

LE GROTTI D'ITALIA

RIVISTA DELL'ISTITUTO ITALIANO DI SPELEOLOGIA

(SEZIONE DEL DIPARTIMENTO DI SCIENZE GEOLOGICHE
DELL'UNIVERSITÀ DI BOLOGNA)

E DELLA SOCIETÀ SPELEOLOGICA ITALIANA

Direttore: prof. PAOLO FORTI

Redattori: dr. GIUSEPPE MUSCIO
MAURA TAVANO

Serie 4^a

Vol. XV, 1990-1991

ATTI DEL XVI CONGRESSO NAZIONALE DI SPELEOLOGIA

Volume primo

ORGANIZZATO DA:

CIRCOLO SPELEOLOGICO E
IDROLOGICO FRIULANO - UDINE

Udine, 6-9 settembre 1990

UDINE

1993

LE GROTTI D'ITALIA

RIVISTA DELL'ISTITUTO ITALIANO DI SPELEOLOGIA

(SEZIONE DEL DIPARTIMENTO DI SCIENZE GEOLOGICHE
DELL'UNIVERSITÀ DI BOLOGNA)

E DELLA SOCIETÀ SPELEOLOGICA ITALIANA

Direttore: prof. PAOLO FORTI

Redattori: dr. GIUSEPPE MUSCIO
MAURA TAVANO

Serie 4ª

Vol. XV, 1990-1991

ATTI DEL XVI CONGRESSO NAZIONALE DI SPELEOLOGIA

Volume primo

ORGANIZZATO DA:

CIRCOLO SPELEOLOGICO E
IDROLOGICO FRIULANO - UDINE

Udine, 6-9 settembre 1990

UDINE

1993

LE GROTTI D'ITALIA
RIVISTA DELL'ISTITUTO ITALIANO DI SPELEOLOGIA
E DELLA SOCIETÀ SPELEOLOGICA ITALIANA

Direttore: Paolo Forti

Redattori: Giuseppe Muscio, Maura Tavano

CORRISPONDENZA: Tutta la corrispondenza deve essere inviata a:

P. Forti - Redazione di «Le Grotte d'Italia» - Via Zamboni, 67 - 40127 BOLOGNA.

Periodicità: La periodicità di «Le Grotte d'Italia» è annuale.

SCAMBI: Si effettuano scambi con riviste scientifiche similari.

PREZZO: Varia in dipendenza dal numero di pagine del volume e dai costi di stampa.

COPIE ARRETRATE: Sono ancora a disposizione varie copie di volumi arretrati: per ulteriori indicazioni (prezzi, copie disponibili, ecc.) scrivere alla Redazione.

COMITATO SCIENTIFICO (del XVI Congresso Nazionale di Speleologia)

prof. Ezio Burri

Università degli Studi di L'Aquila

prof. Piercarlo Caracci

Presidente Onorario del Circolo Speleologico e Idrologico Friulano

prof. Franco Cucchi

Commissione Grotte E. Boegan della SAG di Trieste
Università degli Studi di Messina

prof. Paolo Forti

Presidente Società Speleologica Italiana
Università degli Studi di Bologna

prof. Franco Frilli

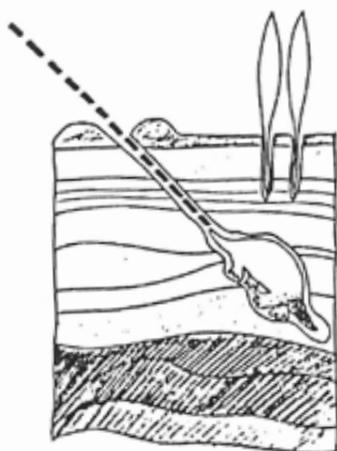
Magnifico Rettore dell'Università degli Studi di Udine

sig. Pino Guidi

Commissione Grotte E. Boegan della SAG di Trieste

prof. Franco Vaia

Circolo Speleologico e Idrologico Friulano di Udine
Università degli Studi di Trieste



**XVI Congresso
Nazionale di
Speleologia**

Udine, 6-9 settembre 1990

Circolo Speleologico e Idrologico Friulano

Circolo Speleologico e Idrologico Friulano
XVI Congresso Nazionale di Speleologia

Udine, 6-9 settembre 1990

con il patrocinio di:

Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia
Comune di Udine
Provincia di Udine

Società Speleologica Italiana
Club Alpino Italiano

Un particolare ringraziamento a:

Banca Popolare Udinese
Cassa di Risparmio di Udine e Pordenone
Camera di Commercio Industria Agricoltura ed Artigianato di Udine
Direzione Regionale delle Foreste e dei Parchi
Ente Tutela Pesca del Friuli Venezia Giulia
Azienda Autonoma del Turismo di Udine
Istituto Tomadini di Udine
Comando Militare del Presidio di Udine
Battaglione Logistico della Brigata Alpina Julia

Comitato Organizzatore:

Bernardo Chiappa (presidente)

Giuseppe Muscio (segretario)

Federico Savoia

Umberto Sello

Maura Tavano

hanno inoltre collaborato:

Gloria Balbusso

Simonetta Bettuzzi

Luigino Bozzer

Cinzia Codeluppi

Adalberto D'Andrea

Laura Lupieri

Glauco Mesaglio

Andrea Mocchiutti

Renzo Paganello

Massimo Paravano

Piero Someda de Marco

Luigi Venir

un particolare ringraziamento a:

Giulio Stagni, autore dei bozzetti per il manifesto

Comitato Scientifico

prof. Ezio Burri

Università degli Studi di L'Aquila

prof. Piercarlo Caracci

Presidente Onorario del Circolo Speleologico e Idrologico Friulano

prof. Franco Cucchi

Commissione Grotte E. Boegan della SAG di Trieste

Università degli Studi di Messina

prof. Paolo Forti

Presidente Società Speleologica Italiana

Università degli Studi di Bologna

prof. Franco Frilli

Magnifico Rettore dell'Università degli Studi di Udine

sig. Pino Guidi

Commissione Grotte E. Boegan della SAG di Trieste

prof. Franco Vaia

Circolo Speleologico e Idrologico Friulano di Udine

Università degli Studi di Trieste

ATTI UFFICIALI

Sede del Congresso
Palamostre, Piazzale Diacono, Udine

Programma del Congresso

Mercoledì 5 settembre 1990

ore 8.30 - Partenza della escursione pregressuale nel Carso Sloveno, organizzata da Franc Maleckar del «Jamarska zveva Slovenije».

- Allestimento stands e mostre

Giovedì 6 settembre 1990

ore 9.00 - Apertura della Segreteria del Congresso

- Apertura stands e mostre

- Partenza della escursione a San Giovanni d'Antro - Ta Pot Figouzo jama (Valli del Natisone)

ore 14.00 - Partenza della escursione alla Grotta Pod Lanisce (Monteaperta)

ore 17.00 - Riunione del Comitato Scientifico

Venerdì 7 settembre 1990

ore 8.30 - Apertura ufficiale del Congresso

ore 9.00 - Carsismo superficiale e forme carsiche, Speleotemi e Minerali di grotta (Presidenti della seduta Paolo Forti e Franco Cucchi)

L. D'ALBERTO: Breve nota descrittiva sulle micromarmite di parete

G. PERNA: Forme di corrosione carsica superficiale al lago di Loppio (Trentino)

P. FORTI & F. FRANCAVILLA: Due nuove forme carsiche delle grotte costiere somale: i solchi da miscela di acque e le concrezioni tubiformi

G. PERNA: I laghi carsici di Lamar e di Terlago (Trentino)

G. ROSSI & R. ZORZIN: Nuove osservazioni sul complesso carsico del Ponte di Veja (Verona)

A. A. CIGNA: Ipotesi di un'origine magmatica dei depositi vermicolari

P. FORTI, C. GORGONI, L. PICCINI & A. ROSSI: Studio mineralogico e genetico delle pisoliti nere della Lyon Cave (Palawan, Filippine)

ore 10.00 - Partenza della escursione per la Grotta Nuova di Villanova (turistica), con la collaborazione di Paolo Montina dell'AFR di Tarcento

ore 11.00 - Break

ore 11.15 - Ripresa dei lavori

J. M. CALAFORRA & P. FORTI: Le palle di gesso e le stalagmiti cave: due nuove forme di concrezionamento gessoso scoperte nelle grotte di Sorbas (Andalusia, Spagna)

P. FORTI, E. GALLI, G. PERNA & A. ROSSI: Un minerale nuovo di ricircolazione carsica: la Bianchite della Miniera di Campo Pisano (Iglesias, Sardegna)

F. CUCCHI & P. FORTI: Dissoluzione cutanea nei gessi: analisi e considerazioni.
S. AGOSTINI & M. A. ROSSI: Su alcune pisoliti in vaschette dell'Inghiottoio di Val di Varri (Lazio)

P. FORTI, M. MENICETTI & A. ROSSI: La Fluorite di Monte Cucco (Perugia, Italia)

M. RICCI & G. D. CELLA: Primo ritrovamento di Epsomite nelle Grotte del Piemonte

ore 12.45 - Sospensione dei lavori

ore 15.00 - Ripresa dei lavori - Cavità artificiali, Folklore, Leggende e Preistoria (Presidenti della seduta Ezio Burri e Roberto Nini)

R. NINI: La Commissione per le cavità artificiali della SSI - 1981 - 1990: Dieci anni di attività

R. BIXIO, R. GUAGLIARDI & S. SAJ: Relazione di attività del Gruppo di lavoro della sede regionale ligure della Commissione nazionale cavità artificiali

P. MAIFREDI, R. BIXIO & L. PAGANO: Applicazioni pratiche dello studio delle cavità artificiali. Sopralluogo esplorativo sulle condotte interrate sul Rio Poggio in comune di Bogliasco (Genova)

G. CAPPA, V. CASTELLANI, W. DRAGONI & A. FELICI: Ponte Terra: evidenze per un sistema arcaico di acquedotti sotterranei

V. CASTELLANI, G. MECCHIA, M. PIRO, V. CALOI & W. DRAGONI: L'acquedotto dell'antica Praeneste

E. BURRI: L'emissario artificiale del Lago di Martignano

P. GUGLIA & E. HALUPCA: I manufatti per la cattura delle acque urbane

R. BANTI & F. TONALI: Antro delle gallerie: nuove ricerche (2001 Odissea nello spazio)

G. DRI: Le cavità del Colle di Osoppo (Udine)

ore 16.00 - Riunione Comitato Nazionale della S.S.I.

ore 17.00 - Break

ore 17.15 - Ripresa dei lavori

U. LAPEGNA: Evoluzione storica di una cavità ubicata nel centro antico di Napoli

A. PICIOCCHI: Riti magici ed extraliturgici nel sottosuolo napoletano

A. FELICI & G. CAPPA: Santuari ipogei naturali ed artificiali nel Lazio

I. PETROV, S. DOCEVSKA & D. KOSTOV: Utilizzazione di alcune caverne per il culto della religione cristiana.

E. GLERIA: Fra streghe e santi: tradizioni popolari e grotte del Veneto

E. GLERIA: Fortificazioni di età medioevale in cavità naturali dei Colli Berici

J. LA MORGIA & R. GIUNTOLI: Cavità naturali ed artificiali dell'isola di Pianosa (Arcipelago Toscano)

I. RIZZI, A. GRECO & F. DEL VECCHIO: Il popolamento antico sulla Murgia: importanti segnalazioni di stazioni preistoriche in territorio di Cassano Murge (Ba)

G. PENSABENE: Relazione preliminare sugli scavi effettuati nella Grotta del Fratte, loc. Sassorosso, comune di Villa Collemantina, Lucca

ore 18.00 - Riunione Consiglio Direttivo della S.S.I.

ore 19.00 - Sospensione dei lavori

ore 21.00 - Proiezioni video e diapositive

sabato 8 settembre 1990

ore 8.30 - Ripresa dei lavori - Aree e sistemi carsici (Presidenti della seduta Antonio Rossi e Pino Guidi)

G. SPELEOLOGICO SAVONESE: Il carsismo dell'alta Val Varatella: appunti preliminari

L. PICCINI: Abisso dello Smilodonte (Alpi Apuane) - Note di geologia e geomorfologia ipogea

S. AGOSTINI & M.A. ROSSI: Il carsismo della Maiella

L. FERRANTI: Grotta dello Scalandrone (Monti Picentini, Salerno)

S. AGOSTINI: Geologia e carsismo nei Monti Lepini (Lazio)

G. MUSCIO & U. SELLO: Le Grotte di Capo Palinuro (Campania)

M. MENICHETTI: Attività di ricerca svolte durante l'operazione «Corno d'Aquilio» (O.C.A.)

G. BENEDETTI: Le maggiori cavità della Catena Carnica (Friuli Venezia Giulia)

ore 9.30 - Riunione Commissione Scuole della S.S.I.

ore 10.30 - Break

ore 10.45 - Ripresa lavori - Documentazione, Turismo e tutela, Storia della Speleologia.

M. CHIESI: Finalità mezzi e metodiche della documentazione fotografica in Speleologia

F. MALECKAR: Il turismo carsico alternativo in Slovenia (Nord Jugoslavia)

F. HABE: I problemi per la difesa del Carso Classico

A. A. CIGNA: La Società Speleologica Italiana: 1903 - 1950 - 1990

ore 12.00 - Cerimonia Ufficiale del Congresso

Firma dell'Atto Costitutivo della Federazione Speleologica Europea



ore 14.30 - Assemblea Straordinaria delle Società Speleologica Italiana
ore 15.30 - Assemblea Ordinaria della Società Speleologica Italiana
ore 17.30 - Consegna del Premio San Benedetto a cura del Comitato per la Difesa dei Fenomeni Carsici
ore 18.00 - Ripresa lavori - Biospeleologia (Presidente della seduta Bernardo Chiappa)
L. DEL TURCO, G. GAMBELLA & M. V. PASTORINO: Nuove osservazioni sul fenomeno infiammatorio cronico nel Geotritone continentale europeo
V. MANGHISI: Nuove osservazioni sulla presenza di serpenti nelle grotte italiane
R. SCIAKY: Il popolamento del genere *Anophthalmus* in Italia (Coleoptera Carabidae)
L. LONGO, E. PICHL & V. TONEATTO: Lo «Speleovivarium» di Trieste.
ore 19.30 - Sospensione dei lavori
ore 21.00 - Proiezione video e diapositive.

Domenica 9 settembre 1990

ore 8.30 - Ripresa lavori - Carsismo ed idrologia sotterranea (Presidenti della seduta Arrigo Cigna e Paolo Forti)
A. BINDA: Il progetto spa - 1
A. BINDA: Il progetto micro - spa
G. ROSSI & R. ZORZIN: Nuovi dati sui fenomeni paleocarsici dei Covoli di Velo (Monti Lessini, Verona)
G. CALANDRI: Ricerche sulla CO₂ nelle grotte dell'estremo ponente ligure
M. MENICHETTI: Dimensione frattale del carsismo
A. BINDA: Un dispositivo per misurare e campionare gli stillicidi
S. GALDENZI & M. MENICHETTI: L'azione di acque mineralizzate nella genesi



dei sistemi carsici profondi dell'Appennino umbro-marchigiano

G. CANCIAN: Caratteristiche mineralogiche dei sedimenti trasportati dalle acque sotterranee del Carso, tra l'Isonzo ed il Timavo superiore

G. ZORZENON & G. CANCIAN: Le acque di percolazione nel Carso Goriziano: chimismo, temperature e stima della dissoluzione dei calcari

ore 9.30 - Riunione Commissione cavità artificiali S.S.I.

ore 10.30 - Break

ore 10.45 - Ripresa lavori

M. MENICHETTI: Idrodinamica del sistema carsico del Monte Cucco (Appennino umbro - marchigiano)

M. MENICHETTI, G. REICHENBACH & F. SALVATORI: Analisi quantitativa di test con traccianti nel sistema carsico del Monte Cucco (Appennino umbro - marchigiano)

S. LUGLI: Considerazioni geologiche sulla genesi delle cavità ad «ansa ipogea» nelle evaporiti triassiche dell'alta Val Secchia (RE)

G. CALANDRI: Ipotesi sull'evoluzione del carsismo nelle Alpi Liguri

G. CALANDRI: Caratteri idrogeologici dei sistemi carsici del Monte Carmo (Savona)

S. GORI, A. BUZIO & P. TOGNINI: Sintesi delle attuali conoscenze sull'idrologia delle grotte del Pian del Tivano (Sormano, Como)

M. MOLINARI & R. MASSUCCO: Indagini idrologiche dell'acquifero carsico di Bardineto

S. GALDENZI & M. MENICHETTI: Misure della corrosione carsica ipogea ad opera di acque solfuree

S. UGGERI & B. VIGNA: Un tracciante alternativo nello studio degli acquiferi carsici: il Tinopal

ore 12.30 - Sospensione dei lavori



ore 15.00 - Ripresa lavori - Aree e sistemi carsici e comunicazioni varie (Presidenti della seduta Bernardo Chiappa e Franco Cucchi)

G. SPELEOLOGICO SAVONESE: L'area carsica di Bardineto

F. LAROCCA & V. MANGHISI: Lo stato attuale delle conoscenze sul carsismo nelle evaporiti in Calabria

G. CREVATIN, P. GUGLIA & S. VOLPE: Nuove esplorazioni e ricerche nell'Abisso di Trebiciano (17 VG)

M. GENOVESI & T. SPADACCIA: L'abisso Watanka (Alpi Apuane - Toscana)

A. BEZEREDY, M. LOLEO & M.V. PASTORINO: Muin de Strie n. 1253 Li. Prime osservazioni morfologiche e geo - idrologiche

I. PETROV & D. COSTOV: Studio del bioritmo su quattro partecipanti ad un isolamento di 30 giorni in una grotta

G. RIVALTA & C. DONATI: La distribuzione termica nella Grotta della Spipola
ore 16.45 - Chiusura dei lavori e mozioni conclusive.

ore 17.00 - Appuntamento davanti alla sede del Congresso e trasferimento con Bus oppure mezzi propri a Orgnano di Basiliano per la Festa Finale. Sono previste varie competizioni a premi.

Mozione finale

Per l'organizzazione del XVII Congresso Nazionale di Speleologia nel 1994 vengono presentate due candidature, quella di Lucca e quella di L'Aquila. Sottoposte a votazione viene prescelta, con leggero margine, la sede di Lucca e, pertanto, l'organizzazione del XVII Congresso Nazionale di Speleologia viene affidata al Gruppo Speleologico CAI Lucca.



COSTITUZIONE DI ASSOCIAZIONE

Tra i sottoscritti:

- **URBAIN Bernard**, rappresentante della Federation Nationale Belge de Speleologie (Federazione Nazionale Belga di Speleologia), Place J.B. Willemis, 14 - B-1020 Bruxelles (Belgio);
- **AUB-ROBINSON Conrad**, rappresentante del Geologisch Instituut Arhus Universitet, Ny Munkegade Bygn, 520, Arhus (Danimarca);
- **KRAUTHAUSEN Bernard**, rappresentante del Verband Deutschland Hoehlen und Karstforscher (Federazione Tedesca di Speleologia e Ricerche Carsiche), c/o Cramer, Birkenstrasse, 7 - D-8150 Holzkirchen (R.F. Germania);
- **DUCLAUX Gerard**, rappresentante della Federation Francaise de Speleologia (Federazione Francese di Speleologia), Rue Saint Maur, 130 - F-75011 Paris (Francia);
- **THEODOROU George**, rappresentante della Societè Speleologique du Grece (Società Speleologica della Grecia), Rue Mantzarou, 11 - G-10672 Athens (Grecia);
- **FOGG Tim**, rappresentante della Speleological Union of Ireland (Unione Speleologica Irlandese), House of Sport, Longmile Road, Walkinstown, Dublin (Irlanda);
- **CIGNA Arrigo**, rappresentante della Società Speleologica Italiana, via Zamboni, 67 - Bologna (Italia);
- **THIES Jean-Claude**, rappresentante del Groupe Speleologique Luxembourgeois (Gruppo Speleologico Lussemburghese), Place d'Armes, 18 - L-1136 Luxembourg (Lussemburgo);
- **CORDEIRO Orlando**, rappresentante della Sociedade Portuguesa de Espeleologia (Società Portoghese di Speleologia), Rua Saraiva de Carvalho, 223 - P-1300 Lisboa (Portogallo);
- **de SWART Herman**, rappresentante della Nederlandse Vereniging voor Grot- en Karstonderzoek (Associazione Olandese per le Ricerche Speleologiche e Carsiche), Koolstrat 56, NL-2313 Leiden (Olanda);

- **PEREZ y DE PEDRO Pau**, rappresentante della Federacion Espanola de Espeleologia (Federazione Spagnola di Speleologia), Francesco Cambo n. 14.9b - E-08030 Barcelona (Spagna);

- **EAVIS Andy**, rappresentante della NCA-BCRA (Associazione Speleologica Nazionale - Associazione Ricerche Speleologiche della Gran Bretagna), Tidesreach, Redcliff Road, Hesse, Humberside HU (Gran Bretagna);

si conviene e stipula quanto segue:

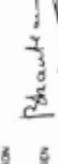
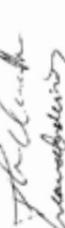
È costituita tra le parti del presente atto una associazione denominata Federazione Speleologica della Comunità Europea.

Letto, approvato e sottoscritto, in Udine il giorno otto settembre milenovecentonovanta.

EUROPE COMMUNITATIS



SPELEOLOGORUM CONFEDERATIO

	
BERNARD URBAIN	ARRIGO CIGNA
	
GERARD AUB-ROBINSON	JEAN CLAUDE THIES
	
BERNARD KRAUTHAUSEN	ORLANDO CORDEIRO
	
GERARD DUCLAUX	HERMAN DE SWART
	
GEORGE THEODOROU	PAU PEREZ Y DE PEDRO
	
TIM FOGG	ANDY EAVIS

In presenza di

	
DENIS HELLES	CLAUDE POURET

che hanno collaborato alla fondazione della Federazione sin dall'inizio.

Mostre e stands

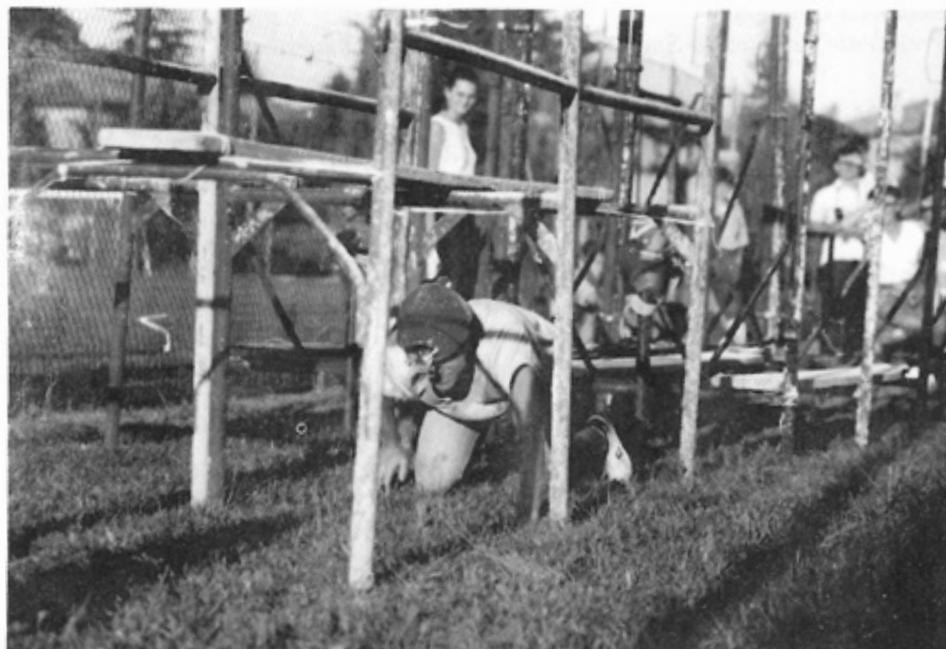
Burri - Carta dei Sistemi Carsici
CAI Napoli
Catellani
Centro Nazionale di Speleologia
Comar - Poster sui minerali di grotta
Crevatin - Quadri sulla spelologia
Federazione Gruppi Triestini
Gruppo Triestino Speleologi - Esplorazioni nella Catena Carnica
Società Adriatica di Speleologia
Società Speleologica Italiana Società Speleologica Svizzera - Biblioteca
Speleo CAI e Scuole Speleologia CAI
Steinberg

Giochi

Domenica 9 settembre 1990 il congresso si è concluso con i giochi speleologici, organizzati presso il campo sportivo di Orgnano di Basiliano (Ud). Numerosi speleologi e curiosi hanno seguito lo svolgersi di una staffetta speleologica distinta in tre frazioni: un percorso obbligato che consisteva nello strisciare attraverso uno stretto passaggio lungo una decina di metri, portando un sacco speleo appesantito da un paio di scalette; il primo speleo passava il testimone al suo compagno, lungo una «tirolienne» fra alcuni alberi dove il concorrente doveva recuperare alcuni moschettoni da passare all'ultimo compagno di squadra.

A questo punto si entrava nell'ultima fase della gara, la più faticosa: aiutato da un compagno l'ultimo frazionista doveva risalire 25 metri di corda.

Le squadre partecipanti erano quattro ed è risultata vittoriosa quella composta da Roberta Lucrezi (Gruppo Speleologico Aquilano), Claudio Tessitori (Tex, Circolo Speleologico e Idrologico Friulano) e Renato Dalle Mule (Tubo Longo, Commissione Grotte Boegan di Trieste).



Bernardo Chiappa

Presidente del Circolo Speleologico e Idrologico Friulano

Mi è particolarmente gradito, come Presidente del Circolo Speleologico Idrologico Friulano e del Comitato Organizzatore di questo XVI Congresso Nazionale di Speleologia, porgere il più vivo, sentito ed amichevole benvenuto ai cari amici speleologi qui convenuti.

E' per me motivo di particolare orgoglio il fatto che un Congresso Nazionale di Speleologia sia approdato ad Udine per la prima volta. Nel passato abbiamo organizzato due Convegni regionali ed una tale esperienza ci è tornata utile in questa occasione, anche se fatica ed impegno questa volta si sono decuplicati.

Se ben ricordo Trieste ha ospitato, circa quarant'anni fa, un Congresso Nazionale di Speleologia e da quella volta la nostra Regione non è più stata gratificata in tal senso. Ritengo quindi che una terra speleologicamente ricca come la nostra meritasse un altro Congresso.

Per quanto riguarda l'aspetto organizzativo di questa manifestazione, mi scuso in anticipo per le lacune inevitabili che verranno lamentate da qualche delegato; noi abbiamo cercato di fare del nostro meglio nonostante Udine non disponga di strutture ricettive adeguate. Siamo ospiti di questa accogliente sala che funge in altre occasioni anche da teatro, non essendovi in città una sede a ciò deputata.

Inoltre abbiamo dovuto ovviare alla mancanza di un campeggio sito nell'area cittadina, ricorrendo all'allestimento di una mini tendopoli nel campo sportivo di un collegio e di ciò rendo pubblicamente grazie alle autorità militari ed agli alpini che ancora una volta ci hanno dato una mano.

So per certo, però, che lo speleologo ha dalla sua un irriducibile spirito di adattamento che gli permetterà di superare ogni imprevisto.

Permettetemi un'ultima considerazione: sono passati quattro anni dal Congresso di Castellana e quella che doveva diventare la legge nazionale sulla speleologia è tutt'ora un'araba fenice. Questo argomento può trovare una sede idonea di discussione nell'ambito del presente Congresso.

Augurando a tutti i presenti buon lavoro, mi sia permesso di ringraziare chi ci ha veramente aiutato e cioè: la Regione Friuli - Venezia Giulia; il Comune di Udine che oltre al patrocinio ha voluto concederci questo Palamostre; l'Amministrazione Provinciale di Udine; la Banca Popolare Udinese; la Cassa di Risparmio di Udine e Pordenone; la Camera di Commercio di Udine; l'Azienda Autonoma del Turismo di Udine e l'Esercito che ci ha fornito un supporto logistico indispensabile. Fondamentale, inoltre, è stato l'appoggio della Società Speleologica Italiana e del CAI. Ringrazio ancora tutti i Soci e gli amici del C.S.I.F. che hanno con me collaborato, iniziando un anno fa a mettere in piedi questa organizzazione. A titolo personale esprimo tutta la mia riconoscenza al dr. Giuseppe Muscio infaticabile artefice di questa manifestazione.

Rinnovo quindi il mio benvenuto agli speleologi italiani presenti ed ai delegati europei qui convenuti per la firma dell'Atto costitutivo della Federazione Speleologica Europea, dichiarando aperto il XVI Congresso Nazionale di Speleologia.

Paolo Forti

Presidente della Società Speleologica Italiana

Sarò brevissimo. Il Congresso è cominciato nel migliore dei modi: già da vari giorni si stanno effettuando escursioni, molti sono gli iscritti mentre il Comitato Scientifico, dopo aver esaminato a domicilio i lavori, si è qui ieri riunito per constatare che quasi tutte le relazioni hanno un ottimo livello e questa è la dimostrazione che la speleologia italiana sta crescendo e di ciò possiamo solo rallegrarcene.

Voglio solo aggiungere un ringraziamento di tutto cuore al C.S.I.F. per l'enorme mole di lavoro che ha dovuto affrontare per arrivare a queste giornate che speriamo si rivelino utili non solo per i singoli, ma anche per le associazioni speleologiche.

L'accento fatto in precedenza a proposito della legge nazionale sulla speleologia è fondamentale: in effetti quest'anno dal punto di vista legislativo siamo migliorati perchè sono passate due leggi regionali di speleologia: quella della Liguria e quella del Lazio. Purtroppo la legge nazionale è ancora ferma; vorrà dire che, come a Castellana, anche questo Congresso farà voti e poi vedremo quello che si riuscirà a fare nei prossimi anni.

Hubert Trimmel

Segretario dell'Union Internationale de Speleologie

Signore e Signori, cari colleghi speleologi, permettete che all'apertura di questo Congresso Nazionale io presenti solo in due parole un saluto molto cordiale da parte dell'Unione Internazionale di Speleologia.

Un saluto da parte degli speleologi di tutti i Paesi in nome del movimento speleologico mondiale. La speleologia italiana era ed è un fattore veramente attivo nell'evoluzione del movimento internazionale della speleologia scientifica, della speleologia turistica, della speleologia sportiva ed applicata al settore della documentazione. L'attività degli speleologi ed i congressi nazionali sono la base per questi importantissimi contributi all'attività dell'Unione Internazionale di Speleologia ed io ringrazio moltissimo per questa continua ed intensa collaborazione. Auguro un grande successo a questo Congresso.

Ludvika Foski

Rappresentante delle Grotte di San Canziano (YU)

A nome dell'Associazione Grotte di San Canziano auguro a tutti un buon lavoro e voglio con la mia presenza a questo Congresso portare il saluto degli speleologi sloveni.

Colgo l'occasione per fare dono al Presidente del Comitato Organizzatore ed al Presidente della Società Speleologica Italiana di alcune pubblicazioni riguardanti le grotte di San Canziano.

Di nuovo a tutti buon lavoro e buona permanenza ad Udine.

Partecipanti

AGOSTINI Silvano - CHIETI
ANGELETTI RIGON Alberto - ALBAVILLA CO
BANI Marco - CITTÀ DI CASTELLO PG
BANTI Renato - MILANO
BASANA Roberto - UDINE
BENEDETTI Gianni - TRIESTE
BERNABEI Tullio - ROMA
BETTUZZI Simonetta - UDINE
BEZEREDY Andrea - BUSALLA GE
BINDA Augusto - BREBBIA VA
BINI Alfredo - MILANO
BOSCHINI Libero - TRIESTE
BOZZER Luigino - UDINE
BURRI Ezio - CHIETI
BUZIO Alberto - MILANO
CALANDRI Gilberto - IMPERIA
CAMPANELLA Gianni - CASTELLANA GROTTA BA
CANCIAN Graziano - MONFALCONE GO
CAPPA Giulio - GROTTAFERRATA Roma
CARACCI Piercarlo - UDINE
CAROSI Roberto - TRIESTE
CASTELLANI Vittorio - PISA
CATELLANI Claudio - REGGIO EMILIA
CAVALLERI Mauro - BRESCIA
CAVALLI Micaela - MILANO
CHIAPPA Bernardo - UDINE
CHIESI Mauro - REGGIO EMILIA
CIGNA A. Arrigo - COCCONATO AT
CODELUPPI Cinzia - UDINE
CONSOLE Carlo - L'AQUILA
CONTI Roberto - MILANO
CORDEIRO Orlando - LISBOA Portogallo
CRAMER Klaus Jurgen - HOLZKIRC. Germania
CREVATIN Gabriele - TRIESTE
CUCCHI Franco - TRIESTE
DALLE MULE Renato - TRIESTE
D'ANDREA Adalberto - UDINE
DAVOLI Armando - FORMIGINE MO
DEL VECCHIO Francesco - BARI
DEMARIA Danilo - SAN LAZZARO BO
DENTELLA Giovanni - BORGIO VEREZZI SV
DINI Alberto - TRIESTE
DONATI Cristina - BOLOGNA
DUCLAUX Gerard - PARIS Francia
EAVIS Andy - HUMBERSIDE Gran Bretagna
FABBRIO Paolo - UDINE
FAINI Manlio - VIRLE TREPONTI BS
FARAONE Egizio - TRIESTE
FELICI Alberta - GROTTAFERRATA Roma
FERRARI Maurizio - CASTEL MELLA BS
FOGG Tim - FERMANAGH Irlanda
FORELLI Tullio - ISEO BS
FORTI Fabio - TRIESTE
FORTI Paolo - BOLOGNA
FRANCAVILLA Franco - BOLOGNA
FRILLI Franco - UDINE
GABBI Paolo - REGGIO EMILIA
GALLIANI Claudio - GORIZIA
GHIDELLI Sandro - MILANO
GLESSI Giovanni - LUCINICO GO
GRAFFITI Giuseppe - SASSARI
GRIMANDI Paolo - BOLOGNA
GUARNIERI Cecilia - RUTIGNANNO BA
GUIDI Pino - TRIESTE
HABE France - POSTOJNA Slovenia
IMPERIO Luca - TRIESTE
INGLESE Mauro - MILANO
KRATHAUSEN Bernard - HOLZKIRC. Germania
LA MORGIA Jasmine - PISA
LAPEGNA Ulisse - NAPOLI
LAURETI Lamberto - MILANO
LOLEO Marco - GENOVA
LOPES Sebastiano - IMPERIA
LUCARELLI Saverio - PISTOIA
LUCREZI Roberta - L'AQUILA
LUIPURI Laura - SAVALONS DI MERETO UD
MALECKAR Franc - ANKARAN Slovenia
MARCHESI Giampietro - BRESCIA
MARSILI Corrado - L'AQUILA
MASCIADRA Marco - PESCHIERA BORR. MI
MASSUCCO Rinaldo - SAVONA
MECCHIA Giovanni - ROMA
MENICHETTI Marco - GUBBIO PG
MERAZZI Adolfo - COMO
MESAGLIO Glauco - ZUGLIANO POZZUOLO UD
MOCCHIUTTI Andrea - UDINE
MORELLI Mauro - FERRARA
MORET Claude - PARIS Francia
MUSCIO Giuseppe - UDINE
NARDELLA Aurelio - NAPOLI
NASEDDU Angelo - DOMUSNOVAS CA
NICCOLAI Giovanni - LIVORNO
NOTARI Orietta - ROMA
PAGANELLO Renzo - UDINE
PANTANO Giuseppe - PALERMO
PANZICA LA MANNA Marcello - PALERMO
PARAVANO Massimo - UDINE
PASTORINO Mauro Valerio - BUSALLA GE
PAVANELLO Aurelio - BOLOGNA
PENSABENE Giovanni - ALESSIO LU

PEREZ y DE PEDRO Paul - BARCELONA Spagna
 PERNA Giuliano - VILLAZZANO TN
 PETROV IVANOV Ivan - PLOVDIV Bulgaria
 PICIOCCHI Alfonso - NAPOLI
 PINTO Simone - CASTELLANA GROTTA BA
 PIVA Marco - UDINE
 PONTON Maurizio - UDINE
 PRELOVSEK Vittorio - PRATO FI
 RIZZI Italo - BARI
 ROSSI Antonio - MODENA
 SABOT Domenico - UDINE
 SANSONETTI Vanni - CASTELLANA GROTTA BA
 SANTORO Domenico - FIRENZE
 SAVOIA Federico - UDINE
 SCHERRER Rene' - HETTINGEN Svizzera
 SCIAKY Riccardo - MILANO
 SELLO Umberto - TRIESTE
 SEMERARO Rino - TRIESTE
 SOMEDA DE MARCO Piero - MERETO DI T. UD
 SPINELLA Giovanni - TRIESTE
 SPRING Daniela - GRANGES Svizzera
 STEINBERG Bruno - CALDINE FI
 STUMMER Gunter - WIEN Austria
 TAVANO Maura - ORGNANO BASILIANO UD
 TENTOR Maurizio - MONFALCONE GO
 THEODOROU George - ATHENS Grecia
 THIES J. Claude - LUXEMBURG Lussemburgo
 TONALI Fabio - MILANO
 TRIMMEL Hubert - WIEN Austria
 TRIPPARI Mario - TRIESTE
 UGGERI Alessandro - VARESE
 URBAIN Bernard - BRUXELLES Belgio
 UTILI Franco - FIRENZE
 VAIA Franco - TRIESTE
 VARIN Michele - MONZA MI
 VENIR Luigi - UDINE
 VEROLE BOZZELLO Vittorio - FORNOVOLASCO LU
 WELLENS Denis - HEVERLEE Belgio
 ZIGLIOLI Roberto - PISOGNE BS
 ZORN Angelo - TRIESTE

Aderenti

AMICI Graziella - RIETI
 ANGIÒ Ettore - TREBISACCE CS
 BERTOLINI Stefania - BOLOGNA
 BIXIO Roberto - GENOVA
 BONZANO Claudio - SCHIO VI
 BOTTA Lia - NOVARA
 BOTTEGAL Flavio - VERONA
 CAMELLA Anna - VERONA
 CELLA Gian Domenico - NOVARA
 CIRILLO Daniele - PORDENONE
 COLASURDO Armandino - RIETI
 COLASURDO Giuseppe - RIETI
 COMAR Maurizio - PIERIS GO
 D'ALBERTO Lucio - FELTRE BL
 DAMBROSI Sergio - TRIESTE
 DANIELI Antonio - CHIRIGNAGO VE
 DORIGO Nanni - BELLUNO
 FERRANTI Luigi - NAPOLI
 FERRI Roberto - RIETI
 FRATTINO Ivo - CLAUT PN
 GALDENZI Sandro - JESI AN
 GALDIERI Giovanni - BARONISSI SA
 GASPARO Fulvio - TRIESTE
 GERMANI Carlo - ROMA
 GIUNTOLI Roberto - GELLO S. GILIANO T. PI
 GLERIA Enrico - VICENZA
 GORI Silvio - MILANO
 GUGLIA Paolo - TRIESTE
 GUIDI Fabio - LUCCA
 KOSIC Stanislao - DOBERDÒ DEL LAGO GO
 LAMBRI Franco - MERATE CO
 LUGLI Stefano - NONANTOLA MO
 MANGHISI Vincenzo - CASTELLANA G. BA
 MARINO Antonio - CATANIA
 NICOLI Fabio - GORIZIA
 NINI Roberto - NARNI TR
 NUSSDORFER Giacomo - TRIESTE
 PALMISANO Pino - LOCOROTONDO
 PEZZOLI Enrico - MILANO
 PICCINI Leonardo - FIRENZE
 PICHL Erwin - TRIESTE
 RADACICH Maurizio - TRIESTE
 ROSSETTI Carlo - TRIESTE
 SALVATORI Francesco - COSTACCIARO PG
 SAMASSA Gabriele - ODERZO TV
 SAVINO Giuseppe - CASTELLANA G. BA
 SILVESTRI Ulderico - GORIZIA
 TRONCON Giuseppe - MODENA
 ZORZIN Roberto - VERONA

Gruppi e società iscritte

ASSOCIAZIONE FRIULANA RICERCHE - TARCENTO UD
ASSOCIAZIONE SPELEOLOGI ROMANI - ROMA
ASSOCIAZIONE XXX OTTOBRE CAI - TRIESTE
BIBLIOTECA SOCIETÀ SVIZZERA DI SPELEOLOCH - LA CHAUX DE FONDS Svizzera
CENTRO RICERCHE CARSICHE SEPPENHOFER - GORIZIA
CENTRO SPELEOLOGICO ETNEO - CATANIA
CLUB ALPINISTICO TRIESTINO - TRIESTE
COMMISSIONE GROTTA BOEGAN - TRIESTE
COOPERATIVA MONTE MEANA - SANTADI CA
FEDERAZIONE SPELEOLOGICA PUGLIESE - CASTELLANA GROTTA BA
FEDERAZIONE SPELEOLOGICA SARDA - DOMUSNOVAS CA
FEDERAZIONE SPELEOLOGICA TRIESTINA - TRIESTE
GRUPPO ATTIVITÀ SPELEOLOGICA VERONESE - VERONA
GRUPPO GROTTA GIARA MODON - VALSTAGNA VI
GRUPPO GROTTA MILANO - MILANO
GRUPPO GROTTA PIPISTRELLI CAI - TERNI
GRUPPO GROTTA RECANATI - RECANATI
GRUPPO GROTTA SCHIO CAI - SCHIO VI
GRUPPO GROTTA TREVISO - TREVISO
GRUPPO PUGLIA GROTTA - CASTELLANA GROTTA BA
GRUPPO SPELEOLOGICO ALPI MARITTIME CAI - CUNEO
GRUPPO SPELEOLOGICO CAI PALERMO - PALERMO
GRUPPO SPELEOLOGICO CAI - VITTORIO VENETO TV
GRUPPO SPELEOLOGICO FAENTINO - FAENZA RA
GRUPPO SPELEOLOGICO MARTINESE - MARTINA FRANCA TA
GRUPPO SPELEOLOGICO PADOVANO CAI - PADOVA
GRUPPO SPELEOLOGICO PIEMONTESE CAI - TORINO
GRUPPO SPELEOLOGICO SAN GIUSTO - TRIESTE
GRUPPO SPELEOLOGICO SASSARESE - SASSARI
GRUPPO SPELEOLOGICO SAVONESE - SAVONA
GRUPPO SPELEOLOGICO UTEC - NARNI TR
GRUPPO SPELEOLOGICO SACILE - SACILE PN
GRUPPO SPELEO - ARCHEOLOGICO SPANO - CAGLIARI
GRUPPO SPELEO - ECOLOGICO VAL NATISONE - SAN PIETRO AL NATISONE UD
GRUPPO SPELEO - PALEONTOLOGICO CHIERICI - REGGIO EMILIA
GRUPPO TRIESTINO SPELEOLOGI - TRIESTE
SOCIETÀ STUDI CARSICI LINDNER - FOGLIANO GO
SPELEO CLUB ORISTANO - ORISTANO
SPELEO CLUB ROMA - ROMA
UNIONE SPELEOLOGICA PORDENONESE - PORDENONE

Alcuni lavori non sono stati inseriti negli Atti in quanto non pervenuti per tempo all'organizzazione, ritirati dagli autori e/o pubblicati su altra rivista.

