazione di vuoti per lo più di modesta entità, labirintiche oppure composte da cavità isolate. Grotte con questo tipo di genesi sono del tutto assenti in Emilia-Romagna, dove tutte le cavità in gesso attualmente note (pozzi verticali e grotte di attraversamento) si sono sviluppate in formazioni gessose quasi del tutto prive di copertura e

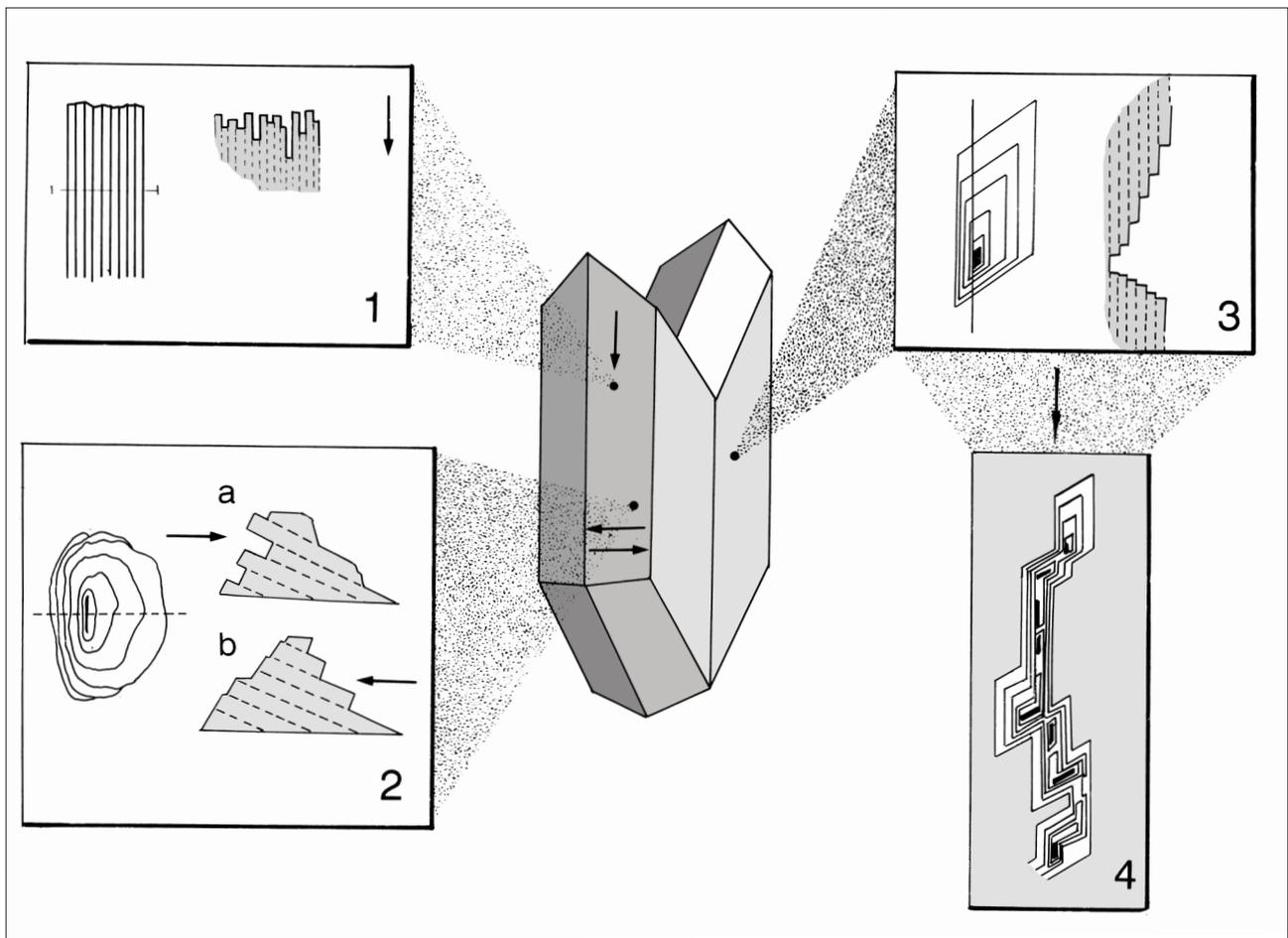


Fig. 3 – Nanoforme a controllo cristallografico che si sviluppano sulle varie facce di un geminato di gesso (da FORT 1996).

la loro evoluzione è sempre avvenuta nella zona insatura (vadosa) o, al limite, epifreatica, per cui le forme sviluppate sono state condizionate esclusivamente dal tipo di flusso idrico possibile in tali condizioni.

#### **L'idrodinamica: fattore condizionante la speleogenesi**

Le rocce gessose, in particolare quelle macrocristalline (le tipiche seleniti messiniane), sono scarsamente permeabili per porosità, di conseguenza l'infiltrazione e la circolazione idrica ipogea possono avvenire quasi esclusivamente lungo specifici lineamenti strutturali (fratture, faglie o piani di interstrato). Le relazioni tra situazioni strutturali e carsificazione profonda sono ben evidenti se si osservano le morfologie di alcune gallerie basse e larghe, chiamate comunemente laminatoi, sviluppatasi in corrispondenza di un interstrato pelitico lungo la direzione di strato, oppure se si raffrontano le direzioni di sviluppo delle cavità con le principali direttrici tettoniche e strutturali dell'area. Una grotta in cui la genesi tettonico-strutturale è rimasta evidentissima è la Grotta Secca nel Bolognese,

la cui evoluzione è stata condizionata esclusivamente dal rilascio tensionale della parete gessosa subverticale che caratterizza la VALLE cieca di Ronzana. Tuttavia, analizzando in dettaglio molte grotte nell'area bolognese l'impronta ed il controllo strutturale sul carsismo rimane spesso assai evidente (PISANI *et alii* 2019).

L'elevata solubilità dei gessi e la loro facile erodibilità ad opera di flussi canalizzati fanno sì che l'evoluzione dei condotti sotterranei 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. Contemporaneamente 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 deposizione di gesso secondario che si forma per evaporazione di soluzioni sature durante periodi di scarsa piovosità. Per questi

motivi, l'evoluzione speleogenetica risulta intensa e rapidissima lungo le linee di drenaggio principali e quasi nulla nel resto della massa gessosa.

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

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 idrico 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 di frequente, 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.

È stato possibile calcolare la velocità con cui il sistema ipogeo si è ricreato un profilo di equilibrio dopo un repentino abbassamento del livello di base nel Sistema carsico Spipola-Acquafredda nei Gessi bolognesi. Infatti, dopo che una vicina cava di gesso, con i propri lavori, aveva abbassato di 10 m il livello piezometrico presso la risorgente, si era attivato un processo di erosione regressiva che nell'arco di un ventennio ha portato alla completa fossilizzazione di oltre 500 m della condotta principale. Ciò prova che in questa cavità, dal punto del nuovo recapito verso l'interno dell'acquifero carsico, si è sviluppato un nuovo collettore in grado di smaltire fino a circa 200 l/s ad una velocità media di arretramento di circa 50 m/anno.

La totalità dei sistemi carsici nelle evaporiti della regione si è pertanto sviluppata con caratteristiche di acquiferi ipogei non confinati; in tali condizioni le grotte evidenziano una differenza fondamentale rispetto alle omologhe presenti in rocce calcaree, costituita dalla ridottissima circolazione idrica nella zona freatica e quindi dallo scarso sviluppo di vuoti carsici al di sotto del livello piezometrico. Questa scarsa carsificazione nella zona satura è dovuta anche al fatto che nei gessi, al contrario che nei calcari, sono pochi e scarsamente efficienti i meccanismi speleogenetici in grado di favorire un allargamento considerevole delle fratture originarie nella zona satura dell'acquifero ove le acque scorrono molto lentamente.

## Meccanismi speleogenetici

La solubilità del gesso (o dell'anidrite), soprattutto in ambienti profondi, può aumentare sostanzialmente per alcuni fattori: (i) la presenza di altri sali, che diminuiscono l'attività degli ioni calcio e solfato, (ii) riduzione anaerobica dei solfati in presenza di materia organica, (iii) dedolomitizzazione e contemporanea precipitazione di calcite, che diminuisce gli ioni  $\text{Ca}^{2+}$  e aumenta gli ioni  $\text{Mg}^{2+}$  nella soluzione e (iv) l'aumento della pressione litostatica con conversione di gesso in anidrite e il rilascio di molecole d'acqua che aumentano la pressione idrostatica e portano in soluzione il solfato.

L'effetto sale è la conseguenza diretta dell'aumento delle sostanze ioniche in soluzione e causa una progressiva diminuzione dell'attività ionica e pertanto un aumento della solubilità: in pratica tale meccanismo è efficace soprattutto in presenza di un'alta concentrazione di sali solubili (quali il cloruro di sodio) e, in Emilia-Romagna, anche se teoricamente presente in tutte le grotte, risulta praticamente attivo esclusivamente nel sistema carsico che alimenta le Fonti di Poiano.

La riduzione dei solfati a solfuri può essere attiva solo nella zona satura (freatica) e riveste sicuramente una maggiore importanza per lo sviluppo del carsismo nei gessi. Qualora infatti 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 della roccia gessosa con conseguente allargamento dei meati esistenti. Questo meccanismo è di particolare importanza per l'ampliamento delle fratture e delle discontinuità presenti al di sotto della superficie piezometrica e che diventeranno via preferenziale del flusso idrico quando il livello di base si abbasserà. 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 corrosivo si presenta in parte ricoperta da quarzo scheletrico.

Il processo di dedolomitizzazione associato alla dissoluzione del gesso può essere descritto dalla reazione: dolomite  $[\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2]$  + gesso  $[\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}] \rightarrow 2$  calcite  $[\text{CaCO}_3]$  +  $\text{Mg}^{2+}_{\text{aq}}$  +  $\text{SO}_4^{2-}_{\text{aq}}$  +  $2\text{H}_2\text{O}$ . Questa reazione determina il mantenimento delle condizioni sottosature delle acque sotterranee rispetto al gesso, contribuendo a mantenere la dissoluzione di questo solfato. In pratica, il processo di dedolomitizzazione consuma ioni calcio derivati dalla dissoluzione del gesso, convertendo la dolomite in calcite.

Inoltre, questo processo comporta una perdita netta di massa solida che può portare allo sviluppo di porosità secondaria. Questo meccanismo lento può dare qualche contributo allo sviluppo del carsismo del gesso in falde acquifere con condizioni di flusso lento e con acque sotterranee quasi sature rispetto al gesso.

La dedolomitizzazione, assieme ad altri processi che coinvolgono direttamente altre sostanze tamponanti oltre al sistema acido carbonico e carbonato di magnesio (acidi deboli e loro sali con elementi alcalini e alcalino-terrosi), sono poi fondamentali nel processo di dissoluzione incongruente del gesso che porta alla formazione delle grandi concrezioni di calcite presenti nelle grotte dell'Emilia Romagna, e non solo, di cui si parlerà diffusamente più avanti.

Di particolare interesse dal punto di vista speleogenetico è la cinetica di solubilità e dissoluzione del gesso in condizioni superficiali (epigeniche), poiché questa è la situazione più comune per la formazione di grotte nelle evaporiti. La cinetica di dissoluzione del gesso è più lenta rispetto a quella che avviene nei carbonati. La dissoluzione del carbonato in condizioni di pH normali è controllata principalmente dalla reazione relativamente lenta all'interfaccia roccia-acqua (cinetica controllata dalla reazione chimica), che è il fattore limitante rispetto al trasferimento rapido degli ioni alla soluzione attraverso lo strato limite di diffusione. Il gesso è invece caratterizzato da una cinetica mista, in cui il fattore limitante varia a seconda dello stato di saturazione della soluzione. Il gesso si dissocia rapidamente nell'acqua e il fattore limitante è il trasporto diffusivo attraverso lo strato limite (cinetica controllata dal trasporto). Tuttavia, vicino all'equilibrio (stato di saturazione  $\sim 0,9$ ), la reazione chimica superficiale diventa più lenta del trasporto diffusivo e il regime passa da controllato dal trasporto a controllato dalla reazione chimica. Nella fase controllata dal trasporto, che è responsabile per la maggior parte della dissoluzione del gesso, lo spessore dello strato limite di diffusione è il fattore determinante: più diventa sottile, più velocemente il gesso si dissolve. Lo spessore dello strato limite dipende principalmente dalla velocità e dal regime del flusso, con una dipendenza lineare tra la velocità di dissoluzione e velocità del flusso in condizioni di flusso laminare e una rottura dello strato limite in condizioni turbolente, accompagnata da un aumento significativo della velocità di dissoluzione. Di conseguenza, le grotte nel gesso si formano preferibilmente laddove le condizioni consentono all'acqua di defluire velocemente, come avviene in presenza di forti gradienti idraulici, larghezze delle fessure iniziali relativamente grandi e produzione limitata di materiale insolubile che tende a ostruire le aperture allargate dalla dissoluzione. È necessario fare una di-

stinzione tra condizioni epigeniche (non confinate), in cui il flusso dell'acqua è veloce e avviene su lunghe distanze, e la condizione confinata, tipiche della speleogenesi artesianiana (da iniezione basale), dove il flusso è molto più lento e percorre brevi lunghezze (lo spessore dello strato).

In contesti epigenici, la relazione diretta tra velocità del flusso e velocità di dissoluzione provoca la selezione di percorsi di flusso più favorevoli, una "selezione" che è molto più pronunciata nel gesso che nei calcari. Inizialmente, i percorsi di flusso più grandi si allargano molto più velocemente di quelli più piccoli, raggiungendo molto rapidamente la selezione del percorso favorito, ed una volta selezionato, il *feedback* positivo (il condotto riceve più acqua, si allarga di più, può contenere ancora più acqua, ecc.) diventa ancora più pronunciato. Perciò, in ambienti epigenici carsici nel gesso, dove le velocità di flusso possono essere elevate, le grotte tendono ad essere caratterizzate da semplici sviluppi (lineari) che collegano punti di ricarica (ruscelli che spariscono sottoterra, grandi doline) ai punti di recapito (sorgenti). Una dissoluzione significativa avviene laddove l'acqua inizialmente entra in contatto con il gesso. Nella zona vadosa (percolazione), le poche fessure verticali vengono rapidamente allargate dalle acque che vi circolano, che danno così luogo a pozzi verticali (generalmente chiamati pozzi "a campana" o fusoidi). La trasmissione del flusso d'acqua al livello di base (ad esempio, la sorgente nella VALLE più vicina) avviene per lo più in prossimità della tavola d'acqua, poiché è qui che il flusso raggiunge le maggiori velocità. Questo spiega perché le gallerie freatiche sono molto rare e, se ci sono, sono tipicamente molto superficiali e legate alle condizioni strutturali locali.

Vicino alla tavola d'acqua, la maggior parte dell'allargamento dei condotti avviene durante eventi di flusso elevato (ad esempio, piene) attraverso una combinazione di dissoluzione da parte di acque alluvionali che scorrono rapidamente in grado di mantenere la sottosaturazione su distanze più lunghe, ed erosione meccanica potenziata dai sedimenti trascinati e favorita dall'elevata erodibilità del gesso. Le dimensioni dei pochi "condotti vincitori" generalmente riflettono la portata massima degli eventi di piena che li hanno creati, ma altri processi come i crolli, spesso, non consentono a queste condotte di sopravvivere per lunghi tempi.

Poiché le successioni evaporitiche quasi sempre contengono alternanze di gesso ed interstrati insolubili (cioè marne o argille), o sono ricoperti da sedimenti clastici a grana fine (siltiti e argille), i corsi d'acqua delle grotte spesso seguono questi contatti litologici. Il carsismo può avvenire in un'unica fase, con acqua che

entra nella roccia evaporitica solubile, raggiunge rapidamente il livello di base ed esce alla sorgente. Questi sistemi carsici semplici sono talvolta caratterizzati da un fiume sotterraneo che scorre su unità sottostanti meno solubili e meno permeabili (come carbonati, marne, argille). Questi sistemi di grotte mostrano generalmente una pianta piuttosto semplice, con andamenti lineari e scarsamente ramificati spesso fortemente influenzati da fattori stratigrafici e/o strutturali. Spesso i sistemi di grotte sono multilivello. Il miglior esempio di tali sistemi di grotte è il Re Tiberio nel Parco Regionale della Vena del Gesso romagnola, formatosi durante gli ultimi 130 mila anni, con lo sviluppo di un nuovo livello della grotta principalmente alla fine di un periodo freddo, e invece speleogenesi molto limitata e qualche deposizione di speleotemi di calcite durante i periodi più caldi (COLUMBU *et alii* 2015). Questa evoluzione delle grotte nei gessi controllata dal clima, abbinata a episodica incisione valliva, formazione di terrazzamenti fluviali ed episodi antigravitativi (paragenetici) nelle grotte precedentemente scavate, ha contribuito alla comprensione dell'evoluzione del paesaggio in questa regione dell'Appennino (COLUMBU *et alii* 2017).

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 dell'erosione meccanica, resa ancora più efficace da vari fattori quali: la scarsa tenacità della roccia gessosa; l'abbondante presenza nelle acque di particelle fini (sabbia, argilla), in buona parte provenienti dallo smantellamento degli strati marnoso-argillosi intercalati tra i banchi di gesso, ma derivati anche 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 e improvvise piene, ecc. Non deve quindi meravigliare che molte delle principali morfologie presenti nelle grotte in gesso risultino, parzialmente o totalmente, di chiara origine erosiva (*scallops*, meandri, pozzi cascata, laminatoi, le gallerie triangolari ecc.)

La dissoluzione per condensazione è un meccanismo attivo solo nelle zone aerate delle grotte e si esplica o perché l'aria calda esterna, entrando in grotta e raffreddandosi, diviene sovratura di umidità che condensa sui soffitti e sulle pareti aggettanti delle cavità, oppure per evaporazione dalla superficie di laghi e fiumi sotterranei. Anche se la carsificazione indotta dalla condensazione può divenire, in particolari climi, il processo speleogenetico principale, questo non è tale per i gessi dell'Emilia-Romagna: infatti una valutazione quantitativa ha dimostrato che questo meccanismo influisce sempre per meno del

10% del fenomeno complessivo. Tale processo può tuttavia portare localmente allo sviluppo di forme assolutamente peculiari quali i soffitti a cupole di condensazione (per esempio nella Sala Gotica della Grotta del Re Tiberio nella Vena del Gesso romagnola) o, sulle pareti aggettanti, di megacuspidi e megacreste dovute ai moti convettivi dell'aria calda e umida che condensa. Queste ultime forme risultano meglio sviluppate nei gessi microcristallini in quanto in quelli macrocristallini la dissoluzione infragranulare tende a disarticolare la roccia impedendo a queste forme ondulate di svilupparsi.

### **Le principali morfologie delle grotte in gesso**

Normalmente le morfologie che si osservano all'interno delle grotte evaporitiche sono del tutto simili a quelle presenti nelle grotte carbonatiche di tutto il mondo, anche se, a volte, risultano più rare, come nel caso degli *scallops*, o più comuni, come i canali di volta, le gallerie antigrafitative (paragenetiche) e i pendenti. Questo dipende dal fatto che i fattori fondamentali che controllano in modo spesso antitetico l'evoluzione di alcune morfologie sono vari e riguardano sia le caratteristiche della roccia gessosa (l'elevata solubilità, facile erodibilità, e grana cristallina medio-grande), sia quelle dell'acqua che scorre in contatto con la superficie rocciosa (flusso laminare o turbolento).

### **Le anse ipogee**

Sono l'unica forma carsica sotterranea del tutto peculiare dei gessi dell'Emilia-Romagna e si è sviluppata esclusivamente nelle evaporiti triassiche dell'Alta Val di Secchia. In quest'area, infatti, le continue deformazioni, assieme alla presenza di anidrite che idratandosi (diventando gesso) aumenta di volume, ostacolano la carsificazione profonda (sigillando di fatto le fratture preesistenti) hanno quindi permesso che la speleogenesi si sviluppasse quasi esclusivamente nelle zone in cui il rilascio tensionale permetteva l'apertura di fessure in cui l'acqua poteva insinuarsi ed esplicare il suo effetto carsogeno, quindi lungo i fianchi vallivi (fig. 4). Pertanto in questa formazione, e solamente in essa, si formano cavità "epidermiche" a pochi metri dall'esterno, che si sviluppano parallelamente al versante stesso anche per centinaia di metri e che sono state chiamate "anse ipogee". Va poi notato il fatto che nell'Alta Val di Secchia, data la prevalenza di questo tipo di cavità epidermiche, la formazione di grandi valli cieche e valli chiuse è praticamente impedita: questo fatto permette quindi all'erosione fluviale superficiale di agire più facilmente sull'intero affioramento riportando la quasi totalità del drenaggio all'esterno.

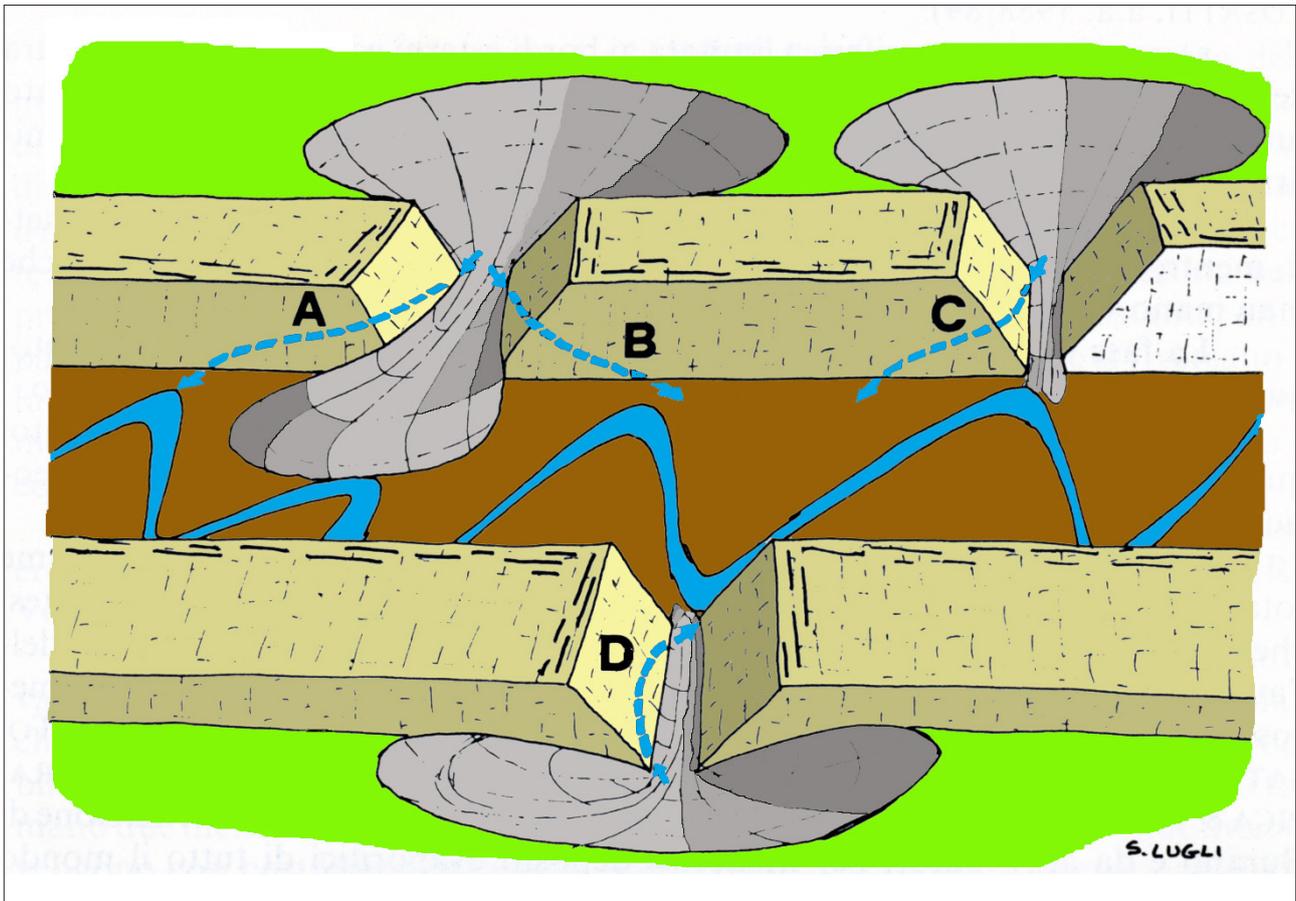


Fig. 4 – Schema dell'evoluzione delle anse ipogee che si sviluppano negli affioramenti delle gesso-anidriti triassiche dell'alta VALLE del Secchia (da LUGLI et alii 2004).

### ***Scallops, megacuspidi e megacreste***

Un esempio perfetto della competizione tra fattori condizionanti lo sviluppo di una stessa forma è fornito dagli *scallops* che si formano per flussi turbolenti dei fiumi sotterranei e delle megacuspidi e megacreste che si formano per flussi d'aria calda e umida, con condensazione del vapore acqueo sulle pareti aggettanti e conseguente flusso laminare.

I normali *scallops* sono del tutto assenti nei gessi mesiniani a grana cristallina centimetrica mentre sono comuni nel gesso microcristallino dell'Alta Val di Secchia e nel gesso balatino (alabastrino) della Romagna orientale. Pertanto è evidente che la loro maggiore o minore presenza dipende esclusivamente dalla grana cristallina e questo è facilmente spiegabile perché la notevole energia cinetica richiesta all'acqua che li dovrebbe formare, quando esplica la sua azione sui cristalli centimetrici, ne causa rapidamente la disarticolazione e, quindi, ne asporta frammenti anche grossolani, impedendo così lo sviluppo compiuto degli *scallops*.

Controprova di questo fatto è data dalla presenza praticamente ubiquitaria delle megacuspidi e megacreste

che si formano lungo le pareti aggettanti per condensazione e susseguente eventuale movimento gravitativo capillare del film d'acqua, fenomeno quest'ultimo che asporta la roccia per dissoluzione ma non è in grado di erodere meccanicamente la roccia. Quindi, le megacuspidi e megacreste, a differenza dei normali *scallops*, sono in grado di svilupparsi su pareti con ogni dimensione di grana cristallina, anche se si formano con maggiore facilità nei litotipi a grana fine.

### ***Canali di volta ed altre forme antigraavitative (paragenetiche)***

I canali di volta sono incisioni curvilinee, dalla caratteristica forma ad "U" rovesciata e con il soffitto spesso orizzontale, talvolta ondulato, che si osservano sulle volte di gallerie suborizzontali e che si sviluppano in maniera generalmente indipendente dagli elementi strutturali presenti (piani di stratificazione, fratture ecc.). Pur essendo anche presenti nelle grotte in calcare, risultano essere molto più sviluppati in quelle gessose. Per questo fatto tra i primi posti in cui sono state studiate (negli anni '60) sono stati i Gessi bolognesi (PASINI 2009).

La loro genesi è indotta dalla presenza di acqua, che scorrendo con moto lento, tende a depositare tutto il carico solido di particelle molto fini che trasporta in sospensione. In tal modo il pavimento della galleria viene protetta da ogni ulteriore dissoluzione e/o erosione e l'acqua, a seguito del progressivo aumento dello spessore dei sedimenti depositati, 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 antigrafitative). L'ampiezza della dissoluzione dipende direttamente dalla quantità d'acqua: è pertanto normale che i canali di volta, nella loro evoluzione, possano mostrare allargamenti e/o restringimenti.

Se il processo antigrafitativo si prolunga nel tempo, il canale di volta può svilupparsi in altezza anche per molti metri dando luogo a forme che, una volta svuotate dai sedimenti, sono molto simili ai normali canyon gravitativi. A causa della bassa energia del flusso idrico durante la formazione dei canali di volta è abbastanza comune che l'acqua divaghi creando nello stesso luogo più forme meandrizzanti, tutte 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 in seguito ad un aumento dell'energia dell'acqua (in genere causato da un abbassamento del livello di base) che innesca un ciclo erosivo classico (gravitativo) il quale può svuotare, in parte o del tutto, i canali di volta dai sedimenti fini che li obliteravano. Se poi le condizioni idrodinamiche erosive si mantengono nel tempo, la galleria antigrafitativa tende a trasformarsi, nella sua sezione inferiore, in un vero e proprio canyon gravitativo del tutto analogo a quelli presenti nelle grotte in calcare. Nella trasformazione da galleria antigrafitativa a canyon gravitativo, però, la sinuosità e la direzione di sviluppo non rimane del tutto casuale, come avviene costantemente nelle forme antigrafitative classiche, ma progressivamente viene controllata dalla situazione strutturale locale. Questo fatto fornisce quindi un criterio di riferimento per discriminare tra loro queste due forme che, in certi casi, potrebbero risultare indistinguibili (LAURITZEN, LAURITSEN 1995).

### ***Pozzi cascata***

Queste forme, comuni anche nelle grotte in calcare, sono praticamente quasi il solo tipo di pozzo esistente nei gessi a causa proprio della velocità del processo carsico al loro interno. Nei gessi, infatti, pur essendo il processo speleogenetico di norma abbastanza rapido per permettere alle principali gallerie drenanti di mantenersi in equilibrio con il livello di base car-

sico locale, quando l'abbassamento di quest'ultimo è tanto repentino da impedire ai fiumi sotterranei di mantenere condizioni di flusso in equilibrio, allora in brevissimo tempo si formano i pozzi cascata. Si tratta di morfologie che si sviluppano lungo elementi strutturali subverticali a causa dell'erosione esercitata dall'acqua che vi precipita dentro. Essi spesso collegano direttamente gli inghiottitoi al livello di base o raccordano fra di loro differenti tratti di gallerie suborizzontali, testimonianze di antichi livelli. Di norma sono "campaniformi", cioè a pianta subcircolare, con dimensioni che aumentano con la profondità.

### ***Laminatoi, mammelloni, gallerie a sezione triangolare e sale di crollo***

I laminatoi sono forme assolutamente peculiari dei gessi messiniani e si sviluppano nelle zone in cui gli stress tettonici hanno deformato, e quindi "scollato", strati gessosi (una particolare superficie di debolezza è rappresentata dagli interstrati marnoso-argillosi frequenti nei gessi messiniani), senza causarne però una intensa fratturazione. Seguono spesso la direzione dello strato, e quindi hanno una pendenza molto lieve. 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 questi casi l'azione del fiume sotterraneo ha indotto la sola erosione di parte dello strato marnoso-argilloso un tempo intercalato tra i due banchi. Sovente, quando l'erosione fluviale giunge ad interessare anche una parte del tetto del banco inferiore di gesso, si possono formare meandri più o meno larghi e profondi.

Nei gessi messiniani, poi, si osserva che la volta dei laminatoi o anche dei saloni di crollo, in cui è esposta la porzione basale del banco gessoso superiore, può presentarsi non liscia ma con tozze protuberanze (comunemente note come "mammelloni") di forma conica e di dimensioni variabili (da pochi decimetri a oltre 2 m di diametro). Il vertice di questi coni, verso cui convergono i cristalli di gesso che li compongono, è rivolto verso il basso. Non si tratta di forme carsiche ma di forme sin-sedimentarie riesumate dall'erosione. La loro origine 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 più mammelloni si saldano assieme dando così origine ad un continuo piano di sedimentazione prima ondulato, poi orizzontale.

Infine l'evoluzione graviclastica dei laminatoi può por-

tare alla formazione di caratteristiche gallerie sempre con il soffitto piatto ma a sezione trasversale 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 quello crollato va a costituire le pareti inclinate verso l'interno della galleria triangolare.

Un'altra morfologia 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 fratture ed interstrati, 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. Un bel esempio di queste sale è dato dal Salone Giordani, nella Grotta della Spipola nei Gessi bolognesi.

### **I riempimenti di grotta**

Le grotte in gesso sono in generale caratterizzate dall'abbondante presenza di depositi fisici sia fini (argilla, silt) di provenienza in parte autoctona, sia grossolani di origine essenzialmente alloctona, mentre sono decisamente povere di depositi chimici (mineralizzazioni e speleotemi), che mostrano una variabilità composizionale molto minore rispetto alle grotte in calcare. Pertanto, in tutto il mondo sono davvero pochi gli studi sistematici su questo aspetto delle grotte in gesso, ricerche, queste, che si sono intensificate soprattutto in questi ultimi decenni.

La situazione per quel che riguarda le grotte in gesso dell'Emilia Romagna è, almeno in parte, differente innanzitutto perché alcuni studi pionieristici sono stati effettuati già nei secoli passati e, soprattutto a partire dalla metà del XX secolo, l'interesse almeno verso i loro speleotemi peculiari è stata molto maggiore.

### **I depositi fisici**

In molte grotte dell'Emilia-Romagna, e soprattutto nelle cavità dei gessi messiniani, si trovano 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 essi si sono sedimentati. Questi depositi fisici, testimonianze di passati eventi di alluvionamento torrentizio dei materiali erosi dalle for-

mazioni limitrofe a quelle evaporitiche, si presentano verticalmente incisi dalle acque degli stessi torrenti che, in tempi precedenti, li avevano depositati fino ad occludere totalmente i vuoti carsici.

La natura petrografica dei clasti presenti costituisce la diretta testimonianza delle litologie affioranti nei bacini imbriferi da cui provenivano i torrenti che hanno sedimentato all'interno delle grotte tale materiale detritico: pur con distribuzioni percentuali diverse, risultano ben rappresentate la componente carbonatica e quella arenacea. A queste, che talora raggiungono percentuali considerevoli, si affiancano frammenti di speleotemi, quasi sempre di natura calcitica, il cui distacco è stato favorito dalla dissoluzione del supporto gessoso a cui erano ancorate. 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 provenienza umbro-marchigiana. Tali clasti, trasportati al mare da torrenti, sarebbero poi stati movimentati da correnti di riva verso l'interno dell'antico Golfo Padano dove, commisti ai sedimenti fluviali proveniente dall'Appennino emiliano-romagnolo, avrebbero contribuito alla formazione delle coperture alluvionali tardo-pleioceniche e quaternarie che, a luoghi, ancora sovrastano la formazione gessosa messiniana (LUCCI, ROSSI 2011).

Datazioni U/Th di concrezioni carbonatiche che coprono questi sedimenti indicano spesso età corrispondenti a fasi calde (COLUMBU *et alii* 2017). Verso la fine di fasi climatiche fredde, quando i versanti dei fiumi a monte degli affioramenti gessosi erano più spogli dalla vegetazione, frane e abbondante dilavamento introducevano grandi quantità di sedimenti all'interno dei sistemi carsici in formazione. Queste introduzioni di ingenti quantità di sedimenti causava anche l'evoluzione antigravitativa di molte delle gallerie percorse da questi torrenti.

### **I depositi chimici**

I depositi chimici secondari sono in generale poco comuni nelle grotte in gesso di tutto il mondo ed è a causa di ciò che sono scarsi non solo gli studi in cui se ne discute la genesi ma anche quelli che ne danno anche soltanto semplici descrizioni. Comunque, la presenza di depositi chimici sviluppatasi all'interno di grotte in gesso nell'Emilia Romagna era nota sin dall'antichità (ALDROVANDI 1648; LAGHI 1806; SANTAGATA 1835). Tuttavia, quando dalla metà del secolo scorso sono iniziati studi specifici sui minerali di grotta (HILL, FORTI 1997), le cavità nel gesso sono state quasi del tutto trascurate. A quel tempo, infatti, nessuna concrezione particolare e solo 5 minerali (calcite, epsomite, gesso, ghiaccio e mirabilite) erano stati osservati

in cavità nel gesso.

La scarsa variabilità nella composizione chimica e la dimensione generalmente piccola dei depositi secondari delle grotte in gesso rispetto alle analoghe formazioni presenti nelle cavità naturali in altri litotipi (calcareo certo, ma anche dolomia e, in parte, silice) hanno fatto sì che, fino a mezzo secolo fa, non ci fosse nessuna pubblicazione generale sui minerali secondari presenti nelle cavità naturali gessose del nostro pianeta. Fortunatamente negli ultimi 50 anni alcune delle aree carsiche nei gessi, tra cui anche quelle dell'Emilia-Romagna, hanno iniziato ad essere indagate in dettaglio e gli studi effettuati hanno dimostrato che queste grotte possono ospitare, e spesso ospitano, depositi chimici interessanti, sia dal punto di vista morfologico che genetico (FORTI 1996) (fig. 5).

Grazie soprattutto alle ricerche e agli studi effettuati in Italia in generale e nella Regione Emilia-Romagna in particolare (FORTI 1996, 2017) adesso si è consapevoli che queste cavità possono ospitare concrezioni uniche e anche nuovi minerali di grotta, anche se comunque in quantità almeno di un ordine di grandezza inferiore rispetto alle altre cavità naturali del pianeta.

Oggi giorno le grotte in gesso mondiali ospitano 27 minerali secondari, di cui 4 esclusivi di questi ambienti (uno osservato solo nelle grotte dell'Emilia-Romagna) e 5 concrezioni peculiari di gesso e/o di calcite (di cui due osservate nella nostra regione). Rimanendo all'interno della Regione Emilia-Romagna va notato che le grotte nelle evaporiti triassiche sono molto più povere

di depositi chimici rispetto a quelle nei gessi messiniani in quanto estremamente fratturate e soggette a continui crolli. Gli unici speleotemi di una certa dimensione che in esse possono svilupparsi si trovano lungo il letto dei fiumi sotterranei, dove si formano spessi crostoni stalagmitici di calcite. Nelle grotte dei gessi messiniani, invece, esistono abbastanza frequenti concrezionamenti calcarei e solfatici mentre, come anche nelle evaporiti triassiche, sono comunque rari gli altri minerali secondari.

### Le concrezioni

La presenza di concrezioni all'interno delle grotte in gesso era stata già documentata alcune centinaia di anni addietro da Ulisse Aldrovandi nel suo *Museum Metallicum* (1648), dove era stata descritta una stalattite di calcite da lui campionata in una grotta (non specificata) nei pressi di Bologna (ALDROVANDI 1648). Nelle grotte in gesso possono trovarsi essenzialmente due tipi di concrezioni, quelle in carbonato di calcio e quelle di gesso: dato che i meccanismi genetici che portano allo sviluppo di questi due tipi di speleotemi sono del tutto diversi si è deciso di trattarli separatamente.

### Gli speleotemi di carbonato di calcio

Le concrezioni di calcite sono abbastanza comuni nelle grotte in gesso e il loro sviluppo relativo è strettamente correlato non solo al clima dell'area geografica in cui si trovano, ma soprattutto allo sviluppo della

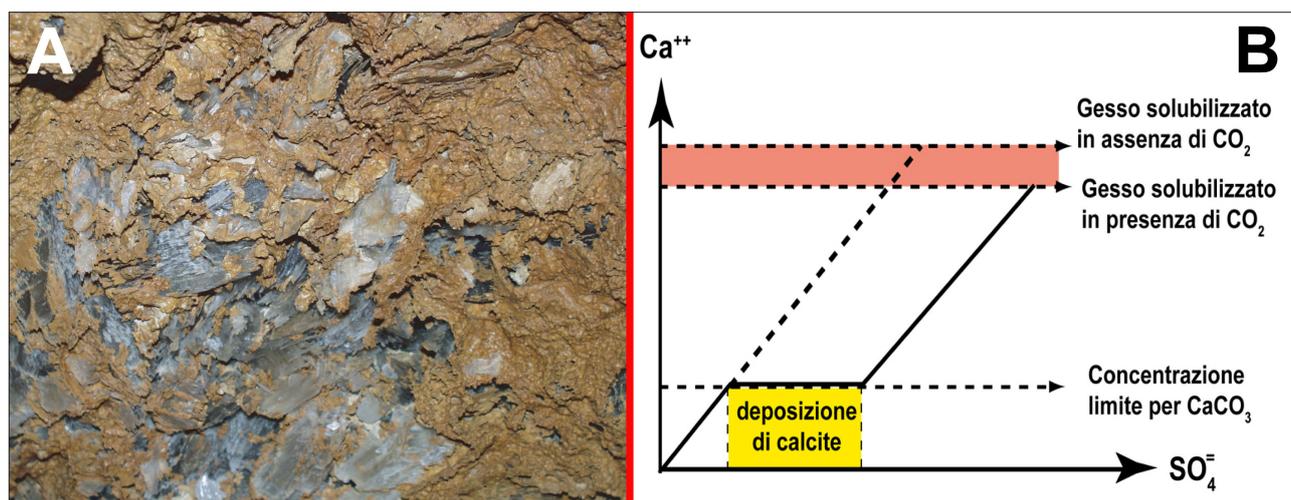


Fig. 5 – A: Grotta Novella (gessi Bolognesi) particolare del masso di gesso su cui lo stillicidio provoca contemporaneamente la rapida dissoluzione dei cristalli di gesso e la contemporanea formazione di sottili croste di calcite (Foto Paolo Forti); B: schema semplificato del meccanismo della dissoluzione incongruente del solfato di calcio che è alla base della formazione delle concrezioni di calcite all'interno delle grotte in gesso dell'Emilia-Romagna (da Calaforra & Forti 2021): nella solubilizzazione semplice la concentrazione ionica della soluzione è necessariamente stechiometricamente uguale a quella della sostanza che si scioglie ( $[Ca^{2+}] = [SO_4^-]$ ) mentre durante la dissoluzione incongruente lo ione in comune con la sostanza che precipita ( $[Ca^{2+}]$ ) non modifica la sua concentrazione nella soluzione mentre la concentrazione dell'altro ( $[SO_4^-]$ ) continua ad aumentare.

vegetazione in superficie (CALAFORRA *et alii* 2008; COLUMBU *et alii* 2015): il massimo sviluppo si riscontra nelle zone temperate continentali e tropicali umide, mentre le concrezioni carbonatiche diminuiscono rapidamente andando verso climi freddi e caldo-aridi.

Il meccanismo di formazione di queste concrezioni è poi del tutto differente da quello che genera gli analoghi depositi nelle grotte in calcare, che notoriamente si sviluppano per la diffusione della  $\text{CO}_2$  nell'atmosfera di grotta, con conseguente precipitazione del  $\text{CaCO}_3$  che già aveva saturato la soluzione durante la percolazione delle acque meteoriche all'interno del massiccio carbonatico. Questo dipende dal fatto che nelle grotte in gesso la semplice diffusione della  $\text{CO}_2$  nell'atmosfera di grotta spesso ha un effetto molto limitato sul concrezionamento, perché quasi tutte le aree carsiche gessose regionali sono affioranti e quindi, per le acque di percolazione, è quasi impossibile arricchirsi in maniera notevole in calcite durante l'attraversamento del sottile strato di humus che generalmente ricopre la formazione gessosa. Le acque che provengono dalle formazioni adiacenti, d'altro canto, possono talvolta sciogliere del carbonato prima di giungere a contatto con i gessi.

Precedentemente, nel paragrafo dei processi speleogenetici, si è già accennato alla dedolomitizzazione, ossia la dissoluzione incongruente, della dolomite, che permette la deposizione di calcite con un contemporaneo aumento della solubilizzazione del gesso a qualunque latitudine. La dolomite, così come la calcite, si trova infatti negli interstrati argillosi-marnosi dei gessi emiliano-romagnoli e in alcuni casi viene anche portato nelle grotte, come solidi fini in sospensione, dai fiumi che vi entrano dalle zone di ricarica meridionali. La dedolomitizzazione si basa sul fatto che la dolomite, in contatto con un'acqua estremamente ricca in  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{SO}_4^{2-}$ , cede  $\text{Mg}^{2+}$  alla soluzione e si trasforma in calcite. Questo processo abbassa la concentrazione di  $\text{Ca}^{2+}$  in soluzione, inducendo quindi la soluzione di ulteriore gesso. È anche possibile che, quando nell'acqua satura in gesso entra una minima parte di anidride carbonica (dall'atmosfera di grotta, per esempio), immediatamente precipita la calcite, sottraendo nuovamente  $\text{Ca}^{2+}$  alla soluzione residua che, anche in questo caso, porterà in soluzione altro gesso. Comunque solo questi processi difficilmente potrebbe spiegare la dimensione effettiva dei concrezionamento carbonatico nelle grotte dell'Emilia Romagna e soprattutto non può assolutamente giustificare la chiara proporzionalità esistente tra copertura vegetale e dimensione effettiva delle concrezioni di calcite all'interno delle

grotte in gesso.

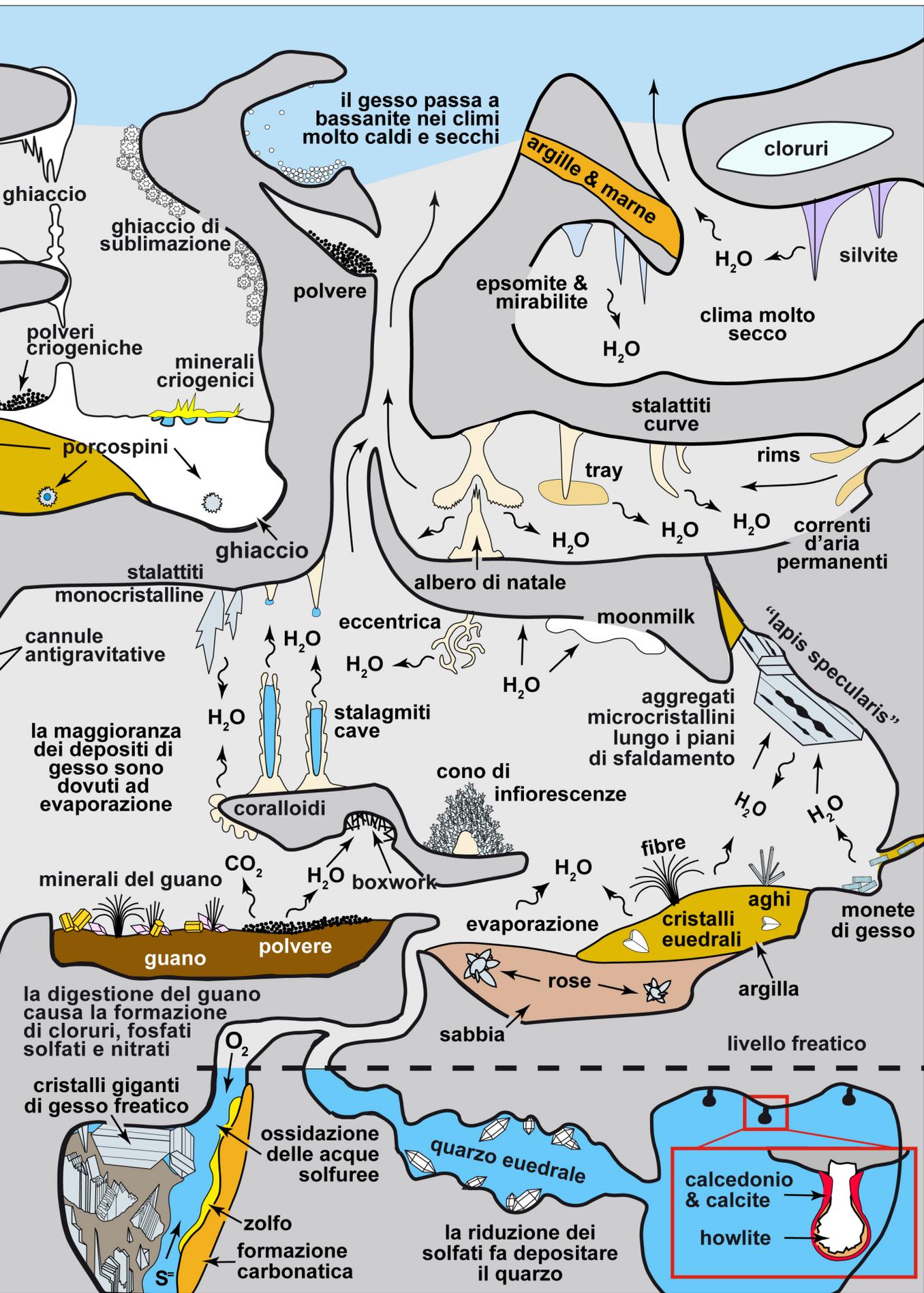
Il processo che permette quindi lo sviluppo di grandi concrezioni di calcite è del tutto simile alla dedolomitizzazione, che comunque rimane attiva, ma coinvolge anche altri elementi oltre che il magnesio (in particolare il sodio e il potassio che, essendo metalli alcalini in presenza di acidi deboli come l'acido carbonico sviluppano per idrolisi un effetto tamponante addirittura maggiore) e può essere genericamente indicato come "dissoluzione incongruente del gesso". Inoltre ci sono altre sostanze organiche, disciolte o trasportate dalle acque di percolazione, come gli acidi umici e acidi fulvici, la cui notevole presenza nelle grotte gessose dell'ER è testimoniata dalla accesa colorazione marron-rossiccia esibita dalle concrezioni di carbonato di calcio che si sviluppano al loro interno: questi acidi sono ancora più deboli dell'acido carbonico e quindi possono sviluppare effetti tamponanti paragonabili se non maggiori a quelli dovuti all'acido carbonico. Infine anche la presenza di argille ricche in sodio e potassio possono concorrere al mantenimento del pH della soluzione in un intervallo molto vicino alla neutralità contrastando così l'effetto acidificante della  $\text{CO}_2$ . Questo processo globale, che come si è visto è molto più complesso della semplice dedolomitizzazione e comporta anche un ruolo attivo del materiale organico proveniente dal suolo, continua fintantoché è disponibile  $\text{CO}_2$  libera e il pH non cala troppo relativamente al valore della neutralità (pH 7): in pratica di mano in mano che la calcite precipita, nuovo gesso si scioglie (da qui il nome appunto dato all'insieme di questi processi del tutto analoghi tra loro di "dissoluzione incongruente del gesso" perché si scioglie una sostanza e ne precipita una differente: il carbonato di calcio) (fig. 6).