LUCIO D'ALBERTO *

BREVE NOTA DESCRITTIVA SULLE MICROMARMITTE DI PARETE

RIASSUNTO - Si sono osservate, su una parete di calcari esposta a Sud, delle microforme che possono venir considerate come effetto dell'azione combinata di stillicidio e biocarsismo. Si tratta di morfologie erosionali; la loro distribuzione è limitata a piccole sporgenze della roccia, in corrispondenza di banconi più compatti. Si è osservato anche con un'esperienza pratica che acqua, proveniente da fessure soprastanti queste sporgenze, gocciolando cade più frequentemente in corrispondenza delle microforme; la presenza di cotica erbosa nelle fessure e di un detrito fine costituito in parte da resti organici favorisce un'azione biocarsica.

ABSTRACT - A microform, that can be imputed to the dripping and to the biokarst, is here described. This microform occurs in a limestone wall, where there are protrusions on rock. It is an erosional form. It has been verified that some drops, fallen from a overhanging leak, fall into the microform, where some detritus partly of organic origin, is present.

Introduzione

Ho notato delle microforme su una parete di Calcari Grigi che per la loro genesi potrebbero venir associate al fenomeno carsico.

Inquadramento geografico e geologico

Le osservazioni sono state fatte in comune di Fonzaso (BL) nel Veneto nord occidentale. La parete in questione è sottostante il vecchio tracciato stradale della SS.50 in località Pedesalto.

Dal punto di vista geologico la parete è costituita da Calcari Grigi (Lias). Litologicamente è una calcarenite con bioclasti in banchi di 4 m. In sezione sottile si riconosce un Wackestone a bioclasti, peloidi e intraclasti con un processo di neomorfismo sovrainposto. L'ambiente di deposizione è al limite est della Piat-taforma di Trento.

L'elemento tettonico principale qui presente è rappresentato dalla Linea di

* Gruppo Speleologico CAI Feltre.

Tezze, sovrascorrimento neogenico sud vergente del quale noi ci troviamo al tetto.

Morfologicamente siamo in una forra ad andamento meandriforme scavata dal torrente Cismon. Al fondo sono evidenti alcune marmitte.

Descrizione della parete

La parete, orientata a sud, è compresa fra il piano strada ed il sottostante torrente, 43 m. più in basso. La seconda metà della parete, dai 20 m. in giù è strapiombante ed altamente fratturata per la presenza di un piano di movimento. Le strutture principali osservabili sono date da piani sub orizzontali. Questi sembrano essere superfici di stratificazione che hanno subito movimento in quanto la roccia al tetto e al letto è fratturata. La spaziatura è di alcuni metri, ma nella parte più alta si distinguono delle discontinuità più ravvicinate: probabilmente sono giunti di strato. In corrispondenza di queste discontinuità si sono create delle cengette erbose con presenza anche di suolo e la roccia presenta fenomeni di crioclastismo impostato su piccole fratture secondarie. In alcuni punti sono presenti delle piccole fessure (5-10 cm.) orizzontali nelle quali si è insediata della flora, talora allineate en - echelon a qualche discontinuità.

L'alterazione della superficie rocciosa si presenta in varie morfologie. Nelle zone più verticali, di colore scuro (grigio-nero), è ad alveoli, che arrivano ad un diametro di 1 cm. Si osserva anche, che in corrispondenza di piccole fratture riempite di calcite, l'alterazione è stata meno intensa originando così una struttura a vene in rilievo. In altre zone sempre verticali, però soggette a percolazione di acqua fuoriuscente da fratture l'alterazione è più spinta ed oltre al colore più scuro (nero) si osservano strutture globulari «a cavolfiore» di dimensioni millimetriche facilmente asportabili. Queste strutture osservate con un debole microscopio mostrano contenere piccoli cristalli prismatici di calcite immersi in una pasta più

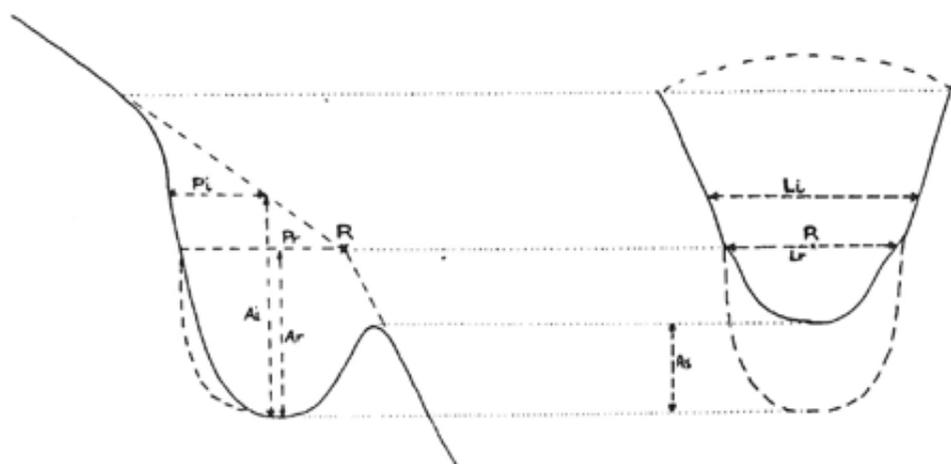


Fig. 1 - Profilo (a sinistra) e veduta frontale (a destra).

fine granulare, ed anche filamenti vegetali, probabilmente apparati radicali. È probabile che questa sia la parte residuale della roccia sottoposta ad alterazione per l'attacco di organismi vegetali. In altri punti di colore più chiaro (nocciola) il detrito non è coperto da questa patina scura forse perché meno umidificato, o perché appena trasportato lì dall'acqua di percolazione visto che presenta strutture come di «concrezionamento». In corrispondenza delle coperture erbose si notano dei solchi originati da apparati radicali. Dove la roccia è più resistente si sono create delle sporgenze, sono questi, «gradini», che ospitano le microforme oggetto del presente lavoro. In questi punti quindi il pendio è più dolce e l'alterazione non si presenta come sopra descritto, ma sono evidenti solo alcuni licheni (presenti anche altrove). Sotto la patina grigia si osserva comunque una colorazione verde che anche in sezione sottile è evidentemente parallela alla superficie e entro microfratture e a volte avvolge piccoli granuli di roccia.



Fig. 2 - Veduta dall'alto.

Descrizione delle microforme

Queste microforme si possono rassomigliare al fondo di una provetta con un semi - imbuto soprastante. Le loro dimensioni sono di poche decine di millimetri (vedi tabella). Si può infatti riconoscere la parte più alta che è imbutiforme (verrà poi chiamato impluvio) e generalmente corrisponde alla parte del gradino

che ha minor pendenza. A questo impluvio si raccorda, sotto, una parte cilindrica sventrata sul lato anteriore dall'intersezione col profilo del gradino e spesso sotto scavata sul lato verso la parete. Se si osserva questo particolare frontalmente sembra di vedere il profilo trasversale di una valle glaciale. Infatti in alto (impluvio) si hanno i due «versanti» che convergono con basso angolo d'inclinazione, per poi bruscamente diventare più verticali e raccordarsi infine in maniera dolce. La microforma termina con una concavità. Ho chiamato queste piccole forme «micromarmitte di parete» (MP).

All'interno della concavità è spesso presente del detrito di taglia molto fine (silt o argilla) che risulta essere costituito per una notevole parte da frammenti organici (legnosi, membra di invertebrati ecc.). L'altra parte, inorganica, più fine, è in alcuni casi agglomerata in «globuli» di dimensioni anche notevoli (1-2 mm.). I frammenti di roccia di dimensioni della sabbia sono molto rari e con scarsissimo arrotondamento.

Di queste MP ne ho misurate una trentina, ma sono molte di più quelle che hanno forme aberranti o embrionali quindi non misurabili secondo dei parametri comuni. Ho considerato tre parametri per due diverse parti di ciascuna MP (vedi Fig. 1). Sono 1) larghezza: è la distanza tra due punti estremi sia dell'orlo dell'imbuto (LI), sia della rottura di pendio (LR) presa parallelamente alla superficie rocciosa; 2) profondità (orizzontale): è la distanza dalla parete interna della congiungente i due punti di cui sopra (PI, PR) 3) altezza dal fondo delle misure prima valutate (AI, AR). Un altro dato è stato raccolto dove è stato possibile e cioè l'altezza dal fondo del punto più basso del profilo frontale denominato soglia di sfioro (AS).

Per quanto riguarda la posizione delle MP ho potuto osservare che in genere sono situate sulla parte più esterna dei gradini. Tra loro spesso non c'è nessuna relazione tranne alcuni casi in cui l'impluvio di una confina con l'impluvio di un'altra mediante una linea di spartiacque. C'è un caso anche dove due MP giac-



Fig. 3 - Veduta obliqua.

TABELLA RIASSUNTIVA DATI DI CIASCUNA MP (misure in mm.)

AS	AI	PI	LI	AR	PR	LR	N*MP
4	20	25	25	37		53	1
5	10		29	33		55	2
	6		14	16	18	22	3
	9		13	33	30	28	4
	11	24	24	30	26	41	5
	18	23	33	83	40	53	6
	8	19	21	29	21	34	7
	41	26	21	12	27	56	8
	3	21	19	15	24	42	9
2	5	21	12	17	23	35	10
	4	27	15	9	29	40	11
	10	16	18	21	24	31	12
4	13	20	15	24	22	20	13
	8	26	14	19	30	25	14
4	8	16	18	30	37	24	15
5	18	18	26	43	10	43	16
1,70	6	18	8	10	10	21	17
4	9	13	19	18	6	29	18
3	8	18	15	18	8	28	19
5	16	19	29	30	12	35	20
2,70	8	12	10	23	6	21	21
2,70	8	12	13	18	6	24	22
	7	18	12	28	11	39	23
6				8	18	19	24
	6	13	11	13	8	20	25
1	6	14	13	15	3	28	26
2	9	23	20	30	11	53	27
2	13	18	28	22	20	31	28
1	10	19	18	30	10	44	29
5	8	18	15	15	12	20	30

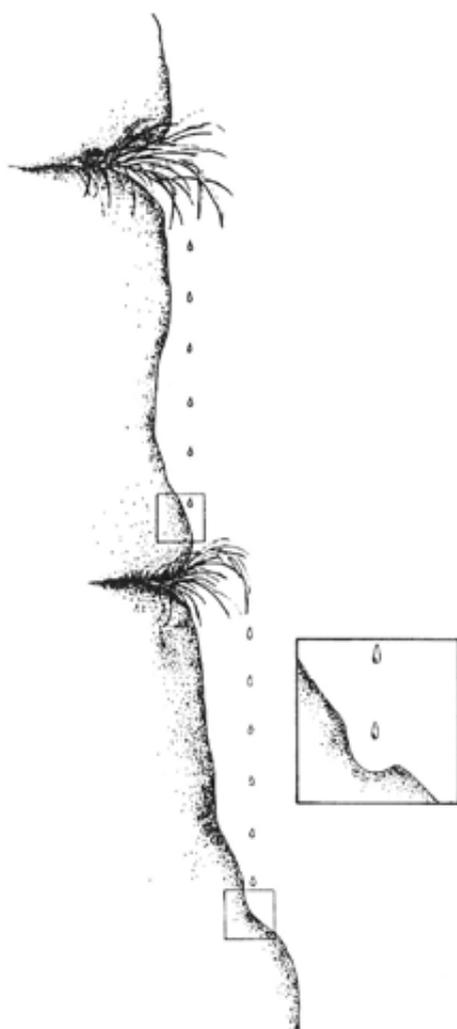


Fig. 4 - Stillicidio.

ciono lungo la stessa linea di massima pendenza site una appena sopra l'altra e sono inserite come dentro un piccolo karren. Molte invece presentano più concavità quindi possono venir interpretate come anastomosi di differenti individui.

Ipotesi sull'evoluzione delle MP

Le osservazioni fatte mi portano a ritenere che la genesi di queste MP sia dovuta ad acqua di stillicidio dovuta a piogge o disgelo proveniente dalle cenge soprastanti. Ho provato infatti a verificare se certi ciuffi erbosi fossero sulla verticale di qualche MP inzuppandoli d'acqua ed osservando dove la stessa acqua di stillicidio andasse a cadere. Ho sperimentato così percorsi aerei di 2-3 m. che ve-

nivano influenzati nella traiettoria dal vento che spesso soffia dentro la forra (vedi Fig. 4). Si individuano quindi delle aree preferenziali di impatto nelle quali generalmente sono comprese le MP. È anche vero però che poche ore dopo un temporale la parete è completamente asciutta e non presenta né stillicidio né percolazione. Dobbiamo però considerare che queste osservazioni sono state compiute in periodo estivo ed invernale senza neve.

Ritengo poi che l'acqua abbia un forte contenuto in acidi umici dato il percorso fra le zolle di suolo. Quindi a mio parere l'azione dell'acqua non è tanto meccanica, in quanto il detrito non sembra possedere capacità abrasive, ma piuttosto chimica per la sua presunta acidità. Un'altra ipotesi suggerita da U. SAURO è quella che si tratti di forme di transizione fra piccole marmitte di evorsione e vaschette di corrosione.

Il detrito può essere importante per trattenere l'umidità e quindi per favorire l'azione biocarsica, oltre ad essere esso stesso ricco di sostanza organica. Questo potrebbe favorire l'insediamento di microrganismi che però sembrano dare una colorazione più intensa di quella che si riscontra normalmente nelle MP.

Quindi in conclusione ritengo che queste microforme siano soggette nella loro evoluzione ad un'azione biocarsica indiretta.

Ovviamente per avere delle valide conferme bisognerebbe analizzare l'acqua ma la quantità è tanto esigua che ciò non è possibile con normali strumenti di campagna. Sarebbe anche opportuna una più accurata analisi del riempimento detritico.

Bibliografia

- BELLINAZZI M., 1985 - *I calcari grigi delle Vette Feltrine e la Facies ad Ellispactinie*. Tesi di laurea ined. Univ. Ferrara.
- DEFANTI A., 1971 - *Forme di corrosione dovute a microrganismi osservate nel Gruppo del Civetta (Alpi Dolomitiche)*. Boll. Soc. Geogr. It., Ser. IX, vol. XII, n. 10-12, pp. 605-618, figg. 9, Roma.
- PERNA G. e SAURO U., 1978 - *Atlante delle microforme di dissoluzione carsica superficiale del Trentino e del Veneto*. Mem. Mus. Trid. Sc. Natu., vol. XXII, pp. 1-176, figg. 187, Trento.
- SCHROEDER J., - *La paroi subverticale, unité morphologique. Contribution à une réflexion épistémologique en Géomorphologie*. In Norois.
- VILES H.A., - 1984 *Biokarst: review and prospect*. Progress in physical geography, vol. 8, f. 4, pagg. 523-542.

Discussione

PERNA - Queste forme particolari sono abbastanza rare, però si ritrovano in Sardegna, nell'Iglesiente. Hanno forma più appuntita e sembrano impronte di pallottole. La genesi di quelle da Lei descritte è legata, ritengo, a carsismo provocato da alghe endolitiche. L'osservazione che si tratta di acqua di stillicidio, che scende da cenge, ove vi sono vegetali, è esatta perché il fitocarsismo non si instaura mai in acqua assolutamente pura. Le forme di parete che si ritrovano sono sempre legate a acque che attraversano zone con vegetazione.

CUCCHI - Un'osservazione sulla terminologia: la genesi sarebbe più legata alla dissoluzione, sia essa favorita o no da sostanze organiche, che non all'erosione da movimenti di clasti. Quindi il termine marmitta non sarebbe il più adatto. Le chiamerei, per evitare confusione, microalveoli o microvaschette ad intendere più un termine di dissoluzione chimico-biologica che non una dissoluzione per erosione poiché, in questo caso, l'erosione non è presente dal punto di vista fisico.

PAOLO FORTI * & FRANCO FRANCAVILLA **

DUE NUOVE FORME CARSICHE DELLE GROTTA COSTIERE SOMALE: I SOLCHI DA MISCELA E LE CONCREZIONI TUBIFORMI

RIASSUNTO - Lo studio idrogeologico e carsico delle dune fossili calcaree esistenti presso il villaggio di Gesira e nella fascia costiera a sud di Mogadiscio (Somalia) hanno permesso di evidenziare l'esistenza di alcune forme assolutamente peculiari, quali i «microcanyon da miscela» e le «concrezioni tubiformi».

Nel presente lavoro, dopo aver analizzato le condizioni idrogeochimiche delle acque circolanti nelle formazioni carsificabili si descrivono brevemente le due nuove forme osservate e quindi si avanzano ipotesi circa la genesi per le stesse.

ABSTRACT - Close to Gesira village, few kms S of Mogadiscio, there are some paleodunes: they are quite parallel to the seashore and consist of cemented calcareous sand.

The sea partially eroded the first lines of paleodunes thus creating an abrasion platform and a cliff, in which several marine karst microforms are still now actively forming. Along the cliff, where major cementation took place, several caves, up to 10 - 20 m in length, were developed. In the low tide periods, inside the largest of these cavities, water constantly flows outward and peculiar small canyon like structures deep up to 1 m and with a rounded smooth bottom are thus developed in the first 5 - 10 m of the platform, their genesis cannot be simply related to the marine abrasion or the biological activity. The genesis of the largest caves, as well as that of the canyonlike structures, is surely related to the presence inside the paleodunes of two different waters, which mingle together: the sea salt water prevailing during the high tides and the fresh meteoric or partially mixed waters, which prevail in the low tide periods.

In the present paper the first hydrochemical data on the different waters are discussed and on the basis of the morphological and petrographical analyses a genetical model is presented to explain the genesis of the largest caves and that of the canyonlike structures.

Lastly a peculiar calcite formation is described: it develops on the top the cliff and resembles a tube.

Introduzione

Durante un periodo trascorso a Mogadiscio presso la Divisione di Geologia della Facoltà di Scienze dell'Università Nazionale Somala, sono state da noi condotte ricerche sull'idrogeologia carsica di alcuni tratti costieri a sud della Capitale, non lontano dal villaggio di Gesira. L'area era già stata oggetto di studi geomorfologici (SAURO, 1980), di ricerche sperimentali sui rapporti tra acque

* Istituto Italiano di Speleologia - Bologna

** Dipartimento di Geografia - Bologna

dolci di falda e acque salate di intrusione marina (DAL PRÀ et al., 1984; DAL PRÀ & HUSSEN SALAD, 1989) e di ricerche sui caratteri del sottosuolo mediante indagini geoelettriche (BENVENUTI et al., 1983).

Per parte nostra abbiamo studiato le grotte costiere formatesi, nella falesia ivi esistente, in parte ad opera del moto ondoso: esse sono sede di sistemi idrogeologici complessi e la loro evoluzione è legata alla miscela di acque di diversa origine e composizione.

A più riprese ed in diverse condizioni meteorologiche (con cielo sereno, coperto e con pioggia) durante i mesi di Maggio e Giugno 1989, sono state controllate le conducibilità delle acque di stillicidio e di quelle defluenti dalle cavità. Ciò ha permesso di riconoscere l'esistenza di particolari condizioni di miscela delle acque sotterranee, che portano anche alla evoluzione di micro forme carsiche peculiari di questi ambienti.

Nel presente lavoro dopo aver brevemente inquadrato idrogeologicamente l'area di studio, vengono discussi i dati idrochimici raccolti e sulla base anche di analisi petrografiche viene presentato un modello per spiegare sia la genesi delle cavità maggiori sia quella delle microforme peculiari quali quelle a «canyon».

Da ultimo viene descritta una nuova e particolare forma di concrezionamento, presente sulla falesia esposta agli spruzzi delle onde del mare.

La situazione idrogeologica

Il tratto di costa studiato (Fig. 1) è a sommersione, in alcuni casi per alcuni chilometri all'interno, ed è caratterizzato dalla presenza di tutta una serie di cordoni di dune paralleli alla linea di costa.

L'ingressione marina ha parzialmente eroso i cordoni dunari più esterni, costituiti da granuli calcitici e aragonitici parzialmente cementati ad opera delle acque di infiltrazione (eolianiti), provenienti dalla demolizione di antichi edifici madreporici.

Verso l'interno dune di colore rosso o rosso-bruno, fortemente pedogenizzate, costituite da granuli di quarzo, gradualmente sostituiscono le bianche dune eolianitiche.

In tutta l'area attualmente esistono dune ancora attive.

La morfologia della linea di costa è caratterizzata da tre elementi principali: 1 - una scarpata di pochi metri o poche decine di metri, 2 - una antistante piattaforma di abrasione marina, ampia (nei periodi di bassa marea) da svariate decine a centinaia di metri e leggermente inclinata verso il mare aperto,

3 - alcune strutture madreporiche a poche centinaia di metri dalla costa.

Nella piattaforma di abrasione, la presenza di depressioni e creste orientate parallelamente alla costa, e l'allineamento di scogli e piccole isole, testimonia l'esistenza di una più antica morfologia eolica oggi quasi completamente smantellata.

Tutta la zona intertidale è sottoposta ad una attiva abrasione marina, mentre la scarpata nelle dune eolianitiche viene continuamente modellata sia dagli agenti atmosferici (pioggia e vento) sia dalla corrosione carsica.

La zona interessata da queste azioni comprende anche superfici situate al di sopra del livello di alta marea, interessate da frangenti o spruzzi; in essa si sono sviluppate sia macroforme, quali cavità di varia dimensione, e talora vere e proprie grotte anche di attraversamento, che microforme come pinnacoli, vaschette, creste, alveoli etc.

La fascia delle dune costiere ospita una falda a pelo libero le cui acque provengono dalla valle del Fiume Sheebeli a Nord e attraversano le sabbie delle dune fossili quarzitiche prima e eolianitiche poi.

In prossimità della costa le escursioni di marea fanno ritmicamente avanzare ed arretrare il cuneo delle acque salate nel sottosuolo, con conseguente oscillazione della superficie freatica della falda.

In prossimità di Gesira la superficie di falda oscilla di 33 cm in corrispondenza di una escursione di marea massima di 1.70 m, ma ben più ampiamente (al-

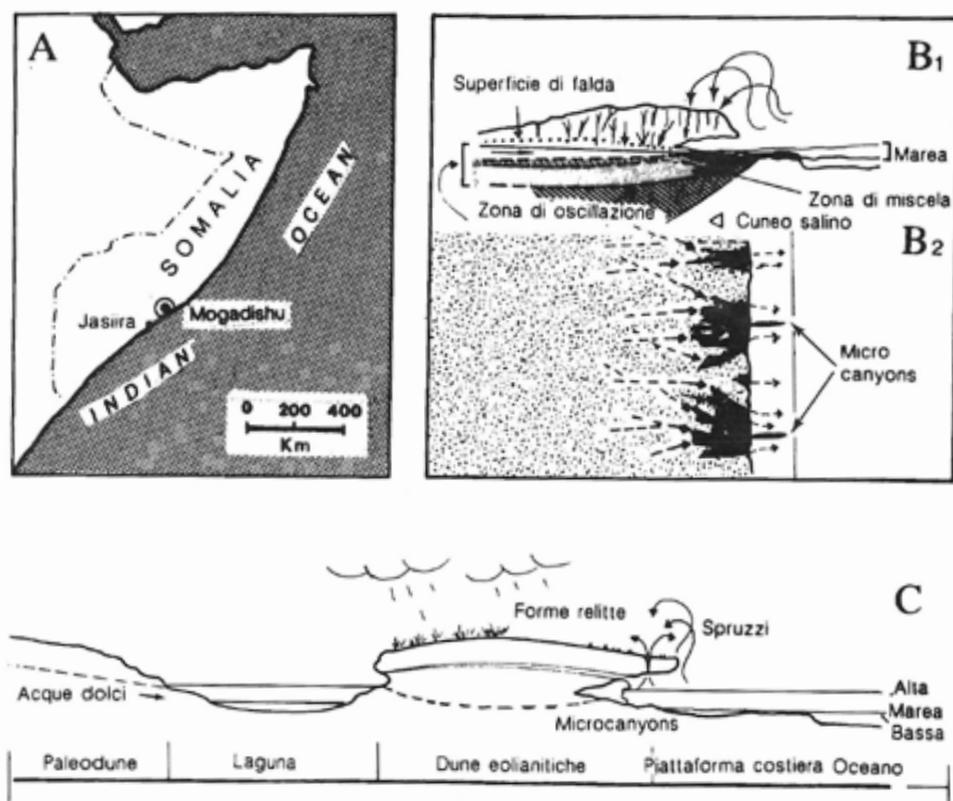


Fig. 1 - A: ubicazione dell'area di studio; B1: sezione normale alla linea di costa attraverso una paleoduna con grotte costiere, in cui sono messi in evidenza i differenti apporti idrici e la zona di miscelazione; B2: pianta dell'area di B1, in cui viene messa in evidenza l'estensione delle cavità sotterranee e la collocazione dei micro - canyons; C: sezione normale alla linea di costa della fascia costiera a sud di Jasiira, in cui si evidenziano i rapporti reciproci fra dune fossili, dune eolianitiche e la piattaforma costiera prospiciente.

cuni metri sino a 9) oscilla l'interfaccia acque dolci - acque salmastre (DAL PRÀ & HUSSEIN SALAD, 1989).

Infatti le escursioni di marea provocano non solo oscillazioni verticali ma anche rilevanti spostamenti orizzontali, potendo il mare ingredire localmente anche di 100 m con la marea massima. In conseguenza di ciò si hanno anche notevoli variazioni nello spessore delle lame di acque dolci lungo la costa (da 10 a 19 m passando dall'alta alla bassa marea, sempre nei pressi di Gesira).

Il gradiente della superficie di falda descritta è di circa 13 per mille mentre la pendenza della superficie d'interfaccia supera il 45 per mille.

Le acque presenti nei cordoni dunari costieri e nelle isole sono pertanto sede di complessi fenomeni di mixing dipendenti dalle oscillazioni della superficie di falda e dal costante e alterno movimento del cuneo salino.

A queste cause di variabilità della salinità e della temperatura si sommano quelle derivanti dagli apporti meteorici diretti, talora intensi durante le piogge monsoniche, e dagli apporti dovuti ai frangenti e agli spruzzi nel fronte a mare delle falesie.

Infine le acque di condensazione non debbono esser trascurabili per il bilancio di salinità delle acque percolanti nei sistemi grossolanamente porosi delle dune eolianitiche e stillanti o defluenti all'interno delle grotte costiere.



Foto 1 - Un canyon di miscela all'ingresso di una delle grotte maggiori di Gesira.

I micro - canyon da miscela

Una forma carsica assolutamente caratteristica delle dune fossili costiere di Gesira è costituita dalle incisioni che si sviluppano dall'ingresso delle cavità maggiori, perpendicolarmente agli stessi, in maniera indipendente dalle eventuali fratturazioni presenti nella formazione eolianitica, lungo la piattaforma di abrasione in direzione del mare aperto, che abbiamo chiamato «micro - canyon».

I maggiori possono raggiungere i 10 - 15 m di lunghezza e una profondità massima, nella zona centrale di circa 1 - 1.5 m (Foto 1 e Fig. 2). La loro caratteristica è quella di essere in sezione longitudinale più profondi nella zona centrale che alle due estremità.

Un'altra loro peculiarità è quella di esser totalmente ricoperti di organismi marini tranne che nelle zone più profonde ove presentano invece una superficie rocciosa scoperta e perfettamente levigata; la sezione dell'area priva di copertura biologica è arrotondata, ricordando quindi la morfologia classica dei tubi freatici, differenziandosi per questo nettamente dalla forma delle altre parti del micro - canyon ove l'andamento è a V allargato a fondo piatto, (Fig. 2).

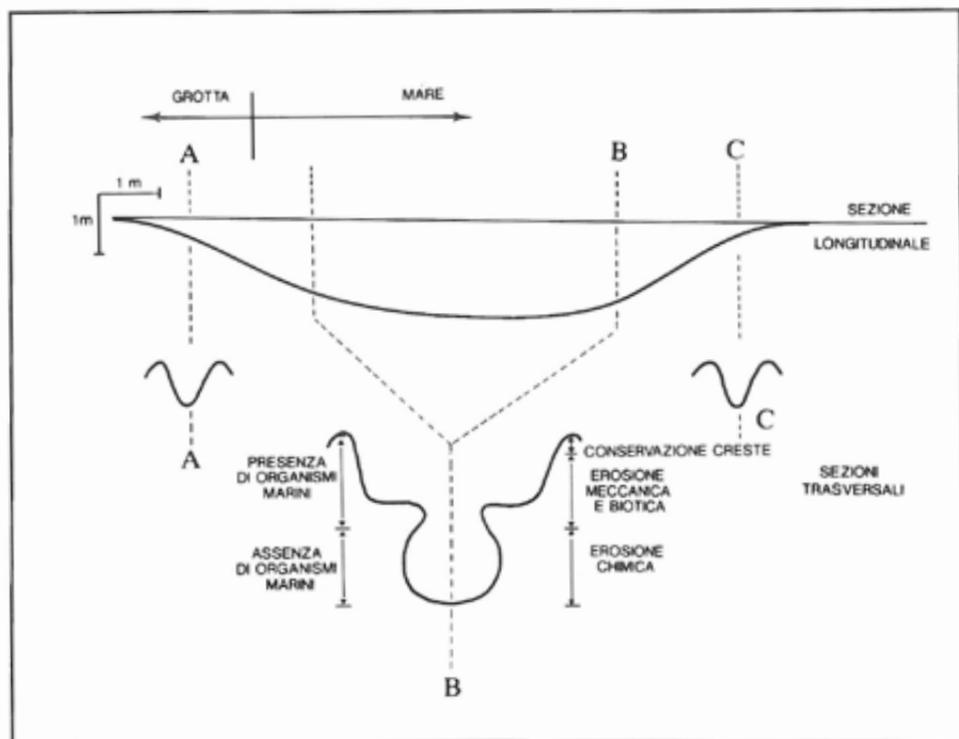


Fig. 2 - Sezione longitudinale e sezioni trasversali di un canyon di miscela: si noti come nella porzione centrale e più profonda del canyon alla forma erosiva a V appiattito si sovrappone una forma corrosiva subcircolare.

Dal punto di vista petrografico vi è una netta differenza tra le aree completamente ricoperte da organismi marini e quella, invece che ne è assolutamente spoglia: la prima infatti presenta tutta una serie di tubicoli micrometrici, a fianco di altri maggiori, chiaramente imputabili alla corrosione biotica (CIABATTI et al., 1980), mentre nell'altra siffatte morfologie sono totalmente assenti.

I micro - canyons si sviluppano sempre lungo linee di deflusso a mare di acque sotterranee drenate dalle cavità, come è possibile verificare nei periodi di bassa marea e di parziale emersione della piattaforma di abrasione.

In effetti il meccanismo genetico di queste particolari forme carsiche, si basa sulla presenza di due differenti tipi di acque che, in particolari condizioni, si miscelano a livello della piattaforma di abrasione.

Le due acque in questione sono quelle salate di origine marina e quelle salmastre. L'origine di queste ultime è imputabile a quattro possibili differenti sorgenti, che contribuiscono alla miscela in maniera differente anche nel tempo.

Innanzitutto va considerato il deflusso di acque meteoriche infiltratesi sia nelle eolianiti costiere (v. schema idrogeologico - Fig. 1): tale componente è sicuramente prevalente nei periodi piovosi o immediatamente successivi agli stessi.

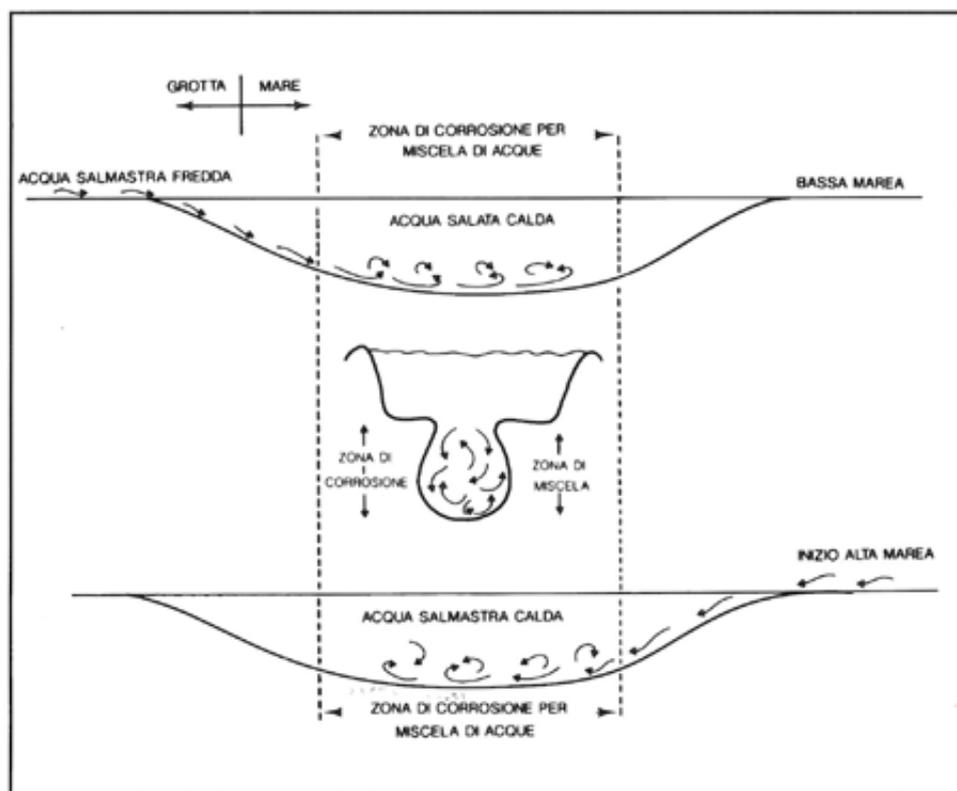


Fig. 3 - Meccanismo evolutivo delle forme a «micro - canyon»: le zone di massima aggressione si trovano sempre, sia in alta che bassa marea, sul fondo dei micro - canyons.