Grazie al meccanismo appena descritto, gli speleotemi di calcite normalmente crescono molto più velocemente nelle grotte in gesso che nelle grotte in calcare. Misure sperimentali, effettuate su concrezioni delle grotte bolognesi, hanno infatti mostrato velocità medie di accrescimento anche di 1 mm/anno. Tale rapidità è un'evidente conseguenza diretta dell'efficienza del processo di dissoluzione incongruente del gesso (DALMONTE *et alii* 2003).

Se, come già accennato, nella maggioranza dei casi la diffusione della  $\text{CO}_2$  dall'acqua all'atmosfera in una grotta in gesso è poco efficace per la formazione di concrezioni carbonatiche, va comunque ricordato che il processo inverso, e cioè la diffusione dall'atmosfera di grotta ad una soluzione satura di gesso, può invece produrre la formazione di depositi calcarei, come nel

Fig. 6 (nella pagine successive) – Schema generale che raggruppa tutti i depositi chimici secondari attualmente noti nelle grotte in gesso del mondo e che dimostra quanto fosse errata la convinzione che tali cavità fossero poco interessanti da questo punto di vista (da CALAFORRA, FORTI 2021).





caso dello sviluppo di calcite flottante, che verrà trattato più avanti.

Altri speleotemi dovuti alla dissoluzione incongruente sono i letti di concrezione, spesso presenti lungo le gallerie principali ove scorre un torrente sotterraneo; in questi casi il concrezionamento carbonatico può avvenire anche a diversi chilometri dal punto d'ingresso delle acque nel massiccio gessoso. Ciò è possibile dal meccanismo di "dissoluzione incongruente del gesso" e la continua formazione di  $\text{CO}_2$  ad opera della progressiva decomposizione (ossidazione) dei materiali organici (foglie, frustoli di legno, acidi umici e fulvici) fluitati all'interno del sistema carsico. Infine un altro processo, possibile in condizioni climatiche particolari, permette lo sviluppo di speleotemi carbonatici: esso è legato alla combinata azione della dissoluzione incongruente e della diffusione della  $\text{CO}_2$  dall'atmosfera di grotta verso la soluzione già satura di solfato di calcio. Le condizioni favorevoli affinché questo avvenga sono di forte carenza idrica, per cui pozze d'acqua anche vaste, a causa di una prolungata mancanza di alimentazione, possono totalmente evaporare. In queste condizioni le acque interstiziali, presenti all'interno della roccia gessosa, sono costrette per capillarità a riaffiorare ed evaporare a loro volta. Per il continuo processo di dissoluzione incongruente e di diffusione nella soluzione dell'anidride carbonica presente nell'atmosfera di grotta, si formano calcite flottante e *moonmilk* carbonatico quasi puri.

Infine, un'ultima caratteristica che talora rende differenti le concrezioni di calcite delle grotte in gesso è costituita dalla 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 che può arrivare a marcare un singolo evento piovoso o una serie ripetuta di eventi analoghi ravvicinati nel tempo. Nelle cavità sviluppate vicino alla superficie esterna, infatti, può succedere che un singolo evento di pioggia possa indurre lo sviluppo di una nuova lamina di accrescimento invece che causare, come normalmente avviene nelle grotte in calcare, l'ingrossamento della lamina precedente. Questo dipende dal fatto che nelle grotte in gesso epidermiche la percolazione delle acque di precipitazione meteorica è molto rapida e quindi il flusso a livello delle concrezioni di calcite si interrompe poche ore o pochi giorni dopo la fine dell'evento piovoso (fig. 7). A questo punto, se l'intervallo di tempo prima della pioggia successiva è abbastanza lungo, la superficie esterna dello speleotema può asciugarsi completamente e quindi un nuovo apporto d'acqua causa lo sviluppo di una nuova banda di accrescimento. Questo è esattamente quello che è accaduto alla concrezione che si è formata sopra un filo di nylon abbandonato per circa 20 anni sopra una colata attiva nell'Inghiottitoio dell'Acquafredda (Gessi bolognesi), la cui analisi ha evidenziato la presenza di oltre 500 lamine (fig. 7B).

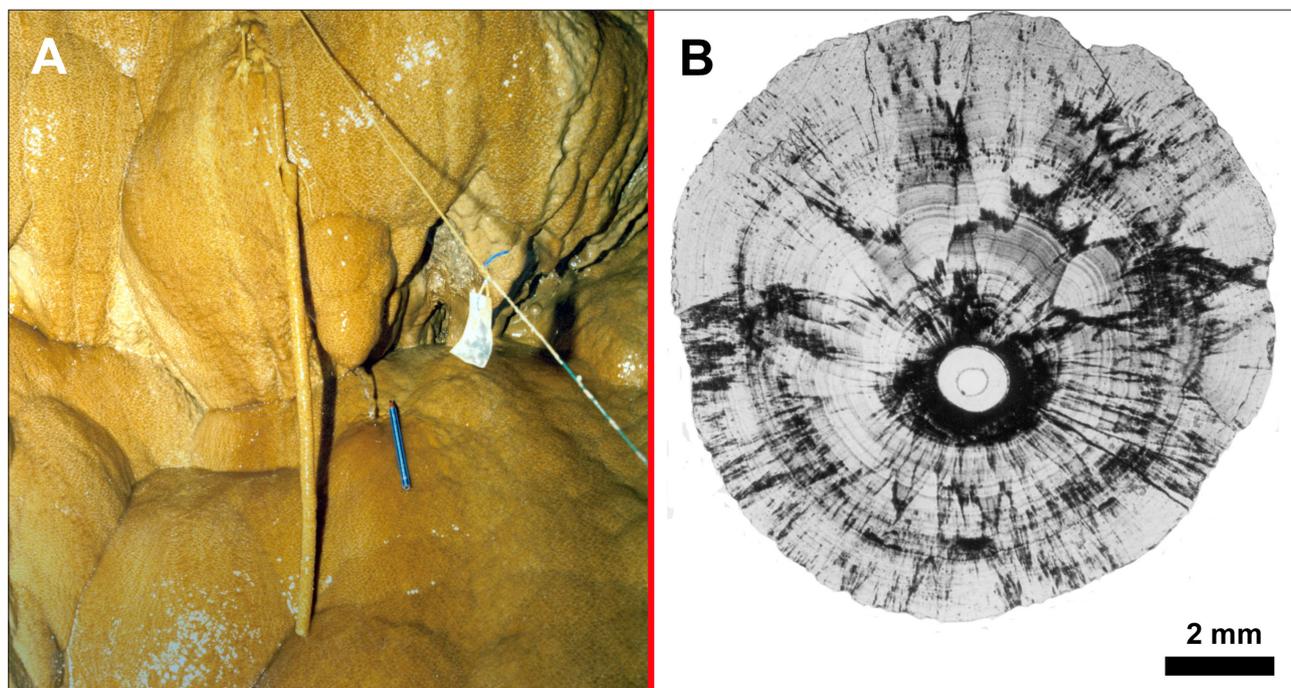


Fig. 7 – Inghiottitoio dell'Acquafredda (gessi Bolognesi): A) la concrezione sviluppatasi nell'arco di 20 anni su un filo di nylon utilizzato per il rilievo (Foto: Mariangela Cazzoli); B) al microscopio la sezione sottile della concrezione ha evidenziato la presenza di oltre 500 bande di accrescimento che sono state perfettamente correlate con i principali eventi piovosi occorsi nell'area in quel periodo (Foto P. Ferrieri) (da CALAFORRA, FORTI 2021).

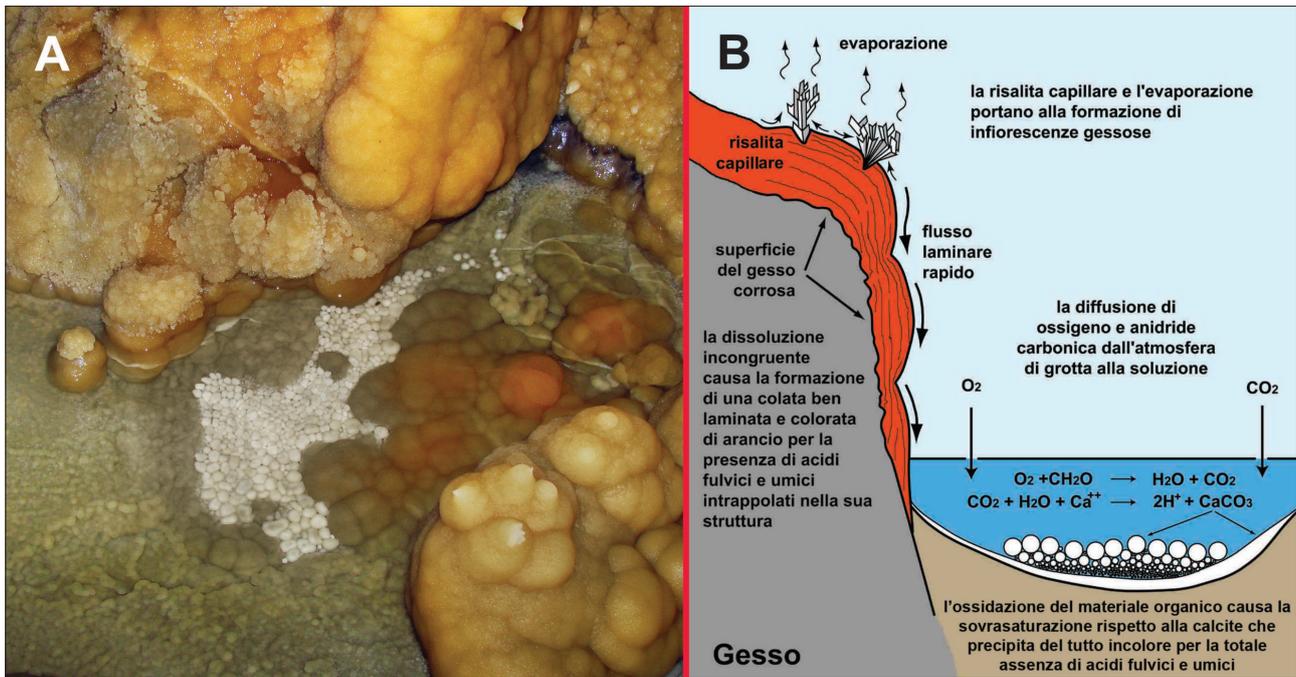


Fig. 8 – A) le pisoliti bianche nella Grotta Risorgente del Rio Basino, nella Vena del Gesso romagnola (Foto P. Lucci); B) lo schema evolutivo delle stesse, basato sulla lenta ossidazione del materiale organico trasportato dalle acque che, dopo aver accresciuto la colata, alimentano la vaschetta (da FORTI, LUCCI 2010, modificata).

Data poi l'epidermicità di molte delle grotte gessose, l'evoluzione degli speleotemi di calcite è strettamente controllata dal regime delle acque di alimentazione, che può fare sì che una stessa pioggia possa indurre processi opposti sulle concrezioni normalmente attive presenti in grotte che si aprono nella stessa area. È stato infatti dimostrato sperimentalmente (DALMONTE *et alii* 2003) che mentre alcuni speleotemi rimanevano attivi, altri subivano invece una parziale corrosione. Questo fenomeno è comunque ristretto a quelle concrezioni che si sviluppano molto vicino alla superficie esterna (da 1-2 metri ad un massimo di 10-15 al di sotto), mentre quelle che si trovano più in profondità non sono in alcun modo interessate dalla corrosione temporanea. Questo accade perché, durante i forti temporali, il contatto tra la roccia gessosa e l'acqua di infiltrazione rapida è molto breve e pertanto la reazione di solubilizzazione è poco efficiente e non riesce quindi a raggiungere la saturazione rispetto alla calcite. Questo fa sì che l'acqua ancora aggressiva rispetto al  $\text{CaCO}_3$  quando arriva in contatto con la concrezione calcitica, la corrode parzialmente.

La corrosione degli speleotemi carbonatici, in questo caso generalizzata, può avvenire anche durante i lunghi periodi di siccità, quando si attiva il fenomeno della condensazione direttamente sulla superficie delle concrezioni di calcite. Quanto appena detto è confermato dal fatto che la porzione della concrezione che si sta corrodendo ha perso la sua colorazione

marron-rossiccia, che invece è ancora ben presente nella sua parte superiore. Tale colorazione è infatti data dalla presenza di acidi umici e fulvici intrappolati nella struttura cristallina della calcite (altrimenti incolori). Questi acidi organici, quando vengono in contatto con l'atmosfera di grotta, sono rapidamente ossidati con liberazione di  $\text{CO}_2$  che da un lato contribuisce ad aumentare la corrosione della concrezione, e dall'altro causa la scomparsa della colorazione marron-rossiccia. Un altro esempio classico di questo fenomeno è dato dalla formazione di pisoliti bianche (fig. 8) cresciute sopra una colata giallo-rossiccia del Sistema Carsico del Rio Stella-Rio Basino nei gessi romagnoli. In questo caso va poi notato che il processo di ossidazione degli acidi umici è stato sicuramente molto efficiente grazie alla turbolenza dell'acqua, che gocciolava esattamente sulle pisoliti bianche della vaschetta, e che ha quindi permesso una maggiore ossigenazione esattamente in quel punto, mentre allontanandosi progressivamente dal punto di impatto si possono osservare pisoliti debolmente giallastre e via via concrezioni sempre più colorate di giallo-rossiccio. Nei gessi le concrezioni di calcite più comuni sono le stalattiti, le colate, le concrezioni da splash e le pisoliti: di solito questi speleotemi non mostrano alcuna differenza morfologica da quelli che si sviluppano in grotte carbonatiche. Esistono tuttavia alcune concrezioni che, per forma e/o meccanismo genetico, sono del tutto peculiari dell'ambiente gessoso, e che quindi,

almeno sino ad oggi, sono state osservate esclusivamente in questo ambiente: in particolare nelle grotte in gesso dell'Emilia-Romagna si possono osservare le "lame di calcite", le bolle, un tipo di calcite flottante, e le concrezioni su radici o "rootsicles"

Lo sviluppo di tutti questi particolari speleotemi, che verrà qui di seguito brevemente discusso, è controllato dal rapporto esistente tra la solubilità della calcite e quella del gesso, ma solo una (le "lame di calcite") si formano come conseguenza diretta della dissoluzione incongruente, mentre le altre sono il risultato dell'aumento locale della concentrazione dell'anidride carbonica disciolta.

### Le lame di calcite

La dissoluzione incongruente è responsabile della formazione non soltanto, come già detto, della stragrande maggioranza delle "normali" concrezioni di calcite che si osservano nelle grotte in gesso, ma anche di particolari e a volte grandiose croste di concrezione carbonatica quasi completamente distaccate dalla parete di gesso, che risulta essere fortemente disciolta tanto che queste "lame di calcite", come erano state chiamate dagli speleologi bolognesi nei primi anni '60 del secolo scorso, sono ancora ancorate alla roccia gessosa esclusivamente in pochissimi punti. Una curiosa loro caratteristica è poi quella di presentare sempre al loro

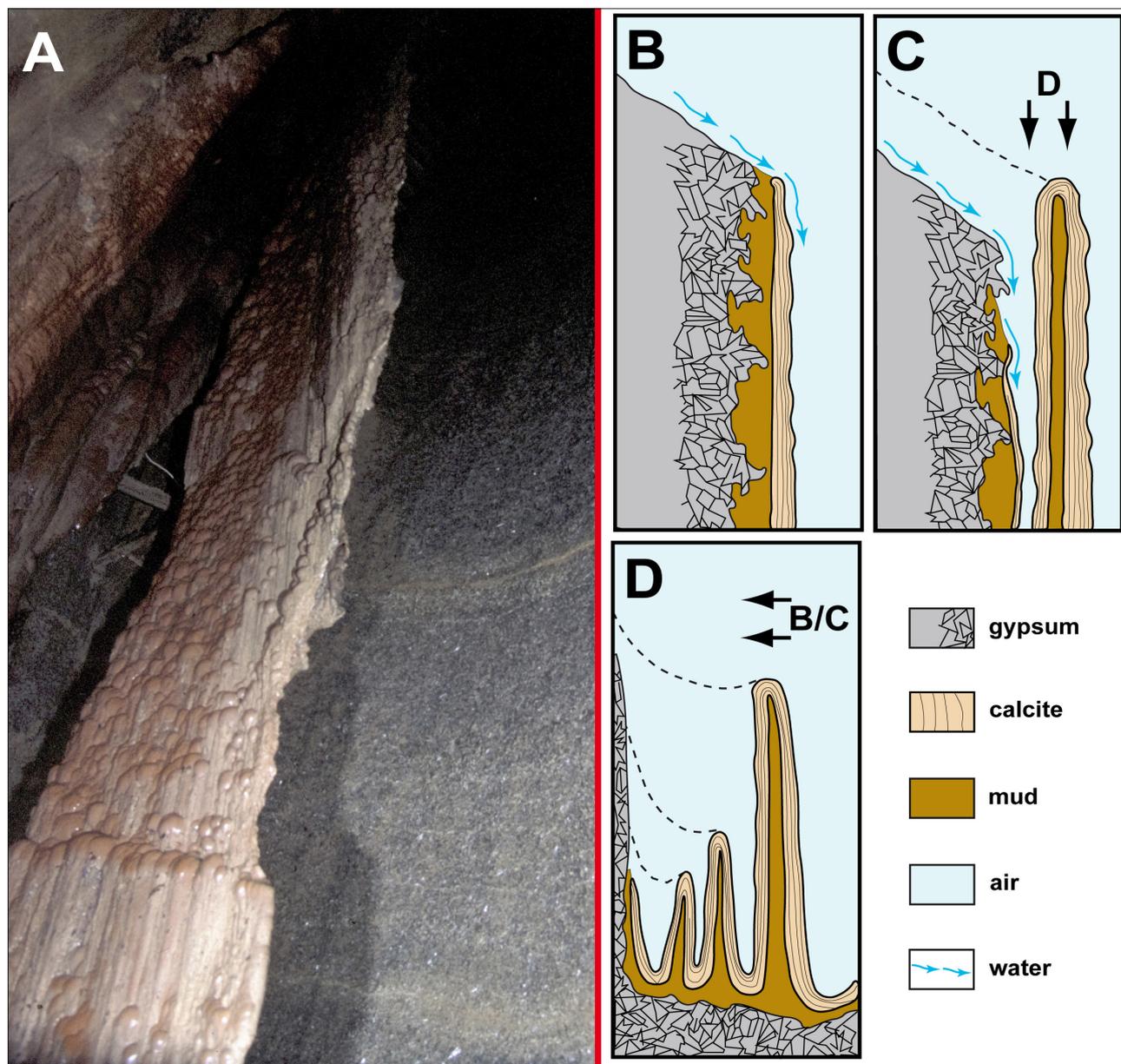


Fig. 9 – A) La grande lama della Grotta Novella: la dissoluzione progressiva della parete di gesso su cui originariamente aveva iniziato a formarsi ha causato un arretramento della parete di quasi due metri (Foto Sandro Mandini); B) il flusso idrico causa la dissoluzione incongruente del gesso e la deposizione del calcite, mentre il fango rimane intrappolato tra lama e parete di gesso; C) l'arretramento progressivo della parete causa l'evoluzione di una nuova lama di calcite; D) la prosecuzione del processo porta allo sviluppo di una serie di lame subparallele (da CALAFORRA, FORTI 2013)

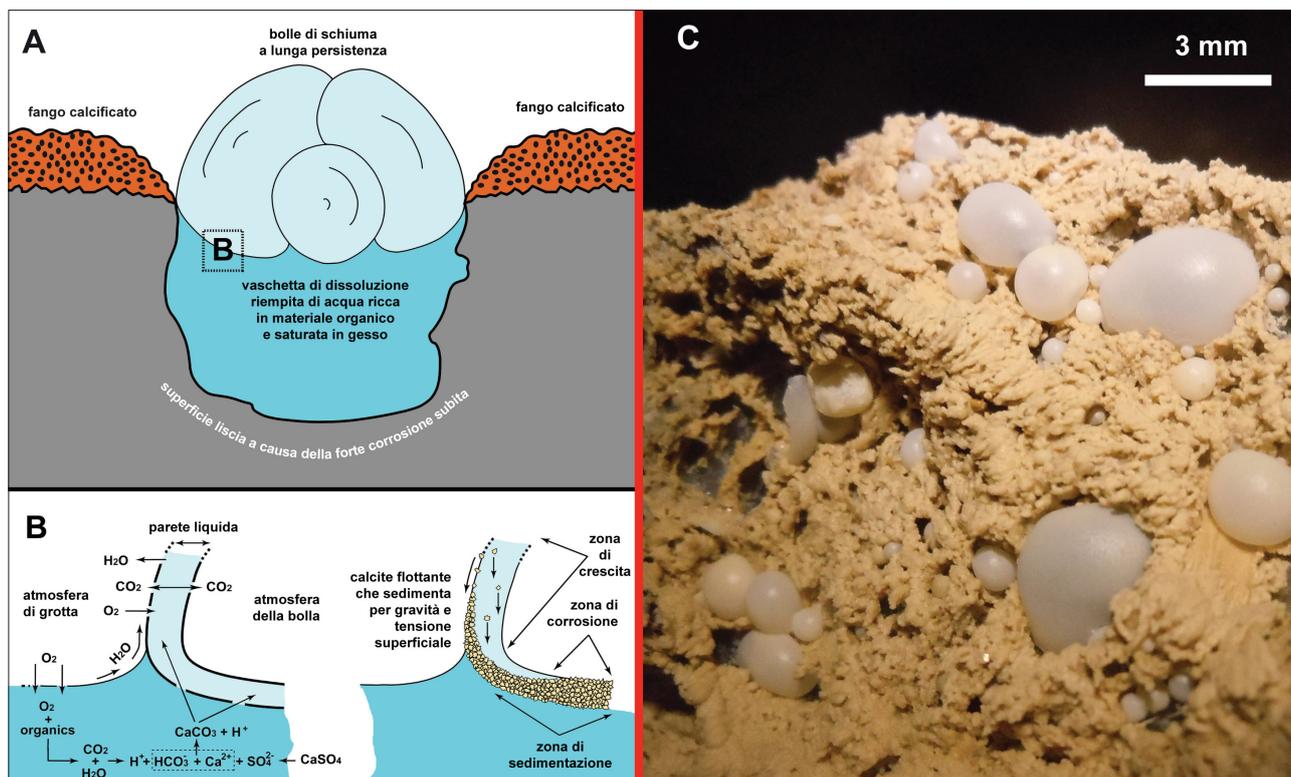


Fig. 10 – A) formazione di bolle di schiuma stazionarie all'interno di piccole vaschette piene di fango; B) precipitazione e accumulo della calcite all'interno del film d'acqua; C) Abisso Morning particolare di alcune vaschette piene di bolle di calcite (foto D. del Borgo).

interno un sottile strato di fango (FORTI, RABBI 1981). Successivamente lame del tutto analoghe a quelle del bolognese sono state scoperte anche nelle grotte del diapiro gessoso di Punta Alegre a Cuba e a Sorbas in Spagna. La più grande di queste "lame di gesso" (alta 14 m, larga fino a 3 metri, ma spessa appena 10 cm) è stata scoperta all'interno della Grotta Novella nei Gessi bolognesi (fig. 9).

La loro formazione inizia quando un'acqua ancora sottosatura rispetto al gesso fluisce lentamente sopra una parete subverticale: ovviamente il gesso viene solubilizzato ma le particelle argillose, assieme a altri minerali un tempo inglobati nella formazione evaporitica, se non solubilizzati, non possono essere presi in sospensione dalla soluzione per mancanza di energia cinetica sufficiente e quindi rimangono attaccate alla superficie del gesso stesso. La dissoluzione incongruente resa possibile dalla presenza di tutti gli elementi tamponanti che mantengono il pH della soluzione a valori molto vicini alla neutralità permette che la calcite si depositi al di sopra del gesso e della pellicola argillosa (fig. 9B) (FORTI, RABBI 1981). Continuando a procedere la dissoluzione del gesso, e quindi l'arretramento della parete, ad un certo punto l'acqua riesce ad infilarsi tra la parete stessa e lo strato di fango permettendo quindi la deposizione del carbonato di calcio anche sull'altro lato dello strato sottile

di argilla: in pratica inizia la formazione di una vera e propria lama di calcite che progressivamente si allontanerà dalla parete di gesso (fig. 9C). Lo stesso processo si può ripetere varie volte cosicché si ottengono una serie di sottili bande di calcite tutte subparallele le une alle altre (fig. 9D).

#### Le bolle di calcite

Questo tipo di speleotema è stato osservato di recente e attualmente sembra ristretto a due sole grotte dei gessi romagnoli: la Grotta Grande dei Crivellari e l'Abisso Mornig. Si tratta di piccole, e spesso quasi perfettamente sferiche, concrezioni di calcite con un diametro che varia da 2 ad un massimo di 8-9 mm. La loro principale caratteristica è che, al di sotto della crosta di calcite microcristallina (dallo spessore costante di circa 1 mm), sono del tutto vuote.

In ambedue le cavità dove sono state osservate, le bolle si sono sviluppate su dei piccoli blocchi di gesso che vengono sommersi dalle piene occasionali del torrente sotterraneo, con conseguente sviluppo di piccoli alveoli da dissoluzione ed erosione sulla loro superficie superiore. Quando le acque di piena si ritirano lasciano poi su tali massi un sottile strato di fango argilloso-siltoso molto ricco di materiale organico che funge da substrato per lo sviluppo delle bolle di calcite (fig. 10). Data la loro fragilità, comunque le bolle di calci-

te sono speleotemi effimeri destinati a durare giusto nell'intervallo tra una piena e quella successiva, dato che l'energia di quest'ultima è più che sufficiente a distruggerle.

La loro genesi è controllata dalla presenza del fango ricco di materia organica e contenente anche piccole quantità di sali tamponanti (di magnesio innanzitutto, ma anche di sodio e di potassio e dell'acqua anch'essa contenente materia organica): una bolla stazionaria di schiuma si sviluppa esclusivamente all'interno di uno dei tanti alveoli che caratterizzano la superficie del masso di gesso. Solamente all'interno delle depressioni è infatti possibile che si formi una bolla stazionaria, mentre dove il fango è sub-orizzontale si assiste solo alla deposizione di crosticine di carbonato di calcio conseguenti al meccanismo di dissoluzione incongruente. Infine, la calcificazione avviene anche all'interno del fango stesso che quindi viene parzialmente trasformato in concrezione carbonatica.

Lo sviluppo delle bolle comincia non appena il livello dell'acqua del torrente sotterraneo scende al di sotto dell'alveolo consentendo così all'ossigeno dell'atmosfera di iniziare ad ossidare la materia organica dell'acqua residua (fig. 11A) e quella presente nelle eventuali tracce di fango al fondo della depressione. L'ossidazione del materiale organico dentro ognuna di queste piccole vaschette produce infatti una bolla persistente che contiene un'atmosfera ricca in  $\text{CO}_2$ . L'acqua saturata di gesso induce la dissoluzione incongruente con formazione di calcite grazie alla presenza in soluzione di ioni  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$  che, come già detto, fungono da agenti tamponanti, permettendo quindi la formazione di microcristalli di calcite lungo la superficie della bolla stessa e la dissoluzione di ulteriore gesso (fig. 10B). Il processo continua fintantoché vi è acqua all'interno della vaschetta, dopodiché la concrezione diventa inattiva in attesa di essere distrutta da una nuova piena del fiume sotterraneo.

#### *Calciti flottanti con gesso*

Sono presenti esclusivamente in alcune grotte dell'Emilia-Romagna e sono un particolare tipo di calcite flottante, che si forma nelle pozze d'acqua originariamente riempite da una soluzione satura di gesso quando vengono sottoposte a prolungata evaporazione senza nessuna alimentazione. L'analisi mineralogica e chimica ha infatti dimostrato che queste calciti flottanti sono essenzialmente costituite per oltre l'80-90% di carbonato di calcio mentre il gesso rappresenta una frazione che non supera mai il 20%.

Il meccanismo che porta alla formazione del carbonato di calcio a spese di una soluzione satura di gesso è dovuto al fatto che la dolomite presente, assieme agli altri agenti tamponanti, nei sedimenti (fango) si

trasforma in calcite, sottraendo  $\text{Ca}^{2+}$  alla soluzione, e inducendo la dissoluzione di gesso: in questo modo anche se il processo di evaporazione continua, la soluzione rimane quasi costantemente leggermente sottosatura o al massimo satura rispetto al gesso, che quindi riesce a precipitare solo durante periodi particolari, quando l'evaporazione può avvenire in grotta (fenomeno quest'ultimo che può manifestarsi nei periodi più freddi dell'inverno). La calcite invece si deposita perché si ha una costante trasformazione della dolomite (fig. 11), con conseguente precipitazione della calcite al contatto tra la fase liquida e quella aerea perché è la zona in cui, a causa della concomitante evaporazione, la concentrazione ionica è maggiore. Cristalli di gesso di neoformazione si formano invece all'interno del fango al fondo della vaschetta perché in quest'area l'effetto della diffusione della  $\text{CO}_2$  è nullo e quindi anche una lieve sovrasaturazione rispetto al gesso è sufficiente a farlo precipitare.

#### *Rootsicles (pseudo-stalattiti su radici)*

Non esiste un nome italiano per questo tipo di concrezione che si sviluppa sugli apparati radicali che riescono a bucare il soffitto di una grotta e quindi si ricoprono di concrezione carbonatica. In generale si può parlare di pseudo-stalattiti (dato che non possiedono un canalicolo interno di alimentazione) e, nel caso si sviluppino su radichette ad andamento irregolare, esse possono somigliare a eccentriche (fig. 20). Potrebbe sembrare strano, ma questo speleotema di calcite si sviluppa più facilmente nelle grotte gessose piuttosto che in quelle calcaree e questo perché in ambiente gessoso la dissoluzione incongruente delle poche particelle di dolomite (che provengono dal suolo e dagli interstrati marnosi), e la concomitante presenza di sostanze tamponanti agiscono concordemente per facilitare la precipitazione della calcite. In ambito carbonatico, invece, l'effetto è esattamente quello opposto, dato che l'aumento della  $\text{CO}_2$  nella soluzione, per l'attività biologica svolta dalle radici, diminuisce l'eventuale sovrasaturazione rispetto al carbonato di calcio e questo fenomeno è ovviamente massimo al contatto della superficie esterna delle radici medesime, dove dovrebbe proprio iniziare a depositarsi la calcite.

#### *Gli speleotemi di gesso*

Gli speleotemi gessosi, rispetto agli omologhi in calcite, hanno evidenti differenze morfologiche dovute al loro diverso meccanismo genetico, cioè alla sovrasaturazione per evaporazione. Le stalattiti di questa natura, rispetto a quelle fatte da calcite, sono sempre più contorte e bitorzolute, spesso ramificate, e il loro accrescimento, nella maggioranza dei casi, dipende

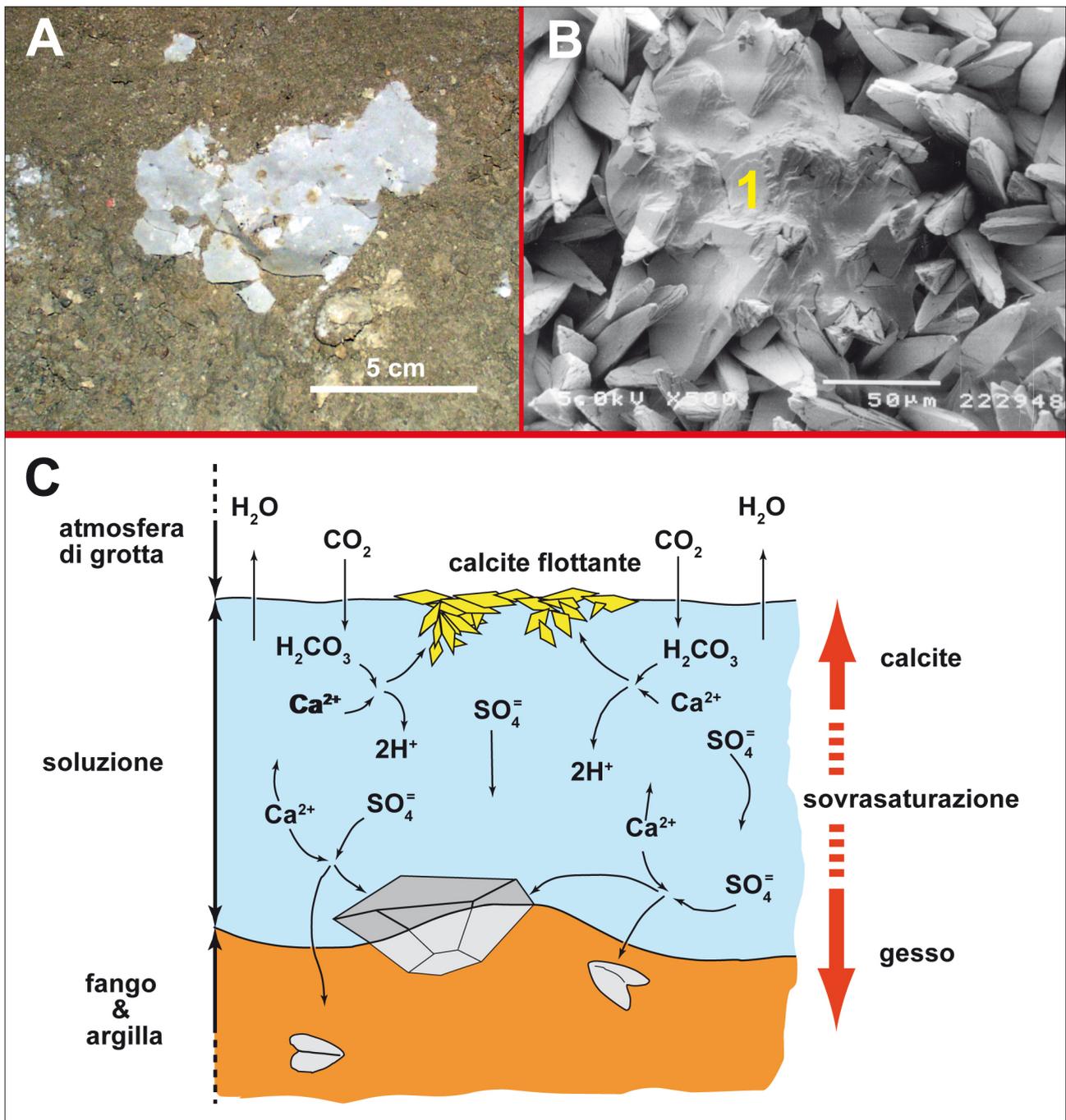


Fig. 11 – Grotta della Spipola, Salone del Fango (Gessi bolognesi): A) crosticine di calcite flottante depositatesi al fondo della vaschetta di fango completamente prosciugata (Foto: Paolo Forti); B) immagine al microscopio elettronico che evidenzia come la calcite flottante sia composta essenzialmente da cristalli scalenoedrici che, però, presentano piccoli e rari ammassi di gesso che li hanno parzialmente inglobati (1) (Foto Paolo Ferrieri); C) reazione chimiche che rendono possibile lo sviluppo di queste calciti flottanti che al loro interno ospitano anche piccoli depositi di gesso secondario mentre il gesso preferibilmente si deposita all'interno del fango di fondo dove la concentrazione di  $\text{CO}_2$  è minore (da FORTI 2003 modificata).

esclusivamente dall'acqua di percolazione superficiale e non dall'alimentazione attraverso un canalicolo centrale che è quasi sempre assente, oppure, in parte se non del tutto, occluso.

L'effetto delle correnti d'aria permanenti sull'evoluzione dei due diversi tipi di speleotemi è poi inverso: nel caso di stalattiti di calcite infatti, si osserverà una loro

deflessione nella direzione del vento a seguito dello spostamento meccanico in quella direzione della goccia d'acqua di stillicidio, ed alla creazione, nella parte a VALLE della concrezione (sottovento), di una zona a bassa pressione, e quindi un luogo dove il degassamento della  $\text{CO}_2$  è agevolato. Per le stalattiti di gesso l'effetto sarà invece esattamente l'opposto in quanto gli

speleotemi risulteranno deflessi controvento perché in quella direzione (nella parte sopravvento, colpita dalla corrente d'aria) risulta massima l'evaporazione. Se le stalattiti di gesso sono abbastanza comuni nelle grotte dell'Emilia-Romagna, le stalagmiti risultano invece molto rare. Questa scarsa frequenza è imputabile ad una causa essenzialmente climatica: infatti nei climi temperati italiani caratterizzati da una piovosità discreta, è oggettivamente più facile lo sviluppo, invece di stalagmiti, di infiorescenze e forme coralloidi, mentre nelle zone più aride, quali quelle di Sorbas (Spagna) o del Nuovo Messico (USA), le stalagmiti sono frequenti come le stalattiti.

Il fatto che l'evaporazione sia il meccanismo genetico dominante per l'evoluzione dei vari tipi di concrezioni di gesso spiega perché alcuni tipi di speleotemi, comuni in rocce calcaree, siano invece molto rari in quelle solfatiche e viceversa. Il gesso infatti costituisce, con estrema difficoltà, il *moonmilk*. Ciò spiega perché questo tipo di deposito gessoso è stato segnalato, per grotte sviluppate nei gessi, sino ad oggi solo nella Grotta Calindri nel Bolognese. Al contrario, i cristalli di gesso, da microscopici ad oltre un metro di lunghezza, costituiscono i più comuni depositi secondari e si possono presentare come singoli individui o, più comunemente, come druse parietali.

### Le mineralizzazioni secondarie

Ad eccezione di calcite, gesso e ghiaccio, fino al 1970 soltanto un altro minerale di neoformazione (l'epsomite) era stato identificato in una grotta della nostra regione, e questo quasi due secoli prima. L'assenza di segnalazioni di minerali secondari era imputabile sia al fatto che nessun speleologo o ricercatore, fino a quegli anni, si era occupato a fondo dell'argomento, sia alla radicata convinzione che le grotte in gesso fossero, in genere, povere in 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  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ . Successivamente, sempre in Emilia-Romagna, furono iniziate ricerche mirate al fenomeno della minerogenesi in grotta sia nei gessi messiniani che in quelli triassici.

In base alle attuali conoscenze, che sono tuttavia ancora disomogenee all'interno del territorio regionale, appare chiaramente evidente che l'ambiente carsico gessoso è povero di minerali se confrontato con la ricchezza mineralogica nelle grotte in altre litologie. Nonostante questa minore ricchezza e una oggettiva scarsità delle ricerche finora effettuate nelle cavità gessose della regione, attualmente sono già noti 20 mi-

nerali differenti (brochantite, brushite, calcite, apatite ricca in carbonato, cloromagnesite, devillina, dolomite, epsomite, ematite, gesso, ghiaccio, goethite, lepidocrocite, limonite, mirabilite, opale, ossidi-idrossidi di ferro e manganese, penninite, quarzo).

### I cristalli di gesso

I cristalli di gesso di neoformazione con dimensioni medie che variano tra meno di un centimetro e 10 centimetri di lunghezza sono senza alcun dubbio i depositi secondari più comuni delle grotte in gesso ad ogni latitudine e in ogni tipo di clima del nostro pianeta. Spesso si rinvengono come depositi sciolti all'interno di sedimenti fini, anche se più spesso formano druse sulle pareti e sulle concrezioni di calcite (quando presenti).

I più grandi di questi cristalli (spesso lenticolari geminati a ferro di lancia o coda di rondine) possono a volta raggiungere dimensioni di 1-2 metri. La loro genesi e successivo sviluppo avviene essenzialmente nei climi temperati umidi (come quelli dell'Italia, Spagna e Ucraina), dove all'interno degli interstrati sabbioso-argilloso-marnosi l'acqua satura di gesso si muove lentamente per capillarità. La lenta evaporazione causa quindi una sovrasaturazione molto bassa che favorisce l'accrescimento di pochi cristalli anziché la genesi di nuovi nuclei cristallini (CORTELLUCCI *et alii* 2023). È stato sperimentalmente provato che la forma cristallina che assume il gesso di neoformazione (lenticolare o prismatico) e il fatto che sia un cristallo singolo o un geminato è controllato principalmente dall'energia di cristallizzazione, che ovviamente dipende dal grado di sovrasaturazione della soluzione madre (fig. 12A).

Quando la sovrasaturazione è estremamente bassa si sviluppano solo cristalli tabulari (fig. 12B), ma se la sovrasaturazione è alta, aumenta anche l'energia di cristallizzazione e quindi si possono formare i lenticolari, spesso geminati a ferro di lancia o a coda di rondine (fig. 12D) e infine un ulteriore aumento della sovrasaturazione porta alla deposizione di cristalli prismatici (fig. 12C). I meccanismi evolutivi possono essere differenti, anche se quello di gran lunga più comune è la sovrasaturazione indotta dall'evaporazione.

### La sericolite

La sericolite è la varietà di gesso meno nota e, storicamente, è stata anche l'ultima ad essere segnalata, mentre invece è abbastanza comune all'interno delle grotte dei gessi in regione. La sericolite è una varietà di gesso fibroso, caratterizzata da fasci di cristalli aciculari molto sottili (1 mm o anche meno) ed estremamente allungati (fino ad oltre 50 cm), che conferiscono al minerale un aspetto traslucido, perlaceo, tanto

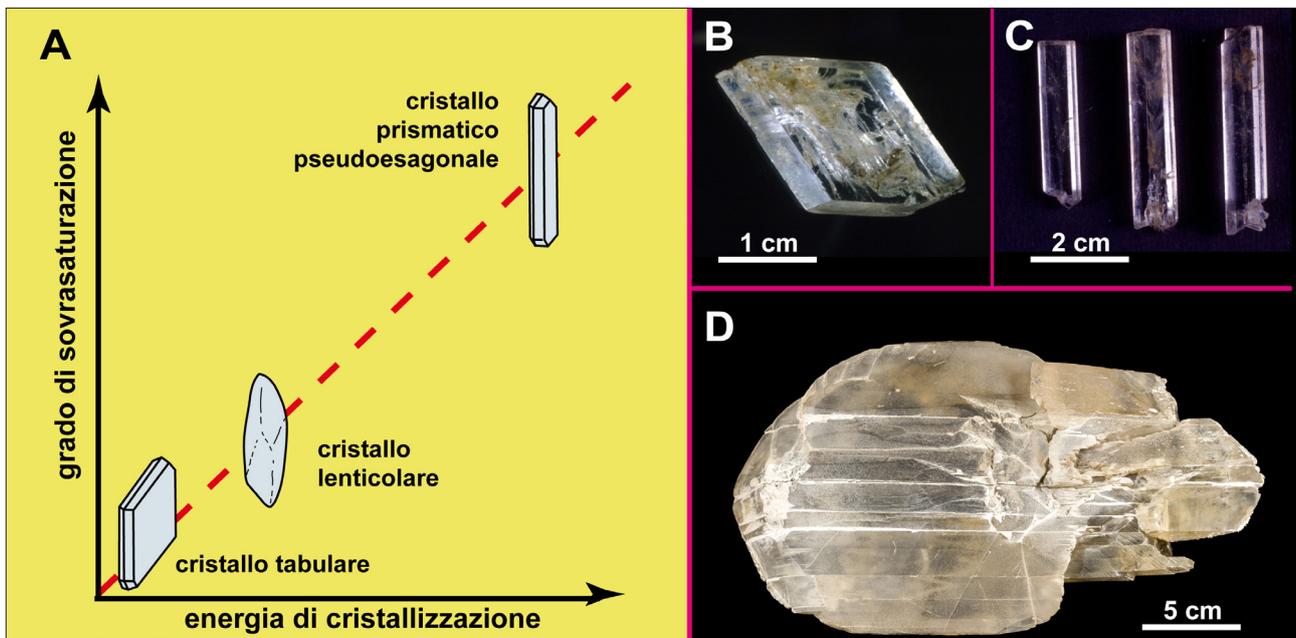


Fig. 12 – A) Energia di cristallizzazione e cristalli di gesso risultanti (da FORTI, LUCCI, 2016, modificata); B) Grotta del Tempio (gessi Bolognesi) monocristallo tabulare; C) Grotta Novella (gessi Bolognesi): cristalli prismatici; D) Grotta del Tempio (gessi Bolognesi): cristallo lenticolare geminato a coda di rondine (Foto P. Forti).

che, ai primi del 1800, la sericolite veniva soprattutto utilizzata per realizzare collane o altri gioielli dove sostituiva le perle naturali, molto più costose (fig. 13). Nelle grotte in gesso la sericolite si sviluppa esclusivamente all'interno di fratture o interstrati della roccia gessosa quando i due lembi di quest'ultime sono in movimento relativo (tettonico o gravitativo) l'una rispetto all'altra, movimento che spesso è facilitato da piccoli interstrati argillosi che fungono da lubrificante. È necessario che all'interno di queste discontinuità circolino acqua (fig. 13C1) che, dopo aver solubilizzato la roccia, deposita il gesso secondario per lenta evaporazione (fig. 13C2). Per questo motivo l'asse di allungamento dei cristalli fibrosi della sericolite (lunghi anche parecchi centimetri, ma spessi solo meno di un millimetro) è sempre parallelo al movimento relativo dei due lembi della frattura entro cui si sta depositando (fig. 13C3 e D).

### **Le infiorescenze gessose**

La forma di aggregato di gran lunga più comune nelle grotte in gesso di tutto il mondo è rappresentata dalle infiorescenze (aggregati di cristalli di gesso spesso lenticolari con dimensioni che variano da 1-2 mm a dieci volte maggiori). Il loro sviluppo è generalmente molto veloce e la loro genesi è dovuta all'evaporazione da sottili film d'acqua che vengono lentamente attirati dalla capillarità verso punti prominenti sia delle pareti di roccia che degli speleotemi. Questo processo è analogo a quanto avviene per i coralloidi in grotte

carbonatiche, soltanto che la deposizione avviene con maggiore rapidità. Le infiorescenze gessose sono molto sensibili alle correnti d'aria, che possono influenzare il movimento capillare delle acque che le alimentano. In generale, infatti le infiorescenze si sviluppano controvento, dato che in quella direzione è massima l'evaporazione.

Un altro tipo del tutto particolare di infiorescenze gessose (limitato alle sole grotte attive in ambiente temperato umido e tropicale) è quello che permette lo sviluppo di aggregati cristallini di gesso sopra le concrezioni attive di carbonato di calcio (fig. 14.2) e questo avviene ad opera della stessa acqua di alimentazione.

La cosa interessante è che, in questo caso, le infiorescenze gessose si sviluppano anche se l'acqua di alimentazione viene contestualmente impoverita di  $\text{Ca}^{2+}$  a causa della concomitante precipitazione del carbonato di calcio, cosa che avrebbe, almeno in teoria, dovuto impedire alla soluzione di diventare sovrassatura rispetto al gesso. La spiegazione di questo fenomeno (illustrato in fig. 14.1) è fornita dal fatto che la composizione chimica delle soluzioni che alimentano rispettivamente le concrezioni di calcite e le infiorescenze di gesso sono differenti tra loro. La prima, infatti, scorre rapidamente, mentre solo una sua minima parte è continuamente trasportata dalla capillarità su punti prominenti dove evapora diventando così sovrassatura rispetto al gesso (fig. 14.1, B1).