In secondo luogo le dune costiere ed il loro retroterra ospitano una falda le cui acque provengono da grande distanza, e hanno qui il loro recapito finale. Una terza componente è data dalle acque marine, sia di diretta alimentazione degli stagni retrostanti la zona costiera, sia di infiltrazione dalla sommità della duna costiera ad opera degli spruzzi prodotti dai frangenti: questo apporto risulta essere il principale in condizioni di alta marea e presenza di moto ondoso. La quarta componente è data dalla condensa all'interno delle grotte, causata dalla notevole differenza di temperatura esistente tra l'aria esterna e quella all'interno delle cavità stesse: questa componente diventa quantitativamente importante nei periodi di bassa marea e maggiore insolazione.

Le acque salmastre risultanti da questa azione di miscela, anche se di salinità variabile nel tempo, come dimostrato dalle misure di conducibilità effettuate in diverse occasioni, sono sempre molto aggressive (FORTI & PERNA, 1986; LOH-MANN, 1988) e sono quindi responsabili delle evidenti morfologie di corrosione, più che di erosione, presenti all'interno delle cavità; inoltre, miscelandosi con quelle francamente marine immediatamente all'ingresso delle cavità causa la genesi dei «micro - canyon» che proprio per questo sono stati da noi chiamati «da miscela». L'indipendenza dell'orientamento dei canyons rispetto alle eventuali fratturazioni delle eolianiti, come accennato all'inizio, nonché l'impossibilità di una loro evoluzione per cause erosive, dimostrata dalla loro forma chiusa a valle e dalla completa ricopertura di manti algali che caratterizza le porzioni più superficiali dei micro - canyons, e quindi più sottoposte al moto ondoso, sono fattori che suggeriscono una genesi di tipo chimico.

L'esistenza poi nella parte centrale più profonda di morfologie subcircolari a pareti lisce e spoglie avvalorà l'ipotesi che l'aggressione da parte di acque sottosature si sviluppi esclusivamente in tali zone dei canyons, ipotesi che viene anche suffragata dalla assenza, nelle stesse zone, di ciotoli arrotondati o di altri agenti abrasivi. Il meccanismo ipotizzato per l'evoluzione dei canyons da miscela (Fig. 3) si basa sulla non troppo elevata differenza di salinità esistente tra le due acque (di deflusso carsico e marina) che si incontrano a livello appunto dei canyons: infatti, proprio a causa della modesta differenza di salinità, la densità relativa delle due acque dipenderà esclusivamente dalla temperatura delle medesime.

Questo fa sì che, a seconda delle situazioni (bassa marea, inizio alta marea), risulti di volta in volta più leggera quella salmastra o viceversa quella marina. Infatti durante la bassa marea (Fig. 3) l'acqua marina che rimane intrappolata all'interno dei canyons si riscalda e pertanto la sua densità diviene minore di quella dell'acqua salmastra fuoriuscente dalle cavità: in questo modo questa tenderà ad accumularsi sul fondo del canyon stesso ove si miscelerà, grazie alle correnti convettive, a quella marina, divenendo così aggressiva ed esplicando il suo potere corrosivo essenzialmente nelle zone più profonde del canyon stesso. Questo effetto, naturalmente, sarà possibile esclusivamente durante le basse maree diurne.

Nei primi momenti di risalita della marea, invece, (Fig. 3) sarà l'acqua marina più densa a scivolare sotto l'acqua salmastra che causerà il ringiovanimento da miscela sempre nelle zone più profonde: in questo caso l'effetto sarà attivo indipendentemente dall'insolazione o meno dell'area. Con questo semplice meccanismo, quindi è possibile spiegare non solo la particolare sezione centrale dei mi-

cro - canyons da miscela, ma anche il fatto che le zone più profonde degli stessi siano completamente lisce e prive di coperture algali, per il continuo processo di corrosione in atto.

Le concrezioni a tubo

Un'altra forma peculiare, questa volta non di dissoluzione, ma di concrezionamento, presente nelle formazioni eolianitiche della fascia costiera a Sud di Gesira sono le «concrezioni a tubo» (Foto 2) presenti soprattutto nella parte superiore della falesia in zone interessate sia dalla erosione eolica che marina, e dalla corrosione dovuta agli spruzzi di acqua salata portati dal vento.

In queste zone si osserva una rapida demolizione delle strutture eolianitiche con conservazione di creste e pinnacoli verticali di colore rossastro o bruno-rossiccio; ad una più attenta osservazione questi ultimi risultano essere concrezioni cilindriche con un largo foro centrale (0.5 - 2 cm di diametro), che in alcuni casi emergono dalla roccia eolianitica anche di 1 metro.

La direzione di sviluppo di queste concrezioni è principalmente verticale, anche se in realtà la loro struttura può esser complessa con tratti orizzontali, diramazioni e confluenze.

Alcuni campioni delle concrezioni a tubo e della roccia relitta attorno ad



Foto 2 - Una concrezione tubiforme emergente dalla falesia a Sud di Gesira.

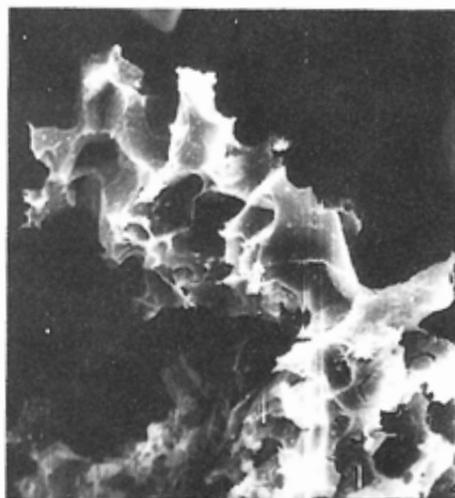
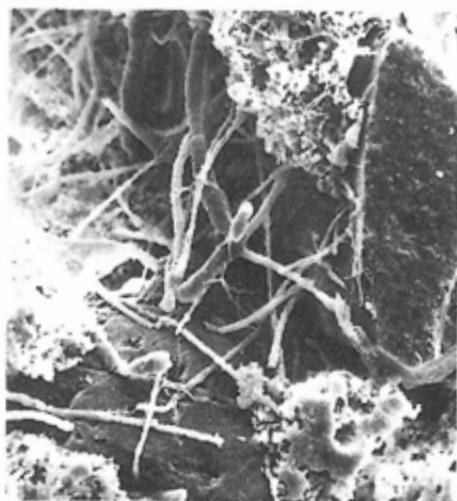


Foto 3 - Foto al microscopio elettronico della controimpronta in plastica di un campione di eolianite preso a un centimetro di distanza da una concrezione tubiforme: sono evidenti i filamenti algali e la corrosione dei granuli calcitici e aragonitici.

Foto 4 - Foto al microscopio elettronico della controimpronta in plastica di un campione di concrezione tubiforme: le forme derivate dall'aggressione biologica e chimica sono totalmente assenti.

essi sono stati analizzati in dettaglio al fine di ottenere indicazioni utili per definire un meccanismo genetico per questi nuovi speleotemi.

L'analisi al microscopio da mineralogia ha evidenziato l'esistenza di una laminatura nelle concrezioni: le bande concentriche risultavano esser più spesse e compatte vicino al foro centrale, mentre gradualmente tendevano ad assottigliarsi e sparire verso la periferia della canna che mantiene parzialmente le caratteristiche originarie della roccia eolianitica.

L'analisi chimica e diffrattometrica ai raggi x evidenziava la presenza di sola calcite, con minime tracce di ossidi di ferro nella concrezione, mentre nella roccia eolianitica venivano osservati anche un certo numero di clasti quarzosi, chiaramente provenienti dalle formazioni più interne del Paese.

Al microscopio elettronico veniva evidenziato come nelle zone dell'eolianite non interessate dal concrezionamento fossero evidenti le ridissoluzioni dei granuli calcarei e si incontrassero una miriade di tubercoli correlabili ad attività di digestione algale, o comunque biotica, della roccia (Foto 3).

Man mano che ci si avvicinava alle parti concrezionate il numero dei tubercoli tendeva a diminuire sino a scomparire totalmente all'interno delle concrezioni in prossimità del foro centrale (Foto 4).

In altre parole l'analisi al microscopio elettronico ha confermato quanto apparso anche al microscopio ottico, che cioè la cementazione partiva dalle zone più interne e risultava massima all'altezza del foro centrale.

Sulla base delle osservazioni sperimentali sia in loco che in laboratorio è stato quindi possibile prospettare un meccanismo genetico ed evolutivo per le «concrezioni a tubo», che è stato schematizzato in Fig. 4.

Nel periodo antecedente il consolidamento delle eolianiti, ed anche parzialmente durante il medesimo, organismi limivori hanno scavato all'interno delle dune loro gallerie, che sono state quindi preservate dal consolidamento della formazione nel suo complesso (Fig. 4, a).

Una volta che le eolianiti si sono venute a trovare nella situazione di falesia attuale, l'azione erosiva meccanica operata dal vento e, nel caso di forti bufere, dal moto ondoso ha cominciato ad esplicarsi; contemporaneamente diveniva attivo anche un meccanismo di dissoluzione e corrosione ad opera degli spruzzi di acqua marina che costantemente cadevano sulla sommità delle eolianiti.

L'azione congiunta di corrosione ed erosione ha causato da un lato un rapido abbassamento della superficie topografica, che ancora è in atto, e dall'altro l'evoluzione di una complessa serie di microforme superficiali (SAURO, 1980).

Gli stessi due meccanismi combinati sono anche responsabili della formazione prima delle concrezioni a tubo e della loro emersione dopo (Fig.4, b e c).

Le concrezioni che costituiscono i tubi, infatti, derivano dalla percolazio-

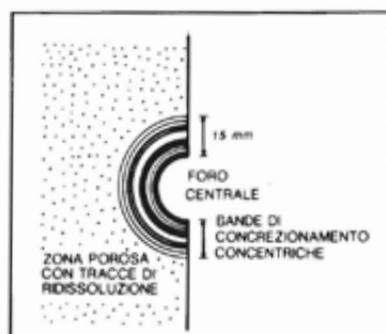
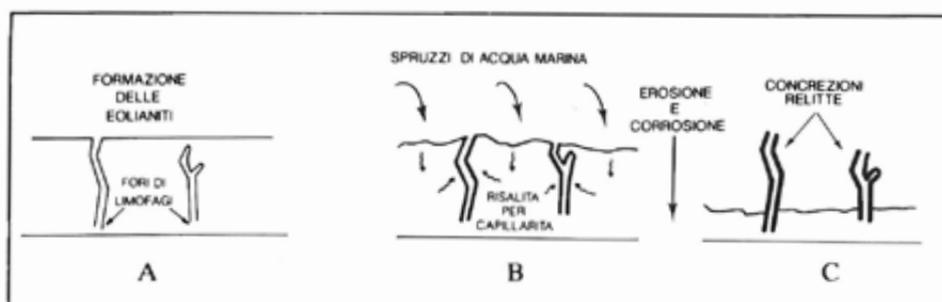


Fig. 4 - In basso: sezione trasversale di una concrezione tubiforme ancora infissa nelle eolianiti. In alto evoluzione nel tempo di questa forma concrezionaria.

ne, all'interno delle eolianiti, di acque salate che vi si infiltrano a causa degli spruzzi. Tali acque esercitano il loro potere solubilizzante sui granuli carbonatici e soprattutto sul loro cemento; migrando per capillarità verso i vacui rappresentati dai fori degli organismi limivori, qui giunte evaporano depositando i sali (essenzialmente carbonato di calcio, ma anche ossidi di ferro), costituendo quindi concrezioni concentriche attorno al vuoto stesso.

In questo modo, da un lato viene preservato il canalicolo, mentre la struttura originaria della eolianite viene progressivamente obliterata dalla deposizione di bande concentriche di carbonato di calcio, più dense e compatte a mano a mano che ci si approssima alla superficie interna del tubo.

La concomitante parziale ridissoluzione delle zone più lontane dal tubo produce una inomogeneità alla corrosione e alla erosione che favorisce l'allontanamento del materiale eolianitico circostante e di conseguenza l'emersione delle concrezioni. Se è valida la nostra ipotesi che all'origine abbiano operato organismi limivori, si deve anche ammettere che le loro azioni si siano esplicate in ambiente lagunare e che l'emersione delle dune fossili su cui oggi rinveniamo queste concrezioni sia avvenuta per cause tettoniche od oscillazioni negative del livello marino.

Conclusioni

L'analisi preliminare dei sistemi idrogeologici carsici delle dune eolianitiche costiere a sud di Mogadiscio ha permesso di evidenziare l'esistenza di acquiferi in cui si miscelano acque di diversa provenienza e chimismo (meteoriche, salmastre, marine) con conseguente magnificazione degli effetti corrosivi carsici ed ipercarsici che hanno causato l'evoluzione di macro e microforme complesse, tra cui spiccano per originalità quella dei micro-canyons da miscela. Oltre a queste forme ad un tempo erosive e corrosive, sono state qui per la prima volta descritte morfologicamente ed analizzate geneticamente anche forme di deposizione chimica concrezionate a tubo.

Ringraziamenti

Ringraziamo i Colleghi somali e in particolare il Direttore della divisione di Geologia, Prof. Omar Shire Y., per l'amichevole e cortese ospitalità.

Bibliografia

- BENVENUTI G., ABDULKADIR S.D., DE FLORENTIIS N. & RIPOLLA A., 1983 - *Risultati preliminari di un'indagine geoelettrica nella zona costiera nei dintorni di Gesira (Mogadiscio)*. Quad. Geol. Somalia, 7: 75 - 84.
- CTTI M., FERRARI A. & RABBI E., 1980 - *Ruolo di microorganismi nell'attacco delle rocce carbonatiche e nella precipitazione della calcite in ambiente lagunare (Lago di Terlago, Trentino)*. Grotte d'Italia, s.4, 9: 29 - 48.

- DAL PRÀ A., DE FLORENTIIS N., MUMIN M.G. & HUSSEN S.M., 1984 - *Oscillazione della superficie piezometrica della falda costiera provocata dalle escursioni di marea lungo il litorale di Mogadiscio (Somalia)*. Mem. Sc. Geol., 36: 371 - 376 - Padova
- DAL PRÀ A., DE FLORENTIIS N., MUMIN M.G., HUSSEN S.M., OMAR S.M., OSMAN M., SACCHETTO A. & ABUKAR M., 1986 - *Ricerche idrogeologiche sulla falda costiera della Somalia Centrale tra Merka e Uarschek (Mogadiscio)*. Mem. Sc. Geol., 38: 91 - 100 - Padova.
- DAL PRÀ A. & HUSSEN S.M., 1989 - *Ricerche sperimentali sui rapporti tra acque dolci di falda e acque salate di intrusione marina lungo la costa della Somalia Centrale nella zona di Jasira (Mogadiscio)*. Geologia Tecnica, 4 (3): 14 - 28.
- FORD D.C. & WILLIAMS P.W., 1989 - *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman ed., pp. 464, London.
- FORTI P. & FRANCAVILLA F., 1990 - *The hydrogeology of some coastal paleodunes in the equatorial area and the karst related morphologies: the case of Gesira (Somalia)*. Int. Symp. Hydrogeol. Processes in Karst Terrains, Antalya, Turchia, in stampa.
- FORTI P. & PERNA G., 1986 - *L'ipercarsismo con particolare riguardo all' Iglesiente (Sardegna Sud Occidentale)*. Nat. Alp., 36 (2 - 3): 85 - 100.
- JAMES N.P. CHOQUETTE P.W., 1987 - *Paleokarst*. Springer - Verlag, pp. 416, New York.
- LOHMANN K.C., 1988 - *Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst*. In: N.P.JAMES & P.W. CHOQUETTE - *Paleokarst*. Springer - Verlag: 58 - 80.
- POZZI R., BENVENUTI G., CABDI X.M. & CABDI I.S., 1983 - *Groundwater resources in central Somalia*. Mem. Soc. Geol., 35: 397 - 409.
- SAURO U., 1980 - *Appunti sulla morfologia costiera della Somalia (Zona di Mogadiscio)*. L'Universo 60(4): 617 - 646.

Discussione

AGOSTINI - Devo effettuare alcune osservazioni sui solchi per quanto riguarda gli ambienti paleocarsici che ricorrono nell'Infraliassico appenninico da riferire ad escursione di marea. Queste forme sono ormai riempite e non si dà loro una interpretazione paleocarsica, ma si considerano solo come soglie di marea.

P. FORTI - L'unico problema è spiegare che il punto di massima corrosione avveniva nella zona di massima protezione della forma localizzato al fondo con un allargamento. Le analisi chimiche hanno dimostrato che ci sono due acque differenti e che senza scambio d'acqua non ci sarebbe stato. In zone tropicali è più facile che queste grosse differenze di temperatura e di salinità permettano l'inversione d'intensità tra acqua salata e acqua salmastra.

GUIDO ROSSI * & ROBERTO ZORZIN**

NUOVE OSSERVAZIONI SUL COMPLESSO CARSIKO DEL PONTE DI VEJA (M.TI LESSINI - VR)

RIASSUNTO - Il ponte di Veja gode una particolare rilevanza tra i fenomeni naturali dei M.ti Lessini. Si tratta di un ponte naturale in roccia nelle cui vicinanze si aprono alcune cavità carsiche. Sotto l'arcata del ponte si trova l'ingresso della «Grotta A» che presenta condotte a pressione subcircolari, larghe alcuni metri. Osservazioni eseguite all'interno di questa cavità dimostrano che la stessa è stata riempita da un'iniezione basaltica, successivamente in parte erosa. Sul basalto che ancora sigilla la grotta e permane in tratti della volta è stata eseguita una datazione K/Ar.

ABSTRACT - Ponte di Veja is a karstic bridge very famous between the natural phenomenon of Lessini Mountain. It's a rocky bridge with surrounding karstic caves. Under the bridge's arch there is «Cave A» entrance; the cave has a water-bearing morphologies with subcircular conduits several metres large. The observations made in the «Cave A» point out that the cave was filled by basalt, after partially eroded. A K/Ar basalt datation give 38.2 + 1.6 MY. We discuss the karstic and geologic significance of the phenomenon.

Premessa

I Monti Lessini Veronesi rappresentano il più occidentale altopiano carbonatico delle Prealpi Venete. La serie sedimentaria, che ha una potenza in affioramento di oltre 1500 metri, comprende terreni che vanno dal Triassico al Miocene. Il rilievo è modellato a fluvio-carso; nella porzione centrale e settentrionale dei Monti Lessini affiorano prevalentemente formazioni mesozoiche mentre i litotipi terziari danno origine ad una fascia estesa nella parte collinare prossima alla pianura veronese.

La carsificazione è fortemente pilotata sia dalla litologia che dalla situazione strutturale. Da questo punto di vista risultano particolarmente carsificabili i calcari eocenici, le formazioni giurassiche del Rosso Ammonitico Veronese, dei Calcari Oolitici di S. Vigilio e dei Calcari Grigi di Noriglio, mentre la formazione cretacea del Biancone agisce come orizzonte semipermeabile per la presenza di consistenti interstrati marnosi; in quest'ultima formazione la circolazione idrica

* Istituto di petrografia, Università - Modena

** Museo civico di storia naturale - Verona

avviene all'interno di una fitta rete di microfratture. La presenza di acquiferi sospesi in molti affioramenti di Biancone e la scarsità di cavità carsiche ha suggerito che la formazione in parola, dove si estende con continuità, eserciti un'azione protettiva nei confronti dell'infiltrazione nei terreni sottostanti e che invece, dove essa è stata in buona parte asportata, favorisca la speleogenesi concentrando nelle poche fratture che dissecano la formazione del Rosso Ammonitico Veronese il flusso delle acque provenienti dagli acquiferi sospesi.

Per tale motivo è stato ipotizzato che la speleogenesi nelle rocce giuresi sia legata alla suddivisione in lembi più o meno vasti della formazione del Biancone. Fino ad ora, la datazione dei primi episodi speleogenetici non sembrava di facile soluzione: le più antiche testimonianze paleontologiche individuate in grotta (pozzetti carsici in cui sono state rinvenute delle brecce ossifere — Cava Sud e Viatelle di Soave ed inoltre Selva Vecchia presso S. Ambrogio di Valp. - PASA, 1947) spostano la formazione di tali cavità almeno al Günz. Peraltro è nota la presenza di importanti fenomeni paleocarsici all'interno dei calcari marnosi priaboniani delle colline di Verona. FORLATI (1978) stima in oltre venti Km lo sviluppo della rete di condotti, indiscutibilmente carsica, riescavata in epoca storica per l'estrazione di ocre gialle e rosse utilizzate come terre coloranti.

L'età di tale fenomeno è tuttora in discussione: secondo FABIANI (1919) e CORRÀ (1979) il ciclo carsico, esauritosi con una completa fossilizzazione dei condotti, sarebbe connesso alla regressione oligo - miocenica testimoniata dall'assenza nei Monti Lessini di rocce di tale età.

Secondo Corrà la fossilizzazione, conclusasi nel Miocene medio per trasgressione, sarebbe testimoniata in alcuni condotti da depositi di spiaggia contenenti microforaminiferi di tale età. Per NICOLIS (1898) e PERNA (1973) depositi e cavità sarebbero invece quaternari.

Il riconoscimento di alcuni condotti carsici sigillati da basalto, precedentemente considerati come normali filoni, e la loro datazione radiometrica permettono ora di affermare che la carsificazione profonda in alcuni settori dei Monti Lessini Veronesi era attiva già nell'Eocene superiore (1).

Il ponte di Veja

Il grande ponte naturale di Veja con il complesso di grotte associato è forse il più noto monumento naturale dei Monti Lessini ed ha attratto da lungo tempo l'interesse di geologi, preistorici e naturalisti in generale (Fig. 1).

Il complesso carsico è scavato nelle formazioni giuresi dei Calcari Oolitici e del Rosso Ammonitico Veronese su cui poggiano le formazioni cretacee del Biancone e della Scaglia rossa. Chiudono la serie le vulcaniti paleoceniche ed i calcari dell'Eocene medio affioranti a circa 1 Km di distanza.

Contributi fondamentali alla conoscenza della geologia del ponte di Veja si devono a PASA (1950); secondo tale autore il sistema carsico si sarebbe sviluppa-

(1) La scala dei tempi geologici è tratta da BERGGREN et al., 1985.

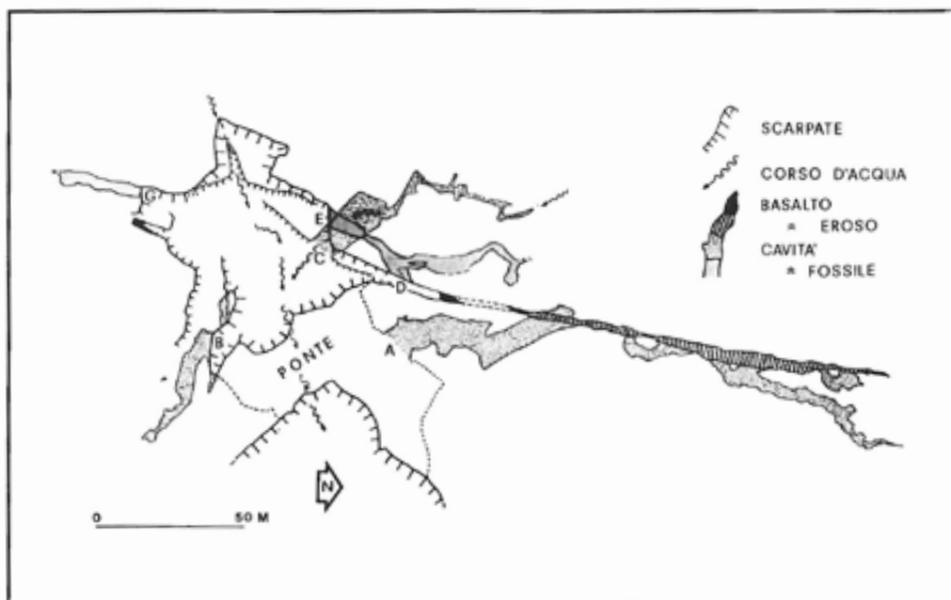


Fig. 1 - Pianta del complesso carsico di Veja. Da Pasa (1950) integrato e modificato.

to in due settori idrologicamente separati, fino ad un certo punto del loro sviluppo, da un dicco basaltico. Seguendo questa interpretazione, il bacino idrogeologico delle cavità poste ad oriente dell'intrusione lavica sarebbe stato smantellato dall'incisione del Vajo della Marciora che avrebbe in tal modo catturato le idrografie carsiche di Veja. Il complesso di Veja è costituito da ampie grotte (A/B/C/D = E e G) oltre a numerosi cunicoli impraticabili e piccole cavità verticali ubicati entro il perimetro di una vasta depressione di crollo di forma irregolare. La dolina si affaccia sulla corona di falesia del versante idrografico destro del Vajo della Marciora con un'ampia imboccatura la cui volta è il ponte di Veja. Le grotte si aprono ad una quota di circa 600 metri s.l.m. e solamente nella cavità denominata Grotta A è visibile il dicco vulcanico.

L'esame delle forme di «erosione» sulle pareti ed il loro proseguimento al contatto con il basalto rivela che in realtà, ed analogamente a quanto descritto per i Covoli di Velo (ROSSI e ZORZIN, 1986), la roccia basaltica è stata iniettata in una cavità preesistente (Fig. 2). La sezione della cavità è a forra, alta mediamente $8 \div 12$ metri, e larga circa $2 \div 3$ metri, con profilo a V rovesciata ed un evidente restringimento verso la sommità che disegna una sorta di canale di volta ancora sigillato dal basalto. Nella parte più interna della Grotta A è stato raccolto un campione di roccia basaltica per eseguire una datazione K/Ar (2). L'età radiome-

(2) Datazione eseguita con il contributo del Museo Civico di Storia Naturale di Verona.

trica del basalto è risultata di 38.2 ± 1.6 milioni di anni, corrispondente pertanto all'Eocene superiore. Anche se numerosi problemi restano da risolvere in merito all'evoluzione carsica di Veja si può tentare di abbozzare, sulla base dei risultati delle recenti indagini, un sintetico quadro.

Il condotto eocenico è stato parzialmente svuotato dal basalto a causa di una successiva ripresa dell'attività carsica testimoniata da una grande galleria subcircolare per vari tratti anastomizzata col condotto fossile e che non mostra tracce di basalto. La sezione della galleria, la presenza di cupole ed altre evidenze morfologiche denunciano lo sviluppo in condizioni freatiche della stessa che, tra l'altro, con un diametro massimo di oltre tre metri, rappresenta una delle più grandi forme di tale tipo conosciute nell'altopiano lessineo (Fig. 3).

Comparando inoltre la galleria con le cavità suborizzontali attualmente conosciute nei Monti Lessini, idrologicamente attive e come tali drenanti locali acquiferi sospesi, risulta evidente un forte squilibrio morfometrico e morfologico quand'anche quest'ultime occupino posizioni morfologiche funzionali molto più favorite di quelle della galleria di Veja.

Queste considerazioni e l'età dell'adiacente condotto fossilizzato dal basalto suggeriscono una ripresa dell'attività carsica nel Terziario quando condizioni di tipo freatico potevano svilupparsi poco sotto la superficie dell'altopiano per la vicinanza del livello di base.

L'adattamento del reticolo carsico alle condizioni di altopiano disseccato da profonde vallate e quindi a condizioni di acquifero pensile sembra registrato a Veja dalla Grotta C, l'unica con perenne circolazione idrica. La morfologia e la forra vadosa della Grotta C, poco oltre il vestibolo d'ingresso e le ridotte dimensioni delle sezioni, indicano un radicale cambiamento delle caratteristiche idrodinamiche dell'acquifero carsico, analogamente a quanto si verifica tra le cavità idrologicamente inattive e quella attiva del complesso dei «Covoli di Velo» (ZORZIN, 1982).

Il condotto riempito di basalto rappresenta un livello intermedio delle grotte tra le quali la più rilevata altimetricamente è la galleria che congiunge gli ingressi D ed E. Verosimilmente questa rappresenta il più antico condotto carsico conservato a Veja. Sebbene non presenti tracce di basalto risulta fossilizzato da depositi ocracei estratti come terre coloranti fino a qualche decennio fa. I lavori di scavo hanno reso accessibili tali condotti permettendo inoltre di eseguire osservazioni sulla morfologia che indica un'origine freatica seguita da una fase vadosa testimoniata da karren molto ben evidenti e concrezioni sulle pareti del condotto. La probabile prosecuzione, anch'essa fossilizzata, delle Grotte D ed E si trova sull'altro lato della dolina (Grotta G) e sta ad indicare una circolazione diretta grossomodo da Nord a Sud, parallela cioè all'incisione del Vajo della Marciora. Le caratteristiche sedimentologiche del riempimento ocraceo indicano ritmiche condizioni di deposito con assenza di turbolenza quali si possono verificare in una cavità con circolazione idrica condotta o in estinzione.

Al fine di avere qualche dato in più su questi depositi ocracei è stato prelevato un campione che all'esame in sezione sottile ha rivelato la presenza di quarzo ricristallizzato come cemento; ben poco si può però dire, allo stato attuale delle ricerche, sul suo significato petrografico.



Fig. 2 - Galleria principale della Grotta A. È visibile la sezione del riempimento di basalto. Si noti come le forme di «erosione» della galleria proseguano oltre il riempimento basaltico. Sulla sinistra si intravede la galleria più recente a cui si deve lo smantellamento del basalto.

Fig. 3 - Galleria principale della Grotta A. Al di sopra della persona si può notare la forra svuotata dal basalto con al piede le successive canalizzazioni freatiche.

Una ricostruzione cronomorfológica degli episodi evolutivi più significativi è illustrata in Fig. 4 ove si evidenzia come l'attuale complesso di Veja è il risultato di processi carsici iniziati almeno nell'Eocene superiore.

Conclusioni

Dalla datazione del basalto iniettato in condotti carsici e Veja (età 38.2 ± 1.6 MY) e nei Covoli di Velo (età 33.2 ± 2 MY) (ROSSI e ZORZIN, in corso di stampa) scaturiscono le seguenti considerazioni:

1 - poiché i primi episodi speleogenetici erano attivi già nell'Eocene superiore è necessario ridimensionare il ruolo idrogeologico degli orizzonti «impermeabili» della formazione del Biancone, in grado cioè di proteggere, se integri, le sottostanti formazioni giuresi dalla carsificazione. In realtà, i contatti tettonici o semplicemente le perdite per fuga alla base della formazione cretacea, sono sufficienti, anche con copertura integra, a permettere la carsificazione delle rocce sottostanti. Ne sono la prova le cavità descritte precedentemente sviluppatasi in periodi in cui la copertura del Biancone era presumibilmente integra o scarsamente

intaccata dall'erosione. L'antichità dei complessi di Veja e Velo è inoltre sottolineata dal forte squilibrio tra la morfologia delle cavità e le attuali condizioni geomorfologiche ed idrogeologiche locali a cui sembrano adattate solo le cavità di sviluppo più recente ora attive idrologicamente.

Sebbene il criterio morfologico non possa in questi casi essere sufficiente di per sé a stabilire l'età di un fenomeno non risulta insensato correlare la disarmonia morfologica di Veja e dei Covoli di Velo con quella di altri grandi fenomeni carsici dei Monti Lessini. Ulteriori ricerche potranno, forse, evidenziare meglio l'importanza della carsificazione terziaria dell'altopiano lessineo.

2 - La presenza di fenomeni carsici è un importante indice di continentalità. Bisogna quindi ammettere nell'Eocene superiore per la zona di Veja, e nell'Oligocene inferiore per la zona dei Covoli di Velo, l'esistenza di vaste terre emerse con elevazioni pari almeno allo spessore delle formazioni sovrastanti le grotte, considerandole posizionate al livello di base carsico costituito presumibilmente dal vicino mare eocenico - oligocenico.

La presenza di terre emerse durante l'Eocene medio è d'altra parte, testimoniata da flore e faune di tipo continentale rinvenute in alcune località dei Lessini.

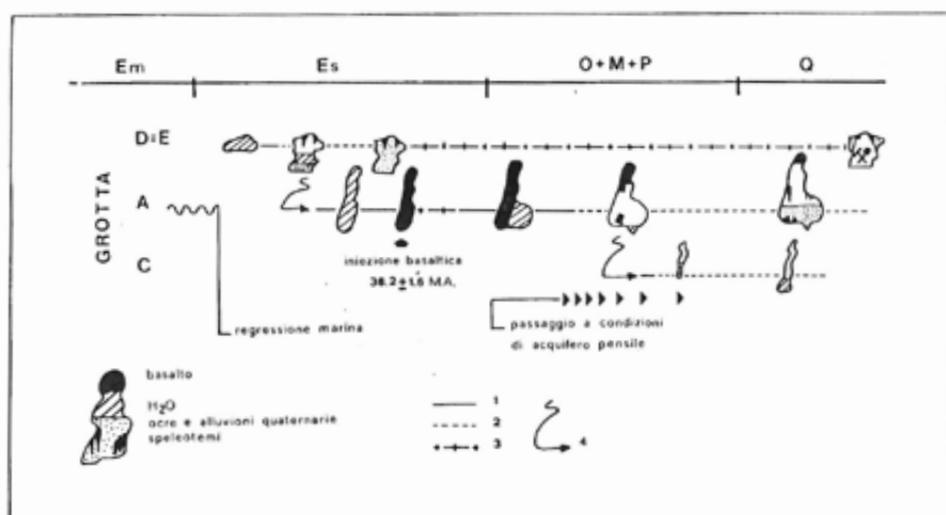


Fig. 4 - Evoluzione cronomorfologica degli episodi evolutivi più significativi del complesso carsico di Veja. Legenda:

- 1 - Sviluppo dei condotti in condizioni freatiche.
- 2 - Sviluppo dei condotti in condizioni vadose.
- 3 - Condizioni di Karst fossile.
- 4 - Episodi di «migrazione» del corso d'acqua sotterraneo.

E = Eocene, M (medio), S (superiore); O = Oligocene; M = Miocene; P = Pliocene; Q = Quaternario.

Va, inoltre, ricordato il deposito oligocenico di Cavalò caratterizzato da sedimenti di spiaggia trasgressivi e discordanti sui calcari dell'Eocene inferiore.

Sulla base di questi dati si può ragionevolmente affermare, considerando da una parte l'età del basalto ed i tempi necessari alla precedente formazione dei condotti di Veja e dall'altra l'assenza, ad esclusione delle colline di Verona (Torricelle) di rocce dell'Eocene superiore, che per l'area lessinea l'inizio della supposta regressione oligo - miocenica va retrodatato tra la fine dell'Eocene medio e l'Eocene superiore, almeno per alcuni settori dei Lessini.

La continuità evolutiva del complesso di Veja e l'età più giovane dei condotti paleocarsici di Velo suggeriscono inoltre che il dominio continentale instauratosi sia stato definitivo e che la trasgressione miocenica abbia interessato solo marginalmente l'altopiano lessineo e come tale eventualmente registrata solo nel paleocarso delle colline di Verona.

3 - Poiché la datazione radiometrica dei basalti di Velo indica il perdurare dell'attività vulcanica nei Lessini durante l'Oligocene inferiore è necessario modificare l'opinione (PICCOLI, 1989) secondo la quale la locale attività vulcanica sia esclusivamente di età paleocenica - medioeocenica. Più verosimilmente, mancando la possibilità di correlare le vulcaniti basiche con la serie sedimentaria mancante per emersione, è necessario riconoscere almeno alcuni episodi vulcanici di età oligocenica (3).

Verrebbe quindi smentito, almeno in alcuni punti, lo schema secondo cui il ciclo vulcanico terziario veneto sarebbe migrato per il Paleocene ed il Miocene, da occidente verso oriente; si potrebbe parlare più propriamente di un'espansione, in questo intervallo di tempo, verso oriente delle eruzioni vulcaniche.

Ringraziamenti

Gli autori desiderano esprimere la loro riconoscenza al dr. LORENZO SORBINI direttore del Museo Civico di Storia Naturale di Verona per aver eseguito la datazione K/Ar e al dr. PAOLO FORTI dell'Istituto di Geologia dell'Università degli Studi di Bologna per la collaborazione ricevuta.

La nostra riconoscenza va inoltre alle Sig.re Elena Rossini e Anna Maria Tezza per l'incoraggiamento ricevuto.

(3) Una datazione assoluta eseguita col metodo K/Ar indica, per i basalti del camino vulcanico della Purga di Bolca — Lessini Orientali — (BARBIERI e MEDIZZA, 1969) distante circa 7 Km dalla Valle del Covolo, un'età di 36 milioni di anni (Oligocene inferiore).