Lo studio di queste particolari infiorescenze che si

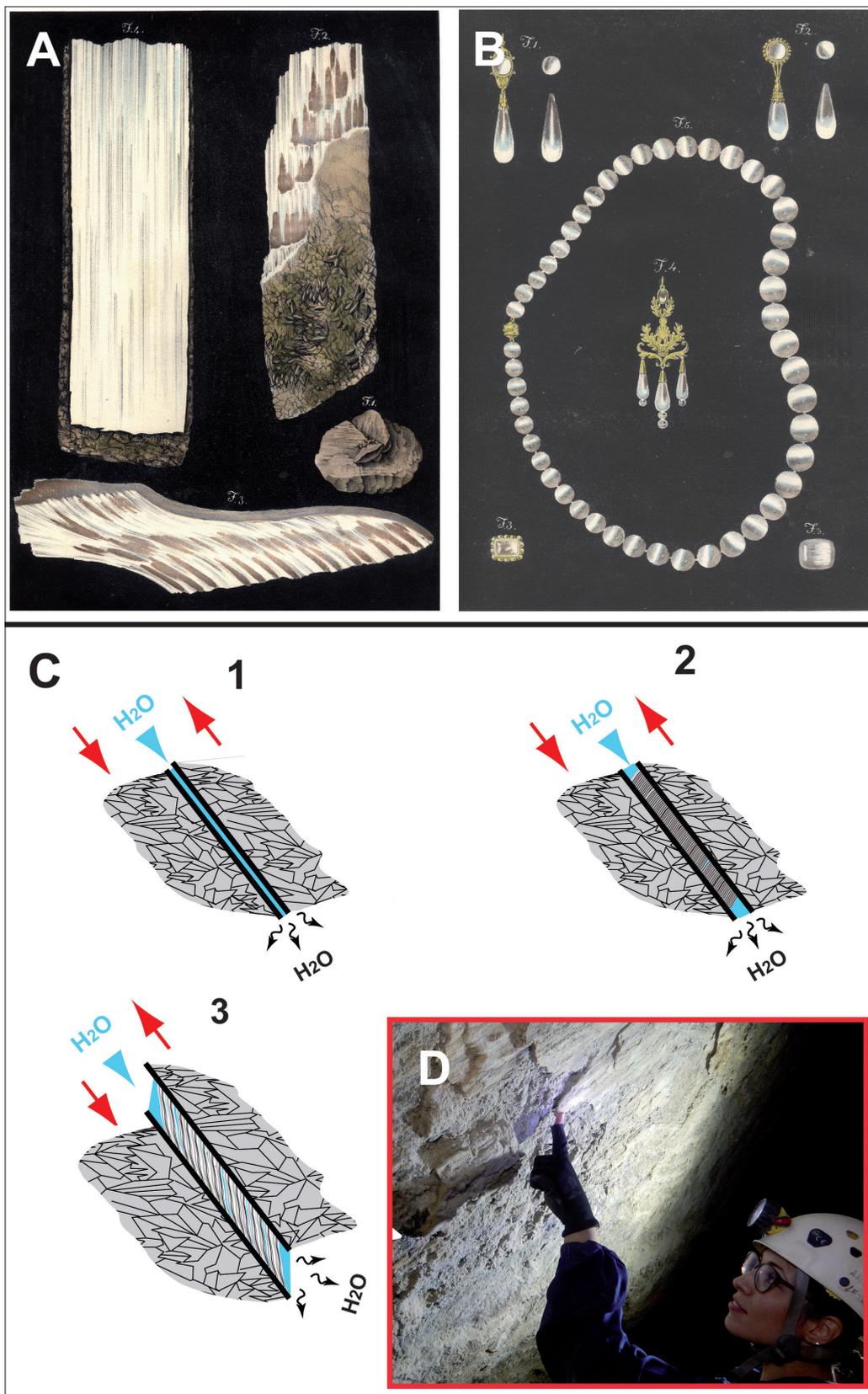


Fig. 13 – A) Tavola raffigurante campioni di sericolite provenienti dalle cavità naturali di Monte Rocca (Zola Predosa, Bologna) (da SANTAGATA 1836); B) differenti gioielli realizzati con la sericolite di Monte Rocca (Da SANTAGATA 1836); C) Meccanismo di formazione della sericolite: l'acqua che scorre all'interno della frattura (1) solubilizza il gesso e quindi, per lenta evaporazione, deposita il gesso sotto forma di sottili fibre, perpendicolari ai due lembi di roccia (2), che il progressivo lento scivolamento di un lembo rispetto all'altro fa sì che si allungino e tendano progressivamente a divenire paralleli alla direzione del movimento stesso (3); D) sericolite che si è sviluppata all'interno di un piano di faglia e quindi è stata messa in evidenza dalla caduta della porzione rocciosa a destra (Foto M. Vattano).

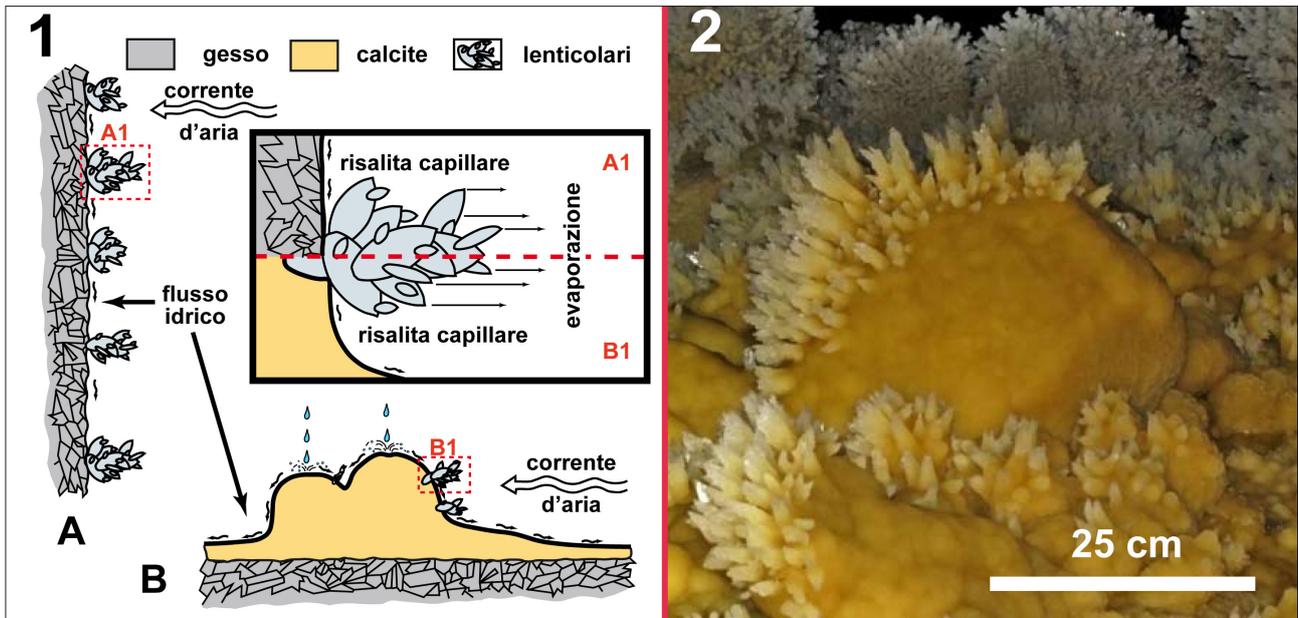


Fig. 14 – 1) Lo sviluppo dei coralloidi è sempre indotto da risalita capillare ed evaporazione che permette alla soluzione, originariamente sottosatura rispetto al gesso, di divenirne invece progressivamente sovrasatura; 2) Grotta sorgente del Rio Basino (Vena del Gesso romagnola): infiorescenze su concrezione di calcite (Foto P. Lucci).

sviluppano sopra le concrezioni attive di carbonato di calcio, ed in particolare il fatto che i processi che portano alla deposizione simultanea dei due minerali sono differenti (degassamento per il carbonato di calcio ed evaporazione per il gesso) hanno reso possibile l'effettuazione di osservazioni paleoclimatiche e paleoambientali di cui si parlerà più avanti.

### *I cristalli di gesso peculiari*

Nella grande varietà di cristalli che si sviluppano nelle grotte in gesso ce ne sono alcuni assolutamente peculiari (spesso anche dal punto di vista genetico) (tab. 2).

#### *Gli aggregati microcristallini lungo i piani di sfaldamento principali*

Molto spesso quando in grotta sono esposti gruppi di grandi cristalli di gesso, questi presentano degli aggregati microcristallini secondari di colore bianco candido (fig. 15A), che si sviluppano esattamente lungo i piani di sfaldamento principali (010) che si erano leggermente divaricati, come conseguenza di rilascio

tensionale.

Questi aggregati microcristallini si sviluppano perché durante i periodi umidi la condensazione avviene più facilmente all'interno delle strette fessure formatesi lungo i piani di sfaldamento (fig. 15 B-D) piuttosto che sulla superficie esterna e piatta del cristallo. Il gesso non si dissolve sulle superfici cristalline piane, perché la superficie risulta estremamente liscia e del tutto priva di porosità, facendo sì che lo strato limite sia molto sottile e limitando nel contempo il trasporto, quindi inibendo la solubilizzazione del gesso. L'acqua che si trova ad intimo contatto con il gesso nelle fessure intracristallini e tra i cristalli è invece in grado di portare in soluzione il minerale, diventando rapidamente satura. Quando, durante periodi in cui la condensazione diminuisce, l'umidità relativa dell'atmosfera di grotta cala sotto il 100% (in particolare in zone con correnti d'aria fredda e secca), predomina l'evaporazione, richiamando per capillarità l'acqua satura dalle zone più profonde delle spaccature stesse. Questo processo fa sì che il gesso microcristallino si

Tipo di cristalli	Meccanismo genetico
Aggregati microcristallini lungo i piani di sfaldamento (naturali) e su graffiti (incisioni antropiche)	Condensazione accentuata all'interno di strette fessurazioni, quindi risalita capillare ed evaporazione
Cristalli prismatici su stalattiti di gesso	Ossidazione del H <sub>2</sub> S dove non è possibile un tamponamento dell'acidità
Monete di gesso trasparente	Lenta evaporazione ed impedimento sterico

Tab 2 – Cristalli di gesso peculiari e loro meccanismo genetico (per le citazioni ai lavori originali si veda CALAFORRA, FORTI 2021).

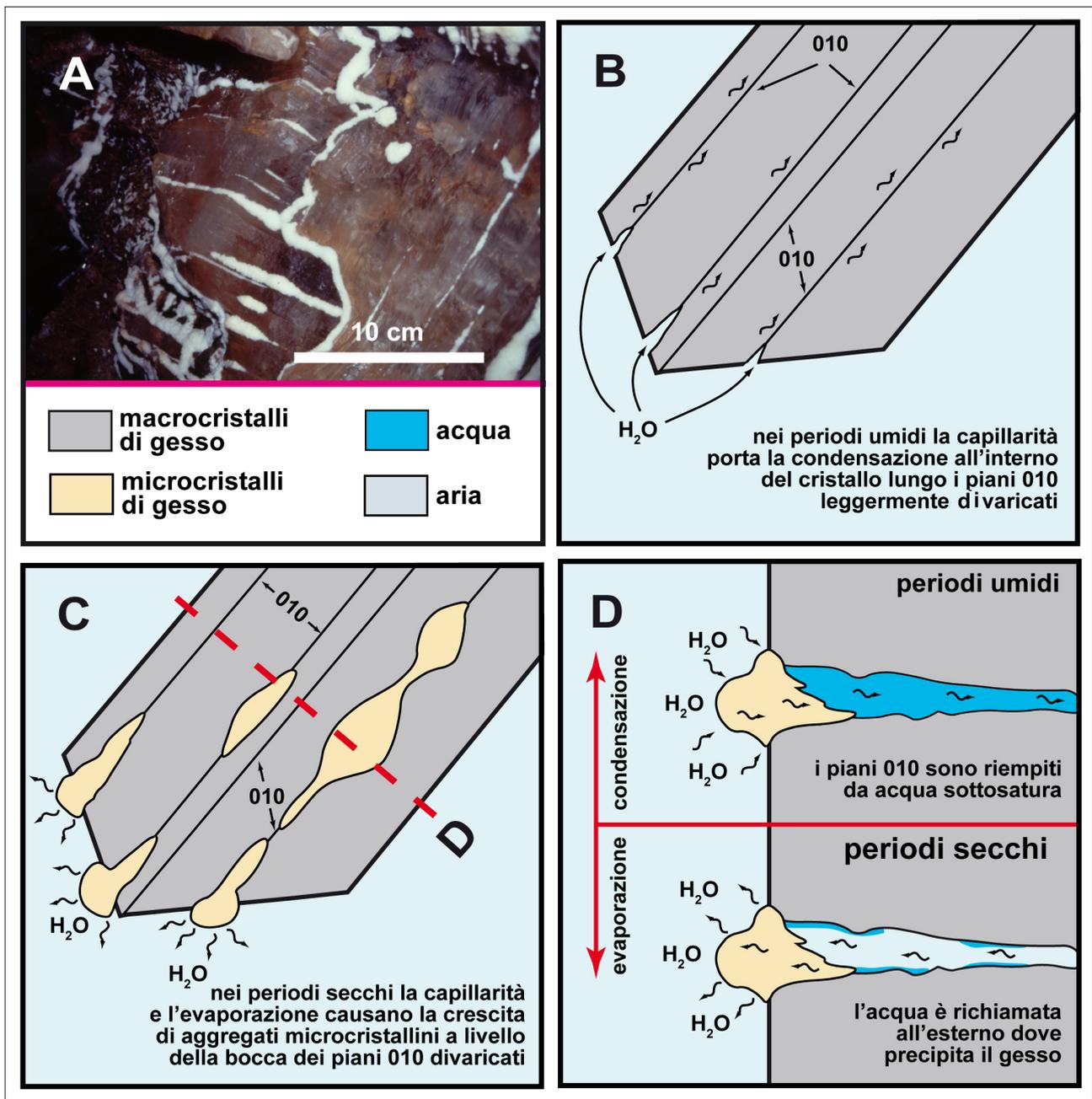


Fig. 15 – A) Grotta del Re Tiberio (Vena del gesso romagnola): grandi cristalli di gesso con candidi aggregati microcristallini che si sono sviluppati lungo i piani di sfaldamento 010 e quelli di contatto intercristallini (Foto P. Lucci); B-C-D movimenti dell'acqua controllati dai processi di condensazione-capillarità ed evaporazione e la conseguente evoluzione degli aggregati (da CALAFORRA, FORTI 2021).

depositi esclusivamente all'imbocco di queste fenditure, dando così luogo alla formazione di aggregati BIANCHI disposti esattamente lungo il piano di sfaldamento (fig. 15C-D).

In realtà la formazione degli aggregati microcristallini appena descritti non è limitata solo ai piani di sfaldamento principali dei grandi cristalli di gesso ma è diffusa anche alle pareti di roccia su cui sono esposti cristalli di taglia media (5-10 cm) e, più raramente, anche piccola (2-5 cm). In questo caso, però non sono i piani di sfaldamento le discontinuità lungo cui gli

aggregati si sviluppano, ma i piani di contatto tra i differenti cristalli che compongono la roccia, soprattutto quando al loro interno vi sono sottili veli di argilla che possono favorire l'accumulo di acqua di condensazione e/o di flusso superficiale.

Anche le incisioni prodotte da un oggetto acuminato su una parete liscia di gesso creano un ambiente ideale in cui si attiva la condensazione quando l'atmosfera di grotta è satura di umidità (fig. 16.3A). Come nel caso precedentemente descritto, anche questa soluzione arricchita di solfato di calcio, risale per capillarità ver-

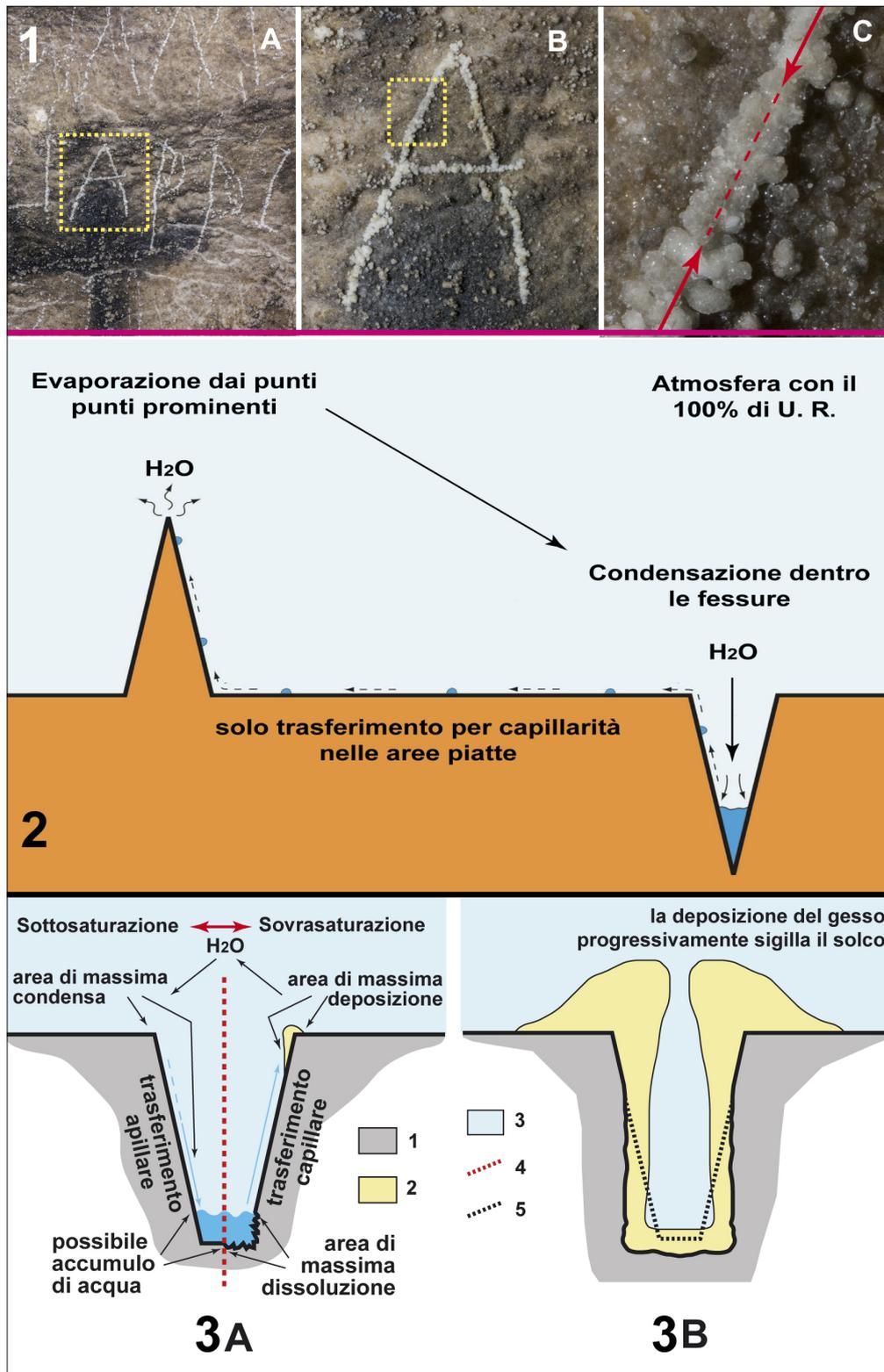


Fig. 16 – Grotta di Re Tiberio (gessi Romagnoli): 1: A) graffiti lungo la galleria principale; B) ingrandimento dell'area riquadrata in giallo di A; C: ingrandimento dell'area riquadrata di giallo in B dove è possibile notare le due infiorescenze di neoformazione: la linea tratteggiata rossa indica dove l'infiorescenza attuale presenta ancora un avvallamento che marca l'originale presenza del solco dovuto al graffito (Foto P. Lucci); 2) su una superficie, in contatto con un'atmosfera saturata di vapor acqueo, vi sono luoghi in cui l'evaporazione e la condensazione sono attive contemporaneamente, mantenendo così invariata la concentrazione di umidità relativa (da Badino et al., 2011, modificato); 3A) sezione schematica di un solco con evidenziati i processi che avvengono rispettivamente durante la condensazione e la successiva evaporazione: 1) roccia gessosa; 2) gesso di neoformazione 3) atmosfera di grotta; 4) passaggio da condensazione (a sinistra) a condensazione (destra); 5) sezione originaria del solco. B: la deposizione del gesso tende progressivamente a sigillare il solco originario (da FORTI *et alii* 2019, modificato).

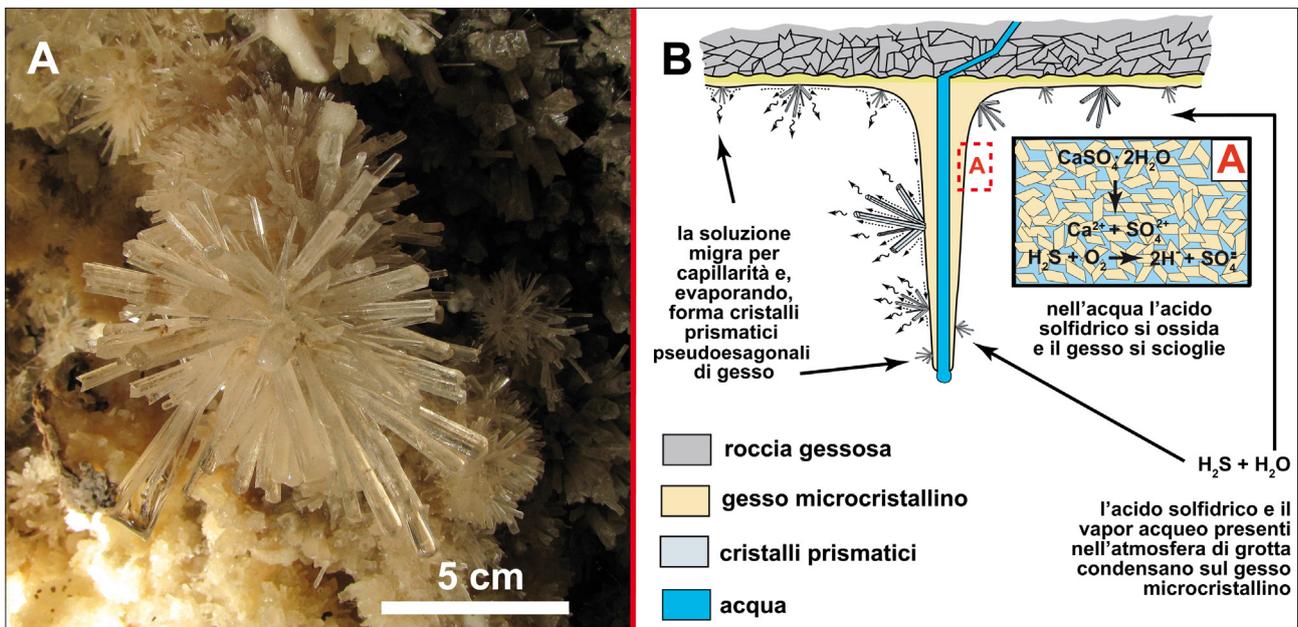


Fig. 17 – A) Grotta della Befana (gessi Emiliani): particolare dei prismatici di gesso cresciuti su una stalattite sempre di gesso (Foto: Piero Lucci); B) Meccanismo che ha permesso la formazione dei cristalli prismatici (da Calaforra & Forti 2021).

so il bordo superiore dell'incisione dove evapora formando un deposito prominente rispetto alla superficie planare della parete di gesso. In questo modo si innesca un processo autocatalitico che in breve tempo porta alla formazione di due depositi lineari lungo i due bordi dell'incisione (fig. 16.3B), che però presto si saldano tra loro formando un'unica infiorescenza che sigilla l'incisione stessa.

Il fenomeno della condensazione/evaporazione in condizioni di saturazione rispetto al vapore acqueo è attivo anche se le incisioni sono abbastanza ampie (fino a qualche cm). Questo fatto è ben dimostrato all'interno delle grotte in gesso che sono state oggetto di estrazione del *lapis specularis* al tempo dei romani: nel caso della Grotta della Lucerna nei gessi romagnoli, infatti, le profonde e centimetriche incisioni delle pareti di gesso causate dai picconi utilizzati per l'estrazione dei grandi cristalli, nell'arco di quasi due millenni sono state completamente ricoperte da uno spesso strato di infiorescenze. Questo particolare fenomeno è presente e attivo anche in ambiente carbonatico, ma per la minore solubilità della calcite è molto meno efficace; al contrario in ambiente gessoso, le incisioni prodotte sono molto più profonde (il gesso è molto più tenero della calcite) e inoltre, data l'elevata solubilità del solfato di calcio, la quantità di gesso che va in soluzione è maggiore. Pertanto, questo meccanismo (fig. 16.1) nelle grotte in gesso è molto efficiente, tanto da permettere lo sviluppo di infiorescenze di gesso in un breve lasso tempo (pochi anni).

#### *I cristalli prismatici sopra stalattiti di gesso*

Come già precedentemente detto, lo sviluppo delle infiorescenze di gesso sia sulle pareti di roccia gessosa sia sulle concrezioni di carbonato di calcio è abbastanza comune nelle grotte delle aree caratterizzate da un clima temperato umido. Tuttavia, fino a poco tempo addietro, non vi erano state segnalazioni di cristalli di gesso euedrali cresciuti su stalattiti di gesso. Recentemente, però, geminati pseudo-esagonali allungati (comunemente chiamati dagli speleologi "prismatici") sono stati documentati in due grotte dell'Emilia-Romagna.

Dato che, come già accennato precedentemente, i cristalli prismatici, per potersi sviluppare, richiedono un'energia di cristallizzazione più alta di quella necessaria ai lenticolari (fig. 12), è evidente che il meccanismo che sovrintende lo sviluppo di questi cristalli deve essere differente da quello che permette lo sviluppo delle normali infiorescenze costituite appunto da lenticolari. Ambedue le grotte, in cui sono stati osservati i prismatici (fig. 17A), ospitano al loro interno piccole scaturigini di acqua solfurea anche se le stalattiti, che si trovano molto vicine alla superficie esterna, vengono alimentate esclusivamente, e per periodi di tempo limitati agli eventi piovosi, da acqua di infiltrazione meteorica.

Ed è probabilmente proprio la combinazione dell'alimentazione saltuaria delle stalattiti con la presenza costante di acqua solfurea, che scorre sotto di loro, ad aver permesso lo sviluppo dei cristalli prismatici (fig. 17B). Durante i periodi secchi, che sono relativamen-

te lunghi, la condensazione di acqua e la diffusione di  $H_2S$  in essa sulla superficie delle stalattiti di gesso innesca, infatti, l'ossidazione di questo gas ad acido solforico senza che possa intervenire una sua rapida diluizione o addirittura dilavamento ad opera di un flusso di alimentazione meteorica attivo sulla superficie esterna delle stalattiti. Pertanto l'evaporazione, anche se scarsa, non fa altro che aumentare la concentrazione dello ione solfato (sotto forma di  $H_2SO_4$ ) e quindi si realizza una condizione di sovrasaturazione più alta del normale, con conseguente formazione di cristalli prismatici invece che di normali lenticolari.

#### Le monete di gesso

È l'ultima scoperta effettuata all'interno della Grotta del Re Tiberio e, almeno per ora, questi particolari

cristalli di gesso sono esclusivi di tale cavità. Nella galleria iniziale, ai piedi di una piccola frattura riempita di argilla, sono stati osservati dei particolari cristalli di gesso a forma cilindrica fortemente schiacciata, tanto da ricordare la forma di monete (Fig. 18.1).

Le "monete" si sono chiaramente sviluppate all'interno dell'argilla, molto imbibita d'acqua e quindi assai plastica, presente nella frattura. Prima di parlare della loro genesi va innanzitutto notato che la forma perfettamente circolare della loro circonferenza, anche se non certo comune, è quella che teoricamente ci si deve aspettare per cristalli lenticolari cresciuti senza interferenze e condizionamenti da parte dell'ambiente esterno. I due fattori principali che ne hanno permesso la genesi e lo sviluppo sono i seguenti: i) bassa sovrasaturazione dovuta alla lenta evaporazio-

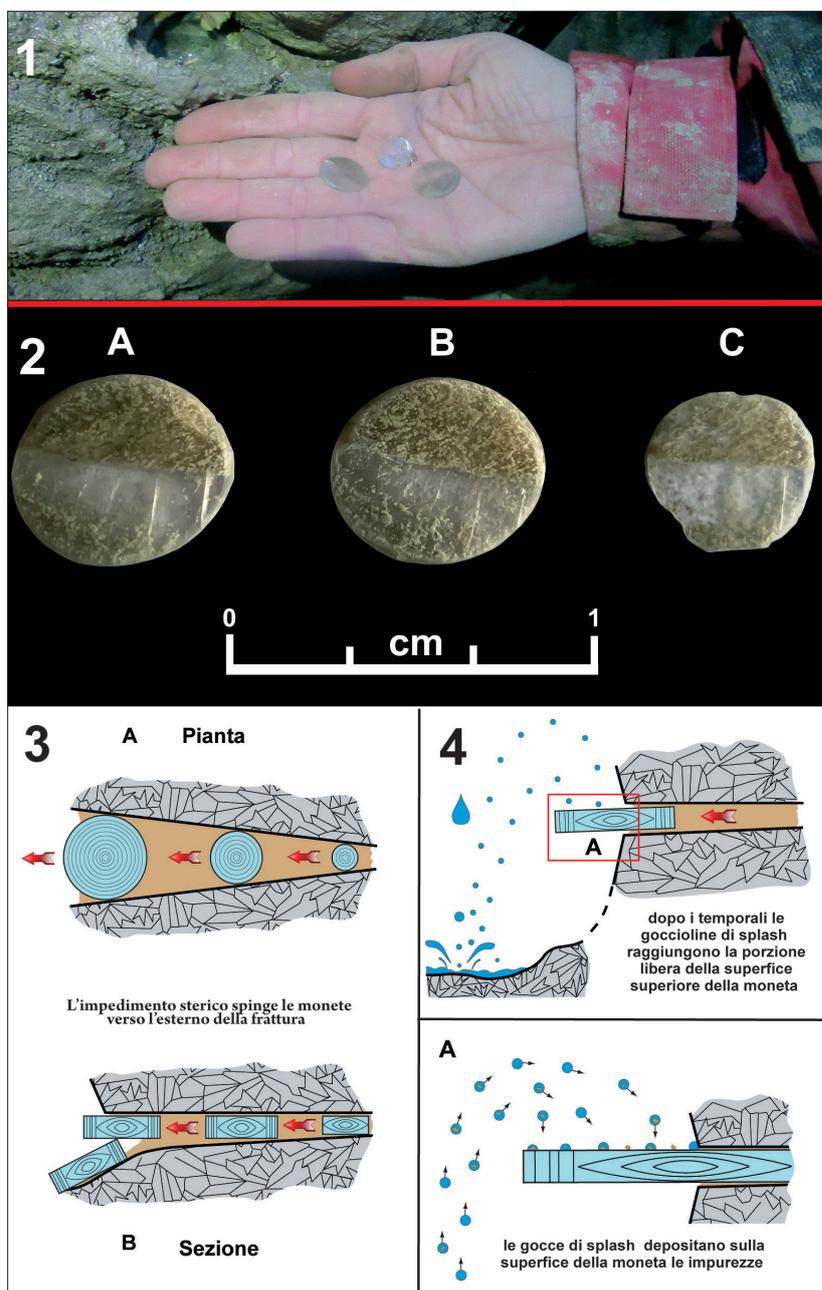


Fig. 18 – 1) Grotta del Re Tiberio (gessi Romagnoli): le "monete di *lapis specularis*" appena estratte dal piede della fenditura in cui si erano sviluppate (Foto M. Ercolani); 2) dettaglio delle tre monete (A:  $\Phi$  16,5-18 mm; B:  $\Phi$  16x17 mm; C:  $\Phi$  14x14 mm), che evidenziano come la metà della loro superficie superiore sia parzialmente costituita da molti piccoli granuli di impurezze, mentre l'altra metà ne evidenzia molto meno (Foto M. Ercolani); 3) Rappresentazione schematica della migrazione delle "monete di lapis" all'interno della frattura (A) e del loro successivo accumulo fuori dalla frattura (B) a seguito delle spinte dovute all'impedimento sterico; 4) Le piccole gocce, che si formano per l'impatto dello stillicidio al suolo, raggiungono la superficie della moneta esposta fuori dalla frattura in cui si era sviluppata (da CALAFORRA, FORTI 2021).

ne dell'acqua intrappolata nel riempimento di argilla; ii) impedimento sterico causato dalla geometria delle pareti della frattura.

Durante questo processo la moneta di gesso non si è potuta saldare alle pareti con cui era venuta in contatto perché le nuove molecole di gesso avrebbero dovuto avere una diversa orientazione rispetto a quelle del cristallo stesso, ma questo non era compatibile con l'accrescimento per epitassia. Sempre l'impedimento sterico ha causato la lenta estrusione delle monete dalla fessura di mano in mano che aumentavano di diametro (fig. 18.3A): in questo caso la lubrificazione favorita dalla presenza di argilla quasi liquefatta ha chiaramente facilitato il processo. Quando poi le monete erano fuoriuscite per oltre la metà dalla frattura in cui si erano sviluppate cadevano per gravità impilandosi al piede della frattura stessa (fig. 18.3B).

### **Gli altri minerali secondari di grotta dei gessi dell'Emilia-Romagna**

Attualmente le grotte in gesso e anidrite di tutto il mondo ospitano solamente 33 minerali di grotta più tre tipi di composti amorfi, numero che è inferiore di oltre un ordine di grandezza rispetto a quello dei minerali secondari che sono stati osservati negli altri tipi di cavità (siano esse grotte in rocce carbonatiche, in basalti o in altri, più rari, litotipi). Il motivo di questa scarsa variabilità composizionale che si riscontra nelle grotte solfatiche è dovuto innanzitutto a due fattori: i) la roccia gessosa è in generale assai pura; 2) le grotte sono essenzialmente epidermiche e spesso i loro bacini di alimentazione sono piccoli e generalmente impostati su formazioni impermeabili di scarsa variabilità mineralogica.

Detto questo però, le cavità in gesso ospitano anche alcuni minerali molto rari: in particolare sei di essi sono esclusivi di questo ambiente e due di questi sono stati osservati in grotte dell'Emilia Romagna.

Il gruppo degli ossidi-idrossidi è quello che contiene il maggior numero di minerali (5: ematite, ghiaccio, goethite, jarosite, lepidocrocite) seguito dai solfati con 4 (celestina, epsomite, gesso, e mirabilite), dai silicati con 3 (clinocloro, ancora oggi esclusivo di una grotta dell'Alta Val di Secchia, opale e quarzo), dai carbonati con 2 (calcite, dolomite), per finire con un alogenuro (la cloromagnesite, rinvenuto soltanto in una grotta dei Gessi bolognesi) ed un elemento nativo (lo zolfo). Di seguito descriviamo alcuni dei minerali più interessanti nell'ambiente di gesso.

#### ***Gli ossidi di ferro e manganese***

Gli ossidi-idrossidi di Fe e Mn, spesso amorfi o poco cristallini, sono molto comuni nelle grotte in gesso dove formano normalmente sottili croste sia sopra

concrezioni attive che direttamente sulla roccia gessosa. I meccanismi di formazione di questi depositi, normalmente poco appariscenti, possono variare da grotta a grotta.

Nella Grotta Novella nei Gessi bolognesi gli ossidi-idrossidi di Fe e Mn sono presenti come sottili croste superficiali o anche come piccoli strati all'interno delle colate di carbonato di calcio. Quest'ultimo deriva dalla dissoluzione incongruente, oltretutto dalla percolazione di acque contenente tracce di  $\text{CaCO}_3$  disciolta. L'origine degli ossidi di Fe e Mn, invece, è stata fatta risalire all'azione di disboscamenti massivi e/o incendi successivi che periodicamente (negli ultimi secoli) hanno distrutto i boschi sopra le grotte. Le ceneri ricche di Fe e Mn hanno reagito con le acque di precipitazione meteorica all'interno del suolo pedologico ricco in sostanze organiche che, ossidandosi, riducono il Ferro e il Manganese a ioni bivalenti, i cui sali sono molto solubili. La percolazione ha portato quindi questi ioni all'interno della grotta, dove però immediatamente sono stati ossidati, con conseguente formazione di croste nere.

Nella Grotta Pelagalli (Gessi bolognesi), in una piccola saletta sviluppatasi al contatto con un potente interstrato marnoso, si sono sviluppate stalattiti rosse e stalagmiti rosso-brune (fig. 19A) in cui i livelli ad ossidi-idrossidi di Fe e Mn sono largamente prevalenti. Queste concrezioni sono anche le uniche, fino ad oggi note, in cui sono stati trovati ben tre differenti minerali di ferro ben cristallizzati: ematite, goethite e lepidocrocite.

L'evoluzione di queste concrezioni (fig. 19B) è stata controllata dai parametri ambientali davvero poco comuni che possono essere sintetizzati come segue: i) presenza in superficie di una piccola pozza d'acqua permanente, tipo marcita, al cui fondo si erano realizzate condizioni fortemente riducenti che quindi permettevano concentrazioni alte di  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Mn}^{2+}$  in soluzione, ii) la presenza, sotto questa pozza, di un interstrato subverticale di argille e marne che la metteva in collegamento capillare diretto con l'ambiente di grotta in cui si sono sviluppate le concrezioni, permettendo così alla soluzione ricca in  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Mn}^{2+}$  di raggiungere il vuoto senza subire ossidazione e; iii) il clima relativamente secco e caldo della grotta che ha permesso una rapida ossidazione degli ioni rispettivamente a  $\text{Fe}^{3+}$  e  $\text{Mn}^{4+/6+}$ , con conseguente deposizione dei relativi ossidi-idrossidi.

#### ***I carbonati***

Il terzo gruppo per numero di minerali è quello dei carbonati, dove oltre alla calcite, estremamente comune nelle grotte degli ambienti temperati umidi (per dissoluzione incongruente), vi è anche la stessa

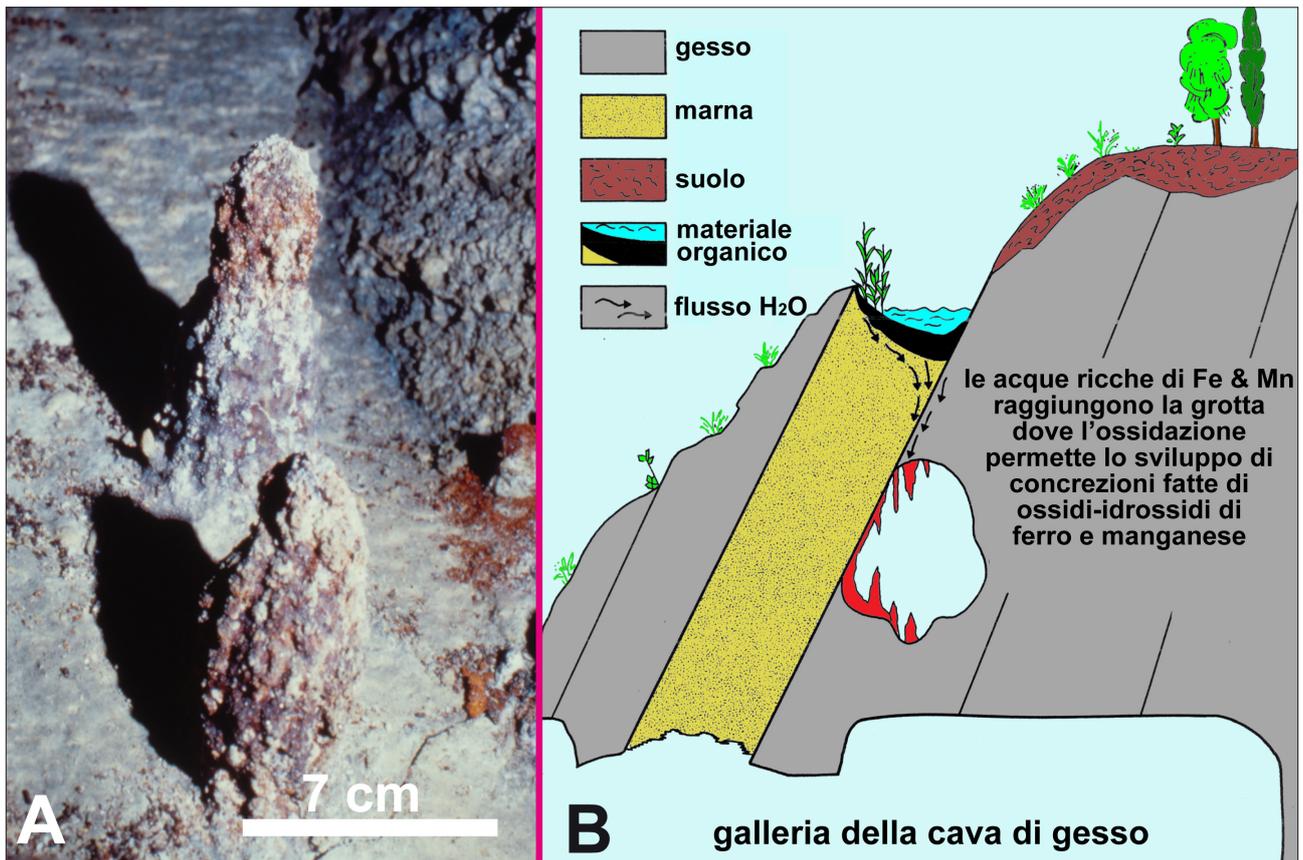


Fig. 19 – Grotta Pelagalli (gessi Bolognesi): A) due delle stalattiti a prevalenza di Fe e Mn (Foto P. Forti); B) le condizioni al contorno che hanno permesso la deposizione di queste concrezioni poliminerali (da CALAFORRA, FORTI 2021).

dolomite. Quest'ultimo minerale, praticamente puro, è stato osservato per la prima volta come piccoli depositi di moonmilk bianco-grigiastro (fig. 20A) sulle pareti di una galleria a non molta distanza dall'ingresso della Grotta della Spipola nei Gessi bolognesi. Un'analisi al microscopio elettronico ha dimostrato come questo moonmilk fosse costituito da minuscoli cristallini sub-euedrali di dolomite.

Il magnesio, necessario alla formazione di questo minerale, deriva dagli interstrati marnosi-argillosi presenti nella formazione gessosa, il calcio dalla dissoluzione del gesso, e infine la  $\text{HCO}_3^-$  dalla diffusione della  $\text{CO}_2$  dall'atmosfera al film d'acqua sulla parete gessosa. La genesi del moonmilk è stata chiaramente indotta da un periodo di siccità eccezionale, che ha causato un forte abbassamento dell'umidità relativa nella galleria in questione, tanto da richiamare per capillarità soluzioni intrappolate, da un lungo tempo, nei piani di contatto tra i vari cristalli di gesso, e causarne l'evaporazione totale. Non appena però, con le prime piogge, si sono riinstaurate le condizioni di normale umidità relativa, e quindi di flusso laminare di acqua sulle pareti, tutti i depositi di dolomite sono stati ridisciolti o comunque dilavati.

Un secondo ritrovamento è avvenuto, più recentemente, nel sistema carsico Rio Stella-Rio Basino (Vena del Gesso romagnola) all'interno di ammassi pulverulenti biancastri (fig. 20B) che si trovano su massi di crollo lungo il torrente a pochi metri dall'ingresso del Rio Basino (FORTI, LUCCI 2010).

In questo caso la dolomite non era pura come nella Spipola, ma risultava essere un componente minoritario della polvere formata quasi totalmente da strutture di microorganismi. In questo caso, quindi, la genesi della dolomite sembra essere stata mediata da attività batterica. Lo ione calcio proviene dall'ambiente gessoso, mentre lo ione magnesio dal dilavamento degli interstrati marnoso-argillosi. Anche nel caso del Rio Basino i depositi pulverulenti con dolomite non sono permanenti, essendo distrutti ogniqualvolta il fiume sotterraneo va in piena.

### I solfati

Oltre ovviamente al gesso, altri 3 solfati sono stati segnalati come minerali di grotta in ambiente gessoso: la celestina, l'epsomite e la mirabilite.

L'epsomite e la mirabilite sono minerali stagionali che si sviluppano nel pieno dell'inverno in molte grotte

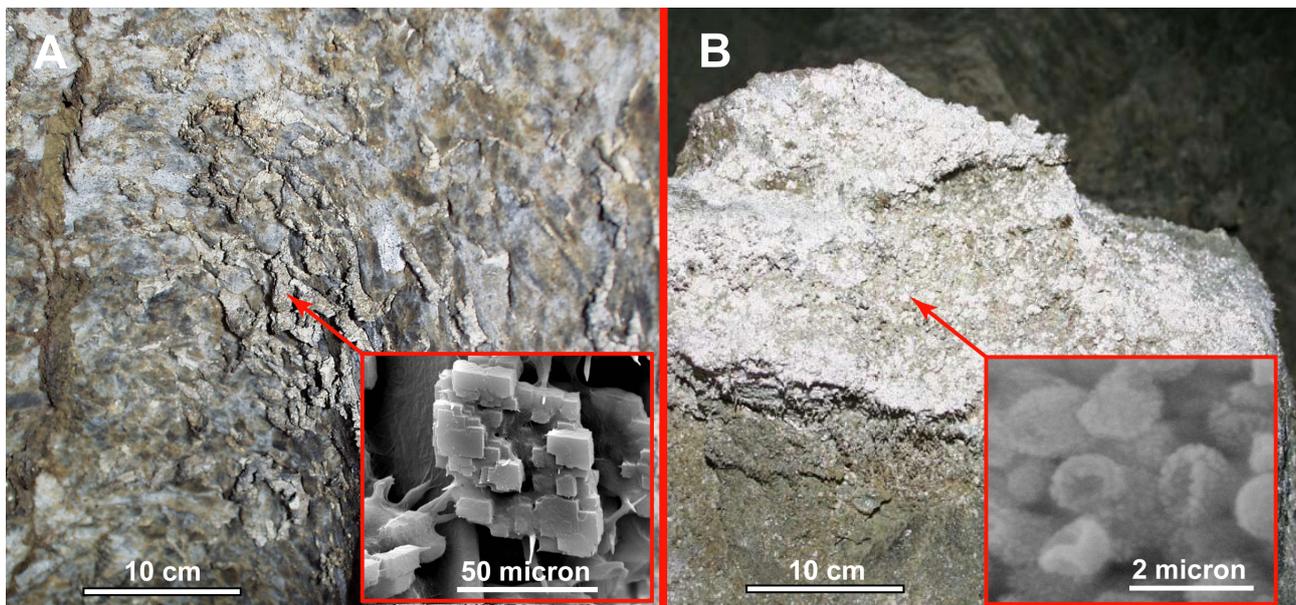


Fig. 20 – A) Grotta della Spipola: la condotta in cui si sono formate masse di moonmilk dolomitico durante un periodo di estrema siccità (Foto: Paolo Forti) nel riquadro l'immagine al SEM dei cristalli di dolomite; B) Grotta del Rio Basino: uno dei massi ricoperti dalla polvere bianca in cui si è sviluppata la dolomite (Foto: P. Lucci) nell'immagine al SEM delle colonie di batteri responsabili per la deposizione della dolomite (Foto: P. Ferrieri).

dei Gessi bolognesi. L'epsomite, noto come minerale delle grotte bolognesi da tempo (LAGHI 1806), forma fibre bianche traslucide molto sottili (meno di 0,1 mm) estremamente allungate (fino a 10-15 cm) che si sviluppano sulle superfici esposte degli interstrati argillosi-limosi o direttamente sul suolo fangoso delle grotte, dove è presente lo ione magnesio necessario alla sua formazione. Le fibre di epsomite, minerale estremamente solubile, spariscono non appena l'umidità relativa dell'atmosfera di grotta aumenta all'inizio della primavera.

La mirabilite spesso si trova associata all'epsomite anche se è molto meno comune, a causa della sua molto maggiore facilità di passare in soluzione. È infatti un composto altamente deliquescente (in grado cioè di assorbire l'acqua direttamente dall'atmosfera) e pertanto la sua presenza è limitata a un periodo molto freddo ed estremamente breve in cui l'umidità relativa nell'aria scende sotto all'80%.

Questo minerale è stato segnalato nella Grotta Michele Gortani nei Gessi di Zola Predosa: come nel caso del magnesio per l'epsomite, lo ione sodio necessario alla sua formazione proviene dagli interstrati marnosi argillosi, oltre che da aerosol marini.

#### ***I cloruri***

L'unico cloruro osservato nelle grotte dell'Emilia-Romagna è la cloromagnesite, che fu scoperta all'interno del Buco dei Buoi nei Gessi bolognesi, dove è presente come cristalli submillimetrici associata a epsomite largamente prevalente e, come quest'ultima, è sola-

mente un minerale stagionale.

La sua genesi va ricondotta all'evaporazione totale di piccoli volumi d'acqua che affiorano per capillarità dai depositi argillosi marnosi dove sono presenti in traccia gli elementi che ne rendono possibile la formazione.

#### ***I fosfati***

Sino ad oggi l'unico fosfato segnalato nelle grotte in gesso è la brushite, che forma ammassi lenticolari di materiale terroso giallastro all'interno di grossi depositi di guano non attuali, ma risalenti a un tempo passato non meglio precisato nelle prime sale della Grotta del Prete Santo.

Molti dei fosfati attualmente conosciuti come minerali di grotta (come del resto anche alcuni dei solfati, nitrati e cloruri), derivano direttamente dalle reazioni biologiche di mineralizzazione del guano (in genere di pipistrelli) che avvengono all'interno degli accumuli dello stesso, quasi senza alcun contributo da parte dell'ambiente della grotta in cui si trovano. È quindi praticamente certo che, nelle grotte in gesso, esistono molti altri fosfati che attendono solo di essere scoperti!