Bibliografia

- BARBIERI G., 1972 - *Sul significato geologico della faglia di Castelvero (Lessini Veronesi)*. Atti Acc. Patavina Sc. Lett. Arti, Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., LXXXIV / 1971-72, pp. 297 - 302.
- BARBIERI G., MEDIZZA F., 1969 - *Contributo alla conoscenza geologica della Regione di Bolca (Monti Lessini)*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Centro di Studio per la Geologia e la petrografia, 1ª Sezione Geologica, Padova.
- BARTOLOMEI G., 1984 - *Evoluzione fisica e biologica dal Pliocene ai giorni nostri*. In «Il Veneto nell'antichità - preistoria e protostoria». Banca Popolare di Verona, Vol. 1, pp. 113 - 141.
- BENEDETTI A., 1983 - *Origine, Nome, Data del Ponte di Veja*. La Lessinia - Ieri Oggi Domani. Quaderno Culturale. pp. 55 - 60, Vago di Lavagno - Verona.
- BENEDETTI A., CRISTOFERI W., 1968 - *La «Grotta del Monte Gaole» e i «Covoli di Velo» nei Lessini Veronesi*. Studi trentini di Scienze naturali, Sez. B, XLV, n° 2, pp. 270 - 283, Trento.
- BERGGREN W., KENT D. V. and VAN COUVERING J. A., 1985 - *Giurassic to Paleogene Geochronology*. In Snelling (ed.), Mem. 10, Geol. London, B. Sc. Publ., Part 2, London.
- BOSELLINI A., CARRARO F., CORSI M., DE VECCHI G.P., GATTO G.O., MALARODA R., STURANI C., UNGARO S.C., ZAMETTIN B., 1967 - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 49: Verona*. Serv. Geol. d'Italia, 62 pp., Roma.
- CASTELLARIN A., 1960 - *Sull'età delle vulcaniti veronesi*. Giornale di geologia, XXVII (2), pp. 1 - 12, Bologna.
- CASTELLARIN A., 1962 - *Gli apparati esplosivi di Contrada Taioli (Veronese occidentale) e di Monte Biaena (Trentino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. St., LXXXI, N° 1, pp. 1 - 20, Roma.
- CASTELLARIN A., FARABEGOLI E., 1974 - *Cicli sedimentari di spiaggia nell'Oligocene di Cavalò*. Giornale di Geologia, s. 2; XXXIX (1971) pp. 393 - 409, Bologna.
- CASTELLARIN A., VAI G.B., (a cura di) 1982 - *Guida alla Geologia del Sudalpino Centro - Orientale*. Società Geologica Italiana, Bologna.
- CORRÀ G. 1979 - *L'ocra gialla di Verona*. In «Avesa». Verona, pp. 83 - 94.
- DE ZANCHE V., 1968 - *La serie eocenica e i Nummuliti della Purga di Velo*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Centro di Studi per la geologia e la petrografia, 1ª Sezione Geologica, Padova.
- FABIANI R., 1919 - *Guida Geologica delle Colline di Verona*. Mem. Acc. Agric. Sc. e Lett. Verona, XXI (4), pp. 241 - 252.
- FERRO A., 1905 - *L'origine delle terre gialle Veronesi*. Att. Soc. Ling. di Sc. Nat. e Geolog., Verona, XVI, pp. 1 - 21.
- FORLATI F., 1978 - *Aspetti geologici dei giacimenti di terra gialla sulla collina di Verona*. Boll. Mus. Civ. St. Nat. Verona pp. 73 - 85.
- FORTI A., 1923 - *Il Ponte di Veja. Schema di una descrizione geognostica storica e artistica*. Atti e Mem. Acc. Agr. Sc. Lett. di Verona. Ser. IV, Vol. XXV.
- LUCIANI V., 1989 - *Siratigrafia sequenziale del Terziario nella catena del Monte Baldo (Province di Verona e Trento)*. Mem. Sc. Geol. Univ. di Padova, Vol. XLI, pp. 263 - 351, Padova.
- NICOLIS E., 1898 - *Sull'alterazione delle rocce nella regione Veronese e finitima*. Att. del R. Ist. Ven. di Sc. e Art. Venezia. (7). IX pp. 1 - 27.
- PASA A., 1947 - *I mammiferi di alcune antiche brecce veronesi*. Mem. Mus. Civ. St. Nat. Verona, Vol. 1, pp. 1 - 111.
- PASA A., 1950 - *I depositi quaternari del Ponte di Veja. Part I: Geomorfologia*. Mem. Mus. Civ. St. Nat.
- PASA A., 1954 - *Carsismo e idrografia carsica nel gruppo del Monte Baldo e nei Lessini Veronesi*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Centro Studi Geogr. Fis. Ricerche sulla morfologia e idrografia carsica, pp. 150.
- PERNA G., 1973 - *Fenomeni carsici e giacimenti minerali*. Att. Sem. Speleogenesi di Varenna. Le Grotte d'Italia, Serie IV, Vol. IV, Bologna.

- PERNA G., SAURO U., 1976 - *Itinerari geologici. Ponti Naturali*. Economia Trentina, Trento.
- PICCOLI G., 1966 - *Studio geologico del vulcanismo paleogenico veneto*. Mem. 3st. Geol. Miner. Univ. XXVI, pp. 1 - 100, Padova.
- PICCOLI G., 1989 - *I basalti dei Lessini inquadrati negli episodi vulcanici del Cenozoico Veneto - Trentino*. La Lessinia - Ieri Oggi Domani. Quaderno Culturale. pp. 23 - 46, Vago di Lavagno - Verona.
- PICCOLI G., DE ZANCHE V., 1968 - *Rapporti tra vulcanismo e sedimentazione nel Paleogene del Veneto (Italia nordorientale)*. XXIII International Geological Congress Praha, Vol. 2, pp. 49 - 60.
- ROSSI G., ZORZIN R., 1986 - *Underling an interesting paleokarstic phenomenon in the Lessini (Prealpi Venete - Northern Italy)*. Atti IX Congresso Internazionale di Speleologia, Barcellona, Vol. 1, pp. 290 - 293.
- ROSSI G., ZORZIN R., 1989 - *Fenomeni paleocarsici nei Monti Lessini Centrali Veronesi*. La Lessinia - Ieri Oggi Domani, Quaderno Culturale, Verona, pp. 47 - 54.
- ROSSI G., ZORZIN R., 1990 - *Veja: un ponte vecchio quaranta milioni di anni?* La Lessinia - Ieri Oggi Domani, Quaderno Culturale, Verona, pp. 189 - 1990.
- ROSSI G., ZORZIN R., (in corso di stampa) - *Nuovi dati sui fenomeni paleocarsici dei Covoli di Velo*. Atti XVI Congresso Nazionale di Speleologia, Udine 1990.
- SAURO U., 1973 - *Il paesaggio degli Alti Lessini*. Museo Civico di Storia Naturale di Verona, Memorie fuori serie N° 6.
- ZORZIN R., 1982 - *Primi risultati di una ricerca idrogeologica condotta su due sorgenti dei Lessini Centrali*. La Lessinia - Ieri Oggi Domani, Quaderno Culturale Verona, pp. 97 - 104.
- ZORZIN R., 1987 - *Studio geologico dei dintorni di S. Anna d'Alfaedo*. La Lessinia - Ieri Oggi Domani. Quaderno Culturale. pp. 47 - 54, Vago di Lavagno - Verona.

ARRIGO A. CIGNA *

IPOTESI DI UN'ORIGINE MAGNETICA DEI DEPOSITI VERMICOLARI

RIASSUNTO - I depositi vermicolari hanno attratto l'attenzione di molti ricercatori che hanno cercato di trovarne l'origine. Alcuni hanno ritenuto che essi fossero dovuti a processi di tipo puramente chimico - fisico agenti sulle particelle di argilla che li costituiscono; altri hanno attribuito la presenza di tali depositi alla presenza di batteri.

Viene ora prospettata l'ipotesi che la Formazione di depositi vermicolari (detti anche «pelli di leopardo») possa essere dovuta a fenomeni magnetici eventualmente connessi con la presenza di batteri magnetici.

ABSTRACT - Vermiculations, i.e. worm - like deposits of argillaceous material, have interested many scientist who tried to identify their origin. Some authors attributed vermiculations to purely physical - chemical processes concerning the clay particles; others thought that such deposits could be originated by a bacterial action.

It is here formulated the hypothesis that vermiculations (also called «leopard's spots») could be due to the interaction of the earth magnetic field with magnetic particles and/or magnetic bacteria.

Introduzione

I depositi vermicolari hanno attirato l'attenzione di molti ricercatori per la loro apparenza caratteristica che non trova generalmente riscontro al di fuori degli ambienti ipogei dove la scarsità (almeno nella maggioranza dei casi) di fattori perturbativi ne consente la formazione e la persistenza.

Naturalmente sono state avanzate varie ipotesi sulla loro genesi che variano da fenomeni puramente fisici a processi più complicati connessi con la presenza di batteri. L'ipotesi che viene qui presentata è basata sull'influenza dei campi magnetici su di un substrato che, sia per la parte abiotica che per quella biotica, è caratterizzato da una certa suscettività magnetica.

* Soc. Speleol. Italiana

Stato attuale della conoscenza

Dopo una semplice segnalazione di MARTEL e LE COUPPEY de LA FOREST (1905), che si erano limitati a notare l'esistenza di «minces rubans d'argile» sulla volta di una grotta, JEANNEL & RACOVITZA (1929, p. 431) adoperano per la prima volta il termine «vermicolazioni argillose» attribuendone la formazione a depositi lasciati dall'acqua.

Successivamente DE JOLY (1934) menzionava l'esistenza di formazioni poligonali nelle Grotte di Postumia e ne spiegava la genesi per deposizione dell'argilla in corrispondenza delle creste delimitanti le forme incavate sulle pareti calcaree dovuto alla corrosione dell'acqua di condensazione.

Anche WALDNER (1936) osservando le vermicolazioni argillose sempre nelle Grotte di Postumia, attribuiva la loro origine con l'adesione dei residui di dissoluzione dei calcari sulle pareti della grotta in corrispondenza delle gocce di condensazione. Nei condotti interessati da correnti d'aria le gocce potevano disporsi nei ventri delle onde stazionarie eventualmente presenti dando origine a dei depositi caratterizzati da striature subparallele.

RENAULT (1953) attribuiva invece la genesi delle vermicolazioni alle variazioni di porosità ed alle microfessure del calcare e proponeva una classificazione comprendente forme di escavazione e forme di deposito tra la quale includeva anche le vermicolazioni argillose. Tuttavia metteva in evidenza che i meccanismi chimico - fisici relativi alla formazione delle vermicolazioni in questione rimanevano del tutto sconosciuti. Secondo POMMIER & GARNIER (1955) queste forme potrebbero essere originate da lente variazioni di livello di acque contenenti argilla in sospensione.

Al 2° Congr. Int. di Speleologia nel 1958, MONTORIOL POUS (1962) presentava un lavoro dedicato all'origine di queste forme. Per quanto riguarda la terminologia egli introduceva anche la denominazione alternativa di «pelli di leopardo» comunemente adoperata in Spagna. Comunque il contributo più interessante riguardava la descrizione di vari tipi di vermicolazioni argillose che venivano presentati come successive fasi di una loro evoluzione.

In particolare, secondo questo autore, si passa da una fase iniziale durante la quale la roccia appare ricoperta da uno strato di argilla colloidale depositata dall'acqua. Il progressivo disseccamento provoca la formazione di piccole soluzioni di continuità a forma vermicolare (vermicolazioni negative). L'allargamento di queste zone scoperte porta ad una situazione nella quale le parti scoperte sono equivalenti a quelle ancora coperte dal velo di argilla (pelli di leopardo *sensu strictu*) per arrivare ad una sensibile riduzione delle zone ancora ricoperte in seguito ad un ulteriore disseccamento (vermicolazioni argillose *sensu strictu*). Queste tre fasi possono essere descritte dal rapporto tra la superficie ricoperta dal velo di argilla (S_a) e la superficie di roccia scoperta (S_d):

- Prima fase $S_a/S_d < 1$
- Seconda fase $S_a/S_d \simeq 1$
- Terza fase $S_a/S_d < 1$

Il Montoriol non pretende, tuttavia, che tutte le microforme dovute al deposito di argilla su roccia debbano necessariamente essere riconducibili a questo tipo di processo. Anche PERNA & POZZI (1959) hanno descritto forme di questo tipo e, pur condividendo le ipotesi di RENAULT prima citate, ritengono che il fenomeno sia più complesso senza peraltro essere in grado di formulare ipotesi più dettagliate.

Intanto, WARWICK (1959) nel riportare alcune sue osservazioni del fenomeno in oggetto in una grotta inglese, avanzava l'ipotesi che la neutralizzazione (dovuta per esempio a soluzioni con ioni di segno diverso) di cariche elettriche omologhe nelle particelle di materiale colloidale provenienti dal terreno soprastante avrebbe potuto consentire l'attrazione reciproca e la formazione dei depositi. Una analisi dei depositi aveva mostrato assenza di manganese e di un'alta concentrazione di materiale organico. Comunque l'intero processo manteneva parecchi punti oscuri.

In una rassegna sull'argomento PERANZAN (1961), descrivendo delle formazioni trovate in una cavità artificiale del sottosuolo di Napoli, escludeva un'origine legata alla decalcificazione del calcare e riteneva che le vermicolazioni avessero un'origine fisica con esclusione di processi chimici e con la possibilità di inserimento di successivi processi biologici nel mantenimento delle vermicolazioni stesse. Anche lo scrivente riteneva (CIGNA, 1962) in quel periodo che queste fossero dovute all'azione di trasporto dell'acqua di condensazione su residui di calcificazione o su materiali consimili.

La possibilità che dei microrganismi potessero intervenire nel processo è stata prospettata da ANELLI e GRANITI (1967) che segnalavano l'associazione tra le vermicolazioni e il fungo *Mucor racemosus* Fres. Intanto CAUMARTIN, che aveva individuato già in precedenza (1957) nell'argilla delle grotte il *Perabacterium spelaei*, un batterio anaerobio e perfettamente autotrofo, indicava (1968) il ruolo di vari batteri per catalizzare l'ossidazione dello zolfo (*Thiobacillus*) e del ferro (*Siderococcus*, *Ferrobacillus*, *Perabacterium*).

In una rassegna critica delle ipotesi sull'origine delle vermicolazioni BINI *et al.* (1978) viene evidenziato che il fenomeno avviene in condizioni climatiche di temperatura, umidità e correnti d'aria anche molto diverse tra loro senza che si possa identificare una situazione comune almeno alla maggior parte dei casi. Gli stessi autori propongono anche una teoria unitaria sulla genesi delle vermicolazioni che vengono classificate in due classi a seconda che nel materiale presente all'inizio della formazione del deposito stesso le sostanze solide e la fase acquosa siano in quantità confrontabili oppure che vi sia una certa sovrabbondanza della fase acquosa.

Origine magnetica dei depositi vermicolari

I liquidi magnetici (BACRI et al., 1988)

Una ventina di anni fa sono stati inventati i liquidi magnetici che consistono in un fluido contenente delle piccole particelle di un materiale magnetico co-

me, per esempio, certi ossidi di ferro. Queste particelle hanno dimensioni tali da comportarsi nello stesso modo delle molecole del liquido nel quale sono sospese.

La semplice mescolanza di microcristalli di ferro, cobalto o manganese in un liquido non è sufficiente a produrre un liquido magnetico. Occorre infatti stabilizzare la miscela per evitare che le particelle, aventi in generale una densità più elevata della fase liquida, sedimentino dopo un tempo più o meno breve. A questo scopo le particelle in questione devono avere delle dimensioni tali (dell'ordine di 10^{-9} metri) da essere mantenute in sospensione dai moti browniani. Tuttavia queste particelle sono soggette anche ad altre forze; in particolare tra due particelle agisce l'attrazione magnetica e quella dovuta all'interazione dei dipoli elettrici.

Queste forze variano in funzione della distanza delle particelle tra loro e sono più forti quando le particelle sono vicine mentre si annullano a distanza infinita. Ad esempio, a distanze dell'ordine di 10^{-9} metri l'interazione dei dipoli elettrici mette in gioco energie dello stesso ordine di grandezza dell'agitazione termica. In questo caso i moti browniani non riescono quindi ad evitare che le particelle tendano a coagulare formando aggregati di maggior dimensione che, a loro volta, sedimentano.

Per stabilizzare un liquido magnetico occorre allora introdurre una forza repulsiva addizionale che può essere ottenuta rivestendo le particelle con uno strato elastico di molecole neutre che impediscono meccanicamente l'avvicinamento al di sotto di un certo limite oppure attribuendo alle particelle una carica elettrica omologa che comporta una forza di repulsione elettrostatica.

Nel primo caso si impiega un tensioattivo mentre nel secondo si fornisce alla particella una carica elettrica superficiale trasformandola così in un macro-ione. Ovviamente è necessario neutralizzare le cariche delle particelle con un egual numero di cariche di segno opposto nella soluzione.

Le strutture a labirinto

Quando uno strato sottile di un liquido magnetico è sottoposto all'azione di un campo magnetico orientato perpendicolarmente allo strato stesso, si verifica una separazione tra la fase fortemente magnetica costituita dalle particelle e quella debolmente magnetica costituita dalla soluzione.

Un modello teorico che descrive una struttura a labirinto in un piano orizzontale è stata sviluppata da ROSENWEIG et al. (1983). Questo modello semplificato fornisce una correlazione tra le larghezze delle fasce, il loro spessore, nonché la tensione interfacciale, la permeabilità e la suscettività magnetica delle due fasi.

In Fig. 1 è riportata una di queste strutture a labirinto dove risulta molto evidente il comportamento simmetrico delle due fasi le cui fasce, rispettivamente scure e chiare, si compenetrano.

In Fig. 2 è invece illustrata la variazione delle dimensioni delle strutture in funzione della intensità del campo magnetico applicato e dello spessore dello strato di liquido magnetico. L'intensità del campo magnetico terrestre è inferiore di circa un ordine di grandezza rispetto alle condizioni sperimentali nelle quali è stata ottenuta la configurazione di Fig. 1.

Secondo il modello teorico e da quanto viene chiaramente illustrato in fig. 2, ciò dovrebbe comportare un ingrandimento delle strutture a labirinto, in pieno accordo con quanto si riscontra nella realtà.

Oltre al ritrovamento nelle vermicolazioni (CAUMARTIN, 1967; 1968) di batteri in grado di catalizzare l'ossidazione del ferro (*Siderococcus*, *Ferrobacillus*, *Perabacterium*) già ricordata in precedenza, è stata recentemente indicata la presenza di batteri magnetici viventi (non identificati) in un terreno a prato (FASBINDER et al., 1990) mentre dei magnetofossili (cioè i residui fossili di batteri) sono stati trovati in sedimenti marini (VALI & KIRSCHVINK, 1989). Tutto ciò fa supporre che la diffusione di questi organismi sia piuttosto vasta e che essi siano abbondanti in molti ambienti.

Analisi effettuate sui depositi vermicolari ritrovati in alcune grotte hanno mostrato la presenza di ossido di ferro (BINI et al., 1971; BERTOLANI et al., 1975). La presenza di materiale, sia inorganico che organico, con una suscettibilità magnetica relativamente elevata conforta l'ipotesi di una possibile influenza di fenomeni magnetici nella formazione di tali depositi.

È noto che talvolta, in natura, si osserva una **convergenza delle forme** per cui processi diversi portano a configurazioni finali identiche o molto simili tra lo-



Fig. 1 - Struttura a labirinto ottenuta con un liquido magnetico in strato sottile ($10 \mu\text{m}$) ed un campo magnetico (perpendicolare al piano del foglio) di circa 1 millitesla, quasi un ordine di grandezza più intenso del campo magnetico terrestre (da Bacri et al., 1988). La fase fortemente magnetica (in nero) sviluppa delle forme a nastro entro la fase non magnetica (in bianco) e viceversa: si noti la completa coincidenza con le forme descritte da Montoriol Pous (1962) che, tuttavia, le considerava come situazioni successive di un'evoluzione temporale del fenomeno.

ro. Tuttavia in questo caso le analogie tra le vermicolazioni argillose delle grotte e le strutture a labirinto dei liquidi magnetici sono tali da indurre ad ipotizzare una stessa causa del fenomeno.

Qualora invece si dovesse accertare che, in realtà, ci si trova in presenza di fenomeni del tutto diversi, si sarebbe allora identificato un caso veramente eccezionale di convergenza delle forme.

Conclusioni

La conferma dell'origine magnetica delle vermicolazioni argillose che si ritrovano in grotta potrebbe venire modificando localmente il campo magnetico (per esempio mediante un magnete permanente) durante la formazione di tali vermicolazioni in modo da verificare una eventuale influenza sulle loro caratteristiche. Tuttavia poiché non sono note le condizioni durante le quali si ha la formazione delle vermicolazioni questa sperimentazione appare attualmente abbastanza aleatoria.

Se le singole particelle magnetiche presenti nel sedimento non appartengono soltanto alla componente abiotica ma si trovano anche all'interno di batteri, esse potrebbero avere una maggior mobilità che renderebbe più facile la formazione delle strutture a labirinto descritte in precedenza.

Le ricerche su questo argomento proseguono con l'intenzione di accumulare una serie di rilevamenti delle caratteristiche magnetiche (permeabilità e suscettività) e geometriche (spessore e larghezza delle bande) delle vermicolazioni, della loro orientazione rispetto al campo magnetico terrestre nonché di valutazione

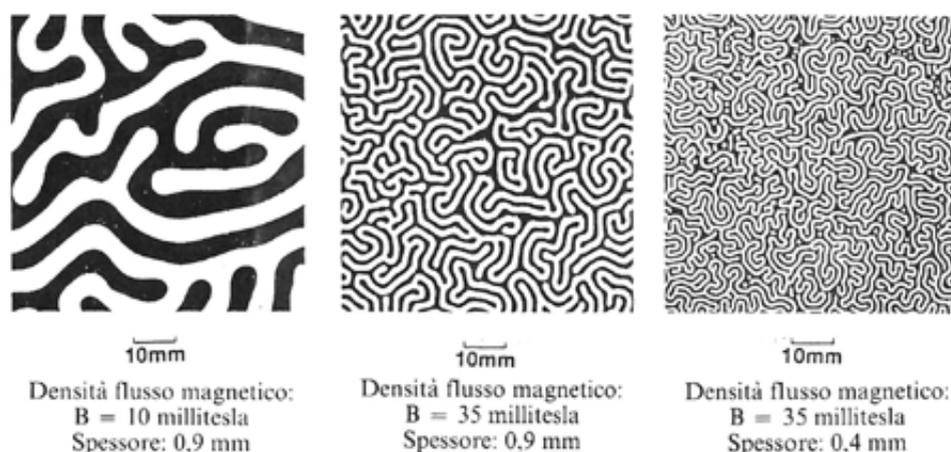


Fig. 2 - Variazione delle dimensioni delle strutture in funzione della intensità del campo magnetico applicato e dello spessore dello strato di liquido magnetico (da Rosensweig *et al.*, 1983, modificato).

dell'abbondanza delle popolazioni di batteri magnetici nelle vermicolazioni stesse, giungendo, possibilmente, alla loro identificazione.

Bibliografia

- ANELLI F., GRANITI A., 1967 - *Aspetti microbiologici nella genesi delle vermicolazioni argillose delle Grotte di Castellana (Murge di Bari)*. Le Grotte d'Italia, s. 4, 1: 131/142.
- BACRI J.-C., PERSYNSKI R., SLIN D., 1988 - *Magnetic liquids*. Endeavour, New series, 12 (2): 76/83.
- BINI A., DE MICHELE E., PEZZOLI E., 1971 - *Il fenomeno carsico nella Provincia di Sondrio. II: La Tana del Pirola (3011 Lo So)*. Natura, Museo Civ. Sc. Nat. Milano, 62: 453/460.
- BINI A., CAVALLI GORI M. & GORIS, 1978 - *A critical review of hypotheses on the origin of vermiculations*. Int. J. Speleol. 10 (1): 11/33.
- BERTOLANI M., ROSSI A. & GARUTI G., 1975 - *The speleologic complex «Grotta Grande del Vento - Grotta del Fiume» in the Frasassi canyon (Ancona, Italy) (A petrological and mineralogical study)*. Proc. 6th Int. Congr. Speleol., Olomouc 1973, Academia, Praha, 1: 357/366.
- CAUMARTIN V., 1957 - *Recherches sur une boctérie des argiles de cavernes et des sédiments ferrugineux*. Comp. rend. Acad. Sc. Paris, 245: 1758/1760.
- CAUMARTIN V., 1968 - *La corrosion microbienne dans un réseau karstique*. Actes IV Congr. Int. Spéléol., Postojna - Ljubljana - Dubrovnik 1965, Féd. Youg. Spéléol., Ljubljana, 3: 31/38.
- CIGNA A.A., 1962 - *La meteorologia delle grotte*. Atti Conv. Spel. «Italia 61», Gruppo Spel. Piem. CAI - UGET, Torino: 89/98.
- DE JOLY R., 1934 - *Ruissellement et percolations*. Actes Congr. d'Erfoud (Maroc), Comité d'Etude des Eaux Souterraines, 1934: 54/61.
- FASSBINDER J.W.E., STANJEK H., VAI H., 1990 - *Occurrence of magnetic bacteria in soil*. Nature, 343: 161/163.
- JEANNEL R., RACOVITZA E.G., 1929 - *Énumération de grottes visitées, 1918 - 1927 (7ème séries. (Biospeologica, LIV)*. Archives de Zoologie Expér. et Générale, Paris LXVIII: 293/608.
- MARTEL E.A., LE COUPPEY DELA FOREST M., 1905 - *Étude sur Fontaine - l'Evêque (Var)*. Ann. Hydraul. Agricole, Min. Agric., Paris, 33: 1/66.
- MONTORIOL POU S J., 1962 - *Sobre el origen de las vermiculacionee arcillosas*. Actes 2ème Congr. Int. Spéléol., Ist. It. Speleol., Castellana Grotte, 1: 389/395.
- PERNA G., POZZI R., 1959 - *Osservazioni su alcuni fenomeni concrezionari della Grotta del Fiume (Ancona)*. Rassegna Speleol. Ital., Como, 11 (1): 3/17.
- PARENZAN P., 1961 - *Sulle formazioni argillo - limose dette vermicolari*. Atti Symp. Int. Spel. Varenna 1960 su «Riempimenti naturali di grotta». Mem. 5, Rassegna Speleol. Ital., Como, 2: 120/125.
- POMMIER C., GARNIER J.J., 1955 - *A propos des «Vermiculations argileuses»*. Bull. Com. Nat. Spéléol., 5 (1): 7/8.
- RENAULT PH., 1953 - *Dépôts vermiculés d'argile de décalcification*. Actes 1^{er} Congr. Int. Spéléol., Paris, 2: 365/370.
- ROSENWEIG R.E., ZAHN M., SHUMOVICH R., 1983 - *Labyrinthine instability in magnetic and dielectric fluids*. J. of Magnetism and Magnetic Materials, 39: 127/132.
- VAI H. & KIRSCHVINK J.L., 1989 - *Magnetofossil dissolution in a palaeomagnetically unstable deep - sea sediment*. Nature, 339: 203/206.
- WALDNER F., 1936 - *Contributo alla morfologia del limo argilloso delle caverne. Osservazioni fatte nelle Grotte di Postumia*. Le Grotte d'Italia, s. 2, 1:56/60.

Discussione

PERNA - Solo un'osservazione. In uno degli ultimi numeri di Speleologia ho presentato un curioso problema relativo al fatto che le concrezioni coralloidi trovate in una grotta del Sud della Puglia, nel Golfo di Taranto, avevano una somiglianza strepitosa con i frattali di Mendelbrot. Qui c'è una forma di dissoluzione dovuta ad attacco di alghe sulla roccia calcarea che è assolutamente uguale, come andamento, a quelle che sono le pelli di leopardo. Anch'io sono dell'opinione che non è detto che queste convergenze di forme abbiano poi dei significati particolari legati ai frattali di Mendelbrot o con i liquidi magmatici.

CIGNA - I frattali di Mendelbrot descrivono un certo tipo di geometria e nient'altro. Che ci sia una connessione mi pare più che ovvio perché si tratta della descrizione di un fenomeno. In questo caso c'è una convergenza geometrica di forma e nient'altro. Nel caso invece delle vermicolazioni argillose c'è una identità totale: le vermicolazioni sono costituite da particelle magnetiche, nella parte bianca, viceversa, non c'è nulla di magnetico.

LA MORGIA - Se è vero che colgono il campo magnetico, dovrebbero risentire anche delle anomalie magnetiche.

CIGNA - Il passo successivo è mandare a misurare le caratteristiche dei parametri in un modo più dettagliato. Attenzione che le anomalie magnetiche sono qualcosa di molto piccolo rispetto al campo magnetico. Soprattutto le anomalie che cambiano direzione rispetto al nord in certe zone. Quello che agisce in questo caso non è la direzione rispetto al nord ma è l'intensità del campo magnetico.

PAOLO FORTI ¹, CARLO GORGONI ², LEONARDO PICCINI I. ³
& ANTONIO ROSSI ²

STUDIO MINERALOGICO E GENETICO DELLE PISOLITI NERE DELLA LYON CAVE (PALAWAN - FILIPPINE) ⁴

RIASSUNTO - All'interno della Lyon Cave nell'isola di Palawan (Filippine) sono state rinvenute alcune pisoliti di colore nero.

L'analisi mineralogica ha permesso di evidenziare come esse siano formate da un grosso nucleo interno costituito essenzialmente da carbonato di calcio a volte di tipo «montmilch», mentre il rivestimento esterno, non più spesso di 1 - 2 mm, è costituito da un'associazione di ossidi di manganese, con la presenza anche di rodocrosite, alternati a minerali fosfatici del gruppo delle apatiti. La genesi di queste inusuali formazioni di grotta è da mettere in relazione ai processi di mineralizzazione del guano, presente in grandi depositi nel livello superiore della cavità.

ABSTRACT - In the Palawan Isle (Philippines) several dark - brown to black cave pearls have been found inside the Lyon Cave.

Mineralogical and chemical analyses show that they consist of a large inner calcareous (sometimes montmilch type) nucleus, while the thin (1 - 2 mm) external cover is built up by layers of manganese oxides and rodocrosite, interbedded by phosphate minerals of the apatite group. The genesis of these uncommon speleothems is related to the mineralization processes developing inside the large guano deposit in the upper level of the cave.

Introduzione

L'isola di Palawan nelle Filippine (Fig. 1) è sede di imponenti fenomeni carsici, di cui il più famoso è rappresentato dal sistema carsico di Saint Paul con oltre 10 Km di gallerie attualmente topografate (DE VIVO et al., 1990).

L'isola è caratterizzata dalla presenza di uno sviluppato carso tropicale a coni (Foto 1) impostato su calcari di età oligo - miocenica.

Nel corso di una delle periodiche spedizioni in tale isola è stata visitata una piccola cavità, chiamata Lyon Cave, che si sviluppa orizzontalmente su due piani sovrapposti all'interno di una collinetta conica (Fig. 2). La grotta deve il suo nome ad una caratteristica stalagmite a forma di leone che si trova vicino al suo ingresso.

1 - Istituto Italiano di Speleologia - Via Zamboni 67 - Bologna

2 - Istituto di Mineralogia e Petrologia - Via S. Eufemia 19 - Modena

3 - Dipartimento di Scienze Geologiche - via la Pira 4 - Firenze

4 - Lavoro effettuato nell'ambito dei programmi M.P.I. 60 e 40%

Il pavimento del ramo superiore della cavità è, per lunghi tratti, ricoperto da potenti accumuli di guano di pipistrello, mentre nel ramo inferiore, in cui è presente una seppur limitata attività idrica, sono state osservate alcune vasche all'interno delle quali vi erano, in accrescimento attivo, delle pisoliti di color bruno scuro o nero (Foto 2) che contrastavano cromaticamente con le concrezioni normalmente presenti nella grotta.

Alcune di queste pisoliti sono state prelevate per permetterne lo studio.

Nel presente lavoro, dopo averne descritto morfologicamente la struttura, si discute la loro composizione mineralogica e chimica e si propone quindi una ipotesi sulla loro genesi.

Osservazioni sperimentali

Le vaschette che ospitano le pisoliti nere e la colata, lungo cui fluisce il sottile velo d'acqua che alimenta le vaschette stesse, risultano essere ricoperte da un sottile velo nerastro identico a quello che compone le bande di accrescimento esterno delle perle di grotta.

Si deve quindi ritenere che il concrezionamento nero sia il risultato del particolare chimismo di queste acque di percolazione; sfortunatamente, durante l'ul-

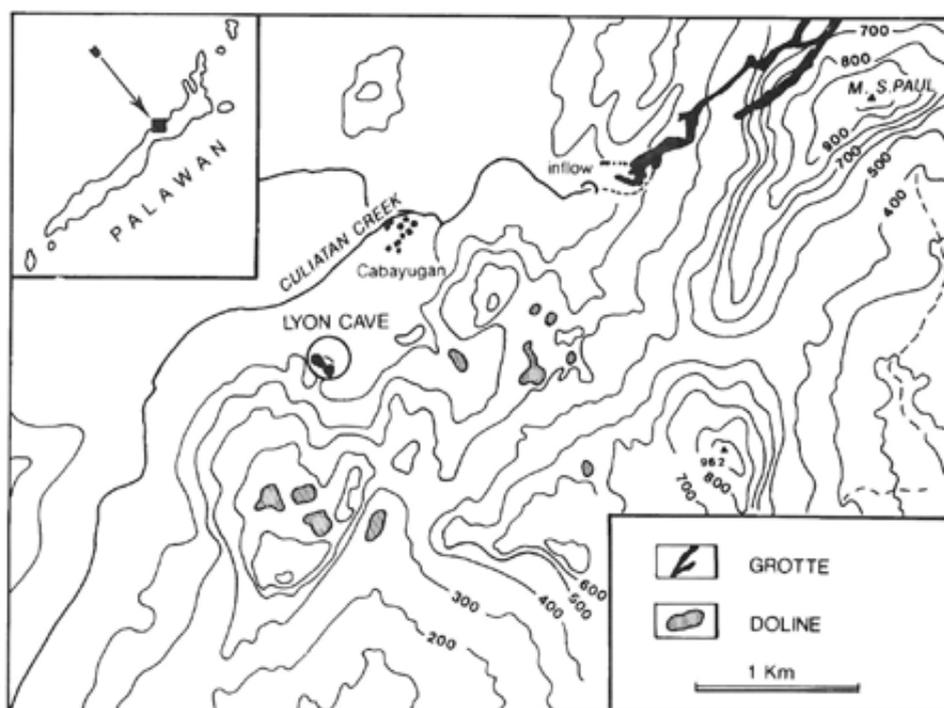


Fig. 1 - Ubicazione della Lyon Cave nell'Isola di Palawan (Filippine)

tima spedizione a Palawan, non è stato possibile analizzare in loco questa acqua, e neppure campionarla con accorgimenti tali da garantirne la conservazione per un'analisi differita nel tempo.

Come accennato nell'introduzione, sulla verticale delle vaschette, nel ramo superiore della grotta, si trovano ampi depositi di guano, che sono a loro volta interessati da stillicidi con formazione di piccole pozze d'acqua a contatto con il guano stesso.

Le pisoliti campionate avevano dimensioni medie costanti e comprese tra 1 e 2 cm in diametro; la loro struttura consisteva sempre di una sottile (1 - 2 mm) parte esterna di colore nerastro, a volte parzialmente asportata, e di un nucleo interno più chiaro con caratteristiche morfologiche variabili (Foto 3).

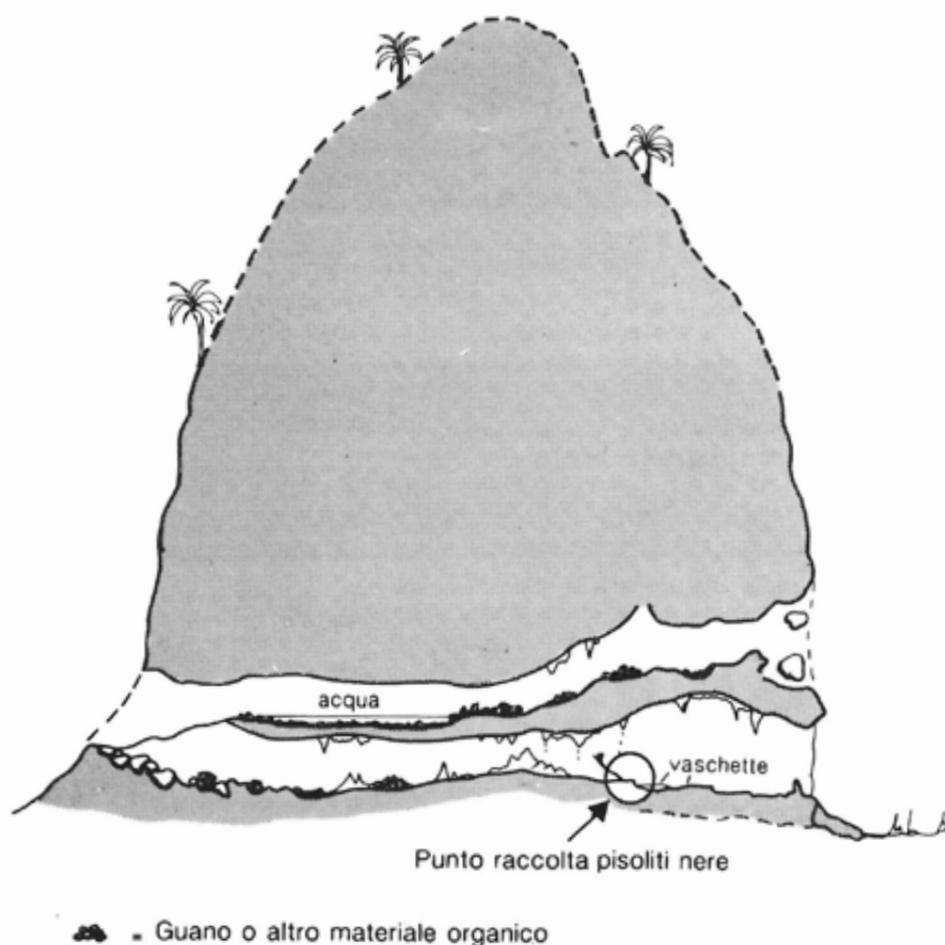


Fig. 2 - Sezione schematica del massiccio calcareo in cui si trova la Lyon Cave, classica grotta relitto di attraversamento, con l'indicazione della posizione in cui sono state raccolte le pisoliti



Foto 1 - Morfologia di carso tropicale, a coni, nei pressi dell'ingresso della Lyon Cave, situato a livello della piana alluvionale

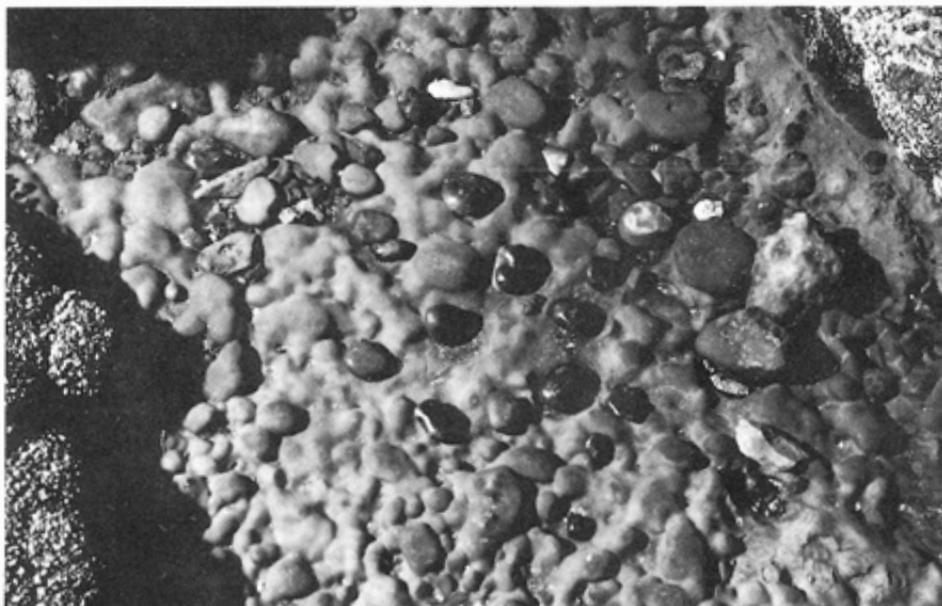


Foto 2 - Vaschetta entro cui sono visibili alcune delle pisoliti nere

In alcuni casi, infatti, tale nucleo consisteva di calcite sotto forma di «montmilch», ancora parzialmente pastoso, o, più di frequente, esso era costituito da ciottoli, con ogni probabilità provenienti dalla roccia calcarea in cui la grotta è sviluppata.

Considerata la sostanziale costanza morfologica e tessiturale delle pisoliti sezionate, si è deciso di procedere ad analisi più approfondite solamente per una di esse.