#### ***I silicati***

Sono tre i silicati attualmente conosciuti per le grotte in gesso dell'Emilia-Romagna: l'opale, il quarzo e il clinocloro.

L'opale è presente come piccole crosticine botrioidali disperse all'interno degli ossidi-idrossidi di Fe/Mn che

hanno dato luogo a stalattiti e stalagmiti poliminerali nella Grotta Pelagalli al Farneto (Gessi bolognesi) (fig. 19A): la sua genesi è stata indotta dall'abbassamento del pH durante le complesse reazioni biologiche che hanno causato l'alternanza di livelli di minerali di ferro e manganese a livelli di gesso o di calcite.

Il ritrovamento, forse più curioso, di silice amorfa è però avvenuto all'interno della Grotta Calindri, sempre nei Gessi bolognesi. Questa cavità è nota soprattutto per le frequentazioni umane durante la preistoria. Nella stessa sala "archeologica" sono presenti dei focolari, il cui fondo ovviamente è stato completamente alterato in maniera molto intensa dal fuoco. In particolare, alla base di uno di essi è presente una porzione di gesso molto alterato che, pur conservando quasi intatta la struttura cristallina originale, presenta una lucentezza opalescente vitrea (fig. 21) e, soprattutto, una durezza assolutamente inaspettata: non solo non è possibile scalfirlo con l'unghia ma addirittura una punta d'acciaio lo fa con molta difficoltà.

Una sua sezione verticale ha permesso di evidenziare come l'alterazione abbia interessato la roccia gessosa per circa 15-20 mm di spessore e che la colorazione bianco latte parta immediatamente sopra il gesso non alterato ma, a circa 1 mm dalla superficie esterna, si interrompa bruscamente e l'ultimo millimetro circa di roccia sia costituito da un sottile strato compatto di gesso macrocristallino, quasi perfettamente trasparente. In tutto il campione, la sola fase cristallina presente è quella del gesso, mentre al microscopio elet-

tronico è stato possibile evidenziare come l'intervallo bianco latte sia costituito da gesso pseudomorfo su anidrite, e la parte più esterna e trasparente sia costituita da gesso macrocristallino. Quest'ultimo, però, ha inglobato piccole lamelle con superficie botrioidale e fratture da disidratazione, chiaramente riferibili a silice amorfa (opale).

L'evoluzione di questo gesso, dalle caratteristiche morfologiche e fisiche del tutto particolari, è iniziato dall'azione termica esercitata dal fuoco, che ha causato la "cottura" dello stesso, inducendone una disidratazione totale, per uno spessore di almeno 2 cm, con conseguente formazione di una polvere incoerente di cristallini di anidrite. Una volta abbandonato il focolare, la condensazione ha avviato un lento processo di ri-idratazione dell'anidrite che, progressivamente, si è trasformata in gesso, mantenendo però quasi inalterata la sua struttura, formando quello che si definisce un "gesso pseudomorfo su anidrite". Sopra il gesso cotto, però, vi erano anche residui di cenere e frustuli di carbone che, in contatto con l'acqua di condensa e/o di stillicidio, hanno ovviamente dato luogo a soluzioni leggermente basiche, che hanno solubilizzato una certa quantità di silice dai sedimenti argillosi ubiquitari in quell'area. Fintantoché le soluzioni si sono mantenute basiche, la presenza di silice in soluzione non ha causato alcun problema al processo di idratazione dell'anidrite, ma quando tutta la cenere è stata dilavata, e quindi il pH della soluzione è ritornato neutro, la silice in eccesso ha iniziato a precipitare, forman-

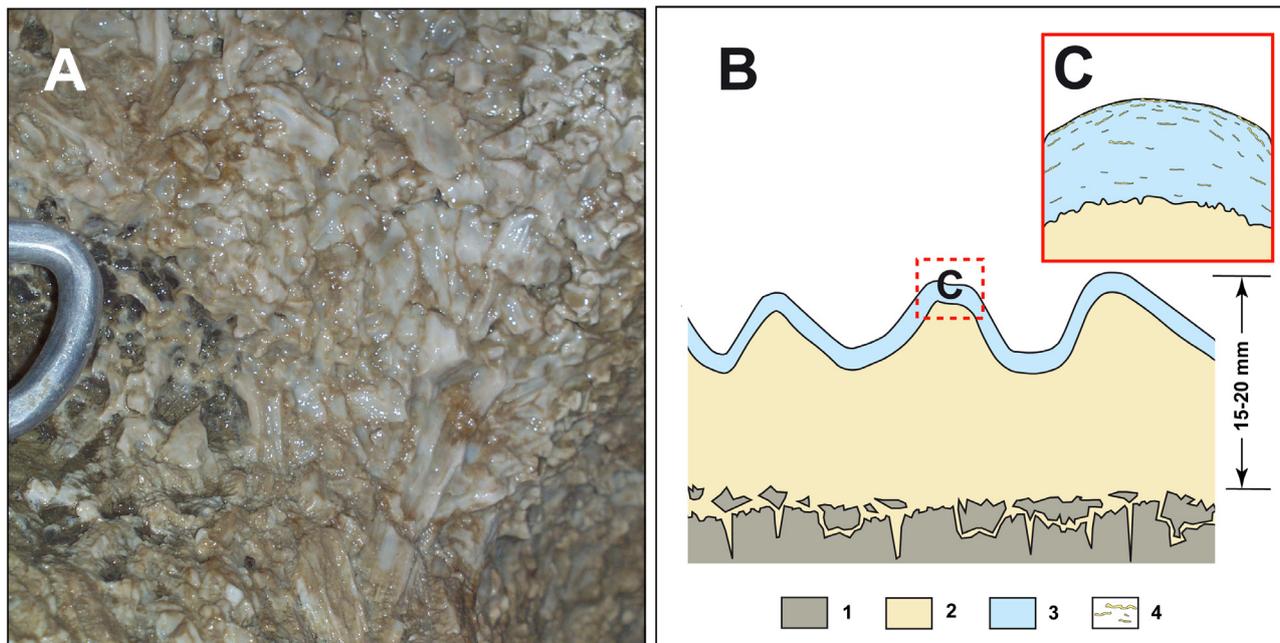


Fig. 21 – Grotta Serafino Calindri (gessi Bolognesi): particolare del gesso opalescente al fondo del focolare (Foto Paolo Forti); B) sezione schematica del gesso opalescente per evidenziarne la porzione inalterata (1) su cui si trova uno strato di 1,5-2 cm di gesso pseudomorfo su anidrite (2) alla cui sommità si è sviluppato un livello di 0,5-1 mm di gesso macrocristallino ialino (3) in cui sono presenti, soprattutto verso la sommità, sottili lamelle di silice amorfa (4), queste ultime responsabili dell'anomala durezza di questo gesso. (da CALAFORRA, FORTI 2021),

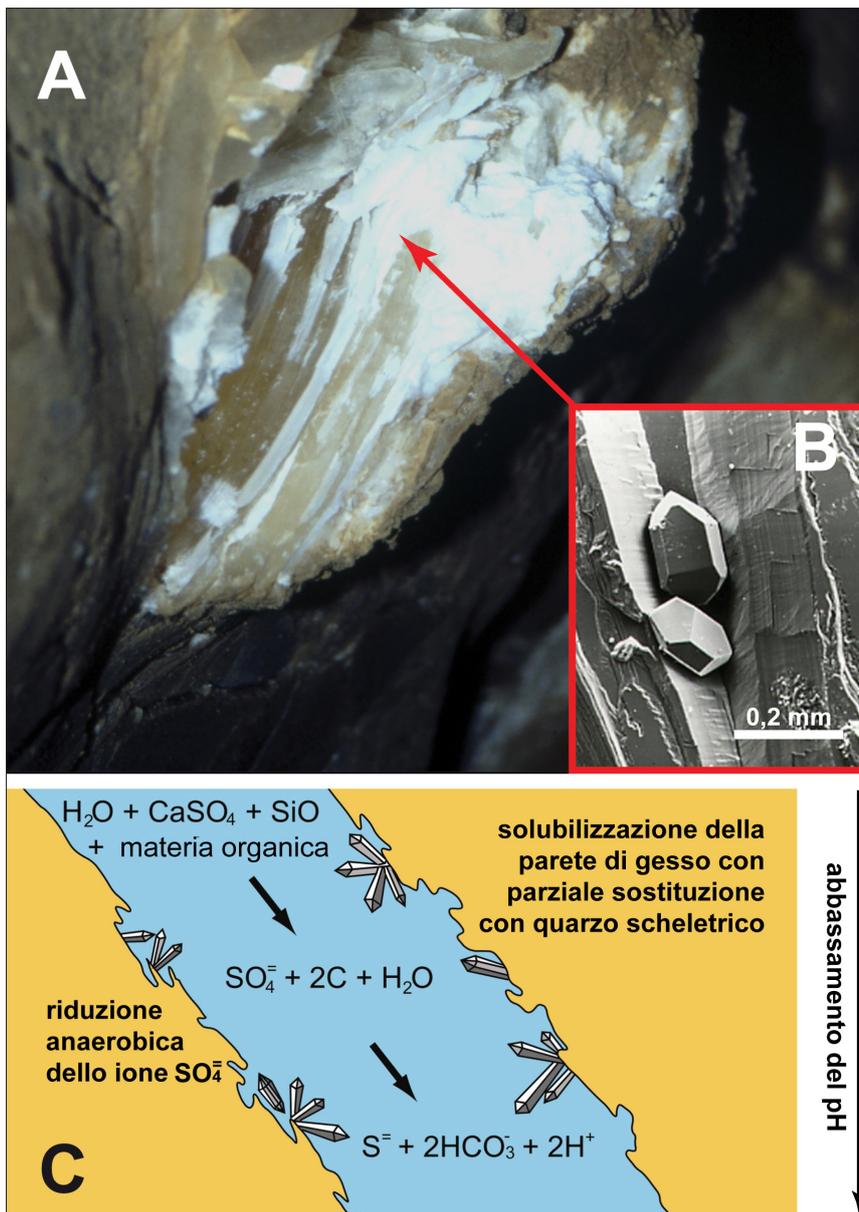


Fig. 22 – A) Grotta Carlo Azzali (Vena del Gesso romagnola): grande cristallo di gesso parzialmente ridisciolti con contemporanea deposizione di aggregati di quarzo eudrale (Foto P. Forti); B) immagine al microscopio elettronico di una coppia di cristalli di quarzo che sono cresciuti sopra quello di gesso parzialmente ridisciolti (Foto: Paolo Ferrieri); C) meccanismo genetico che ha permesso la formazione dei cristalli di quarzo sopra i cristalli di gesso in dissoluzione (da CALAFORRA, FORTI 2021).

do sottili crosticine che venivano progressivamente inglobate nel gesso, conferendo a questa superficie la durezza eccezionale riscontrata.

Infine, cristalli eudrali millimetrici di quarzo, spesso aggregati in strutture scheletriche (fig. 22 A e B), sono stati trovati a ricoprire parzialmente dei grandi cristalli di gesso parzialmente ridisciolti all'interno della Grotta Carlo Azzali nella Vena del Gesso romagnola. La cosa notevole è che lo sviluppo di questo quarzo è avvenuto a bassa temperatura (sicuramente inferiore ai 40-50°C), perché il gesso sottostante non è stato minimamente trasformato in anidrite, che è la fase stabile per il solfato di calcio oltre quelle temperature. In questo caso la  $SiO_2$  necessaria derivava probabilmente dall'alterazione della selce, presente in molti dei depositi sedimentari all'interno delle grotte e provenienti dalle litologie che si trovano a monte degli affioramenti gessosi, mentre la deposizione del

quarzo invece al posto del più comune opale è stata spiegata come conseguenza della riduzione anaerobica, in ambiente totalmente sommerso, dei solfati in soluzione ad opera di acque di percolazione lenta, ricche in materiale organico (fig. 22C). L'ossidazione della materia organica, a spese degli ioni solfati che si riducono, produce infatti una grande quantità di anidride carbonica e  $H_2S$ , abbassano il pH costringendo quindi la silice a precipitare in forma di cristalli di quarzo eudrali. Nel contempo la riduzione dei solfati a solfuri, oltre a contribuire anch'essa ad abbassare il pH, causa una sottosaturazione rispetto al gesso che quindi viene disciolto.

#### **Lo zolfo**

Lo zolfo è il solo elemento nativo presente come minerale secondario nelle grotte in gesso. Questo elemento si forma soprattutto in grotte nel gesso all'in-

terno delle quali affiorano acque con  $H_2S$  (fig. 23). In generale, l'ossidazione di questo gas porta alla formazione di acido solforico: nelle grotte in calcare il conseguente aumento di acidità viene neutralizzato dalla reazione tra questo acido e la roccia carbonatica con produzione di gesso e  $CO_2$ . La situazione è ovviamente differente nelle grotte in gesso, dove la neutralizzazione dell'eccesso di acidità non è possibile: in queste condizioni, anche una concentrazione di acido solfidrico relativamente bassa è sufficiente a causare la formazione di acido solforico, la cui concentrazione aumenta a tal punto da causare un pH talmente basso da indurre lo sviluppo di zolfo elementare.

Lo zolfo, tuttavia, è stato rinvenuto anche in grotte gessose in cui non vi è assolutamente traccia di acqua solfurea: in queste cavità naturali, infatti, la produzione di acido solfidrico può avvenire quando si realizzano condizioni anossiche in soluzioni sature di gesso e ricche di materiale organico, che si ossida a spese

dello ione solfato che si riduce.

Recentemente, lo zolfo è stato trovato all'interno della Grotta della Befana nella Vena del Gesso romagnola, dove è presente non solo come polvere direttamente sulla roccia gessosa, ma anche come cristalli euedrali submillimetrici che si sono sviluppati su coralloidi e stalattiti di gesso. A differenza delle altre grotte, nel caso della Grotta della Befana la formazione dello zolfo cristallino non è avvenuta all'interno dell'acqua solfurea (che qui affiora nella grotta) ma direttamente sulla roccia gessosa e sulle concrezioni. In pratica l' $H_2S$ , essendo un composto volatile, è passato dall'acqua all'atmosfera per condensare poi direttamente sulle superfici di gesso, dove è stato ossidato. In questo modo, vista l'impossibilità di diluizione dell' $H_2SO_4$ , il pH è sceso rapidamente a valori tali da causare la deposizione del solo zolfo elementare, che, data la lentezza del fenomeno, ha formato cristalli sub-euedrali (fig. 24).

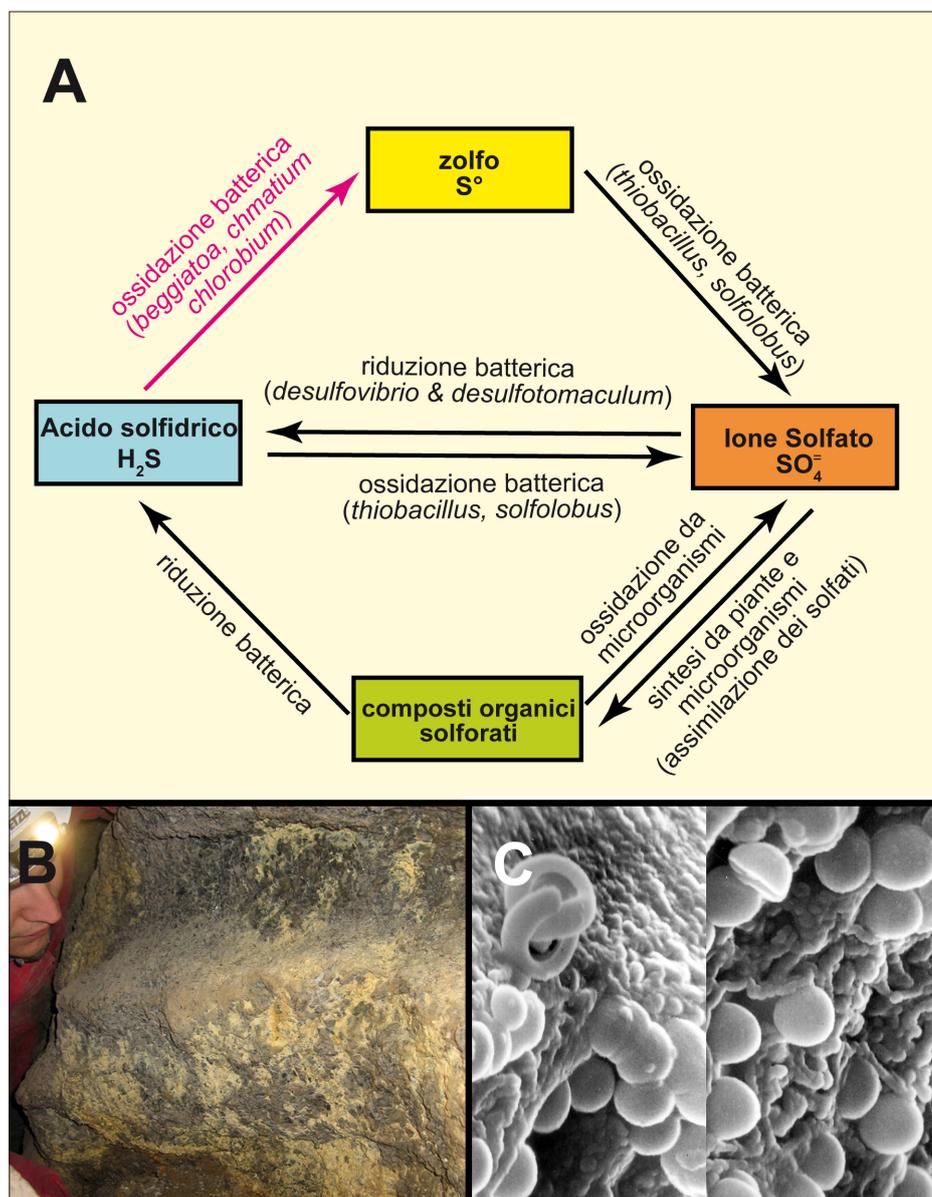


Fig. 23 – A) In natura il ciclo dello zolfo è basato su reazioni di ossidoriduzione controllata da microorganismi specifici: in rosso la reazione di ossidazione che permette la formazione di zolfo elementare in grotta; B) Grotta della Casupola (gessi Bolognesi): polveri gialle di zolfo che si formano sulla parete si gesso del meandro dello zolfo (Foto M. Dondi); C) immagini al microscopio elettronico dei microorganismi che hanno reso possibile lo sviluppo dello zolfo per ossidazione dell'acido solfidrico (Foto P. Ferrieri) (da CALAFORRA, FORTI 2011, modificato)

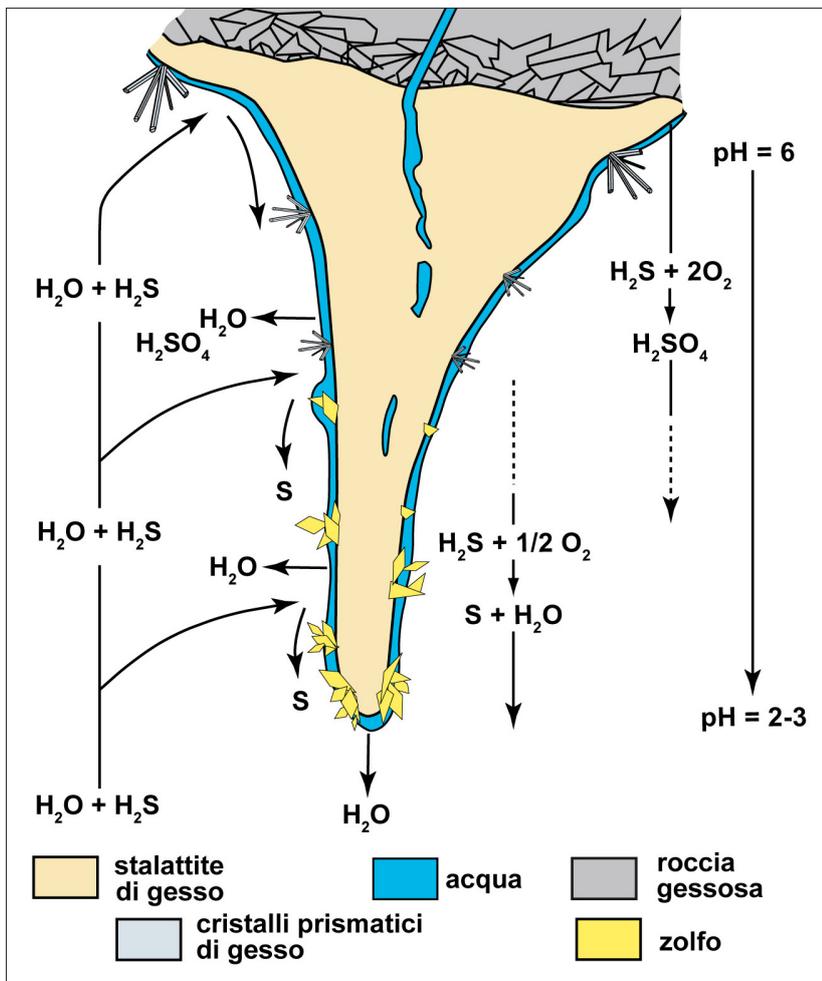


Fig. 24 – Meccanismo genetico che porta alla formazione di piccoli cristalli euedrali di zolfo cristallino sopra stalattiti di gesso (Da CALAFORRA, FORTI 2021 modificato).

### Il fenomeno carsico nei gessi e la ricerca scientifica globale

Grazie allo studio sistematico portato avanti negli ultimi 3 decenni sulle grotte in gesso della nostra regione, è stato possibile evidenziare come queste cavità possano svolgere un ruolo estremamente importante anche in ambiti ben più vasti della semplice speleogenesi o geomorfologia carsica. In particolare è stato possibile dimostrare come le cavità naturali in gesso, grazie alle loro peculiari caratteristiche, possano fornire dati sperimentali in tre differenti campi di particolare interesse globale: il riscaldamento globale, le ricostruzioni paleoclimatiche e l'evoluzione del paesaggio.

#### *Le grotte in gesso: l'unica trappola carsica per CO<sub>2</sub> efficiente nel lungo periodo*

Negli ultimi anni si è discusso molto sulle possibilità di rallentare il riscaldamento climatico globale cercando di diminuire il rilascio in atmosfera dei gas serra, tra cui il principale è l'anidride carbonica. Una delle varie possibilità per diminuire le emissioni di CO<sub>2</sub> è quello di cercare efficienti trappole per questo gas, trappole che devono però essere in grado di trattenere, se non

per sempre, almeno per un tempo ragionevolmente lungo questo gas in modo che non concorra all'innalzamento della temperatura globale del nostro pianeta. Le grotte in calcare non sono in grado di farlo, nonostante che l'anidride carbonica sia direttamente coinvolta nella reazione carsica: infatti se si considera il sistema nella sua interezza, considerato che la reazione carsica può procedere indifferentemente in un senso o nell'altro, praticamente tutta l'anidride carbonica che viene consumata per creare le grotte (portando in soluzione il carbonato di calcio), viene inevitabilmente restituita all'atmosfera nel momento in cui si deposita nuovamente il calcare (concrezioni, travertini, rocce calcaree negli oceani).

Un discorso diverso è invece la formazione di speleotemi carbonatici nelle grotte in gesso, nel quale, come si è visto nel paragrafo dei meccanismi speleogenetici, oltre alla dissoluzione incongruente della dolomite, anche e soprattutto la CO<sub>2</sub> atmosferica in grotta gioca un ruolo attivo. Almeno nelle aree temperate e tropicali umide, la dissoluzione incongruente del gesso con precipitazione di calcite trasforma una parte della CO<sub>2</sub> presente nelle acque di percolazione in calcite, sfruttando gli ioni calcio dal gesso che passa in soluzione.