La sezione lucida di questa pisolite ha evidenziato, all'interno del nucleo formato da roccia micritica, un fossile ben conservato (Foto 4) di un crostaceo della lunghezza di quasi un centimetro.

Verso i bordi esterni del nucleo sono visibili alcune bande millimetriche concentriche, di colore variabile ma sempre abbastanza scure, formatesi sicuramente durante fasi di permeazione progressiva, dall'esterno verso l'interno del ciottolo, da parte degli stessi fluidi mineralizzanti che successivamente hanno causato la deposizione dell'involucro esterno lamellare della pisolite.

La genesi delle bande di permeazione è da ricollegare al grado di porosità naturale della roccia da cui è costituito il nucleo; infatti tali bande sono del tutto assenti in quelle pisoliti con nuclei diversi («montmilch» per esempio).

L'osservazione al microscopio della sezione sottile (Foto 5) ha evidenziato come la parte concrezionata sia finemente stratificata, con presenza di bande di accrescimento formate da materiali molto differenti tra loro. I veli concentrici risultano essere costituiti infatti da alternanze di materiale nero - bruno traslucido e di materiale biancastro di aspetto granuloso.



Foto 3 - Pisoliti nere della Lyon cave: nella maggiore è evidente la caratteristica crosta nerastra ed il nucleo biancastro (Foto P. Ferrieri)

Sulle due parti componenti la pisolite sono stati condotti gli stessi esami diffrattometrici, ricorrendo anche, soprattutto nel caso dei veli esterni, ad accorgimenti operativi particolari per una migliore discriminazione di alcuni componenti mineralogici i cui specifici picchi di interferenza si sovrapponevano o erano poco diversificati.

Il nucleo interno, probabilmente un originario ciottolo di torrente, risulta essere costituito, in netta predominanza, da calcite associata a una trascurabile quantità di quarzo e ad irrilevanti presenze argillose. Poco evidenti, anche se identificabili, sono gli stessi picchi di interferenza dei fosfati e di alcuni minerali di manganese, peculiari ed importanti nell'involucro di concrezione esterna.

I veli concentrici di concrezione sono risultati costituiti da abbondanti fosfati, quali le carbonato - apatiti ($\text{Ca}_3[\text{PO}_4\text{CO}_3(\text{OH},\text{F})](\text{OH},\text{F})$) e l'idrossi - apatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$), accompagnati da quantità subordinate di fluoro - apatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$) e, forse, di cloro - apatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$). Fra i minerali non fosfatici è ben rappresentata la manganite ($\text{MnO}(\text{OH})$) associata a rodocrosite (MnCO_3) e a piccole quantità di Pirolusite (MnO_2). In questa parte della pisolite la calcite figura come minerale nettamente accessorio, la cui presenza come componente originario non è neppure certa, date le difficoltà incontrate nella preparazione di campioni assolutamente non contaminati da particelle provenienti dal nucleo carbonatico.

Per tutti i diffrattogrammi eseguiti, poi, va sottolineato che una relativa incertezza permane nella valutazione dei rapporti semiquantitativi delle diverse specie di apatite; tale fatto dipende dalla perfetta coincidenza di molti dei loro specifici picchi di interferenza.

Sia il nucleo che la parte esterna della pisolite sono state oggetto di una completa analisi chimica, i cui risultati sono riportati in Tab. I

I dati chimici, relativi al nucleo (A di Tab. I), confermano nella calcite il componente assolutamente dominante (70 - 75%), mentre le altre fasi importanti sono rappresentate da minerali di manganese e da fosfati del gruppo delle apatiti, depositatisi presumibilmente durante processi secondari di permeazione del ciottolo calcareo da parte dei fluidi a chimismo variabile, entro cui esso veniva a trovarsi. L'esistenza delle bande brunastre alla periferia del ciottolo stesso confermerebbe questa ipotesi.

Sempre nel nucleo le concentrazioni di manganese e fosforo, espresse sotto forma di ossidi, sono quasi equivalenti tra loro e nell'insieme assommano al 9%.

Invece il confronto critico dei valori chimici con i tracciati diffrattometrici ribadisce una sicura presenza, nel nucleo, di termini manganesiferi e fosfatici sotto forma amorfa o criptocristallina.

Altro costituente non trascurabile è rappresentato da SiO_2 , il quale, per la scarsità degli altri elementi con esso normalmente associati (Al, Fe, Mg, Na, K, ecc.) permette di escludere la presenza significativa di silicati complessi e di ribadire la sua quasi esclusiva presenza sotto forma di quarzo.

L'involucro di concrezione esterna (B in Tab. I), a sua volta, presenta una composizione chimica assolutamente particolare in quanto caratterizzata da tenori elevati di manganese e fosforo associati a una notevole quantità di calcio, inferiore quest'ultima però a quella determinata per il nucleo calcareo.

Tab. 1 - Composizione chimica del nucleo carbonatico (A) e dell'involucro concrezionario (B) della pisolite nera della Lyon Cave (Palawan - Filippine)

	A %	B %
SiO ₂	3.15	0.06
TiO ₂	0.07	0.02
Al ₂ O ₃	0.09	0.02
Fe ₂ O ₃	0.68	0.14
MnO	4.31	11.33
CaO	47.50	34.65
MgO	0.21	0.37
Na ₂ O	0.20	0.13
K ₂ O	0.06	0.04
P ₂ O ₅	4.70	8.80
CO ₂ (inorg.)	33.00	5.61
CO ₂ (org.)	nd	9.89
H ₂ O+	4.62	27.46
Sostanza organica	nd	4.64
C organico	nd	2.70
	ppm	ppm
Li	1.7	1.6
Sr	88	116
Zn	52	106
Cu	20	25
Cr	200	151

Il concomitante relativamente basso tenore in anidride carbonica, qua rilevato, permette di ipotizzare che il calcio sia in gran parte legato ai minerali del gruppo delle apatiti.

Per quel che concerne gli elementi in traccia determinati (Li, Sr, Zn, Cu, Cr), questi sono risultati presenti sia nel nucleo che nelle bande di concrezionamento esterne in concentrazioni pressochè equivalenti, ma sempre poco significative.

Nel caso delle bande si può ragionevolmente ritenere che tali elementi siano, almeno in parte, di origine detritica e che siano stati quindi inglobati durante la deposizione dei successivi strati di concrezione.

Si è anche provveduto ad effettuare un'analisi al Microscopio Elettronico a Scansione di alcuni frammenti delle croste nere al fine di evidenziare al loro interno eventuali tracce organogene, comuni in questi tipi di depositi (FORTI & ROSSI, 1989). L'accurato esame condotto ha potuto escludere in questo caso la presenza di spore, ife o altri resti consimili.

Discussione

Le analisi sperimentali hanno evidenziato nelle bande di concrezione nera la presenza, tra i minerali di manganese, di rodocrosite.

Si tratta di un ritrovamento di notevole importanza; infatti sino ad oggi, se si eccettuano gli estesi depositi di questo minerale presenti in alcune fratture tettoniche nei pressi di masse mineralizzate in Argentina (HILL & FORTI, 1986), non vi erano altre segnalazioni di questo carbonato come deposito secondario di grotta.

È noto infatti che la rodocrosite è solitamente presente in depositi metasomatici di media temperatura (a cui probabilmente vanno ascritti anche i depositi argentini) anche se una sua possibile origine sedimentaria era già stata prevista (RUSSELL 1946) e altri Autori (HAM & OAKES, 1944) avevano evidenziato la possibilità di una deposizione di questo minerale da parte di acque meteoriche calde a contatto con rocce sedimentarie ricche in manganese.

Il ritrovamento nella Lyon Cave invece, dimostra in maniera inoppugnabile che normali acque meteoriche di percolazione, in condizioni ambientali idonee, possono favorire la deposizione della rodocrosite senza bisogno di particolari condizioni termiche.

In base a queste considerazioni, la rodocrosite da oggi può essere considerata a pieno titolo un «minerale di grotta».

Gli altri due minerali di manganese riconosciuti (manganite e pirolusite) possono derivare sia dalla ossidazione in ambiente areato di soluzioni di manganese ridotte, sia invece essere prodotti di alterazione della rodocrosite stessa: infatti tale carbonato di manganese può facilmente alterarsi in ambiente areato dando luogo a depositi, anche concrezionati, di color bruno nerastro a composizione variabile in manganite e pirolusite (GRAMACCIOLI, 1986).

I fosfati presenti nelle pisoliti nere di Palawan appartengono tutti alla famiglia delle «Apatiti»: si tratta di una serie isomorfa in tutte le proporzioni di quattro termini principali puri, fra i quali il più comune è la fluoroapatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$). Frequenti sono poi le sostituzioni del fluoro da parte dell'ossidrilico con formazione di idrossiapatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$); più rare sono quelle da parte del cloro con formazione di clorapatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$) (GRAMACCIOLI, 1986).

Possono avvenire, e probabilmente nel caso di Palawan questo è capitato, parziali sostituzioni del calcio da parte del manganese sia sotto forma bi che trivalente, mentre lo ione permanganato MnO_4^- può sostituire il gruppo fosfato PO_4^{3-} con mantenimento dell'equilibrio elettrostatico mediante la sostituzione contemporanea di elementi volatili (F, Cl, OH) (VASILIEVA, 1958).

In alcuni fosfati del gruppo delle apatiti discreto è il tenore in CO_2 ; a seconda della sua quantità questi prendono il nome di francoliti o dahlliti (Mc CONNELL, 1938, 1960). Le analisi condotte sulla pisolite della Lyon Cave, comunque, non hanno permesso di definire con esattezza questi rapporti.

A differenza della rodocrosite, la presenza di depositi di minerali del gruppo delle apatiti non è assolutamente rara in grotta, essendo questi minerali direttamente collegati all'esistenza di depositi di ossa e guano anche se, di rado, essi

portano alla formazione di ben definiti speleotemi, come nel caso delle pisoliti di Palawan.

Dall'esame critico dei dati chimici e mineralogici presentati nel paragrafo precedente, è possibile innanzitutto rimarcare la netta differenza compositiva tra il nucleo e l'involucro esterno della pisolite, e confermare non solo l'origine secondaria dei fosfati e dei minerali di manganese, ma soprattutto la provenienza dall'ambiente esterno degli elementi mineralizzanti principali (manganese e fosforo).

Infatti mentre quelli di carattere «detritico» e relativamente molto meno mobili (quali: Si, Al, Ti, K) denotano un forte impoverimento relativo nei veli di concrezione esterna rispetto al nucleo, altri elementi, quali Na e Mg, che di solito sono presenti in modo significativo nelle acque percolanti, presentano un gradiente di distribuzione inverso.

Ciò significa che, come suggerito dalle osservazioni microscopiche e dalle determinazioni diffrattometriche, il fronte di impregnazione mineralizzante si è irradiato dall'esterno verso l'interno ad opera di acque di permeazione.



Foto 4 - Sezione lucida di una pisolite nera della Lyon cave: lo spessore della crosta nera esterna è di 1.5 millimetri, mentre all'interno del nucleo si riconosce il fossile di un crostaceo (Foto P. Ferrieri)

Infatti se si fosse trattato di lisciviazione selettiva del nucleo, accompagnata da un conseguente progressivo arricchimento in fosforo e manganese verso la sua parte esterna, gli elementi componenti le fasi silicatiche accessorie (originariamente disperse nel nodulo calcareo) avrebbero dovuto concentrarsi e non impoverirsi nell'involucro di concrezione esterna, in fase di progressivo inspessimento.

La fonte esterna del fosforo, del manganese, della sostanza organica e al li-

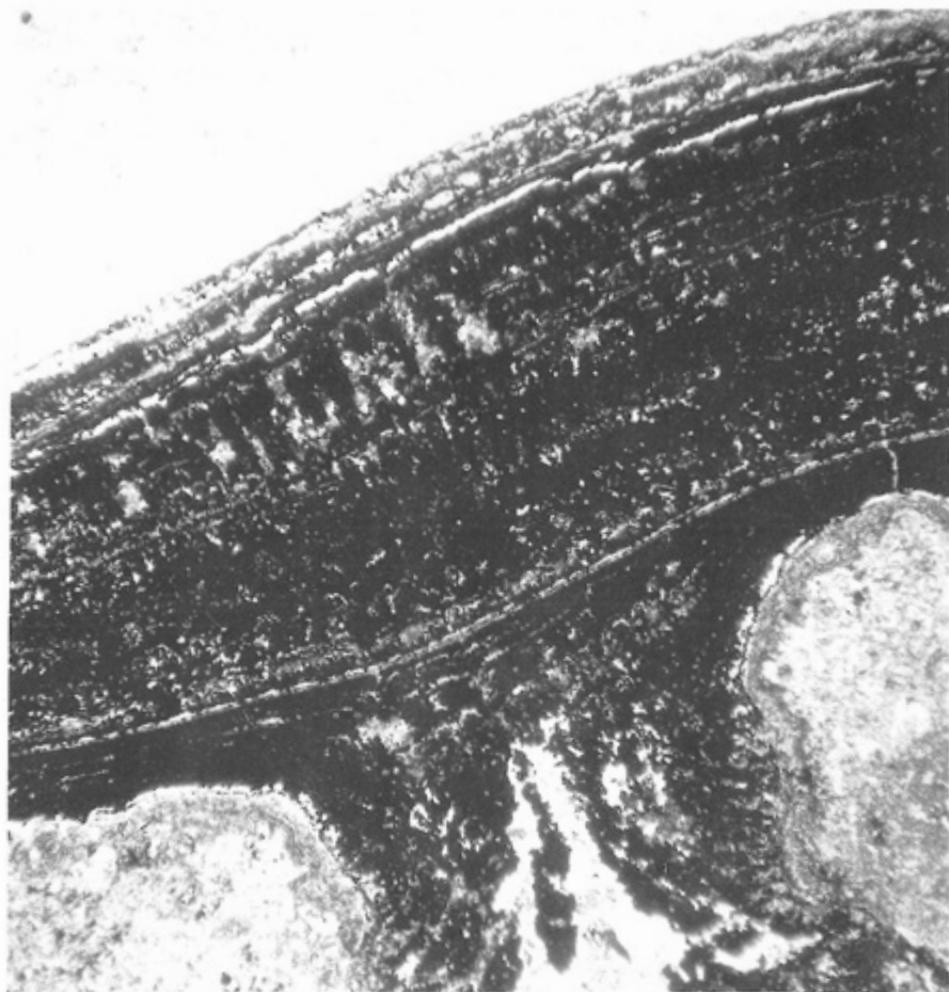


Foto 5 - Sezione sottile a nicols incrociati della incrostazione esterna di una pisolite nera della Lyon Cave: sono evidenti le alternanze di materiale più scuro (essenzialmente ossidi di manganese) con sottili strati più chiari in cui predominano minerali del gruppo delle apatiti (Foto P. Ferrieri).

mite di tutti gli altri elementi minori (quali fluoro, cloro etc.) è chiaramente identificabile negli abbondanti depositi di guano, presenti nei rami superiori della cavità, la cui lisciviazione in condizioni fortemente riducenti, data l'abbondanza di sostanza organica, consente una efficace solubilizzazione e mobilizzazione del manganese in particolare, ed un suo susseguente rapido trasporto verticale ad opera delle acque di percolazione.

Tali condizioni si sono mantenute fino a ch  l'acqua di percolazione non   arrivata a contatto con l'atmosfera del piano inferiore, ove, immediatamente, l'ossigeno dell'aria ha potuto ristabilire le condizioni ossidanti legate alle caratteristiche dei flussi d'acqua (essenzialmente laminari sopra le colate).

In questo modo sono venute a mancare le condizioni per la mobilit  del manganese, che quindi precipita essenzialmente sotto forma di idrossidi o ossidi (manganite e pirolusite) ma anche, stante l'ambiente carbonatico, di rodocrosite, la quale a sua volta, come gi  detto in precedenza, pu  trasformarsi negli stessi due ossidi - idrossidi.

Anche il fosforo, in queste condizioni ambientali ossidanti e ricche in calcio, qualora le condizioni di pH siano idonee, pu  precipitare sotto forma di minerali del gruppo delle «Apatiti».

Sia la precipitazione dei sali di manganese che di quelli del fosforo, passando per stadi amorfi o criptocristallini, permette facilmente l'inglobamento dell'eccesso di materiale organico trasportato dalle acque e non ancora completamente ossidato, che viene cos  fissato all'interno dei veli di concrezione.

Infatti le specifiche determinazioni analitiche hanno posto in evidenza un contenuto di materiale organico nell'involucro esterno pari al 4.64% .

Rimane di difficile interpretazione come mai, in questo caso, non sia stato possibile evidenziare, con l'aiuto del microscopio elettronico, la presenza di batteri e microorganismi nelle bande nere.

Probabilmente la spiegazione   da ricercarsi nel fatto che le acque, provenienti da accumuli di guano della galleria superiore, non raggiungono la zona di concrezionamento inferiore attraverso fratture beanti o canalicoli carsici, ma scendono per capillarit  sfruttando la porosit  della roccia.

Questa ipotesi, peraltro avvalorata da quanto indicato dalle analisi al microscopio che hanno evidenziato una progressiva permeazione del ciottolo calcareo che funge da nucleo, permette di giustificare l'assenza di resti organogeni determinabili, che evidentemente hanno pur sempre una dimensione finita e tale da farsi trattenere durante il processo di «ultrafiltrazione» cui l'acqua che li trasporta nella sua caduta capillare   sottoposta.

Per quel che concerne i tempi occorsi per la deposizione delle pisoliti nere si pu  affermare con sicurezza che si tratta di avvenimenti recentissimi, a scala geologica: considerando infatti lo spessore (1-2 mm al massimo) delle incrostazioni nere che, nel caso delle colate e delle vasche, ricoprono normali depositi calcitici e quello di ogni singola banda di accrescimento (10-20 micron) e accertato che non sembrano esser avvenuti particolari stop nel concrezionamento, si pu  sostenere con sufficiente certezza che questo tipo di deposito ha iniziato a formarsi solamente alcune decine o al massimo centinaia di anni addietro.

Questo fatto porta a stabilire che o i depositi di guano si sono costituiti solo

in questo arco di tempo all'interno del ramo superiore della Lyon Cave, oppure che l'attività idrica di dilavamento degli stessi è iniziata solo molto di recente.

Sulla base dei dati attualmente a disposizione non è però possibile discriminare tra queste due differenti ipotesi.

Quello che possiamo affermare è che nel ramo inferiore della grotta la circolazione delle acque ricche in fosforo e manganese è iniziata di recente ed ha prodotto dapprima l'interruzione del normale concrezionamento carbonatico, per passare poi a una progressiva permeazione delle rocce porose, che si sono arricchite, nei livelli vicini alla superficie esterna, in questi due elementi. Da ultimo è iniziata la deposizione vera e propria del concrezionamento a veli brunonerastri o biancastri, che ha portato alla formazione degli involucri esterni delle pisoliti oggetto del presente studio.

Conclusioni

Lo studio mineralogico delle pisoliti nere della Lyon Cave a Palawan ha consentito di evidenziare l'esistenza, all'interno di questa cavità di numerosi differenti ed inusuali minerali di grotta (fosfati complessi e carbonati di manganese), la cui presenza pone questa grotta tra le più importanti al mondo per la minerogenesi carsica.

Inoltre è la prima volta che pisoliti di ossidi di manganese vengono segnalate al mondo, mentre perle di grotta di carbonato apatite erano già note in una grotta della Crimea (HILL & FORTI, 1990).

La presenza poi di minerali rarissimi in grotta, quali la rodocrosite (HILL & FORTI, 1986), che in questa cavità si deposita in condizioni genetiche sicuramente non termali, è un altro aspetto che accresce notevolmente l'importanza della Lyon Cave in ambito mineralogico.

Gli studi mineralogici appena effettuati possono non essere solo fine a se stessi: infatti l'esistenza delle pisoliti nere mette in evidenza una variazione repentina e relativamente recente nelle condizioni chimico fisiche delle acque di quella porzione di grotta e pertanto può fornire utili indicazioni per meglio definire l'evoluzione speleogenetica della cavità.

Naturalmente perchè tali dati siano realmente utilizzabili e inquadrabili sarà necessario procedere ad altri studi e campionamenti non soltanto limitati alle pisoliti, ma anche alle rocce circostanti e soprattutto alle acque di percolazione, sia nel ramo inferiore che in quello superiore della grotta.

Ringraziamenti

Si ringraziano i signori Remo Gamberini, per le sezioni sottili, Patrizia Ferraresi, per i disegni, e Corrado Corradini per la determinazione del Carbonio organico.

Bibliografia

- DE VIVO A., PICCINI L. & MOURET C., 1990 - «*Macatingol*» il fiume che romba.... Speleologia, 22: 22-31.
- FORTI P. & ROSSI A., 1989 - *Genesi ed evoluzione delle concrezioni di ossidi di ferro della Grotta Pelagalli (425 E/Bo) al Faneto (Bologna - Italia)*. Atti XV Congr. Naz. Spel.: 205-228, Castellana, 1987.
- GRAMACCIOLI C.M., 1986 - *Conoscere i minerali: i Fosfati*. Ist. Geogr. De Agostini, pp. 127.
- HAM W.E. & OAKES M.C., 1944 - *Manganese deposits of the Bromide District, Oklahoma*. Econ. Geol., 39: 412.
- HILL C. & FORTI P., 1986 - *Cave minerals of the World*. Nat. Spel. Soc., Huntsville, pp. 238.
- MC CONNELL D., 1938 - *A structural investigation of the isomorphism of the apatite group*. Am. Miner., 23: 1-19.
- MC CONNELL D., 1952 - *The problem of carbonate apatites. IV. Structural substitutions involving CO₂ and OH*. Bul. Soc. Franc. Min. Crist., 75: 428-445.
- RUSSELL A., 1946 - *On rhodonite and tephroite from Treburland manganese mine, Altarnun, Cornwall; and on rhodonite from other localities in Cornwall and Devonshire*. Min. Mag., 27: 221-235.
- VASILIEVA Z.V., 1958 - *On the role of manganese in apatites*. Mem. All-Union Min. Soc., 87: 455.

JOSÈ MARIA CALAFORRA* & PAOLO FORTI**

LE PALLE DI GESSO E LE STALAGMITI CAVE: DUE NUOVE FORME DI CONCREZIONAMENTO GESSOSO SCOPERTE NELLE GROTTI DI SORBAS (ANDALUSIA, SPAGNA)⁽¹⁾

RIASSUNTO - L'area carsica di Sorbas è costituita da un affioramento di circa 12 kmq di gessi messiniani in cui si sono sviluppati imponenti fenomeni carsici sotterranei. Una delle caratteristiche di queste grotte è quella della ricchezza del concrezionamento gessoso.

Oltre agli speleotemi già noti, in questa area sono state osservate due concrezioni del tutto nuove: le palle di gesso e le stalagmiti cave. Questi due depositi peculiari vengono qui descritti morfologicamente e quindi viene presentata una ipotesi genetica basata sul particolare regime di precipitazioni esistente nel deserto di Sorbas.

ABSTRACT - The evaporite karst of Sorbas (Andalucia, Spain) consists of about 12 kmq of Messinian gypsa, whose thickness ranges from 20 to 150 m. In that area more than 500 caves are developed, several of which exceed 1 km in length. The caves are characterized by large and well developed gypsum speleothems, which are, with no doubt, the best worldwide inside evaporite karsts.

Beside the «normal» speleothems, two completely new types of formations have been discovered inside the Sorbas caves: the gypsum balls and the gypsum hollow - stalagmites.

The gypsum balls were observed in several caves of the area and always they develop along the horizontal gypsum bedding, when filled by thin clay deposits. The hollow - stalagmites have been found in a single cavity, in a branch close to the surface: they may reach over 1 m in high while the diameter never exceeds 15 cm at the bottom and 3 - 5 cm at the top. Their inner hole often reaches the cave floor and maintains a constant diameter of 2 - 3 cm. The growth of both these two new speleothems is controlled by the meteorology of the Sorba karst area, which is characterized by an arid hot climate with sudden heavy rainfalls.

In the present paper the morphology of these two new gypsum formations are discussed and then a genetical mechanism for both is also suggested.

Introduzione

Le aree carsiche gessose da sempre sono state considerate meno interessanti dal punto di vista speleogenetico rispetto a quelle calcaree, inoltre ancora oggi le grotte in gesso sono ritenute assolutamente povere di concrezionamento, vuoi calcareo che gessoso.

* Dipartimento di Geodinamica, Università di Granada, Almeria, Spagna

** Istituto Italiano di Speleologia, Bologna, Italia

(1) Lavoro effettuato con il contributo M.P.I. 40 e 60%

Se già da qualche anno la prima affermazione era già stata dimostrata essere falsa (FORTI, 1986), ancora la seconda convinzione non era stata assolutamente scalfita.

In questi ultimissimi anni, però l'esplorazione dell'area carsica di Sorbas in Spagna (CALAFORRA, 1986; LOPEZ et al., 1987) portava a scoprire un carsismo profondo in gesso che nulla aveva da invidiare al più famoso carso in calcare sia per quel che concerne lo sviluppo delle cavità che per la varietà delle morfologie ipogee che infine anche per la vastità e peculiarità del concrezionamento, essenzialmente gessoso, presente al suo interno.

L'affioramento dei gessi messiniani di Sorbas (Andalusia, Spagna) infatti (Fig. 1), pur non essendo molto esteso (circa 12.5 km²) e con una potenza oscillante tra i 20 e i 150 m, ospita alcune centinaia di cavità, alcune delle quali largamente superano il km di sviluppo e i 100 m di profondità (CALAFORRA & PULIDO - BOSCH, 1989).

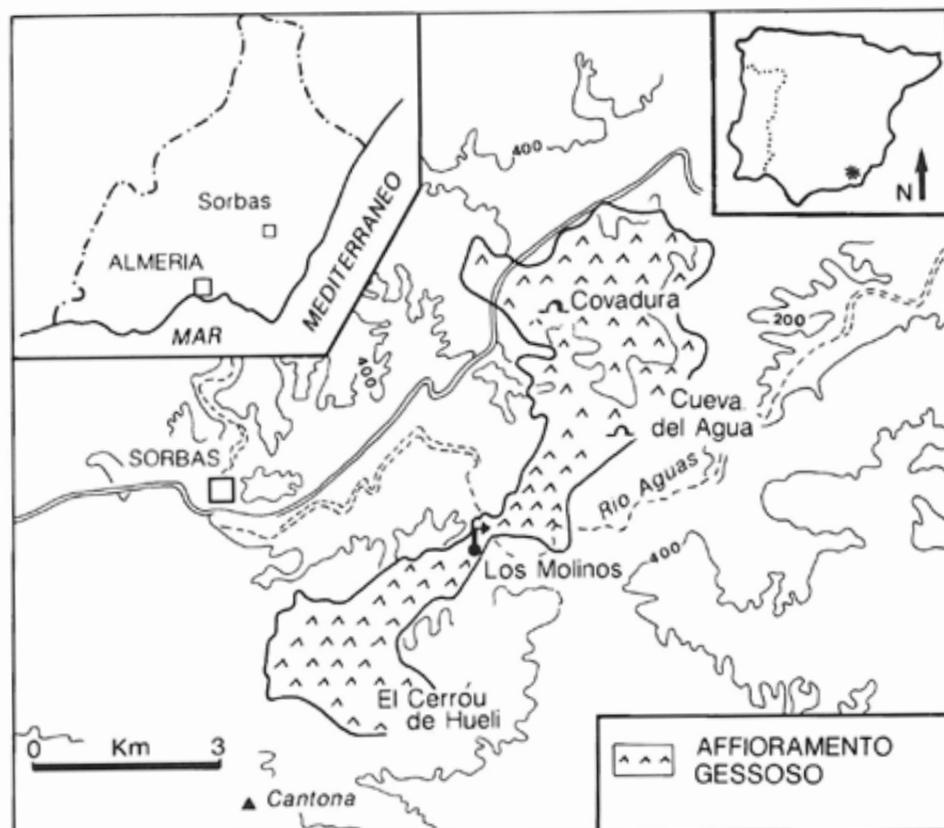


Fig. 1 - L'area di affioramento dei gessi messiniani di Sorbas: sono indicati gli ingressi delle due grotte in cui sono state osservate le concrezioni oggetto del presente studio.

Le principali grotte di Sorbas sono complesse, sviluppandosi su vari piani sovrapposti e sono ricche di morfologie freatiche, graviclastiche e vadose, ma certamente la cosa che le rende maggiormente peculiari nel panorama delle grotte gessose è la vastità e la ricchezza del concrezionamento gessoso che ospitano.

Nella Cueva del Agua, per esempio sono presenti grandi colate e stalagmiti che raggiungono dimensioni di molto superiori al metro (Foto 1). Grande diffusione hanno anche le infiorescenze gessose, che, sviluppandosi a volte sulla superficie esposta di grandi macrocristalli, ne bordano i principali piani di sfaldamento (Foto 2).

Nel panorama assai vasto del concrezionamento gessoso di queste grotte occupano un posto preminente due forme del tutto nuove, che sono state sino ad oggi osservate solamente in questa area, ed esattamente le palle di gesso (Foto 3) e le stalagmiti cave (Foto 4).

Nel presente lavoro vengono analizzate in dettaglio queste due nuove forme concrezionarie di cui viene anche individuato il meccanismo genetico, che risulta essere strettamente connesso al regime delle precipitazioni esistente nell'area.



Foto 1 - Una galleria della Cueva del Agua caratterizzata da imponenti concrezionamenti gessosi

Foto 2 - Cueva del Agua: Un grande cristallo di gesso parzialmente eroso dalla condensazione e con infiorescenze di gesso secondario che ne bordano i principali piani di sfaldamento



Foto 3 - Cueva del Agua: parete di una galleria con alcune grandi palle di gesso

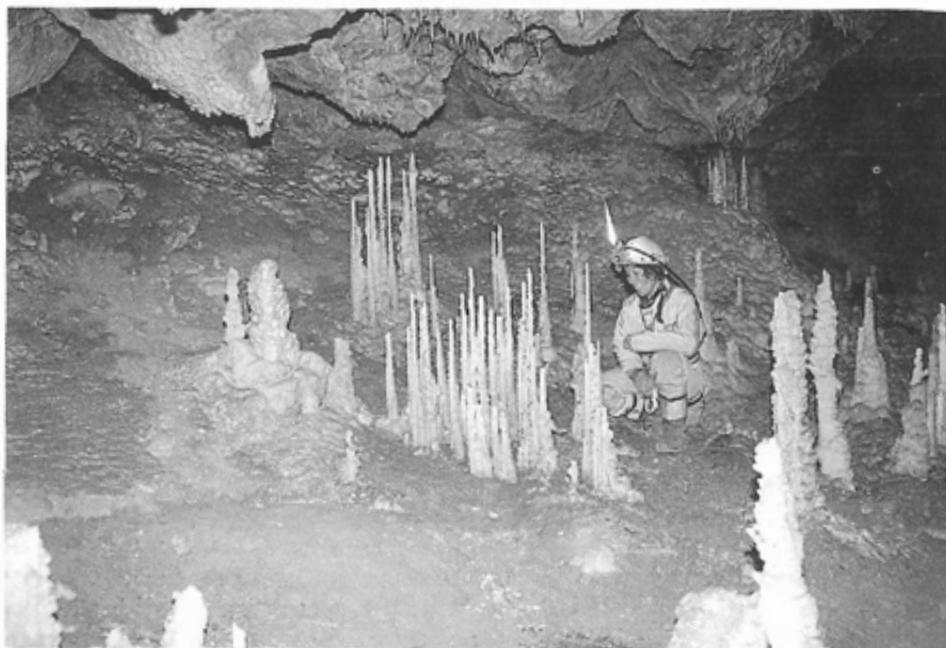


Foto 4 - Covadura: visione generale delle stalagmiti cave di gesso.

Le palle di gesso

Si tratta di concrezioni di gesso sferoidali che possono raggiungere il diametro di 20 - 25 cm anche se mediamente la loro dimensione non supera i 10 cm. Nell'area di Sorbas sono abbastanza comuni e la loro presenza non è strettamente limitata ad una cavità: queste concrezioni infatti si possono osservare in varie grotte anche se nella Cueva del Agua si trovano le maggiori e morfologicamente perfette.

Le palle di gesso si sviluppano sulle pareti subverticali delle gallerie e sempre a livello degli interstrati suborizzontali della roccia gessosa, interstrati che sono normalmente marcati da un collarino di concrezionamento gessoso (Foto 5).

La struttura interna delle palle di gesso, per quanto è stato possibile osservare direttamente in grotta su esemplari parzialmente rotti, è costituita da fini cristalli di gesso allungati lungo l'asse che puntano radialmente verso l'esterno della concrezione (Fig. 2, B). Seppure non sempre ben identificabili, poi, sono comunque visibili alcune bande di accrescimento progressivo. Sulla superficie esterna sono infine spesso presenti gruppi di piccoli cristalli sempre di gesso dall'abito meno allungato e con l'asse c diretto in direzioni casuali. La genesi delle palle di gesso è chiaramente correlata all'esistenza di piani di discontinuità (interstrati) suborizzontali nella roccia gessosa intersecata dalle forre create dalla circolazione dell'acqua in grotta. Questi interstrati, se riempiti da sottili strati di

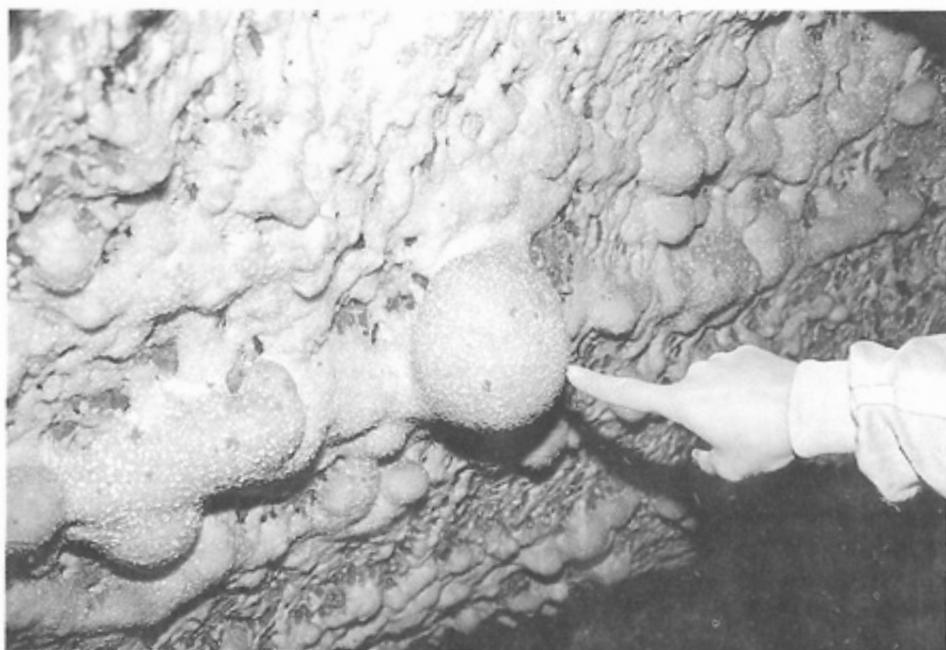


Foto 5 - Cueva del Agua: palle di gesso e cordonature di gesso lungo gli interstrati di una galleria

dati definitivi della stazione sperimentale presso la Grotta Gigante saranno disponibili.

Bibliografia

- AA.VV., 1989 - *I Gessi di Santa Ninfa (Trapani) - Studio multidisciplinare di un'area carsica*. Mem. 3, Serie II, Istituto Italiano di Speleologia, Luxograph Palermo, 0 - 202 pp.
- ATKINSON T.C. & SMITH D.L., 1976 - *The erosion of limestones* (in: «The Science of Speleology» ed. by Ford and Cullingford) Academic Press, p. 151 - 177.
- CUCCHI F. & FORTI F., 1988 - *La stazione di misura della dissoluzione superficiale a Borgo Grotta Gigante (Carso triestino, Italia)*. Atti e Memorie Comm. Grotte E. Boegan, 27 (1988), p. 87 - 93.
- FORTI P. & RABBI E., 1981 - *The role of CO₂ in Gypsum speleogenesis: first contribution*. Int. J. Speleol. 11, p. 207 - 218.
- MIOTKE F.D., 1974 - *Carbon dioxide and the soil atmosphere*. Abh. Karst und Höhlenkunde. A9, Munich, 0 - 52 pp.
- PICKNETT R.G., BRAY L.G., STENNER R.D., 1976 - *The chemistry of cave waters* (in: «The Science of Speleology» ed. by Ford and Cullingford) Academic Press, p. 212 - 266.
- SWEETING M.M., 1972 - *Karst landforms*. Macmillan Ed., p. 74 - 102.

fango e argilla (da alcuni millimetri a frazioni di millimetro) creano le condizioni idonee a supportare piccole faldine sospese che trovano il loro naturale recapito nella galleria su cui il piano di stratificazione si affaccia (Fig. 2, A).

In questo modo le acque di infiltrazione lenta, che sono le uniche a poter alimentare queste piccole falde e risultano quindi ovviamente saturate in gesso, affiorano per capillarità nell'ambiente aereato delle gallerie ove, per evaporazione, depositano il gesso che avevano precedentemente solubilizzato.

È fondamentale che le acque affioranti se ne vadano esclusivamente per evaporazione e non si abbia assolutamente flusso idrico lungo le pareti: in questi casi, infatti non si avrebbe più la formazione di un cordolo gessoso e di palle di gesso ma lo sviluppo di normali colate. Qualora lungo l'interstrato l'alimentazione si omogenea e controllata nel senso precedentemente detto, allora si svilupperanno esclusivamente i cordoli gessosi, ma nel caso vi siano dei punti di recapito preferenziali (Fig. 2, C), ove pertanto l'apporto idrico sia più continuo nel tempo rispetto alle altre parti, allora potranno iniziare a evolversi le palle di gesso (Fig. 2).

La dimensione massima che le palle di gesso potranno raggiungere è determinata non tanto dalla quantità di acqua che nell'unità di tempo affiora per capillarità quanto dalla continuità di afflusso idrico sulla superficie delle palle stesse.

Infatti ogniqualvolta il flusso idrico si interrompe per un lasso di tempo sufficientemente lungo la superficie esterna tenderà a modificarsi a seguito dei fenomeni di condensazione - evaporazione sempre molto attivi nelle grotte di Sorbas: a tali processi infatti vanno ascritte la maggioranza delle infiorescenze gessose presenti in tutte le cavità ed in particolare, per quel che concerne le palle di gesso, alle infiorescenze che crescono sparse sulla superficie esterna delle stesse e presentano un colore bianco candido e non giallino avorio come tutto il resto della concrezione.