Pertanto una parte delle concrezioni di calcite che si sviluppano per dissoluzione incongruente all'interno delle cavità naturali, altro non sarebbero che le trappole minerali in cui è stata racchiusa una parte della  $\text{CO}_2$  prodotta dai processi biogenici a livello del suolo. Anche se resta da confermare quantitativamente questo meccanismo dal punto di vista chimico, il fatto stesso che le concrezioni di calcite si sviluppino maggiormente in climi caldi ed umidi (quando circola più  $\text{CO}_2$ ) sia del passato che del presente indicherebbe che questo processo sia attivo in natura. Il problema chimico da risolvere è il fatto che la semplice introduzione della  $\text{CO}_2$  nell'acqua fa abbassare il pH, rendendole quindi acide e inibendo (se non rendendo addirittura impossibile) la precipitazione della calcite. Infatti il semplice degassamento della  $\text{CO}_2$  nell'atmosfera di grotta, pur innalzando drasticamente il pH della soluzione, non basterebbe tuttavia a neutralizzare completamente l'acidità residua. Ma il sistema grotta è sempre molto più complesso, e al suo interno facilmente si realizzano meccanismi che possono innalzare il pH. Assolutamente comune è infatti la presenza di altri ioni nella soluzione, soprattutto quelli atti ad inibire l'acidità (come il sodio, il potassio, e il magnesio) che danno luogo a efficienti composti tamponanti in associazione con la  $\text{CO}_2$  disciolta. Inoltre nelle grotte in gesso ci sono sempre argille, che possono sequestrare ioni  $\text{H}^+$  liberando contestualmente nella soluzione ioni  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$  e altri ioni metallici che si combinano a loro volta con la  $\text{CO}_2$  disciolta, contribuendo così al tamponamento della soluzione vicino alla neutralità. Infine nelle acque di infiltrazione sono presenti grandi quantità di acidi organici deboli, tra tutti gli acidi umici e fulvici, la cui presenza è dimostrata anche dalla particolare intensa colorazione delle concrezioni di calcite nelle grotte nei gessi. Anche questi acidi deboli possono esplicitare, in coppia con gli ioni alcalini e alcalini terrosi presenti in soluzione, un effetto tamponante importante.

La cosa fondamentale è che le concrezioni di calcite che così si formano possono permanere tali per un tempo piuttosto lungo che, come è stato sperimentalmente dimostrato nell'area carsica dei Gessi bolognesi, può superare anche di centinaia di migliaia di anni quello di esistenza non solo delle grotte in cui i depositi di calcite si sono formati, ma anche dell'intera formazione al cui interno si era sviluppata la grotta. In quest'area infatti non è infrequente osservare nelle valli cieche a monte dei sistemi carsici la presenza di frammenti anche grossi di antiche concrezioni di calcite che un tempo si trovavano all'interno di cavità che, assieme a tutto lo spessore del gesso che le ospitava, sono state completamente smantellate dall'erosione.

### ***Le grotte in gesso come record del cambiamento climatico a medio e lungo termine***

Come si è visto precedentemente, i processi che permettono lo sviluppo dei due depositi chimici principali ( $\text{CaCO}_3$  e  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) nelle grotte in gesso sono totalmente differenti (dissoluzione incongruente per il carbonato di calcio ed evaporazione per il solfato di calcio), che pertanto risentono in maniera del tutto diversa delle condizioni climatiche e/o ambientali che caratterizzano l'area in cui si aprono queste cavità.

Se si considerano infatti due aree italiane in cui le grotte sono sviluppate in formazioni praticamente identiche (gessi messiniani), mentre il clima è leggermente differente (Emilia-Romagna, con clima temperato umido, e Sicilia, con clima temperato secco e temperature medie superiori a Bologna di 3-4°C), l'effetto sulla formazione delle croste carbonatiche sopra il gesso per dissoluzione incongruente è molto differente. In pratica nelle grotte del bolognese queste concrezioni sono molto diffuse, mentre nei gessi siciliani lo sono molto meno. Inoltre, mentre nei Gessi bolognesi il processo è attivo per tutto l'anno, in Sicilia, nei periodi secchi, l'evaporazione è sufficientemente elevata tanto da permettere in alcuni casi lo sviluppo di gesso secondario esattamente nel punto dove prima si sviluppavano le croste di calcite (fig. 25).

Considerando poi che aree carsiche gessose sono presenti in praticamente tutte le fasce climatiche del mondo, sfruttando proprio la forte dipendenza climatica dei depositi di calcite e gesso è stato possibile elaborare un modello generico per la ricostruzione delle variazioni che hanno caratterizzato il clima di una data area gessosa (fig. 26).

Tale modello si basa sull'analisi del rapporto quantitativo esistente tra concrezioni carbonatiche e gessose che si trovano all'interno delle cavità: infatti questo, almeno in linea teorica, è una diretta conseguenza del clima al momento della loro deposizione e quindi una loro variazione nel tempo indica con chiarezza una modificazione marcata del clima stesso (CALAFORRA *et alii* 2008).

### ***Le grotte in gesso in rapporto all'evoluzione del paesaggio***

Come già accennato nel paragrafo relativo alle caratteristiche intrinseche della roccia gessosa, l'evoluzione delle forme carsiche nei gessi è circa 100 volte più rapida rispetto a quello che accade nelle rocce carbonatiche, e 100 volte meno rapida dello sviluppo di forme di dissoluzione nel salgemma. In queste ultime, le grotte e le loro modificazioni registrano eventi singoli su scale temporali di dieci o cento anni, ma raramente queste cavità sopravvivono per qualche decina di migliaia di anni. Nelle grotte scavate nelle

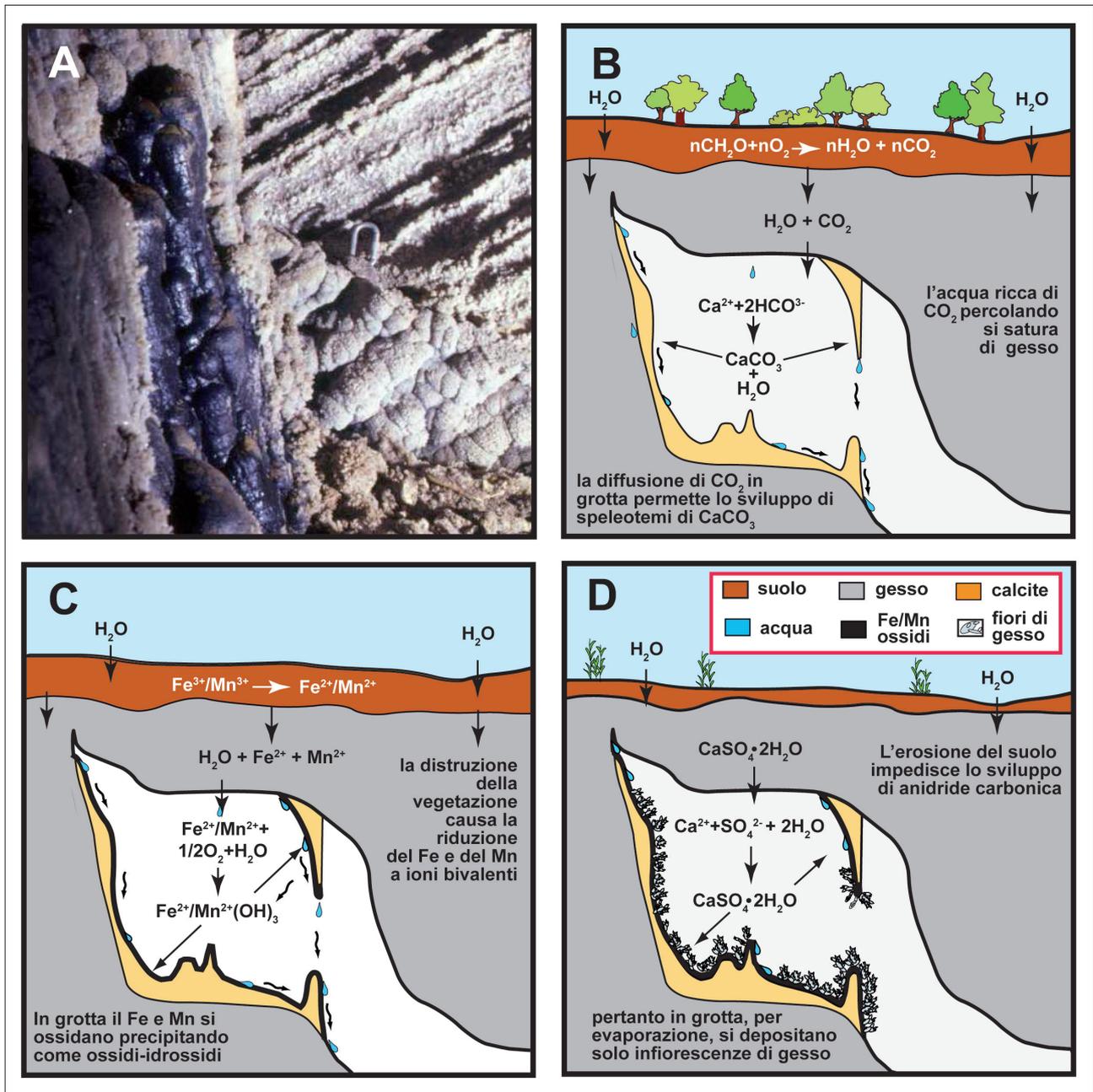


Fig. 25 – A: Grotta di Entella (Sicilia): colata di carbonato di calcio ricoperta da un sottile livello di ossidi-idrossidi di Ferro e Manganese su cui si sono sviluppate delle infiorescenze gessose attualmente in parziale ridissoluzione (Foto: Paolo Forti); B: la copertura arborea ha permesso lo sviluppo di una grande concrezione di carbonato di calcio; C) il taglio del bosco e la conseguente scomparsa o alterazione del suolo pedologico ha permesso la migrazione del Fe e Mn all'interno della grotta dove si sono ossidati formando lo strato nero sulla colata; D: Attualmente, dato il perdurare di scarsa copertura vegetale, l'evaporazione fa crescere uno strato di infiorescenze gessose sullo speleotema (da CALAFORRA, FORTI 2021).

rocce carbonatiche, d'altro canto, le modificazioni avvengono su scale temporali di diverse migliaia di anni. Queste grotte sono quindi in grado di registrare variazioni ambientali importanti come il passaggio tra un glaciale ed un interglaciale, e possono talvolta essere capaci di tenere testimonianze frammentarie su un lasso di tempo anche di qualche milione di anni, così come la loro sopravvivenza nel paesaggio in costante

evoluzione (una grotta attiva e profonda molto tempo fa potrà essere riesumata dall'erosione milioni di anni dopo la sua formazione).

Le grotte nei gessi sono intermedie tra queste, e sono quindi capaci di registrare variazioni ambientali su una scala temporale secolare e fino ad alcune centinaia di migliaia di anni. Nelle gallerie delle grotte scavate nei gessi sono visibili sedimenti fluviali che riempiono

solchi di erosione laterale, che possono rappresentare delle finestre temporali anche di solo qualche secolo. L'insieme dei vari livelli di gallerie sovrapposte, invece, indicano periodi di formazione che abbracciano cambiamenti climatici tra cicli caldi ed umidi e cicli freddi e secchi. Particolarmente nell'Appennino settentrionale, il sollevamento della catena (che ha tassi di sollevamento nell'ordine dei 0,3 mm/anno) induce i fiumi ad incidere verticalmente, o allargare i loro alvei generando terrazzi fluviali. Tali variazioni nel paesaggio trovano riscontro nello sviluppo del reticolo carsico, che può stare al passo di queste modificazioni, creando gallerie suborizzontali, pozzi, e concrezioni. In pratica le grotte nei gessi, ed il loro record speleogenetico e sedimentologico, possono integrare il record geologico superficiale, consentendo ai geologi di ricostruire l'evoluzione del paesaggio con maggiore dettaglio (CHIARINI *et alii* 2024; COLUMBU *et alii* 2015, 2017). Teoricamente il gesso esposto viene portato in soluzione dalla pioggia producendo un abbassamento della superficie nell'ordine di 1 mm all'anno (viene portato via un metro di gesso ogni mille anni), limitando quindi la sopravvivenza delle forme ipogee (grotte). Tuttavia, quando il gesso è coperto anche soltanto da

un sottile strato di suolo o sedimento, la degradazione del gesso (e la sua soluzione) sono molto rallentati. Tant'è vero che sono state trovate grotte antiche di 5 milioni di anni, riempite da sedimenti, sia nella Vena del Gesso romagnola (la Cava del Monticino), sia nel Bolognese (Zola Predosa) (DE WAELE, PASINI 2013). Sono la testimonianza di brevi cicli carsici che sono avvenute durante il Messiniano, quando le evaporiti appena depositate furono esposte agli agenti atmosferici per un breve lasso di tempo (qualche migliaio di anni), consentendo la formazione di piccoli inghiottitoi (Monticino), ma anche importanti sistemi carsici (Zola Predosa).

Tuttavia, l'erosione delle rocce di gesso inevitabilmente porta allo scoperto le antiche grotte e le loro concrezioni carbonatiche. Questo spiega il ritrovamento, in mezzo al bosco, o a Sud delle dorsali di gesso (dove il gesso ormai è stato completamente smantellato dall'erosione), di grossi frammenti di concrezioni carbonatiche laminate (in maggioranza residui di colata o crostoni stalagmitici) (fig. 27). La loro datazione ha permesso di accertare che il carsismo Quaternario nei gessi abbia avuto inizio almeno 600 mila anni fa, sia nel Bolognese che nella Vena del Gesso.

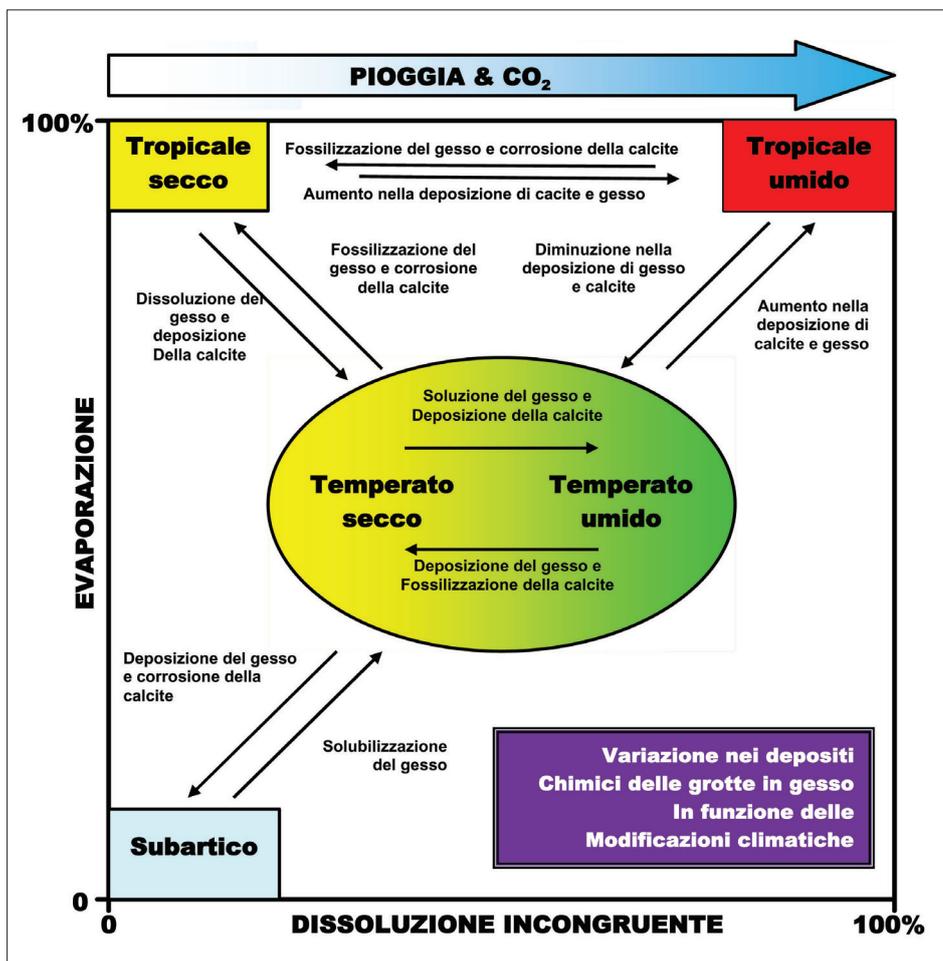


Fig. 26 – Schema riassuntivo delle variazioni percentuali nelle concrezioni di gesso e di calcite indotte dal clima dell'area (da CALAFORRA, FORTI 1999, modificata).



Fig. 27 – Frammento di una concrezione di calcite trovata in mezzo al bosco nella zona di Ca' Monti (Vena del Gesso Romagnola), cresciuta in una grotta nel gesso, ormai completamente smantellata, circa 350 mila anni fa (Foto E. Ponti).

## Conclusioni

Anche se sicuramente non completamente esaustivo, questo articolo sulle conoscenze attuali sui fenomeni carsici nelle evaporiti regionali ha permesso di evidenziare come esse siano molto più complesse di quanto ritenuto in un passato anche non troppo lontano. Inoltre è stato dimostrato come i processi che ne permettono lo sviluppo sono quasi sempre molto differenti da quelli attivi nelle grotte in altri litotipi: questo ha fatto sì che l'ambiente carsico dei gessi e delle anidriti ospiti sia concrezioni che mineralizzazioni peculiari, e, qualche volta, unici.

## Bibliografia

- U. ALDROVANDI 1648, *Musaeum Metallicum*. Ferronius, Bologna, pp. 767-768.
- G. BADINO, J.M. CALAFORRA CHORDI, P. FORTI, P. GAROFALO, L. SANNA 2011, *The presentday genesis and evolution of cave minerals inside the Ojo de la Reina cave (Naica Mine, Mexico)*. "International Journal of Speleology" 40 (2), pp. 125-131.
- C. BOTTEGARI 1612, *Relazione di un suo viaggio all'acqua salata di Minozzo in quel di Reggio (di Modena)*. Documento XII in "Libro di Canto e di Liuto".
- J.M. CALAFORRA 1998, *Karstología de yesos*. Monografías Ciencia y Tecnología, Universidad de Almería, 3, 389 p.
- J. M. CALAFORRA, A. PULIDO-BOSCH 1999, *Genesis and evolution of gypsum tumuli*. "Earth Surface Processes and Landforms", v. 24(10), pp. 919-930.
- J.M. CALAFORRA, P. FORTI 1999, *May the speleothems developing in gypsum karst be considered paleoclimatic indicators?* Book of Abstracts INQUA, Durban, South Africa, pp. 35-36.
- J.M. CALAFORRA, P. FORTI 2021, *Speleotemi peculiari dei gessi e delle anidriti*. "Memoria dell'Istituto Italiano di Speleologia", v. 36, 140 p.
- J.M. CALAFORRA, P. FORTI, A. FERNANDEZ-CORTES 2008, *Speleothems in gypsum caves and their paleoclimatological significance*. "Environmental geology", v.53, pp. 1099-1105.
- V. CHIARINI, A. COLUMBU, L. PISANI, J. DE WAELE 2024, *EvolGyps - evoluzione del paesaggio nei gessi bolognesi e romagnoli*. "Memorie Istituto Italiano di Speleologia, s. II, 46".
- A. COLUMBU, J. DE WAELE, P. FORTI, P. MONTAGNA, V. PICOTTI, E. PONS-BRANCHU, J.C. HELLSTROM, P. BAJO, R.N. DRYSDALE 2015, *Gypsum caves as indicators of climate-driven river incision and aggradation in a rapidly uplifting region*, "Geology", v. 43(6), pp. 539-542.
- A. COLUMBU, V. CHIARINI, J. DE WAELE, R.N. DRYSDALE, J. WOODHEAD, J.C. HELLSTROM, P. FORTI 2017, *Late quaternary speleogenesis and landscape evolution in the northern Apennine evaporite areas*, "Earth Surface Processes and Landforms", v. 42(10), pp. 1447-1459.
- A. COTELLUCCI, L. PELLEGRINO, E. COSTA, M. BRUNO, F. DELA PIERRE, D. AQUILANO, E. DESTEFANIS, L. PASTERO 2023, *Effect of different evaporation rates on gypsum habit: mineralogical implications for natural gypsum deposits*. "Cryst. Growth Des.", v. 23(12), pp. 9094-9102.
- C. DALMONTE, P. FORTI, S. PIANCASTELLI 2003, *The evolution of carbonate speleothems in gypsum caves as indicators of microclimatic variations: new data from the Parco dei gessi caves (Bologna, Italy)*. "Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia", v.16, pp. 65-82.

- J. DE WAELE, G. PASINI 2013, *Intra-messinian gypsum palaeokarst in the Northern Apennines and its palaeogeographic implications*, "Terra Nova", v. 25 (3), pp. 199-205.
- J. DE WAELE., P. FORTI., A. ROSSI 2011, *Il carsismo nelle evaporiti dell'Emilia-Romagna*. "Speleologia e geositi carsici in Emilia-Romagna", Ed. Regione Emilia-Romagna, Pendragon, Bologna, pp. 25-59.
- J. DE WAELE, L. PICCINI, A. COLUMBU, G. MADONIA, M. VATTANO, C. CALLIGARIS, I.M. D'ANGELI, M. PARISE, M. CHIESI, M. SIVELLI, B. VIGNA, L. ZINI, V. CHIARINI, F. SAURO, R.N. DRYSDALE, P. FORTI 2017, *Evaporite karst in Italy: a review*. "International Journal of Speleology", v. 46 (2), pp. 137-168.
- F. FERRARESE, T. MACALUSO, G. MADONIA, A. PALMERI, U. SAURO 2003, *Solution and recrystallisation processes and associated landforms in gypsum outcrops of Sicily*. "Geomorphology", v. 49(1-2), pp. 25-43.
- P. FORTI 1996, *Speleothems and Cave Minerals in Gypsum caves*. "International Journal of Speleology", v. 25(3/4), pp. 91-104.
- P. FORTI 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 19° Congresso Nazionale di Speleologia", Bologna, pp. 115-126.
- P. FORTI 2017, *Chemical deposits in evaporite caves: an overview*. "International Journal of Speleology", v. 46(2), pp. 109-135.
- P. FORTI, M.ERCOLANI, P. LUCCI 2019 *Un tipo di infiorescenza gessosa della Vena del Gesso di origine antropogenica ancora non descritto* in Costa M., Lucci P., Piastra S. (Eds.) *I Gessi di Monte Mauro - studio multidisciplinare di un'area carsica nella vena del gesso romagnola* Memorie Istituto Italiano di Speleologia, 34, pp. 297-308.
- P. FORTI, P. LUCCI 2010, *Le concrezioni e le mineralizzazioni del Sistema Carsico Rio Stella-Rio Basino (Vena del Gesso romagnola)*. "Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia", v.23, pp. 151-168.
- P. FORTI, P. LUCCI, 2016, *Come si sviluppano i cristalli prismatici di gesso sulle stalattiti?* "Memorie Istituto Italiano di Speleologia", 29, pp. 113-118.
- P. FORTI, E. RABBI 1981, *The role of CO<sub>2</sub> in gypsum speleogenesis: I° contribution*. "International Journal of Speleology", v. 11, pp. 207-218.
- C.A. HILL, P. FORTI P. 1997, *Cave minerals of the world* (2nd ed.). National Speleological Society, Huntsville, Alabama, pp. 1-463.
- S. KEMPE 1996, *Gypsum karst of Germany*. "International Journal of Speleology", v. 25(3), pp. 209-224.
- A.B. KLIMCHOUK 2019, *Ukraine giant gypsum caves*. In: W.B. WHITE, D.C. CULVER, T. PIPAN (Eds.), "Encyclopedia of caves", Academic Press, New York, pp. 1082-1088.
- A.B. KLIMCHOUK, P. FORTI, A. COOPER 1996, *Gypsum karst of the world: a brief overview*. "International Journal of Speleology", v. 25 (3), pp. 159-181.
- T. LAGHI 1806, *Di un nuovo sale fossile scoperto nel bolognese*, "Memorie Istituto Nazionale Italiano", v. 1 (1), pp. 19-26.
- S.E. LAURITZEN, Å LAURITSEN 1995, *Differential diagnosis of paragenetic and vadose canyons*. "Cave and Karst Science", v. 21, pp. 55-59.
- P. LUCCI, A. ROSSI 2011, *Speleologia e Geositi carsici in Emilia-Romagna*. Pendragon, Bologna, 447 pp.
- S. LUGLI, M. DOMENICHINI, C. CATELLANI 2004, *Peculiar karstic features in the Upper Triassic sulphate evaporites from the Secchia VALLEY (Northern Apennines, Italy)*. "Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia", v.16, pp. 95-102.
- G. PASINI 2009, *A terminological matter: paragenesis, antigravitational erosion or antigravitational erosion?* "International Journal of Speleology", v. 38(2), pp. 129-138.
- L. PISANI, M. ANTONELLINI, J. DE WAELE 2019, *Structural control on epigenic gypsum caves: evidences from Messinian evaporites (Northern Apennines, Italy)*. "Geomorphology", v. 332, pp. 170-186.
- A. SANTAGATA 1835, *Iter ad montem vulgo della Rocca*. In: BERTOLONI A. (a cura di), *Commentarius de Mandragoris*, Bologna, Typ. Emygdii ab Ulmo et J. Tiochi, pp. 371-392.
- A. VALLISNERI 1715, *Lezione accademica intorno all'origine delle fontane*. Gabriello Ertz, Venezia.