I processi di dissoluzione e ricristallizzazione legati alla condensazione, se attivi da soli per un lasso di tempo sufficientemente lungo, porteranno alla formazione di una crosta superficiale più compatta e meno porosa (le bande di accrescimento normalmente visibili all'interno delle palle); tale crosta, vista la sua minore porosità, ovviamente tenderà ad opporsi maggiormente al passaggio delle acque di capillarità e, nel caso il suo spessore diventi sufficiente, potranno in ultima analisi anche «fossilizzare» le palle di gesso.

Oltre a questa «fossilizzazione», le palle di gesso possono avere un'altra evoluzione del tutto particolare.

Infatti, qualora si instaurino condizioni di sottosaturazione nell'interstrato, condizioni che possono essere causate anche solo da un aumento del flusso idrico che alimenta le palle di gesso, queste possono subire un processo di dissoluzione, che porta a sviluppare una piccola cavità all'interno della palla (Fig. 3, B) nella zona più vicina al condotto capillare di alimentazione.

Dopo la sua creazione la cavità centrale tenderà a riempirsi progressivamente del materiale limoso e argilloso presente nella frattura in maniera da trasformarsi in una «palla di fango» con una crosta gessosa esterna (Fig. 3, C).

In alcuni casi, poi, la crosta esterna può esser del tutto ridissolta dalle acque

sottosature interne o essere rotta per la pressione esercitata dal materiale argilloso, facendo assumere alla «palla di gesso» una forma cava che conserva al suo interno un «relitto» dell'argilla che un tempo la riempiva (Fig. 3, D).

Il contorno concavo dei bordi della palla di gesso nella zona da dove l'argilla cominciò ad essere estrusa sono una conferma che l'evoluzione di queste forme inizia dall'interno e procede gradualmente verso l'esterno.

In realtà l'evoluzione delle palle di gesso è probabilmente assai più complessa di quanto da noi qui schematizzato: i fenomeni di dissoluzione e di riempimento delle palle sono infatti probabilmente intimamente connessi ai processi di precipitazione e sviluppo delle palle, cosicché gli stadi evolutivi da noi proposti debbono esser considerati solamente come una approssimazione relativamente al processo generale di sviluppo, che può conoscere salti da uno stadio ad altri molto successivi o ad altri antecedenti.

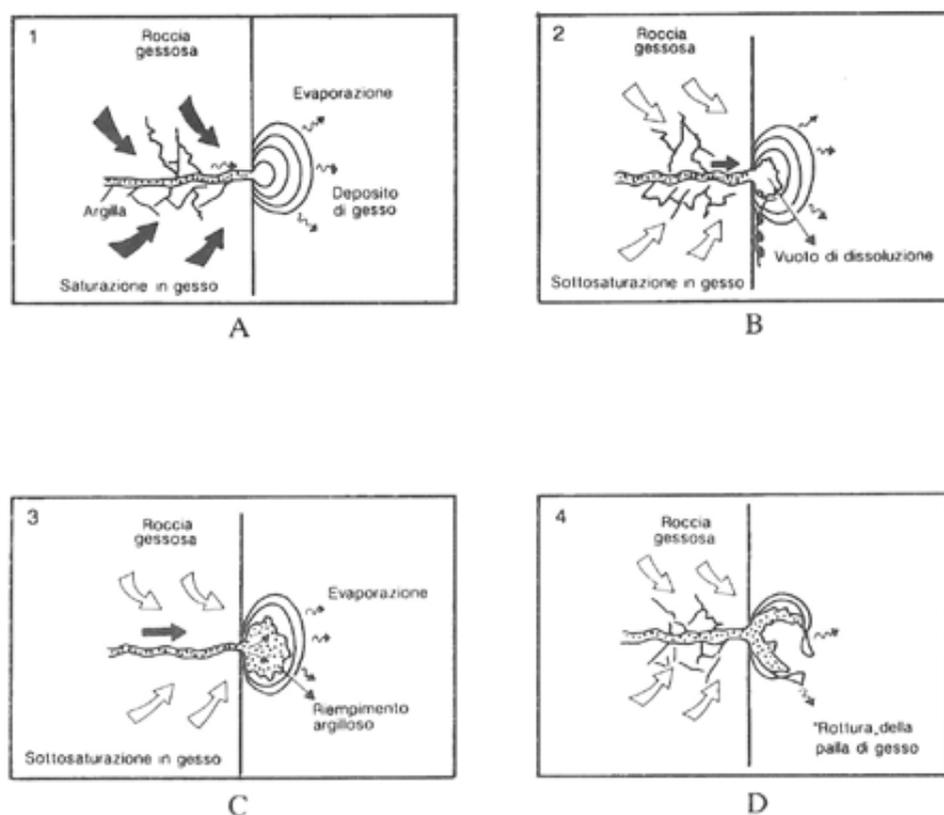


Fig. 3 - Possibile evoluzione senile di una palla di gesso. A: Concrezione compatta formata per flusso capillare di acqua saturata in gesso; B: in condizioni di sottosaturazione, anche a causa di un aumento di flusso idrico, il nucleo della palla di gesso può venir disciolto; C: parte del riempimento argilloso dell'interstrato viene trascinato all'interno della palla cava; D: aspetto finale di una palla di gesso dopo che la dissoluzione ha portato alla rottura della crosta esterna con asportazione parziale del riempimento argilloso.

Comunque la genesi e l'evoluzione delle palle di gesso è sicuramente da mettere in connessione con la peculiare climatologia dell'area di Sorbas e in particolare con il regime estremo delle precipitazioni caratterizzato da lunghi periodi di siccità e forti piogge occasionali.

Per questo motivo le palle di gesso sono in genere localizzate nelle zone più profonde e quindi più umide delle grotte di Sorbas: infatti solo in queste zone della cavità è assicurata una sufficiente costante alimentazione idrica a fronte del particolarissimo regime meteorologico che con precipitazioni già di per sé molto scarse, dell'ordine di 150 - 200 mm/anno, fa sì che oltre il 70 % di queste ultime avvengano nel giro di giorni o addirittura di ore.

Le stalagmiti cave

Queste concrezioni sono state osservate solamente in un punto di una sola grotta di Sorbas ed esattamente in una galleria del livello più superficiale della grotta Covadura.

Si tratta di stalagmiti molto affusolate (Foto 4), alte anche 100 cm, ma con un diametro esterno di 4 a 6 cm alla sommità e di un massimo di 10 - 15 cm alla base, la cui caratteristica peculiare è di essere un largo foro centrale (2 - 4 cm) che raggiunge quasi la base delle concrezioni stesse (Foto 6).

Una osservazione di dettaglio su alcuni pezzi rinvenuti rotti ha permesso di



Foto 6 - Covadura: sommità di alcune stalagmiti cave con evidenziato il largo foro.

evidenziare come le stalagmiti cave siano formate da una serie di tronchi di cono rovesciati «infissi» l'uno sull'altro (Fig. 6, F): l'altezza di ogni singolo tronco di cono è variabile, oscillando tra i 2.5 e i 4 cm, mentre la dimensione del foro centrale si mantiene costante, tranne che per le rastremazioni apicali e basali: a circa 1 - 3 cm dalla sommità infatti il foro tende a diminuire la sua luce portando il diametro a 1 - 2 cm, mentre verso il fondo la rastremazione è più lenta anche se in circa 10 cm porta alla completa occlusione dello stesso.

Dal punto di vista della struttura cristallina è stato possibile osservare che la concrezione è costituita da fasci di cristalli di gesso allungati lungo l'asse c: tali cristalli sono paralleli all'asse del foro centrale e tendono leggermente a ruotare verso l'esterno nelle zone apicali di ogni tronco di cono, che risultano essere quelle a maggior spessore in tutte le stalagmiti. I cristalli lungo il foro interno mostrano sovente fenomeni di evidente ridissoluzione e, in alcuni casi, presentano ricristallizzazioni con formazione anche di piccole infiorescenze gessose con assi cristallografici disposti in maniera random.

La superficie esterna risulta coperta, nella stragrande maggioranza dei casi, da una sottile crosta di gesso dovuta alla ricristallizzazione a causa della azione combinata condensazione - evaporazione.

Stante la loro localizzazione assolutamente puntuale nel panorama dei depositi gessosi dell'area di Sorbas è evidente che le condizioni per la genesi e lo sviluppo delle stalagmiti cave debbono esser complesse e di difficile realizzazione: si tratta infatti di avere uno stillicidio che contemporaneamente, o quasi, possa sciogliere il gesso, creando il foro centrale e le correlate forme di dissoluzione sui cristalli delle pareti, e quindi depositare il materiale per la costituzione della struttura esterna della stalagmite.

La creazione delle condizioni idonee per lo sviluppo di queste concrezioni è data innanzitutto dal tipo di precipitazioni meteoriche caratteristiche della regione: pochissimi e violenti temporali e quindi una lunga stagione siccitosa.

A questo si aggiunge la localizzazione delle concrezioni in una zona epidermica, a pochi metri dalla superficie, da cui la separano solo strati gessosi molto fratturati e in un'area interessata da forti correnti d'aria a causa di limitrofi ingressi a quote diverse.

Durante o immediatamente dopo un violento temporale le acque di stillicidio che interessano le stalagmiti (Fig. 4), data la rapidità dell'infiltrazione e l'esiguità del percorso da fare, risultano nettamente insature e causano quindi la dissoluzione parziale della parte interna delle stesse creando quindi il tubo centrale ove si accumuleranno.

Al termine dell'evento piovoso, o al massimo poche ore dopo, l'afflusso di acque di stillicidio insature cesserà e quindi anche l'effetto di dissoluzione si arresterà, lasciando il passo alla risalita capillare delle acque accumulate all'interno delle stalagmiti cave, acque che, evaporando, depositeranno il gesso alla sommità della stalagmite medesima, creando quella rastremazione tipica, di cui si è accennato precedentemente.

L'evaporazione totale dell'acqua all'interno del tubo è anche responsabile della deposizione delle piccole infiorescenze gessose notate sulle fibre gessose che ne rappresentano le pareti.

Per tutto il resto dell'anno, le poche acque di percolazione lenta e quelle di condensazione avranno tutto il tempo di saturarsi rispetto al gesso e quindi l'eventuale stillicidio sarà concrezionante contribuendo quindi alla crescita sommitale delle stalagmiti, nonché all'evoluzione della crosta esterna e delle piccole infiorescenze su di essa normalmente impiantate. L'alternanza di periodi con acque aggressive e di altri con acque sovrasature può non solo spiegare l'esistenza delle stalagmiti cave della Grotta Covadura, ma anche la loro conformazione esterna a tronchi di cono sovrapposti.

Alla chiara influenza del particolare regime delle precipitazioni va aggiunta quella del contesto chimico e geomorfologico particolare in cui si sviluppa questo tipo di stalagmiti.

Innanzitutto le stalagmiti cave di gesso sono esattamente sotto e quindi correlate a stalattiti di carbonato di calcio che si sviluppano sul soffitto della galleria: questa zona della grotta quindi ha la particolarità di avere depositi di calcite al tetto e di gesso sul pavimento.

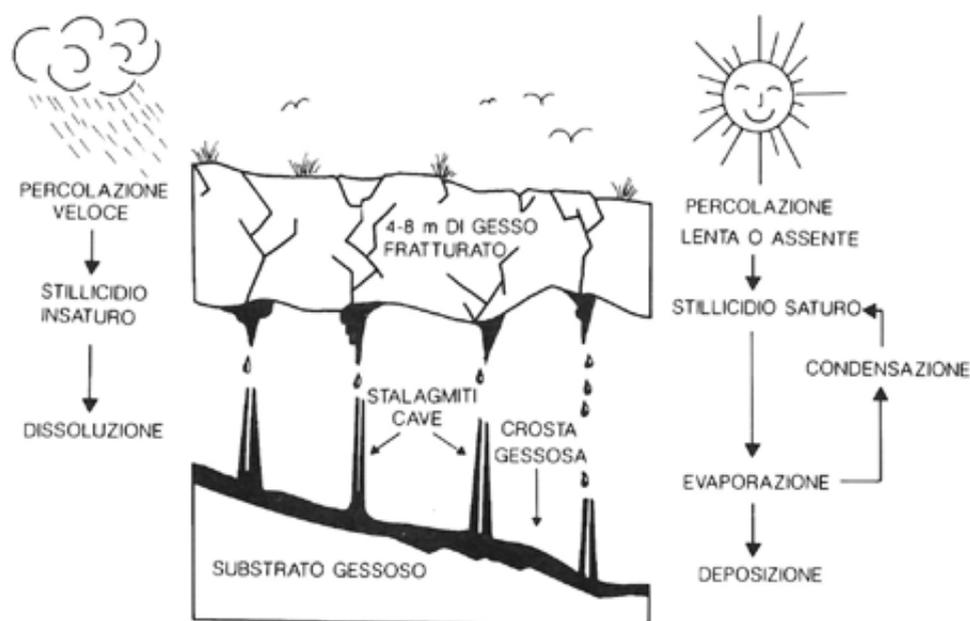


Fig. 4 - Caratteristiche dello stillicidio a livello delle stalagmiti cave della grotta Covadura in funzione della meteorologia esterna: durante i temporali la percolazione veloce attraversa il sottile strato di gessi fratturati portando a uno stillicidio marcatamente insaturo rispetto al gesso, mentre esso può esser saturo rispetto al calcite, con conseguente deposizione di carbonato di calcio sul soffitto e dissoluzione di parte delle concrezioni sul pavimento, mentre per tutto il resto dell'anno la percolazione lenta e i fenomeni di condensazione creano le condizioni per la presenza di uno stillicidio saturo rispetto al gesso, con conseguente deposizione di concrezionamento gessoso, e possibilmente insaturo rispetto al calcare con fenomeni di corrosione per condensazione delle stalattiti calcaree.

Pertanto questo ambiente deposizionario è un chiaro esempio dell'interrelazione esistente tra depositi di calcite e di gesso e speleogenesi (FORTI & RABBI, 1981).

La precipitazione del carbonato, infatti, comporta una sottosaturazione rispetto al gesso, che può quindi spiegare la formazione del canalicolo centrale esistente nella stalagmite cava.

Durante il periodo secco, la poca acqua di infiltrazione è sicuramente saturata rispetto al gesso e il gocciolamento porterà alla formazione di concrezioni «normali» quali i coralloidi o le concrezioni da splash, che sono assolutamente comuni nelle grotte di Sorbas. Pertanto queste concrezioni potranno considerarsi come le forme «embrionali» delle stalagmiti cave.

In questo periodo potranno anche aversi piccole deposizioni di carbonato di calcio sul soffitto, ma la forte evaporazione presente, a causa delle correnti d'aria e della bassa umidità, garantirà ugualmente la deposizione del gesso sul pavimento.

Nel periodo piovoso mentre la precipitazione di calcite continuerà e anzi sarà accentuata sul soffitto, l'acqua di stillicidio al contrario risulterà essere sicuramente sottosaturata rispetto al gesso e pertanto porterà alla formazione del canalicolo centrale nelle stalagmiti.

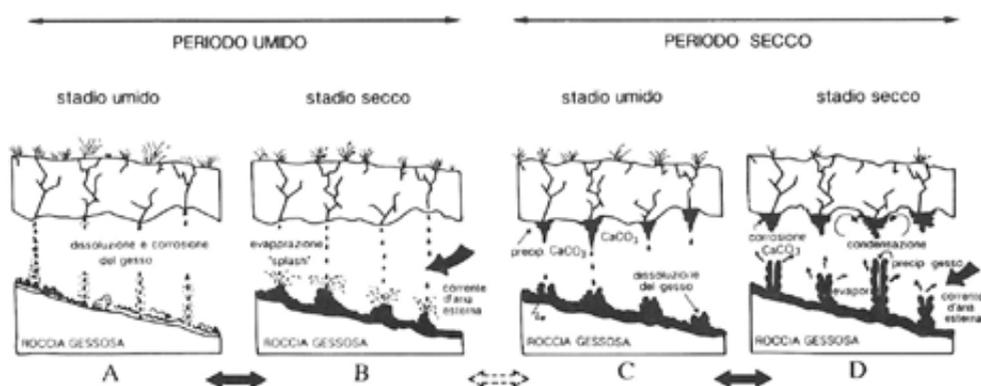


Fig. 5 - Differenti stadi nella formazione di concrezionamento osservabili nelle grotte di Sorbas. A: durante i periodi piovosi (o anche nelle grotte ove il flusso idrico è costante), il processo globale risultante è la dissoluzione della roccia gessosa; B: l'acqua di stillicidio, normalmente saturata, dà luogo, per evaporazione dopo l'impatto al suolo, a concrezioni di gesso (e occasionalmente di carbonato di calcio) coralloidi o da «splash»; C: nel periodo secco lo stillicidio residuo può portare alla formazione di stalattiti di carbonato di calcio, la cui precipitazione rende insaturo lo stillicidio medesimo rispetto al gesso che viene quindi parzialmente ridissolto al suolo dando luogo alla stalagmite cava «embrionale»; D: La crescita delle stalagmiti cave avviene per la risalita per capillarità ed evaporazione delle acque raccoltesi nel foro centrale, la condensazione al tetto delle cavità provoca la corrosione delle concrezioni di carbonato di calcio e della roccia gessosa.

La forte evaporazione esistente in questa zona della grotta durante il periodo secco fa sì che l'acqua capillare che risale lungo il canale centrale porti alla crescita della stalagmite cava.

In Fig. 5 sono rappresentati gli stadi evolutivi delle stalagmiti di gesso cave, in relazione alla condizione idrologica della grotta durante i periodi umidi e secchi.

In Fig. 6 invece è schematizzato il processo evolutivo di una di queste stalagmiti a partire dalla prima escrescenza «embrionale» (Fig. 6, A) per giungere alla formazione di una stalagmite cava «adulta» (Fig. 6, F).

L'inizio dello sviluppo della concrezione deve avvenire durante uno dei lunghi periodi siccitosi in cui le poche acque di stillicidio presenti sono concrezionanti anche per la notevole evaporazione dovuta alle correnti d'aria presenti (Fig. 6, A). La stalagmite embrionale formatasi in questo modo verrà dissolta parzialmente dallo stillicidio insaturo dovuto al primo grande evento piovoso dopo l'inizio della sua crescita (Fig. 6, B), con la formazione del canale centrale, che in tale occasione si riempirà d'acqua. Quest'ultima, una volta saturatasi con il gesso disciolto dalla stalagmite, non appena cessato l'apporto di acqua sottosatura, risalirà per capillarità lungo le pareti del tubo stesso e depositerà il gesso disciolto alla sommità dello stesso ove per altro anche le acque di stillicidio sature contribuiranno alla creazione di un prolungamento della stalagmite (Fig. 6, C): la forma sarà controllata dal tipo di alimentazione (stillicidio e capillarità) e dal modo di sovrasaturazione di queste acque (evaporazione). Pertanto si avrà una rastremazione progressiva della luce del condotto centrale e un'espansione, anch'essa progressiva, della concrezione verso l'esterno: si otterrà quindi in pratica un tronco di cono rovesciato. All'interno di esso le fibre di gesso saranno allungate con l'asse *c* parallelo all'asse del tubo centrale con deviazioni progressive in prossimità della sommità verso l'interno e verso l'esterno, per mantenere i cristalli perpendicolari alla superficie di accrescimento.

Il sopraggiungere di una nuova intensa precipitazione riinstaurerà le condizioni di acque aggressive e pertanto si assisterà ad una parziale ridissoluzione delle stalagmiti e ad un nuovo allagamento del condotto interno (Fig. 6, D), a cui seguirà la creazione di un nuovo tronco di cono di concrezione non appena le condizioni meteorologiche lo permetteranno (Fig. 6, E).

Il susseguirsi di grandi eventi piovosi a lunghi periodi siccitosi, quindi, porterà alla evoluzione delle stalagmiti cave come noi le vediamo attualmente (Fig. 6, F).

Pur essendo queste concrezioni di origine sicuramente recentissima, riteniamo che non sia possibile tentare di risalire alla loro età basandosi esclusivamente sul computo del numero dei tronchi di coni presenti in ciascuna di esse e questo perchè non è assolutamente detto che in ogni anno si siano presentate condizioni di precipitazioni con le caratteristiche necessarie alla genesi ed evoluzione di un nuovo cono e quindi è anche probabile che qualche cono rappresenti in realtà un lasso di tempo anche assai più lungo.

Per poter avere un'idea corretta sulla evoluzione temporale delle stalagmiti cave, infatti, sarebbe necessario fare una analisi puntuale delle pluviometrie dell'area correlandole con i vari accrescimenti osservati dalla sommità delle stalag-

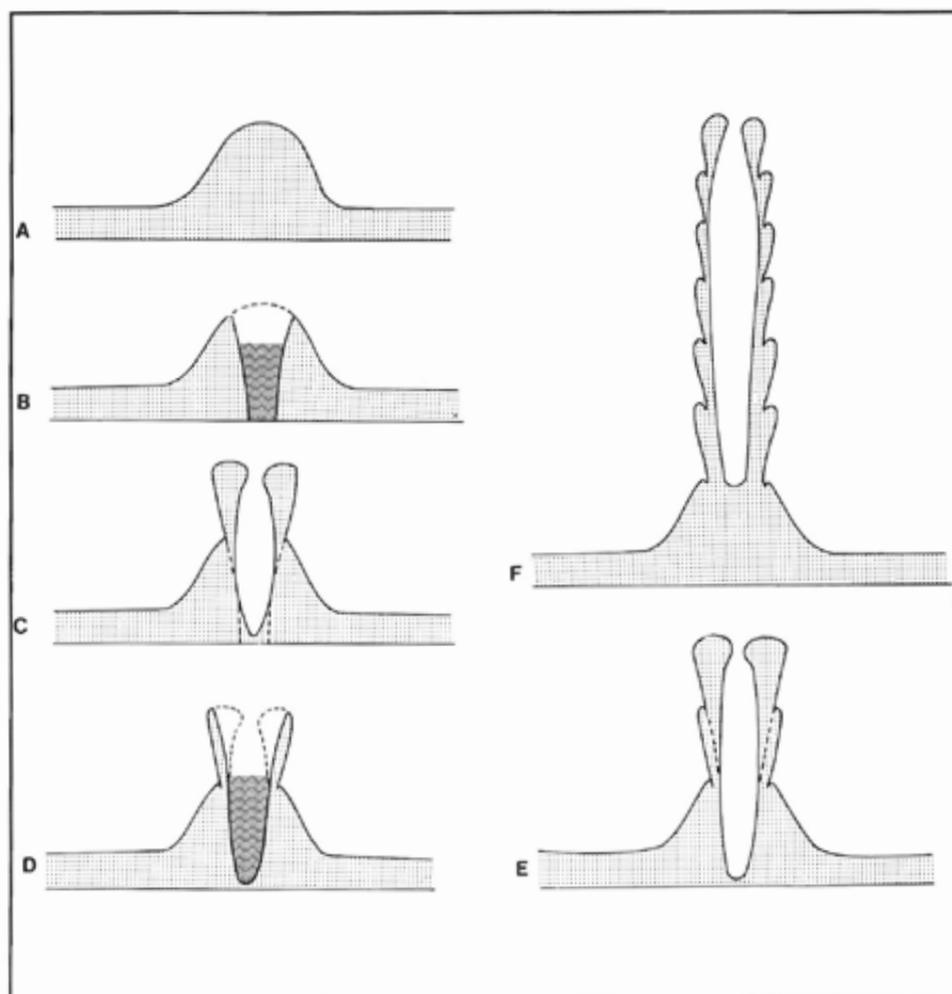


Fig. 6 - Stadi evolutivi di una stalagmite cava della grotta Covadura:

A - Formazione di una prima stalagmite ad opera delle acque di stillicidio nel periodo in cui esse sono concrezionanti;

B - nel periodo piovoso lo stillicidio insaturo crea una foro al centro della stalagmite;

C - al termine del periodo piovoso le acque immagazzinate nel foro risalgono per capillarità e depositano, per evaporazione, il gesso alla sommità della struttura, contemporaneamente le acque di stillicidio saturo contribuiscono alla creazione del primo segmento troncoconico della stalagmite;

D - il sopraggiungere di un altro importante evento piovoso causa la parziale ridissoluzione lungo il foro centrale e l'accumulo di acqua all'interno della stalagmite;

E - il susseguente periodo secco permette lo sviluppo di un altro tronco di cono al di sopra al precedente;

F - al termine di molti cicli stagionali la stalagmite cava nella forma osservabile in Covadura risulta formata.

miti alla loro base (CAZZOLI et al., 1988). Un simile studio non è stato effettuato dato che richiedeva la distruzione di varie stalagmiti ancora attive, depauperando così in maniera irrimediabile un fenomeno che attualmente è unico al mondo.

Conclusioni

L'analisi delle nuove forme concrezionarie in gesso scoperte all'interno delle grotte dell'area carsica nelle evaporiti messiniane di Sorbas ha permesso di evidenziare il ruolo fondamentale che la meteorologia e gli equilibri calcite - gesso - acqua giuoca nella loro genesi ed evoluzione.

Il clima arido e caldo con pochissime precipitazioni ma di notevole violenza causano infatti all'interno delle cavità carsiche condizioni idrodinamiche ed idrochimiche assolutamente peculiari e tali da permettere, nelle immediate vicinanze della superficie, lo sviluppo di stalagmiti di gesso cave, e in profondità quello delle palle di gesso.

In un futuro prossimo sarà interessante appurare, attraverso il progredire delle ricerche speleologiche e con l'esplorazione di nuove cavità nell'area se in altre grotte esistano le stalagmiti cave, attualmente osservate esclusivamente in un brevissimo tratto del primo livello della grotta Covadura.

Infatti, mentre le palle di gesso hanno dimostrato di essere ubiquitarie in quelle zone delle grotte di Sorbas in cui le condizioni strutturali e di alimentazione idrica erano idonee al loro sviluppo, le stalagmiti cave no e quindi, probabilmente altri elementi, ancora non identificati, oltre alla meteorologia e alla chimica, ne controllano in realtà lo sviluppo.

Bibliografia

- CALAFORRA J.M., 1986 - *Hidrogeologia de los yesos karstificados de Sorbas (Provincia de Almería)*. Tesis de licenciatura, Università di Granada, pp. 152.
- CALAFORRA J.M. & PULIDO - BOSCH A., 1989 - *Principales sistemas Karsticos en yeso de Espana*. In «El Karst en Espana», Soc. Esp. Geomorf., Monogr. 4: 277 - 294.
- CAZZOLI M.A., FORTI P. & BETTAZZI L., 1988 - *L'accrescimento di alabastrini calcarei in grotte gessose: nuovi dati dall'inghiottitoio dell'acquafredda (3/ER/Bo)* Sottoterra, 80: 16 - 23.
- FORTI P., 1986 - *Speleothems and cave minerals of the gypsum karst of the Emilia Romagna region, Italy*. Le Grotte d'Italia 4, XII: 259 - 266.
- FORTI P. & RABBI E., 1981 - *The role of CO₂ in gypsum speleogenesis: first contribution*. Int. J. of speleol., 11: 207 - 218.
- MONTERO LOPEZ A., GARCIA SANCHEZ J., SANCHEZ MARTOS F. & TORRES PALENZUELA A., 1987 - *El sistema cueva del agua. Ejemplo de cavidad activa en los yesos de Sorbas (Almería)*. Andalucía Subterránea, 7: 15 - 40.

Discussione

AGOSTINI - Perché la stalattite è di origine calcarea?

FORTI - Nel periodo caldo e secco vi è pochissima acqua ed essa si esaurisce quasi totalmente alla sommità. In quella situazione la CO_2 , che è disciolta dentro l'acqua, arriva a saturarsi di carbonato di calcio perchè sta sciogliendo il gesso. È il solito meccanismo di un'acqua carbonatica che deposita carbonato di calcio e scioglie del gesso in più. Leggere a tale riguardo un lavoro sull'International Journal del 1980.

FRANCO CUCCHI * & PAOLO FORTI **

DISSOLUZIONE SOTTOCUTANEA NEI GESSI: ANALISI E CONSIDERAZIONI

RIASSUNTO - Una esperienza di laboratorio condotta su due differenti tipi di gesso ha permesso di dimostrare come la dissoluzione sottocutanea di questo litotipo sia estremamente limitata se raffrontata a quella della roccia senza copertura, con un comportamento praticamente opposto rispetto a quello dei calcari.

Lo studio ha permesso anche di evidenziare la fondamentale importanza rivestita dalla «grana cristallina» nell'evoluzione delle microforme superficiali in gesso.

I risultati di questo studio sono anche confrontati con quelli, preliminari, ottenuti nella stazione sperimentale di Borgo Grotta Gigante.

ABSTRACT - A laboratory experiment was carried out on two different kind of gypsum rock and it proved that the dissolution of covered gypsum is far lower than that of the exposed one and this behaviour is exactly the opposite of that of limestone.

The study allowed to point out the fundamental role played by the crystal size in the evolution of the gypsum microforms.

The achieved results are also compared with the preliminary ones of the experimental laboratory of Borgo Grotta Gigante (Triest).

Introduzione

È noto che la velocità di corrosione dei calcari è maggiore sotto copertura rispetto a quella misurata in condizioni di carso scoperto (MIOTKE, 1968; ATKINSON & SMITH, 1976; PIKNETT et AL, 1976): questo dipende dal notevole arricchimento in anidride carbonica delle acque di infiltrazione ad opera dei processi biologici che avvengono a livello del suolo. Le forme risultanti sono poi molto differenti (SWEETING, 1972) e permettono di stabilire con relativa facilità se la superficie carbonatica sia stata o meno esposta direttamente alla corrosione.

Nel caso dei gessi, invece, la situazione sembra essere contraria, nonostante sia stato dimostrato che esiste ancora un certo rapporto tra il tenore in anidride carbonica e la carsificazione (FORTI & RABBI, 1980).

Durante una ricerca multidisciplinare su un'area carsica gessosa (AA.VV., 1989), nell'analizzare le piccole forme di corrosione presenti su affioramenti di

* Istituto di Geografia e Oceanografia - Università di Messina

** Istituto Italiano di Speleologia - Università di Bologna

gesso microcristallino, osservammo che le morfologie sepolte erano meno pronunciate del previsto. Anzi i pochi centimetri di suolo sembravano favorire sì la tipica corrosione uniforme a superficie debolmente ondulata del carsismo sottocutaneo, ma davano luogo anche ad un abbassamento per dissoluzione inferiore a quello delle superfici esposte: ben formate e simmetriche scannellature interessavano le superfici più esposte, solcandole nettamente, ma si raccordavano, diminuendo l'incisività per dar luogo a limitate aree appena ondulate, là dove lo scorrimento delle acque da filettiforme diviene pellicolare. E le superfici esposte apparivano sottoescavate rispetto a quelle presenti al di sotto del manto erbaceo limitante l'affioramento.

Si decise quindi di tentare un esperimento pratico al fine di evidenziare la velocità di dissoluzione dei gessi sia in affioramento che sotto copertura.

Nel presente lavoro vengono riportati i risultati ottenuti durante l'esperimento di dissoluzione sotto copertura, che vengono anche confrontati con quelli, ancora preliminari, ottenuti in condizioni naturali nel «laboratorio» di Borgo Grotta Gigante (CUCCHI & FORTI F., 1988).

Parte sperimentale

Per ottenere risultati soddisfacenti in un lasso di tempo sufficientemente breve si è ideata una prova di laboratorio grezza forse, ma estremamente efficace: sono stati esposti all'acqua proveniente da due sorgenti diffuse, in modo da riprodurre l'impatto della pioggia sul terreno, due campioni di gesso, di identica forma e dimensione e ricavati dallo stesso blocco (vedi Foto 1a e 1b); uno di questi era direttamente esposto alla «pioggia», mentre l'altro era sepolto da terriccio e suolo vegetale prelevato nell'areale carsico da cui proveniva il blocco di gesso stesso.

L'esperienza è stata effettuata su due differenti tipi di gesso: un primo tipo era rappresentato da gesso macrocristallino («gesso selenitico») a grandi individui geminati) proveniente dagli affioramenti messiniani di Bologna, mentre l'altro era gesso ad elementi minutamente granulari (con dimensione dei cristalli sub-millimetrica) proveniente dagli affioramenti, sempre messiniani, di Santa Ninfa in Sicilia.

I campioni sono stati esposti alla pioggia artificiale (circa 5 litri / ora) (vedi Foto 2a e 2b) in due momenti consecutivi (interrotti da una pesata) a 90 ed ad ulteriori 50 ore di «pioggia», per complessive 140 ore e per un totale di 672 litri nel caso del gesso selenitico e di 737 litri nel caso del gesso microcristallino. Questi dati hanno permesso di calcolare i valori di perdita in peso per dissoluzione riportati in tabella (vedi Tab. 1).

È evidente dai dati riportati che i campioni sotto copertura hanno subito dissoluzioni minime (valori inferiori di oltre un ordine di grandezza) rispetto a quelli esposti e che, comunque, la perdita in peso misurata per i campioni esposti è poco più del 50% di quella teorica per il gesso macrocristallino e circa del 20% per il gesso microcristallino.

Infatti, per quanto riguarda i campioni «esposti», a fronte di una solubilità

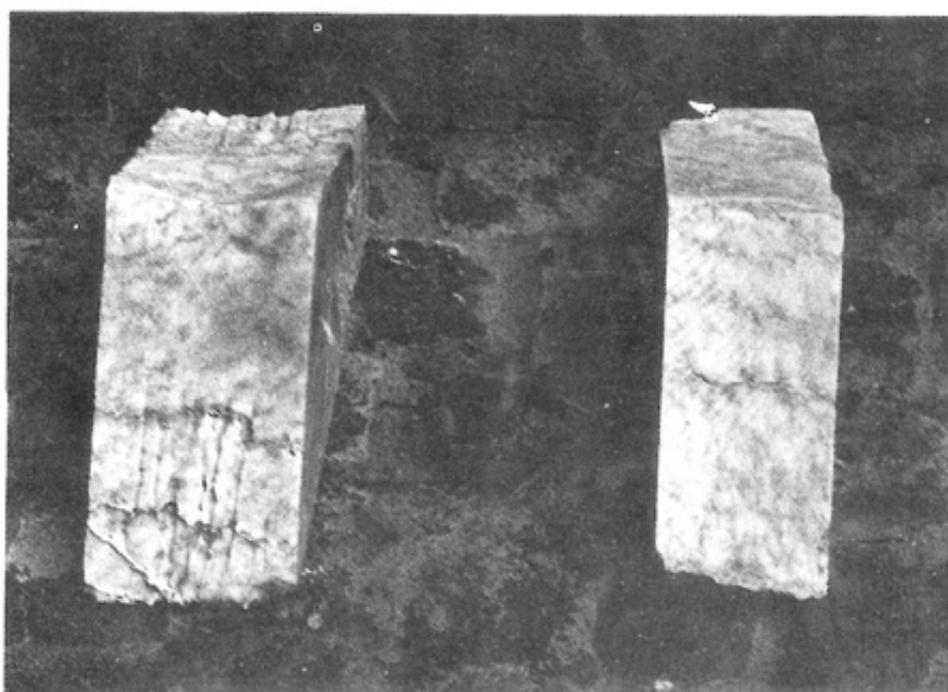


Foto 1a e 1b - I blocchi di gesso selenitico (1a) e microcristallino (1b) preparati per l'esperienza.

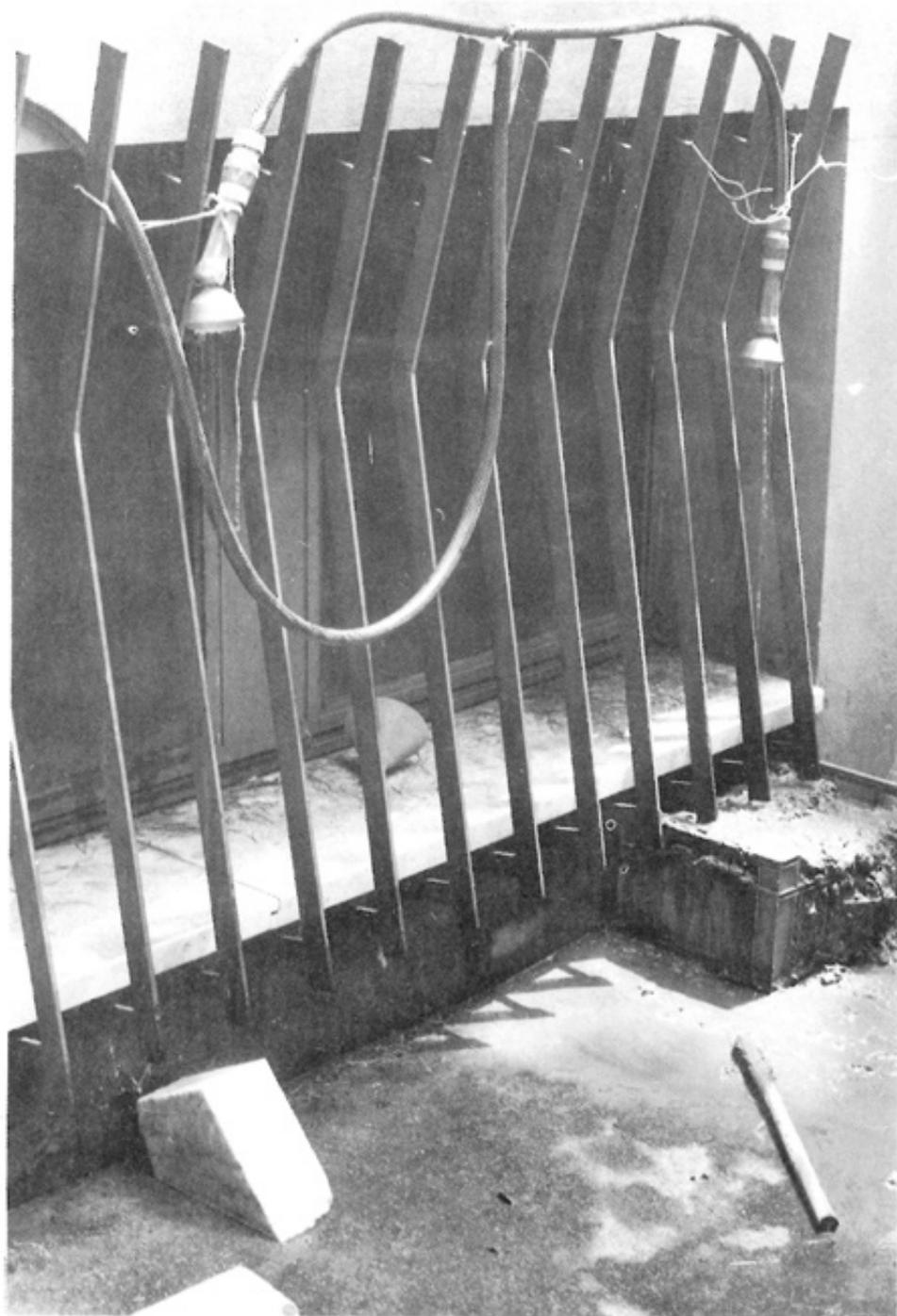


Foto 2a e 2b - L'apparecchiatura per la pioggia artificiale in funzione durante le due esperienze.

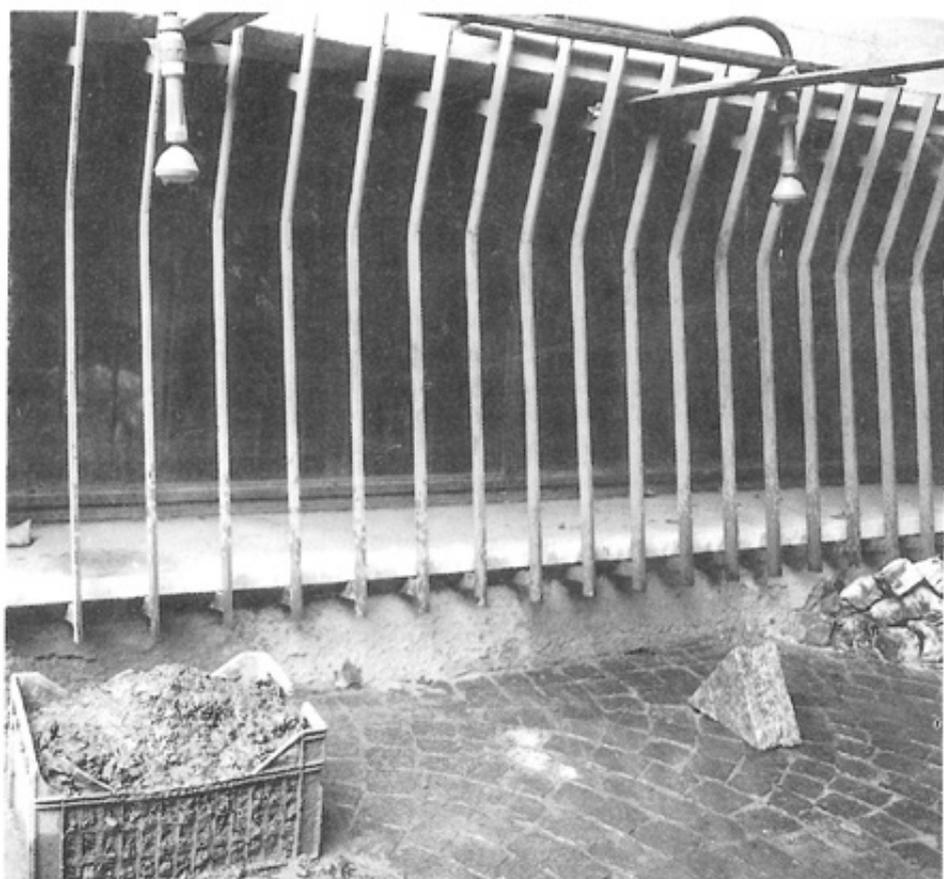


Tabella 1
Perdita in peso dei campioni di gesso in funzione delle ore di pioggia artificiale. Tutti i valori sono dati in grammi; con (S) sono indicati i valori per campioni scoperti e con (C) i valori per quelli sotto copertura

Tipo di Gesso	Peso iniz.	Peso a 90h	Sol. (g/l)	Peso a 140h	Sol. (g/l)	Dissoluzione media (g/l)
(S) Selenitico	5452	4979	1.10	4635	1.43	1,21
(C)	4444	4421	0.03	4423	0.03	0.03
(S) Microcristallino	4046	3861	0.39	3724	0.52	0.44
(C)	3757	3752	0.01	3738	0.05	0.03

teorica di circa 2.1 g/l risultano valori di dissoluzione misurati variabili da 1,21 g/l (per i gessi macrocristallini) a 0,44 g/l. Ciò è interessante anche se dal punto di vista pratico tali valori andrebbero prudenzialmente aumentati di circa 1/3 - 1/4 poiché non tutta l'acqua erogata ha avuto effettivamente la possibilità di dissolvere la roccia: infatti una parte, seppur modesta viste le condizioni di laboratorio, se ne è andata per evaporazione, mentre un'altra non è stata a contatto diretto con i campioni (splash e acqua di filetti troppo grossi che fluiscono però già in regime laminare).

Il fatto che il campione macrocristallino esposto abbia mostrato valori quasi tripli di dissoluzione rispetto all'analogo microcristallino potrebbe sembrare in palese contraddizione con le leggi che regolano la dissoluzione dei cristalli: infatti è noto che tanto minore è la dimensione di questi tanto più rapida dovrebbe essere la loro solubilizzazione.

In questo caso, però è attivo anche un meccanismo antagonista che è responsabile della apparente inversione: si tratta del fenomeno di scalzamento e asporto meccanico dei singoli cristalli ad opera delle acque di percolazione che si verifica quando la coesione diminuisce a seguito della dissoluzione superficiale.

In pratica quindi il calo di peso nel campione macrocristallino risulta dalla somma dei due fenomeni, di cui probabilmente quello di scalzamento e asporto meccanico è il principale, pesando sul dato finale per circa 2/3 del totale.

L'evoluzione di microforme superficiale sui gessi (e probabilmente non solo su questo litotipo), infatti, risulta decisamente condizionata dalla «grana cristallina» della roccia: nel caso di cristalli centimetrici solamente grandi karren con sezioni, quasi decimetriche possono svilupparsi (vedi Foto 3a e 3b): l'asportazione meccanica di cristalli dal tessuto della roccia non permette l'evoluzione di forme più minute.

Di mano in mano che la grana diminuisce, invece, si iniziano ad osservare anche altri tipi di microforme (vedi Foto 4a e 4b) che, nei gessi microcristallini, nulla hanno da invidiare a quelle in calcare.

La dissoluzione nei campioni sepolti ha valori (0,03 g/l) decisamente inferiori rispetto a quella nei campioni «esposti»; inoltre c'è da notare che in questo caso non vi è differenza alcuna tra il gesso selenitico e quello microcristallino. Questo fatto da un lato conferma quanto sopra accennato relativamente all'influenza sul calo di peso dovuta all'asportazione di frammenti di roccia da parte delle acque: è evidente infatti che sotto copertura manca totalmente l'energia cinetica necessaria.

Dall'altro lato mostra come la solubilizzazione sotto copertura dei gessi sia talmente lenta che l'effetto dimensione dei cristalli risulta essere in pratica del tutto indifferente.

La dispersione d'acqua aggressiva per evapotraspirazione e per mancanza di contatto reale tra l'acqua di percolazione e il campione è in questo caso sicuramente superiore, anche se difficile da quantizzare esattamente: in tutti i casi, anche raddoppiando o triplicando il valore sperimentale di dissoluzione ottenuto, si rimane tuttavia sempre di oltre un ordine di grandezza sotto i valori osservati sia per la dissoluzione semplice (gesso microcristallino), sia per la demolizione chimico - meccanica (gesso selenitico) della roccia esposta.



Foto 3a e 3b - I grandi karren a sezione decimetrica che si sviluppano sul gesso selenitico di Santa Ninfa (Trapani).



Fig. 4 - Le microforme su gesso microcristallino.

Considerazioni

Risulta così sperimentalmente dimostrato, quanto direttamente osservato in campagna e cioè che i gessi sotto copertura praticamente risultano inalterati all'azione delle acque di percolazione meteorica.

Si può tentare di avanzare una ipotesi per questo comportamento: la dissoluzione del gesso sotto copertura dipende strettamente dall'idrodinamica delle acque che giungono al suo contatto.

Qualora queste fluiscano con moto laminare e quindi lento, o per capillarità, sfruttando gli interstizi esistenti nella copertura, solamente una minima parte riesce ad arrivare effettivamente in contatto con il gesso e, data la lentezza del suo moto, rapidamente si satura rispetto al solfato di calcio, risultando così non aggressiva per la stragrande maggioranza del tempo di contatto. Inoltre, una volta cessata l'alimentazione (fine della precipitazione) il fenomeno della evapotraspirazione, potendo portare anche all'essiccamento totale dello strato superficiale di copertura, può causare anche la riprecipitazione del gesso disciolto sia sulla superficie della roccia che all'interno del sedimento soprastante: in questo modo da un lato si ricostituisce la roccia in posto e dall'altro si creano le condizioni per una minore solubilizzazione durante la successiva precipitazione, dato che l'acqua di percolazione incontrerà, prima della roccia, il gesso depositato all'interno degli interstizi e una volta solubilizzato risulterà satura al momento di arrivare in contatto con la superficie gessosa.

Tutto questo farebbe sì che, in pratica, il gesso sotto copertura non venga solubilizzato altro che in misura trascurabile dalle acque meteoriche.

La situazione cambia radicalmente non appena si creano direzioni preferenziali lungo cui si abbia in effetti scorrimento turbolento di acqua a contatto con la superficie gassosa.

In queste condizioni, anche se l'erosione non è ancora attiva, la solubilizzazione del gesso per rimescolamento continuo delle acque diviene molto maggiore raggiungendo valori paragonabili a quelli esterni: di conseguenza immediatamente si inizia il processo sottocutaneo di sviluppo di docce, che richiamando a loro volta maggiori flussi di acqua si approfondiscono sempre più velocemente sino a trasformarsi in «candele» che poi rapidamente evolvono sino alla creazione di veri e propri inghiottitoi.

Si può quindi affermare che la differenza di solubilizzazione riscontrata tra gessi scoperti e sotto copertura dipende essenzialmente dall'idrodinamica delle acque che giungono in contatto con i gessi stessi e non da altri fattori.

Anche se non si hanno al riguardo dati oggettivi di laboratorio si può escludere che il tenore di anidride carbonica nelle acque di percolazione abbia una influenza importante sulla solubilizzazione del gesso sotto copertura: infatti l'eventuale precipitazione di carbonati, che in effetti in ambiente naturale è stata a volte osservata, in realtà può fungere molto di più come «protezione» per il gesso sottostante piuttosto che come fattore di maggiore dissoluzione. Pertanto l'aumento di anidride carbonica disciolta nelle acque di percolazione dovrebbe produrre una minore solubilizzazione del gesso sotto copertura in netta opposizione con quello che accade per i calcari o per i gessi limitatamente agli ambienti di grotta (FORTI & RABBI, 1980).

Confronti

Si è ritenuto utile e costruttivo confrontare i risultati ottenuti in questo studio sperimentale con quelli, ancora preliminari, della stazione sperimentale impiantata presso la Grotta Gigante (CUCCHI & FORTI F., 1988).

Infatti i campioni di gessi microcristallini esposti alla dissoluzione nell'apposita piazzola là installata (vedi Foto 5 e 6), dopo due anni di esposizione agli agenti atmosferici, danno evidenza di abbassamenti di circa 2 mm. Questo dato, in prima approssimazione e con tutte le cautele del caso, significa in pratica valori di dissoluzione superficiale riscontrati di 0,2 g/l (visti i valori di piovosità).

Questo valore va ovviamente confrontato con quello da noi ottenuto per il gesso microcristallino a «giorno»: il valore ottenuto a Borgo Grotta Gigante è esattamente la metà di quello ricavato dalla nostra esperienza di laboratorio (vedi Tab. 2).

I due valori, comunque, non sono in contraddizione e la differenza può essere agevolmente spiegata con le differenze esistenti tra le condizioni naturali del Carso triestino e quelle «forzate» della nostra esperienza.

Infatti nella nostra esperienza il campione è stato sottoposto a 2 soli eventi piovosi (uno di 90 e l'altro di 50 ore) e le caratteristiche di ambiente ristretto e assenza di vento, rendevano minima l'evaporazione; pertanto tutta l'acqua caduta risulta esser stata efficace nel processo dissolutivo, prescindendo da quella di



Foto 5 - Visione generale del laboratorio di Borgo Grotta Gigante per lo studio della corrosione ad opera delle acque meteoriche: i due gessi sono i campioni bianchi in primo piano.

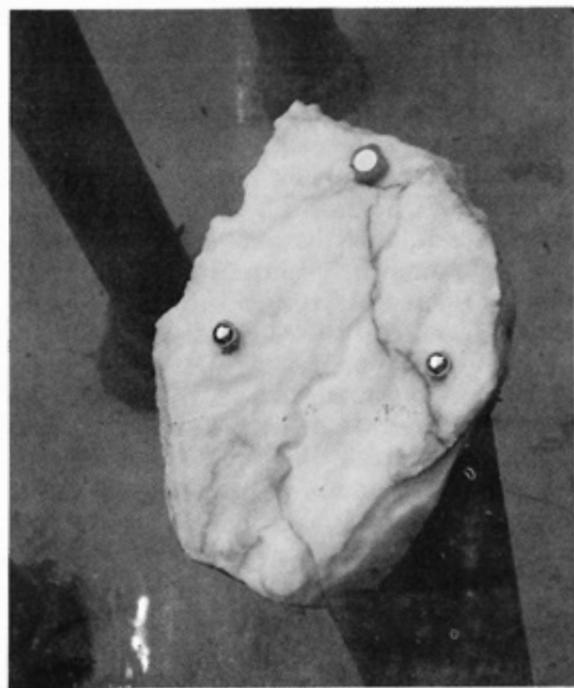


Foto 6 - Il campione di gesso microcristallino (provenienza Santa Ninfa, Trapani) esposto da due anni: si noti il rilievo già assunto dai chiodi per il posizionamento del micrometro di misura.

Tabella 2
Valori di dissoluzione del Gesso espressi in g/l,
ricavati con metodologie differenti

	dissoluzione media (g/l)
Teorica	2.1
Misurata su gesso macrocristallino	1.2
Misurata su gesso microcristallino	0.4
Calcolata in base all'abbassamento di gesso microcristallino	0.2
Misurata sotto copertura	0,03

splash e da quella dei filetti troppo grossi (come già accennato in precedenza), acque che comunque esistono in ugual maniera nel caso della stazione di Borgo Grotta Gigante.

Ben diverso il discorso del campione esposto agli agenti naturali: in questo caso l'esposizione in campo aperto ha certamente aumentato l'evaporazione, diminuendo così l'acqua efficace di una certa percentuale non certo trascurabile.

A nostro avviso è ancora più importante tuttavia un altro fattore: l'alternanza di periodi piovosi con altri asciutti. A molti, se non a tutti, di questi cicli deve avere corrisposto una totale evaporazione dell'acqua intrappolata nella porosità naturale del gesso microcristallino con conseguente deposizione di gesso, già solubilizzato, che quindi veniva sottratto al computo generale; inoltre questo processo, tendendo a compattare la struttura cristallina della roccia la rende di meno facile aggressione da parte della pioggia successiva.

Probabilmente questi due meccanismi combinati hanno fatto sì che la dissoluzione «naturale» risulti essere, nelle condizioni di Borgo Grotta Gigante, la metà di quella misurata in laboratorio.

Conclusioni

Le esperienze condotte, pur nella loro semplicità e approssimazione, hanno permesso da un lato di dimostrare come il comportamento dei gessi sotto copertura sia sostanzialmente differente da quello dei calcari in analoghe condizioni e dall'altro di confermare come, almeno per questo particolare litotipo, l'evoluzione di microforme superficiali sia decisamente controllato dalla grana cristallina.

Molto dei meccanismi di aggressione da parte delle acque meteoriche è ancora da capire, soprattutto per quel che concerne l'aspetto quantitativo del problema in relazione ai cicli di dissoluzione e di riprecipitazione, sia di solfati che di carbonati.

Tali aspetti non secondari del problema potranno esser affrontati quando i

dati definitivi della stazione sperimentale presso la Grotta Gigante saranno disponibili.

Bibliografia

- AA.VV., 1989 - *I Gessi di Santa Ninfa (Trapani) - Studio multidisciplinare di un'area carsica*. Mem. 3, Serie II, Istituto Italiano di Speleologia, Luxograph Palermo, 0 - 202 pp.
- ATKINSON T.C. & SMITH D.L., 1976 - *The erosion of limestones* (in: «The Science of Speleology» ed. by Ford and Cullingford) Academic Press, p. 151 - 177.
- CUCCHI F. & FORTI F., 1988 - *La stazione di misura della dissoluzione superficiale a Borgo Grotta Gigante (Carso triestino, Italia)*. Atti e Memorie Comm. Grotte E. Boegan, 27 (1988), p. 87 - 93.
- FORTI P. & RABBI E., 1981 - *The role of CO₂ in Gypsum speleogenesis: first contribution*. Int. J. Speleol. 11, p. 207 - 218.
- MIOTKE F.D., 1974 - *Carbon dioxide and the soil atmosphere*. Abh. Karst und Höhlenkunde. A9, Munich, 0 - 52 pp.
- PICKNETT R.G., BRAY L.G., STENNER R.D., 1976 - *The chemistry of cave waters* (in: «The Science of Speleology» ed. by Ford and Cullingford) Academic Press, p. 212 - 266.
- SWEETING M.M., 1972 - *Karst landforms*. Macmillan Ed., p. 74 - 102.

SILVANO AGOSTINI & MARIA ADELAIDE ROSSI *

SU ALCUNE PISOLITI IN VASCHEFFE DELL'INGHIOTTITOIO DI VAL DI VARRI (LAZIO)

RIASSUNTO - Al XIV Congresso Nazionale di Speleologia (Bologna 1982) P. Forti presentava la Teoria generale sull'evoluzione delle pisoliti. In sintesi veniva dimostrata sperimentalmente l'esistenza di un rapporto lineare tra la superficie delle pisoliti e il loro numero e che il limite max - min delle dimensioni delle pisoliti stesse dipende dalle caratteristiche energetiche dell'acqua nell'ambiente di formazione. Si presentano in questo lavoro i risultati di analisi sulle pisoliti provenienti da una vaschetta dell'Inghiottitoio di Val di Varri (Lazio). Confermando anche in questo caso la validità della teoria generale, viene interpretato un anomalo rapporto esistente tra numero e superficie delle pisoliti. Si descrivono, infine, le caratteristiche morfologiche delle pisoliti ponendole in relazione alla cinetica che si determina nella vaschetta.

ABSTRACT - P. Forti at the XIV National Speleological Congress (Bologna 1982) presented: General theory on the pearls evolution. The author proved the linear relationshi between the pearls surface and their number, and also, that the max - min dimension of the pearls is due to the water energy in the cup. In the present paper are illustrated the results of a case of anomaly - number/surface - relationship in the pearls sampled in a cup of the Val di Varri cave (Latium). Some experimental observations prove, however, the validity of Forti's theory also in this statistical distribution. The kinetics of fluids in the cup has determinated the described phenomenon and the micromorphological aspects of the pearls.

In questo lavoro si presentano i risultati di uno studio sulla distribuzione statistica, per classi di superficie, nell'ottica della teoria generale delle pisoliti (FORTI P. 1983) e degli aspetti morfologici che caratterizzano pisoliti provenienti da una vaschetta dell'Inghiottitoio di Val di Varri (Lazio). I riferimenti bibliografici che riteniamo fondamentali per lo studio delle pisoliti e ai quali ci siamo riferiti sono:

PERNA G. 1958 - lavoro in cui si introduce per la prima volta il concetto di concrezione libera e ciò che esso implica; ULLASTRE S. e MASNIERA A. 1973 - lavoro in cui sono descritti esaurientemente gli aspetti morfologici e morfogenetici delle pisoliti; FORTI P. 1983 - lavoro in cui si dimostra la teoria generale sull'evo-

* Lab. di Geologia e Paleontologia
Soprintendenza Archeologica dell'Abruzzo.
Gruppo Speleologico CAI Chieti.

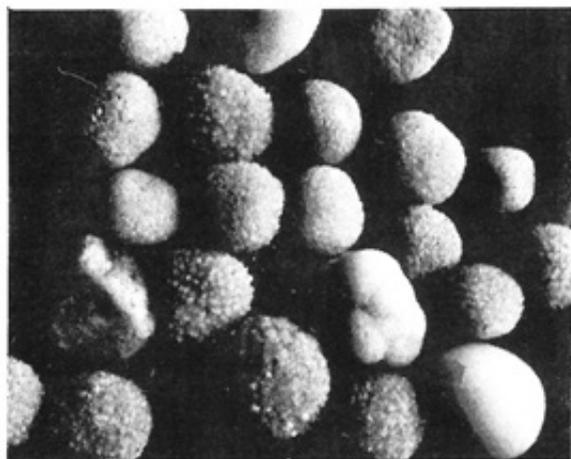


Fig. 1 - A) Classe di pisoliti 3. È ben visibile la morfologia prevalente di tipo aciculare ed un nucleo (raro in questa classe) di tipo multiglobulare. B) Classi di pisoliti da 5 a 9. Sono visibili le differenze morfologiche delle superfici di involuppo, di tipo levigato brillante per i nuclei di minore diametro, microaciculare e aciculare per quelli di maggior diametro.

A)



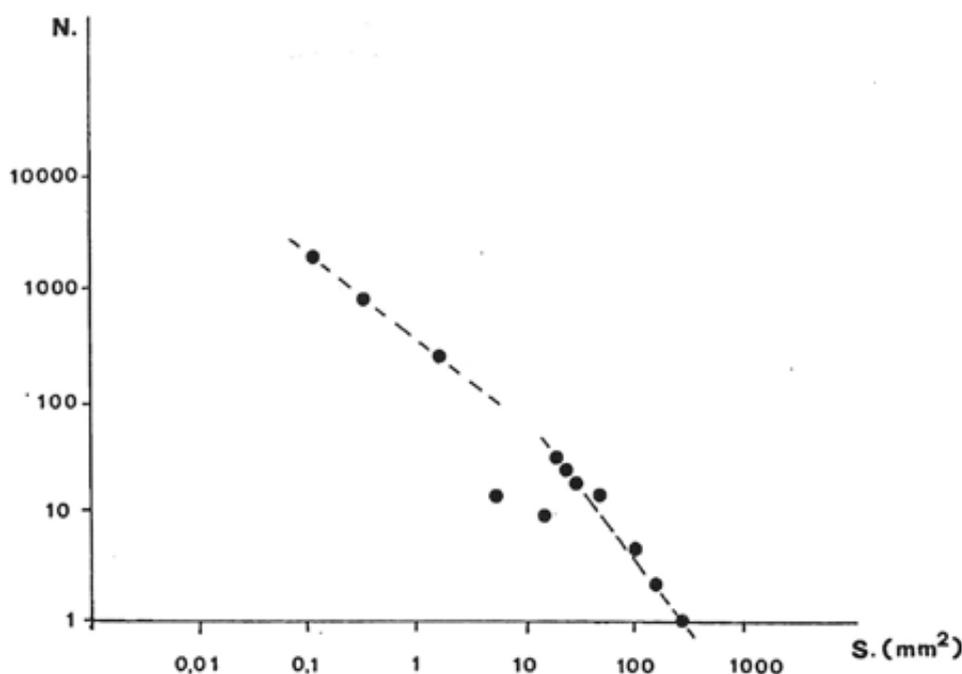
B)

luzione delle pisoliti, il cui diametro massimo e minimo e la cui distribuzione statistica delle dimensioni in ogni sistema vaschetta, sono regolate dalle condizioni energetiche dell'acqua nella stessa.

Nell'Inghiottitoio di Val di Varri sono comuni i depositi clastici e meno presenti quelli chimici costituiti da vasche, orli di vasche lungo cascate d'acqua, da gurs e da rari gruppi di stalattiti - stalagmiti. A circa 300 metri dall'ingresso, la galleria ad ampia sezione, che caratterizza la morfologia della grotta, presenta a destra due terrazzi fossili costituiti da materiale alluvionale parzialmente cementato, soprattutto in superficie. Si è rinvenuta sul terrazzo superiore una vaschetta di circa 10 cm di diametro, profonda 4, con numerose pisoliti e granuli detritici (sabbie fini) di altri minerali tipici della formazione torbiditica arenaceo - pelitica del Tortoniano che costituisce il bacino di alimentazione della grotta. L'acqua riempie la vaschetta solo nel periodo autunno - inverno attraverso un rigagnolo a

velo d'acqua che proviene da una fessura sulla parete della grotta, e attraverso tre gocce di stillicidio. È questa la prima segnalazione di pisoliti dalla grotta di Val di Varri, pertanto riteniamo che il «sistema» vaschetta pisoliti non sia mai stato disturbato o privato di elementi prima del nostro campionamento.

Nel grafico di distribuzione numero di pisoliti - superfici, relativo alla campionatura totale della vaschetta di Val di Varri emergono dei punti «anomali», ovverosia valori che apparentemente contraddicono la teoria generale delle pisoliti. L'analisi morfologica ha evidenziato che le pisoliti della classe 4, in eccesso, sono costituite in gran parte da pisoliti multiglobulari derivate dalla agglutinazione delle pisoliti semplici delle classi 8 e 9, quelle che risultano con valori più bassi rispetto a quelli attesi. Con semplici calcoli (vedi tabella) che tenga conto degli scompensi espressi in peso e quindi in superficie media e numero equivalente di nuclei, si può verificare che disgregando in nuclei fondamentali le pisoliti in eccesso della classe 4 si ha la piena concordanza con la distribuzione prevista dalla teoria generale. Interpretiamo che il fenomeno da noi riscontrato acquisisca caratteri statisticamente appariscenti solo in sistemi di vaschette con «poche» pisoliti, dove per un lungo periodo si hanno contenuti energetici dei fluidi nulli e il prosciugamento della vaschetta. Il fenomeno da noi riscontrato interessa la classe di pisoliti le cui superfici hanno morfologie atte a favorire i processi di agglutinamento tra nuclei analoghi. Nel nostro caso le superfici sono quelle microacacu-



Tav. 1 - Grafico; N: numero di pisoliti, S: superfici (esprese in mmq) del campione totale di pisoliti dalla vaschetta di Val di Varri.

lari ed i nuclei ricadono, forse non casualmente, nel campo granulometrico di transizione tra ooliti e pisoliti dove tra l'altro come previsto dalla teoria di Forti P. si ha la separazione delle rette con diverso coefficiente angolare.

Per gli aspetti morfologici si sono riscontrate tessiture aciculate, microaciculate, levigate brillanti e come detto multiglobulari. Le pisoliti levigate sono maggiori nelle classi dei nuclei più piccoli, nell'ambito dell'intervallo che rappresenta le pisoliti di Val di Varri. La morfologia aciculata si caratterizza come noto con calcite ad abito scalenoedrico disposto con allungamento ortogonale alla superficie di inviluppo. Questa morfologia levigata e microaciculare appare come forma di transizione dovuta a levigatura meccanica sulle cui smussature crescono cristalli scalenoedrici piccolissimi oppure tra i cui vuoti si inseriscono nuovi cristalli o particelle fino alla «saturazione». In queste pisoliti si è rilevato infatti il più alto peso specifico 2.87, queste ultime morfologie caratterizzano soprattutto le classi di nuclei intermedi tra cui quelle soggette ai processi di agglutinazione (multiglobulari).

In sintesi si conferma con lo studio delle pisoliti di Val di Varri la teoria generale delle pisoliti (FORTI P. 1983), come pure le osservazioni sulla genesi delle morfologie d'inviluppo di ULLASTRE e MASNERA (1973). Si sottolinea altresì l'importanza nel quadro del contesto energetico della vaschetta, della contemporaneità di due fluidi (stillicidio e velo d'acqua) che potrebbero anche agire singolarmente per alcuni periodi dell'anno. Non sono infine da trascurare le condizioni che si determinano con il progressivo prosciugamento, parte cinetico, parte climatico, nelle stagioni primavera estate. Queste ultime condizioni sarebbero interessanti da delineare in modo puntuale in ogni aspetto fisico chimico.

CLASSE	dm	S(mm ²)	N.	PESO(gr)	delta N	delta P
1	10.42	341	1	9.5		
2	6/7	132.6	3	3.71		
3	5/6	95	7	0.60		
4	4/5	63.5	20	1.424	10	0.712
5	3.6/4	45.3	23	1.27		
6	3.3/3.6	37.3	30	1.04		
7	3/3.3	31.15	44	0.63		
8	2/3	19.62	10	0.03	-70	-0.36
9	1/2	7	20	0.15	-80	-0.45
10	0.5/<1	1.7	387	0.7		
11	0.25/0.5	0.4	887	0.6		
12	0.10/<0.12	0.1	3007	1.01		

Tab. 1 - Pisoliti di Val di Varri: dm - diametro medio di ogni singola classe, S - superficie in mm² di ciascuna classe, P - Peso totale in grammi delle pisoliti per ciascuna classe, delta N - numero di pisoliti in eccesso o in difetto rispetto a quelle attese con la teoria generale delle pisoliti, delta P - espressione in peso totale in grammi delle pisoliti in eccesso o in difetto.

Bibliografia

- CARBONE F., CIVITELLI G., 1974 - *Sem non dispersive detector analysis and interpretation of microstructures in coated grains from central Italy*, *Geologica Romana* 13, pp 45-62.
- FORTI P., 1983 - *L'evoluzione delle pisoliti* *Le Grotte d'Italia* (4) XI pp 487-495.
- PERNA G., 1958 - *Concrezioni libere di grotta*, *Rassegna Speleologica Italiana*, Memorie IV, 1, pp 108-122.
- ULLASTRE J., MASNERA A., - *Morfogenesis de los oolitos y pisolitos de las cavernas*, *Speleon* 20, pp 5-61.

Discussione

PERNA - Avete citato numerosi autori che si sono occupati di concrezioni libere, dimenticando che me ne sono occupato anch'io. In ogni caso quello che volevo dire è che quelle in oggetto non sono pisoliti ma sferuliti. Si tratta di una cosa completamente diversa in quanto hanno struttura fibroso-raggiata e non possono assolutamente girare: quindi hanno una genesi completamente diversa dalle pisoliti. Se sezionate vedrete che hanno una struttura fibroso-raggiata.

AGOSTINI - Uno dei lavori citati è proprio quello di Perna del 1958.

PERNA - Mi scuso per la disattenzione.

AGOSTINI - Le sezioni sottili ci sono. Ciò che vediamo è l'assorbimento dei cristalli sulla parte esterna e che avviene nei periodi di siccità. Se noi li sezioniamo quello che vediamo è un rivestimento di tipo sferulitico, poiché meccanicamente, come ho già detto, vengono lisciate e ricrescono questi germi cristallini che danno loro quell'aspetto. Il guscio esterno è di tipo sferulitico, ma soltanto la parte esterna si può formare come sferulite perché nei momenti di siccità non c'è acqua e, mancando l'energia cinetica, non rotolano.

VOCE IN SALA - Che differenza c'è fra genesi di sferuliti e pisoliti?

FORTI - Geneticamente non vi è nessuna differenza, dipende solo dal grado di sovrassaturazione delle acque perché anche le pisoliti normali, quelle che non hanno cristalli grandi e solo bande di accrescimento, non rotolano. Sono pochissime le pisoliti che rotolano, perché se rotolassero si rovinerebbero. Quelle che noi troviamo con molti gusci di accrescimento erosi rotolano per cui, geneticamente, una sferulite ed una pisolite sono la stessa cosa. Onestamente, hanno due nomi diversi solo perché morfologicamente sembrano diverse ma, concettualmente, non vi è alcuna differenza.

GIAN DOMENICO CELLA & MARCO RICCI *

PRIMO RITROVAMENTO DI EPSOMITE NELLE GROTTI DEL PIEMONTE

RIASSUNTO - Dopo alcuni cenni sul fenomeno carsico presente nei gessi messiniani del Piemonte, vengono descritte le grotte nei dintorni di Monticello d'Alba (CN).

In particolare, la più estesa di queste (oltre 600 m di sviluppo) presenta interessanti mineralizzazioni di epsomite ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) per le quali vengono riportati i risultati di alcune analisi chimico - fisiche (diffrattometria ai raggi X, termogravimetria, spettrofotometria di emissione, ecc.).

Alcune di queste analisi sono state estese alle rocce in cui la grotta si sviluppa (marne e gessi) ed hanno permesso di formulare una ipotesi sull'origine delle cristallizzazioni di epsomite.

ABSTRACT - A gypsum cave near Monticello d'Alba (Piedmont, North - Western Italy) is briefly described.

The most interesting feature of this cave is the widespread occurrence of epsomite ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) crystallizations.

Some analytical data (X - rays, TGA, optical spectroscopy) for both the epsomite and the bedrock are reported. These data allow to relate the epsomite genesis to the high Mg content of the marl in which the gypsum lens is enclosed.

Inquadramento

Tra le formazioni rocciose che caratterizzano il suolo della regione piemontese, i gessi, pur rappresentandone solo una piccola frazione, sono frequentemente sede di fenomeni carsici.

Gli affioramenti più conosciuti, generalmente di età triassica, si trovano in Val Formazza (NO), al Passo del Moncenisio (TO), in Valle Stretta (TO), al Monginevro (TO), in Val Stura (CN) e in Val Maira (CN). I primi studi sono stati condotti da illustri studiosi quali O. MARINELLI (1906), G. DANIELI (1908), C.F. CAPELLO (1955), P. SILVESTRI (1964) ed altri.

Alla fine del Miocene l'imperfetta comunicazione tra il mar Mediterraneo e l'Oceano determinò una intensa fase evaporitica che, lungo le coste ed i bassi fondali giunse fino alla precipitazione del gesso; particolari situazioni geografiche portarono alla formazione di bacini chiusi che potevano essere ipersalati, salmastri o addirittura dolcicoli a seconda dell'apporto di acque dolci.

* Gruppo Grotte CAI Novara

Nella pianura padana questa situazione è ben testimoniata dalla formazione geologica denominata «gessoso - solfifera» che ricopre con continuità un territorio che si estende dal Piemonte fino all'Emilia Romagna; essa risulta caratterizzata prevalentemente da marne contenenti banchi di gesso, arenarie, calcari e dolomie frequentemente cariati.

La varietà dei litotipi riscontrati è in stretto rapporto con l'ambiente di sedimentazione di tipo lagunare - evaporitico, con bacini completamente isolati dal mare ed altri in cui era possibile lo scambio.

Nella regione piemontese non tutte le lenti gessose della formazione ospitano fenomeni carsici; ad esempio, nel vasto affioramento di Cocconato (AT) il carsismo è praticamente assente; al contrario, le lenti di gesso che affiorano nei pressi di Monticello d'Alba (CN) sono interessate da un vistoso reticolo di gallerie fossili. La verità è che fino al momento attuale non sono state ancora condotte ricerche sistematiche che abbraccino l'intera area.

Le grotte di Monticello

I dintorni di Monticello d'Alba, ad una decina di chilometri a nord - ovest da Alba, sono caratterizzati da una serie di colline costituite da marne mioceni-

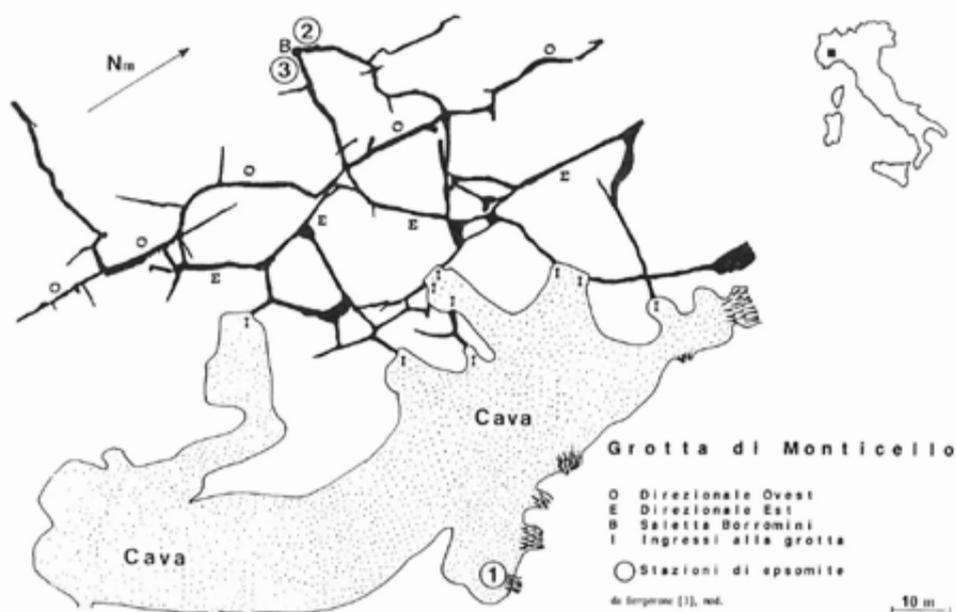


Fig. 1 - Rilievo della Grotta di Monticello.

che, racchiudenti numerosi banchi gessiferi che furono oggetto, specie in passato, di una intensa attività estrattiva. In particolare, a settentrione del paese, le formazioni mioceniche sono ricoperte da sabbie, argille e silt di età pliocenica.

La conservazione di queste lenti è essenzialmente dovuta alla impermeabilità delle marne argillose sovrastanti che hanno impedito la diffusione delle acque superficiali e meteoriche.

In uno di questi affioramenti, poco a sud - ovest del paese, si apre la Grotta di Monticello che con i suoi 658 m di sviluppo (vedi nota 1) rappresenta la più lunga cavità apertasi nei gessi della regione; una sintetica descrizione ci è stata data da BERGERONE.

La cavità è costituita da una serie di condotte che si intersecano in più punti, generando una cavità di tipo labirintico (Fig. 1), assolutamente fossile. La visita della grotta non presenta alcuna difficoltà.

Le gallerie sono state scavate essenzialmente in regime vadoso da acque aventi la direzione del Tanaro; vi si riconosce inoltre un secondo stadio ove le acque avevano invece la direzione del rio Mellea, affluente che confluisce nel Tanaro a breve distanza. La grotta comunque conserva numerosi avanzi delle antiche morfologie freatiche.

I riempimenti, costituiti principalmente da argilla e sabbie, sono molto abbondanti e ricoprono il pavimento delle gallerie per un notevole spessore; con frequenza ospitano aggregati cristallini di gesso, di origine secondaria. Aggregati simili si riscontrano frequentemente anche sulle pareti.

La grotta è caratterizzata da una temperatura aggirantesi intorno ai 10° C e da una umidità relativa del 85-90% (Tab. 1), con presenza di discrete correnti di aria.

L'epsomite

In parecchi punti della cava e della grotta, specie nei pressi della sala Borromini, sono state osservate belle efflorescenze di un minerale bianco che si presentava sotto forma di fragili associazioni parallele di cristalli fibrosi molto allungati (vari centimetri) e spesso ricurvi.

L'elevata solubilità in acqua ed il caratteristico sapore amaro delle soluzioni ottenute hanno fatto subito supporre che ci si trovasse in presenza di epsomite, ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$)

La presenza dell'anione solfato è stata in seguito verificata con un saggio con cloruro di bario, mentre l'analisi spettrografica (Tab. 2) ha confermato che il magnesio rappresentava il metallo fondamentale.

(1) GROTTA NEI GESSI DI MONTICELLO D'ALBA

Numero di catasto: 19 P.Cn

Cartografia IGM: Tavoleta 69 III SO Alba

Coordinate: 4°29'40"O; 44°42'34" N

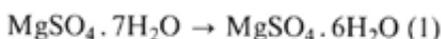
Sviluppo spaziale: 658 m

Quota: 208 m

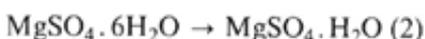
Dislivello: 5 m

Il minerale è stato sottoposto ad analisi termogravimetrica differenziale (Fig. 2), che da un punto di vista qualitativo è in perfetto accordo con il fatto che il minerale analizzato sia epsomite.

Infatti, graficando la velocità di perdita in peso (curva tratteggiata) verso la temperatura, si osserva dapprima un modesto massimo a bassa temperatura attribuibile alla transizione epsomite → esaidrite:



Vi è poi una serie di cinque massimi non risolti che corrisponde, globalmente, alla transizione esaidrite → kieserite:



Il fatto che questi massimi non siano risolti è un'ulteriore conferma della bassa stabilità dei solfati di magnesio idrati con 2-5 molecole di acqua, modesta stabilità che non ha peraltro impedito la caratterizzazione della maggior parte di essi ($\text{MgSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, pentaidrite; $\text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ starkeyite o leonhardite; $\text{MgSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, sanderite).

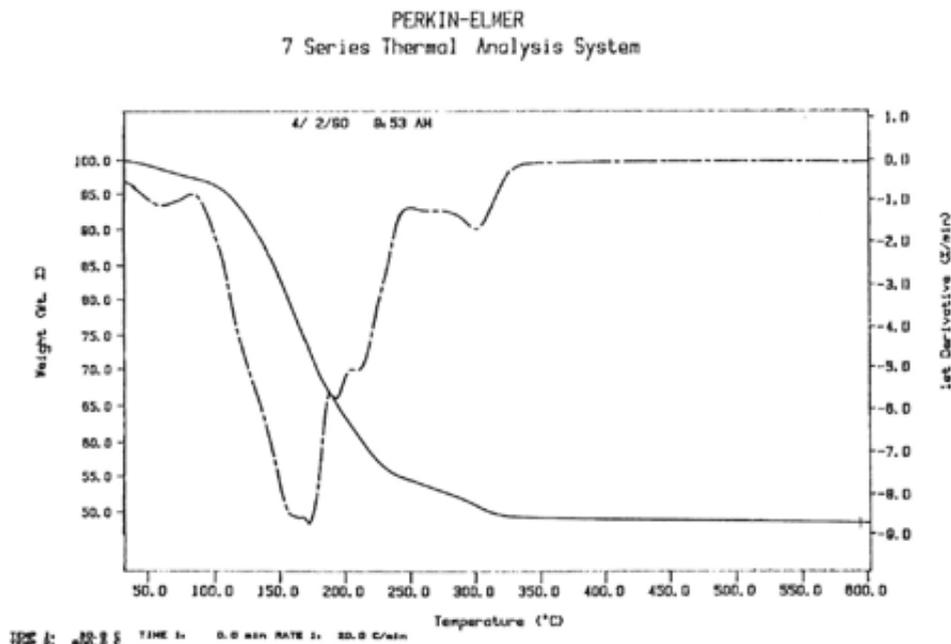


Fig. 2 - Analisi termogravimetrica del campione di Epsomite.

	Temperatura (° C)	Umidità rel. (%)
Esterno	16,8	43,2
Stazione 1	8,5	89,7
Stazione 2	10,3	87
Stazione 3	10,5	88

Tab. 1 - Condizioni meteorologiche rilevate il giorno 1 aprile 1990 (Termo-igrometro Ultrakust mod. 4456, sonda G 61460. Sensibilità: 0.01, 0.1% U.R.).

Elementi	Epsomite	Gesso	Marna
Alluminio	0.1	0.2	16
Boro	<0.003	-	0.02
Calcio	0.5	Fond.	2
Cromo	-	-	0.02
Rame	<0.003	0.0015	0.009
Ferro	0.09	0.06	5
Piombo	<0.003	-	0.03
Magnesio	8	0.1	5
Manganese	0.008	0.001	0.03
Molibdeno	0.003	-	-
Nichel	-	-	0.03
Sodio	-	0.03	1.8
Fosforo	-	0.3	-
Silicio	0.8	0.5	24
Stronzio	-	0.5	-
Titanio	0.01	0.009	0.7
Vanadio	<0.003	-	0.03
Zirconio	<0.01	-	0.02

Tab. 2 - Analisi spettrografica semi-quantitativa (Nota: Potassio non determinato Valori +/-25%).

Vi è infine un ultimo massimo corrispondente alla transizione kieserite → solfato anidro:



Da un punto di vista quantitativo l'accordo è meno soddisfacente.

Se infatti la variazione di peso associata alla transizione (2) (-39.5%) è in buon accordo con il valore teorico (-38.5%) e se questo accordo è ancora soddisfacente nel caso della transizione (3) (-7% contro un -7.7% teorico), nel caso della transizione (1) si è osservata una perdita del 4% contro il 7.7% teorico.

Questa discrepanza può essere tuttavia spiegata se si tiene conto che le condizioni operative adottate (t ; 33° C, corrente di azoto anidro) hanno fatto perdere al campione in esame parte dell'acqua.

L'identificazione definitiva è stata ottenuta tramite diffrattometria ai raggi X sulle polveri (diffrattometro Philips Diffract 500; velocità di avanzamento del goniometro di 1° al minuto; radiazione $\text{CuK}\alpha$ ($= 1,5418 \text{ \AA}$) indicizzando 26 riflessioni. I cristalli, ortorombici, sono risultati caratterizzati dai seguenti parametri di cella:

$a = 11,86 \text{ (3)}$; $b = 11,95 \text{ (0)}$; $c = 6,84 \text{ (1) \AA}$.

Dai dati cristallografici è stata calcolata una densità pari a 1,689 (lett. 1,636 - 1,75).



Foto 1 e 2 - Ambienti caratteristici della Grotta di Monticello (Foto L. Galimberti).



Foto 3 e 4 - Cristallizzazioni di epsomite.

Da sottolineare che, per ottenere determinazioni attendibili, sono state prese precauzioni particolari per ridurre la disidratazione dei campioni durante la raccolta ed il trasporto.

In Piemonte l'epsomite era già stata reperita in varie località (Val d'Antro-
na, Villadossola, sorgenti minerali di Craveggia), ma mai in grotta. Nelle caverne
italiane, infatti, per quanto ne sappiamo, l'epsomite è stata segnalata in una grot-
ticella del Canton Ticino (BERNASCONI), e nelle grotte dei gessi bolognesi (LA-
GHI; FORTI). Si tratta quindi di un minerale relativamente poco comune, le cui
apparizioni hanno spesso, oltre tutto, carattere effimero dato che esso è stabile
solo in un ristretto campo di umidità.

In ambiente secco, infatti, l'epsomite si disidrata facilmente, mentre in am-
biente troppo umido è deliquescente.

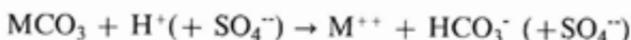
I valori esatti di umidità ai quali hanno luogo queste transizioni variano
con la temperatura e, comunque, non sono ben noti. A riprova di ciò sta il fatto
che, stando al diagramma elaborato da BERNASCONI e ripreso poi da HILL &
FORTI, nelle condizioni da noi riscontrate nella grotta di Monticello l'epsomite
non potrebbe esistere perché deliquescente.

Origine della mineralizzazione

Le mineralizzazioni di epsomite sono state rinvenute unicamente sulla su-
perficie di marne entrate accidentalmente in contatto con la roccia gessosa, nor-
malmente a seguito del cedimento della volta della cavità e conseguente crollo al-
l'interno di marne appartenenti al livello superiore.

L'analisi spettrografica di tali marne (Tab. 2) evidenzia un contenuto abba-
stanza elevato di magnesio, presumibilmente in tutto o in parte sotto forma di
carbonato.

L'origine della epsomite potrebbe dunque essere legata alla reazione di ac-
que acide (ad esempio per CO_2 , acidi umici) molto ricche di solfato con un carbo-
nato di magnesio. Formalmente si avrebbe:



dove $\text{M} = \text{Ca}$ o Mg

Poiché il solfato di magnesio è molto solubile (315 g/l di MgSO_4 a 20°C),
mentre quello di calcio lo è molto meno (2,03 g/l di CaSO_4 a 20°C) la soluzione
acquosa all'equilibrio risulterebbe molto ricca in solfato di magnesio che, non
appena le condizioni lo permettono, potrebbe essere depositato all'interno delle
gallerie dove l'evaporazione è cospicua.

Bibliografia

- BERGERONE, V., 1975 - Grotta nei Gessi, *La ratavuloira*, Notiziario dello Speleo Club Saluzzo, p. 15-19.
- BERNASCONI, R., 1962 - *RSI*, 14, n° 4, p. 362.
- DESIO, A., 1973 - *Geologia dell'Italia*, p. 538-637, Utet Torino.
- FORTI, P., 1980 - *Speleologia*, 3, p. 38.
- HILL, C.A. e FORTI, P., 1986 - *Cave minerals of the World*, Nat. Spel. Soc., Huntsville (Alabama).
- LAGHI, 1806 - *Inst. Naz. Italiano (Bologna), Classe Fis. Mat.*, v 1, p 14. Citato al 7 p 122.
- SERVIZIO GEOLOGICO DI STATO, 1969 - 1970 - *Carta geologica d'Italia Fogli 68-69 e relative note illustrative*, Poligrafica e cartevalori Ercolano (NA).

ROBERTO NINI

LA COMMISSIONE PER LE CAVITÀ ARTIFICIALI S.S.I. 1981 - 1990

RIASSUNTO - Questa non vuole essere una relazione scientifica bensì una prefazione ai lavori sulle cavità artificiali presentati in occasione del XVI Congresso Nazionale di Speleologia di Udine. Sono passati dieci anni da quando si parlò diffusamente per la prima volta di sottosuolo dei centri storici. Gli «speleologi urbani» stanno vivendo oggi le stesse esperienze che vissero i primi speleologi «classici» quando alla fine del secolo scorso si confrontarono con i «luminari» della scienza che, non avendo mai messo piede in una vera grotta, schernirono e sottovalutarono i pionieri della ricerca sotterranea. La nostra è una battaglia tenace che siamo certi darà i suoi frutti in tempi brevi. Questa battaglia è capeggiata dalla Commissione Nazionale Cavità Artificiali della S.S.I. della quale facciamo una breve cronistoria.

ABSTRACT - This won't be a scientific relation but an introduction at works on the artificial caves produce in occasion of XVI National Congress of Speleology in Udine. Had passed ten years since spoke at length for the first time of subsoil historical centres. The «urban speleologists» live to - day same experiences that lived the first «classic» speleologists when to the end of last century confronted themselves with «luminary» of the science, that have never put a foot in a true cave, mocked and undervalued the pioneers of the underground search. Ours is a strong battle that we are sure shall give her results in short time. This battle is lead by the National Commission about Artificial Caves of the S.S.I. We do a short chronicle of this Commission.

Anche agli Speleologi più esperti può capitare di rimanere affascinati di fronte alla lunga, paziente e multiforme azione della natura nelle viscere della terra. Un mondo fantastico che attira ed accende la curiosità.

Questa eterna ammirazione nei confronti del Creato e l'insegnamento che da esso ne deriva ha fatto sì che l'uomo, con la sua capacità intellettuale, cercasse di copiare o addirittura di migliorare, per propri usi, le forme e gli eventi che sulla terra si trovavano o accadevano da sempre. I primi interventi non sono facilmente databili, ma pensiamo furono coevi alla scoperta dei metalli che consentirono di lavorare e di scavare i terreni consistenti e le rocce. Forse la prima «grotta» scavata dall'uomo servì per estrarre minerali o per creare un riparo sul modello di quelle che era possibile trovare già «confezionate» dalla natura. Ed è alla grotta che l'uomo si ispirò anche in tempi a noi più recenti nella costruzione di ipogei.

In un certo senso l'essere umano volle dimostrare, con lo scavo di spazi nel sottosuolo, una rinnovata simbiosi che lo vide non più subalterno alle forze della natura, ma protagonista e dominante su di esse.

L'acqua, elemento essenziale nella formazione delle grotte, fu la protagonista anche nelle opere realizzate dall'uomo sotto terra. Acquedotti, cisterne e pozzi, portarono o conservarono il prezioso liquido per millenni creando molteplici formazioni calcaree degne delle più note caverne.

Come l'acqua, elemento di vita, è legata strettamente al sottosuolo, scavato e non, così le sepolture ipogee, simbolo di morte, affermano il legame dell'uomo con la terra ed il ritorno ad essa. Le necropoli etrusche e le catacombe romane sono solo due esempi eclatanti anche se ispirati ciascuno da diverse necessità.

Alle soglie del terzo millennio, quando la tecnologia cerca di scrutare negli spazi più lontani dell'universo, un buon numero di persone si dedica all'esplorazione del cuore della terra con risultati lusinghieri. Nelle grotte naturali ed in quelle scavate forse è riposto il futuro dell'uomo. I cambiamenti climatici a cui va incontro il nostro pianeta costringeranno a rivalutare il sottosuolo per le sue caratteristiche e per la presenza di acqua, così come verranno riscoperti e riutilizzati antichi canali e bacini sotterranei.

In parte ciò sta già avvenendo, ma ancora non c'è abbastanza conoscenza delle possibilità di riuso di un patrimonio dimenticato dopo la rivoluzione industriale e la scoperta dell'energia elettrica.

Quasi per caso, intorno agli anni settanta, degli uomini tornarono a calcare il pavimento di gallerie e camminamenti, ad immergersi in acquedotti e cisterne dimenticate, erano gli Speleologi. Il buio, la temperatura pressoché costante tutto l'anno, l'alta umidità, il silenzio rotto dallo stillicidio e la nudità delle pareti coperta da concrezioni, sono caratteristiche tipiche di un ambiente ipogeo, non importa se naturale o creato, non fa differenza.

In questi ambienti gli Speleologi sentono di essere a loro agio, spinti inconsapevolmente dalla stessa forza che animò i loro avi.

Già in passato diversi studiosi avevano condotto le loro indagini sul sottosuolo, ma mai questi stravaganti esploratori del buio, incredibile incrocio fra minatori, alpinisti ed archeologi. Il calarsi nei tombini stradali fece affibbiare loro il nomignolo di «fognaroli», ma nessuno poteva immaginare che sarebbero state proprio quelle persone a contribuire in maniera determinante ad evitare tante situazioni di pericolo che si sarebbero potute verificare nel crollo degli ambienti sotterranei.

Diversi Gruppi operavano già sotto le città italiane quando nel 1981, sulla scorta di numerose esplorazioni nel sottosuolo urbano, il Gruppo Speleologico UTEC di Narni, volle confrontarsi con le altre associazioni della propria Regione. Dall'1 al 3 Maggio si tenne il Convegno «Il sottosuolo dei centri storici Umbri - esperienze speleologiche» al quale aderirono numerose realtà, anche nazionali. La manifestazione, riuscitissima, sancì la nascita della Speleologia Urbana e di un ristretto gruppo incaricato di far crescere questa nuova disciplina. Veniva così costituita una Commissione Nazionale di studio della Società Speleologica Italiana.

Il Convegno vide per la prima volta in Italia la partecipazione, sullo stesso tavolo dei relatori, di giovani speleologi animati da una forte passione e da tanta voglia di fare e fare bene, di archeologi della Soprintendenza, di funzionari e politici degli Enti Locali che individuavano in questa iniziativa la risposta a tanti que-

siti di carattere urbanistico e di recupero dei centri storici, di docenti universitari con interessanti esperienze in materia.

L'interesse per l'argomento era ormai diffuso anche se ancora ristretto nell'ambito speleologico ed anche qui relegato tra le attività di secondaria importanza. Serviva un confronto tra le realtà nazionali, cominciare a quantizzare il fenomeno ed a verificare se esso era sporadico o soggetto a futuri sviluppi.

Fu il Gruppo di Todi che nel 1982 si incaricò di organizzare il primo Convegno Nazionale di Speleologia Urbana al quale aderirono singoli ed Associazioni provenienti da numerose regioni italiane. Purtroppo il magnifico lavoro organizzativo non riuscì a sfociare nella stampa degli atti che, per motivi finanziari, furono predisposti, ma non videro mai la luce.

Per cercare di dare un senso alle numerose esplorazioni che nel frattempo venivano portate avanti, uniformando le metodologie di studio e rilievo, sulla spinta delle sollecitazioni ricevute da più parti, a Todi fu presentata la prima bozza della scheda per il Catasto Umbro delle Cavità Artificiali. Grazie ai suggerimenti ed alla collaborazione di tutti gli interessati, nel 1983 fu stampata la versione definitiva a cura del Gruppo di Narni al quale venne affidata all'unanimità la gestione del Catasto Regionale. Nel frattempo la Commissione di studio stava preparando un nuovo appuntamento che avrebbe consentito di gettare le basi per una capillare organizzazione su tutto il territorio italiano. Obiettivo era il secondo Convegno Nazionale da tenere a Napoli che aveva un sottosuolo talmente vasto e complesso da essere considerata la città delle cavità artificiali per eccellenza. Dall'1 al 3 Marzo 1985, nella magnifica sede del CAI presso Castel dell'Ovo, una nutrita partecipazione ed una grossa mole di lavori segnarono il successo della manifestazione. In quella occasione si cominciò a parlare di Catasto Nazionale e di una scheda unica per tutti.

Dall'11 al 14 luglio 1987 a Rèves in Belgio si tenne il primo Congresso Internazionale di Subterraneologia, una sorta di fusione fra la Speleologia, l'Archeologia e lo studio di miniere e cave.

Per la prima volta in Europa diverse realtà si confrontavano in un campo di studi a loro comune. Dopo due mesi, Castellana Grotte ospitò il XV Convegno Nazionale di Speleologia e per l'occasione fu presentata la versione definitiva della scheda catasto, stampata a cura della Società Speleologica Italiana, frutto del lavoro della Commissione.

Era urgente partire con i catasti regionali e con quello nazionale cercando di allargare l'interesse per le cavità artificiali dove esso era ancora un fatto sporadico.

Il 2 gennaio 1989 entrò in funzione il Catasto Nazionale che aveva trovato sede presso il Gruppo Speleologico UTEC di Narni. I regolamenti furono stilati in base ad altri già adottati dalla S.S.I. che li ratificò ufficializzando la costituzione della Commissione Speciale Nazionale per le Cavità Artificiali. Nel frattempo in Francia, dall'8 al 10 luglio 1989, vi fu il secondo appuntamento di studio a carattere internazionale sulle «strade sotterranee», così i nostri amici d'oltralpe chiamavano le fitte gallerie che si snodavano sotto Parigi. L'Italia partecipò inviando una ricca documentazione sugli studi condotti nel sottosuolo del nostro Paese, raccolta in un voluminoso fascicolo.

All'interno del Consiglio della Società, nonostante vi fossero ancora delle «frange di estremisti» dediti soltanto alla Speleologia pura, la maggior parte dei membri riconosceva l'importanza dello studio delle cavità artificiali ed il ruolo guida che andava assumendo la Commissione a livello nazionale. Ad Agosto, a Budapest, in occasione del 10° Congresso Internazionale di Speleologia, questa importanza veniva suggellata dalla creazione, in seno alla U.I.S., di un gruppo di studio composto anche da Francia e Cecoslovacchia, che si occuperà a livello europeo dell'argomento.

Questo Congresso di Udine vede la presenza di numerosi speleologi che presentano interessanti lavori sulle opere costruite dall'uomo nel sottosuolo, testimonianza certa che ormai non esiste più separazione fra questa speleologia e quella classica.

La stampa di numerosi testi specifici, il notevole spazio dedicato dai mass-media all'esplorazione delle cavità artificiali, indicano come si è lavorato in questi dieci anni.

GIULIO CAPPA, VITTORIO CASTELLANI **
W. DRAGONI *** & ALBERTA FELICI *

PONTE TERRA: EVIDENZE PER UN SISTEMA ARCAICO DI ACQUEDOTTI SOTTERRANEI

RIASSUNTO - Il fosso di «Ponte Terra» è un angusto ma profondo canyon che incide la pianura a Nord di Roma, raccogliendo le acque che provengono dalla montagna di Tivoli per portarle verso Roma e la valle del Tevere. L'origine del nome è da ricercarsi in uno sbarramento almeno in parte artificiale che consentiva ad un' antica strada romana di attraversare il fosso per raggiungere Tivoli.

L'esame dei luoghi mostra che le opere condotte dai Romani hanno intercettato e distrutto una serie di almeno tre acquedotti sotterranei che raccoglievano a varie altezze le acque del fosso per condurle verso NW. Il contesto storico geografico suggerisce che tali acquedotti potessero servire centri abitati in epoca anteriore all' espansione di Roma nell' agro romano, e, in particolare, che uno di questi dovesse servire l'antico oppidum di Querquetula (Corcolle).

Nel presente lavoro si riporta una prima serie di risultati preliminari delle indagini, discutendo in particolare la peculiare procedura di scavo dei cunicoli condotti lungo le pareti verticali del fosso.

ABSTRACT - The small canyon of «Ponte Terra», north to Roma, is draining water from the hills of Tivoli toward the roman campaign. Such a denomination refers to a barrage supporting an ancient roman road crossing the canyon to reach Tivoli.

It has been found that the work given for the barrage intercepted and destroyed at least three older aqueducts draining water from the canyon toward NW. On geographic and historical grounds we suggest that these aqueducts should have been used to supply with water some inhabited places of the roman campaign before the expansion of the rule of Roma in the region. We tentatively identify one among such places as the old «oppidum» of Querquetula. We report the results of a preliminary investigation of the system, discussing in particular the peculiar procedure adopted in digging the tunnels along the vertical face of the canyon.

Introduzione

L'attuale cittadina di Tivoli (l'antica «Tibur») segna da tempo immemorabile il margine nord orientale di quella vasta pianura che fu detta «Lazio» e che oggi viene più propriamente indicata come la «Campagna romana». I dolci decli-

* - Speleoclub Roma - S.S.I

** - Università di Pisa

*** - Università di Perugia

vi ai piedi di questa cittadina furono ampiamente utilizzati in epoca imperiale per tutta una serie di ville, prima fra tutte e più famosa la Villa Adriana. A Sud della Villa Adriana è il colle di Santo Stefano, dove sono ubicate le rovine di una grande villa attribuita a C. Giulio Plancio Varo Cornuto. Sul colle si incrociavano due vie che scendevano entrambe da Tivoli verso Sud (ASHBY, 1927 - 1982). Entrambe dovevano attraversare una profonda forra, il «Fosso di Ponte Terra», che taglia il terreno a Sud del colle stesso (Fig. 1). La forra è percorsa da un torrente che porta le acque in direzione NW. Ancor più a Sud la campagna è solcata da tutta una serie di altri fossi con andamento simile: le acque convogliate da tutti questi fossi finiscono infine per riunirsi ai piedi della Villa Adriana. La strada più ad Ovest attraversa la forra su un imponente viadotto in calcestruzzo con due piani di archi sovrapposti. La strada ad oriente supera invece la forra (Foto 1) utilizzando uno sbarramento naturale («Ponte Terra») attraversato, alla sua base, da due ampie gallerie scavate nel vivo del tufo a consentire il deflusso delle acque del fosso, impedendone così lo sfioro sulla sede stradale. ASHBY menziona solo la galleria a Nord, quella tuttora attiva, ritenendola un possibile allargamento di un crepaccio naturale. La conformazione delle rocce attraversate dalle due gallerie sembra peraltro dover far escludere questa ipotesi. Una ricognizione del luogo ha rivelato che ambedue le gallerie intercettano, obliterandole, precedenti opere cu-

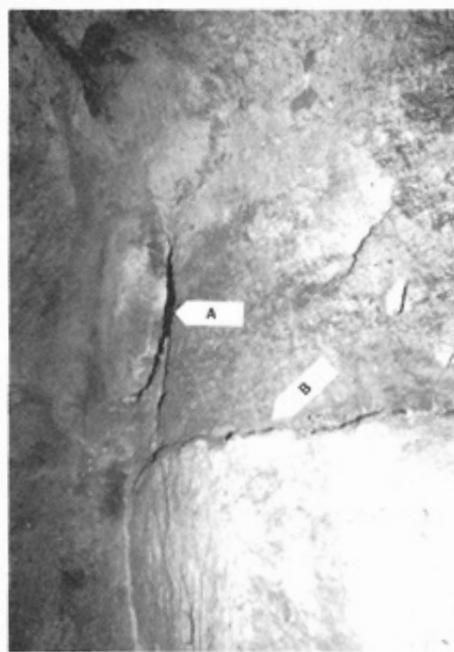


Foto 1 - La forra a monte di Ponte Terra come vista dalla sommità dello stesso Ponte Terra.

Foto 2 - Il tratto terminale a valle della galleria attiva. Si nota il cunicolo tagliato in D5 (A) ed i resti della base del cunicolo che formano un leggero gradino (B) lungo la parete della galleria.



Fig. 1 - Foto aerea della zona di Ponte Terra. Le frecce indicano la posizione di Ponte Terra (A), del vicino abitato di S. Vittorino (B), e degli antichi abitati di Querquetula (C) e di Gabii (D), quest' ultimo sul bordo del cratere (ex lago) di Castiglione .

nicolari. L'indagine bibliografica ha mostrato come tali cunicoli fossero stati a suo tempo già segnalati, ma non compiutamente studiati, dal DE ANGELIS D'OSAT (1918) e, molto più recentemente, da RAVELLI & HOWARTH (1988). Ci si è posti così il problema dell'origine e della funzione di questi cunicoli, evidentemente precedenti allo scavo delle pur antiche gallerie che li intercettano. Che la strada di Ponte Terra in epoca romana rappresentasse un tracciato non secondario è mostrato non solo dalle due ampie gallerie, ma anche dalla presenza ai piedi dello sbarramento di ampi blocchi di pietra che testimoniano di interventi in «opus quadratum» probabilmente per opere di sostegno della strada stessa. Nella parte di strada che risale verso l'odierno abitato di S. Vittorino sono inoltre state rinvenute tracce di basolato. È da notare come questo ultimo tratto di risalita sia consentito dal taglio di uno sperone di tufo, taglio che ha intercettato un altro cunicolo, ad un'altezza di circa 20 metri sul livello dei cunicoli di base. Un'apertura nella parete rocciosa immediatamente a monte dello sbarramento indica infine la presenza di un altro cunicolo ad altezza intermedia tra i due già citati. Già da una sommaria ispezione dei luoghi si deve dunque concludere che nella parete meridionale della forra erano ricavati almeno tre ordini di cunicoli. A questi è da aggiungere il già citato cunicolo intercettato, sul lato settentrionale, dalla galleria tuttora attiva. Questa evidenza di tutta una serie di condotti già obliterati in epoca romana ci ha suggerito di procedere ad un attento studio della zona, al fine di recuperare tutte quelle informazioni che potessero consentire di far luce sulla successione temporale di queste opere e sulle loro funzioni e destinazioni.

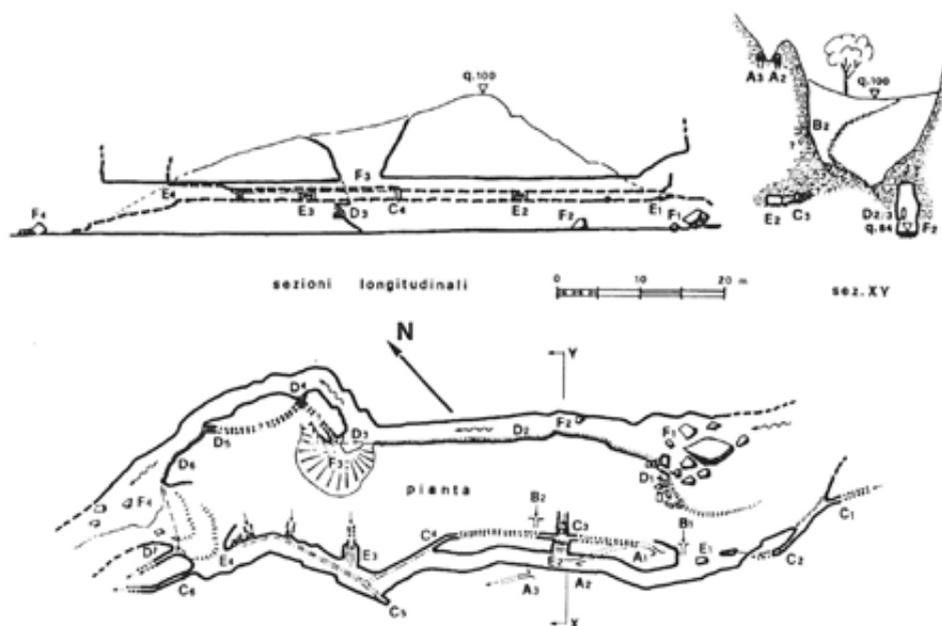


Fig. 2 - Rilievo quotato del sistema di cunicoli nella zona di Ponte Terra.

Cunicoli e gallerie di Ponte Terra.

La Fig. 2 riporta il rilievo del sistema di cunicoli in prossimità di Ponte Terra. Con riferimento a tale figura risultano definiti i seguenti sistemi di gallerie e cunicoli:

1 - Cunicolo inferiore Nord (Q. volta circa 87 m s.l.m.):

per quanto si può vedere inizia in D1, subito a sinistra del pilastro d'ingresso della galleria attiva. Vi sono chiari indizi che il cunicolo sia stato occluso artificialmente, con blocchi squadrati di pietra. Il cunicolo dovrebbe riemergere subito all'interno della galleria, dove adesso si trova una frana di massi squadrati. Da questo punto fino a D3 non se ne trova più traccia sicura: sulla parete sinistra della galleria si nota però un gradinetto a + 1.95 sul livello dell'acqua, q. 85.7 circa, che potrebbe corrispondere al pavimento del cunicolo peraltro cancellato dallo scavo della galleria. Da quanto si vede in D1 e D3, l'altezza del cunicolo era di 1.3 - 1.5 m. Dopo essere scomparso in D3 il cunicolo riappare in D5, con una finestra laterale in D4; essendo in tutti questi imbocchi completamente intasato fino alla volta è difficile capire quale era il suo percorso e quale il significato della finestra D4. Dopo D5 sulla parete sinistra della galleria si nota, qui indiscutibile, la traccia del cunicolo la cui base è rimasta a guisa di gradino largo circa 10 cm, sino all'uscita (Foto 2). Il gradino è 1.65 m più alto dell'acqua (q. 84.8) e la volta 1.40 m più in alto (q. 86.2). All'uscita il cunicolo scompare. L'assenza di aperture cunicolari nella parete nord della forra mostra con chiarezza che il cunicolo stesso non ha prosecuzioni lungo questa parete. L'esame delle tracce di scavo sulle pareti del cunicolo indica che:

- in D3 lo scavo fu eseguito da D3 verso l'interno
- in D4 lo scavo fu eseguito dall'interno verso la galleria
- in D5 lo scavo fu eseguito dall'interno verso la galleria
- tra D6 e D5 lo scavo fu eseguito dall'esterno verso D5

Se ne può dedurre che:

- in D3 doveva probabilmente arrivare una discenderia, successivamente obliterata da crolli e da riempimenti della sella soprastante
- D4 rappresenta la «coda» di un raccordo tra i cunicoli scavati a partire, rispettivamente, da D3 e da una successiva discenderia posta tra D4 e D5; in D4 si nota ancora bene la traccia della parte terminale del cunicolo scavato in senso opposto al flusso delle acque.
- D5 rappresenta un altro punto di intersezione
- la discenderia tra D4 e D5 dovrebbe essere nascosta da successivi interrimenti.

Raccogliendo tutti questi indizi, se ne trae la conclusione che al tempo dello scavo dei cunicoli Ponte Terra o non esisteva ancora o, per lo meno, era molto più ridotto in estensione.

2 - Cunicolo inferiore Sud (Q. volta ca. 87):

In D7, di fronte all'uscita del cunicolo precedente, parte un cunicolo con la volta appena un po' più alta di quest'ultimo. Intasato sin quasi alla volta, si vede proseguire per almeno 3 m. Non ha corrispondenti a monte di Ponte Terra lungo la parete Sud. Un eventuale collegamento con il cunicolo inferiore Nord presupp-

porrebbe una deviazione molto contorta. A valle di Ponte Terra il cunicolo può essere seguito per oltre 450 m grazie alle finestre che si aprono sulla parete ad intervalli abbastanza regolari. Il cunicolo talora emerge anche in corrispondenza delle finestre del cunicolo successivo (Cunicolo basso) cui appare curiosamente gemellato.

3 - Cunicolo basso (Q. volta ca. 88):

Esso appare variamente intercettato dalla galleria fossile (Foto 3) e proviene chiaramente da un punto non molto più a monte di Ponte Terra. In C1 la quota della volta è 88.8 e quella del pavimento 87.2 ($h = 1.6$ m), non più di due metri sul livello di scorrimento delle acque. Si può valutare che l'imbocco di presa del cunicolo dovrebbe essere circa una trentina di metri ancor più a monte di C1, dove forse sul letto del torrente restano tracce di un invaso. Da C2 il cunicolo scende a valle semiinterrato, piegando chiaramente a destra dopo 3 m, ma in corrispondenza dell'ingresso della galleria fossile non se ne vede traccia.

Lo si ritrova in C3 dove una galleria - finestra di collegamento alla galleria fossile lo intercetta, la finestra è bloccata con un masso squadrato installato con molta precisione. A NW di C3 dopo un paio di metri risulta intasato sino alla volta. Il cunicolo risbuca sulla galleria fossile in C4. Qui appare molto ben tracciato, con la volta quasi 40 cm più alta di quella della galleria. In C5 intercetta un corrispondente ramo scavato da valle, che termina cieco nella nicchia «della volpe» (Foto 4): questo ramo ha la volta nettamente più bassa di 20 - 25 cm. Esso percorre tutta la restante galleria fossile, per proseguire dritto oltre C6 (Foto 5), con

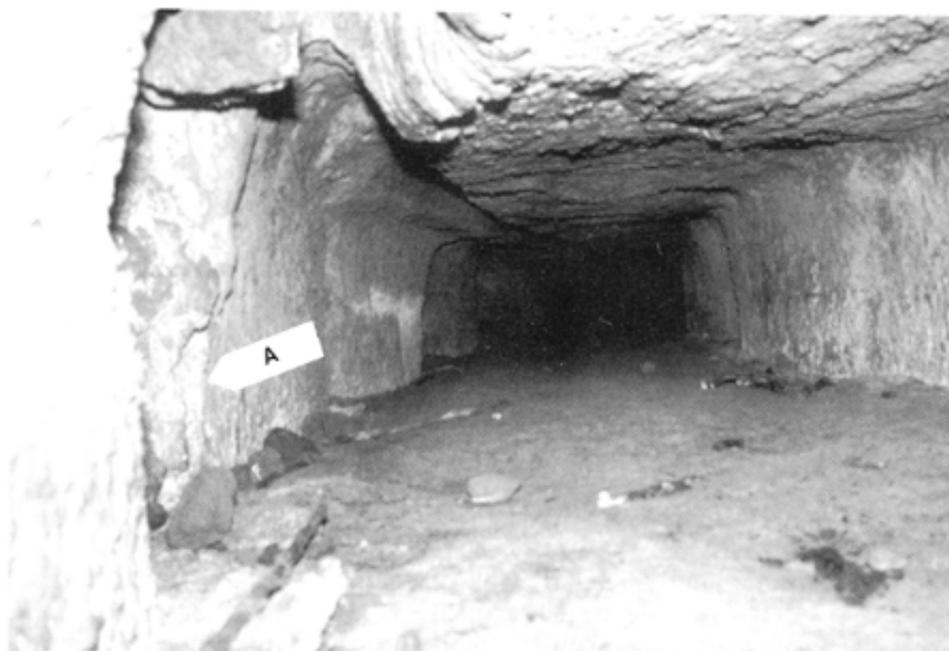


Foto 3 - I resti del cunicolo basso intercettato dalla galleria fossile. Sulla sinistra (A) l'apertura della discenderia più a valle della galleria, in prossimità di E4.



Foto 4 - Il cunicolo cieco C5 residuo dell'intersezione del cunicolo basso nella galleria fossile. Nel cunicolo ha trovato rifugio una volpe, da cui il nome adottato.

Foto 5 - Imbocco del cunicolo basso in D7

una volta che torna ad essere più alta. È stato seguito per diversi metri, poi obliqua a destra; la luce è alta meno di 20 cm e non è stato possibile proseguire.

Questo cunicolo, come i precedenti, è largo 40 - 45 cm. Anche il percorso a valle di questo cunicolo può essere seguito per oltre 45 metri grazie alle finestre che ad intervalli pressochè regolari si aprono lungo la parete Sud della forra (Foto 6). Nella prima parte del tragitto, il cunicolo corre lungo la parete rocciosa strettamente accoppiato al cunicolo inferiore Sud, solo un poco più alto e un po' più all' interno. Le finestre del cunicolo hanno talora intercettato il cunicolo inferiore, così che è da assumere che quest' ultimo fosse stato già inutilizzato o sia stato reso inutilizzabile dal cunicolo basso.

4 - Cunicolo intermedio (Q. volta ca. 95): Se ne vede una finestra in verticale in B2, in parete, inaccessibile. Lungo il sentiero che dalla soglia di q. 100 scende lastricato verso l'imbocco a monte della galleria, un paio di metri più in alto, c'è un' apertura a q. 96 che scende obliquamente ma non è percorribile. A monte esso è rintracciabile sul lato sinistro orografico del fosso per quasi 400 m, con n.7 finestre la cui quota, rispetto al greto del corso d'acqua, scende progressivamente mano a mano che si risale il fosso. L'ultima è a soli due metri d'altezza, indicando che si è ormai in prossimità dell'incile.

Circa 70 m ancora più a monte il greto del fosso diviene asciutto, segno della presenza di una risorgiva la cui quota viene quindi a corrispondere abbastanza



Foto 6 - Una finestra del cunicolo basso sulla parete su a valle di Ponte Terra.



Foto 7 - Il cunicolo (cunicolo alto) messo in luce dal taglio della strada che da S. Vittorino porta a Ponte Terra.

bene con quella originale del condotto. A valle di Ponte Terra non si è invece rinvenuta alcuna traccia di questo cunicolo. Occorrerà procedere ad una accurata ispezione di entrambe le scarpate laterali del fosso: infatti la quota del cunicolo presso Ponte Terra (95 m) renderebbe possibile anche un suo attraversamento sotto la sella (q. 100) con prosecuzione sul lato destro.

5 - Cunicolo superiore (Q. volta ca. 106):

Il cunicolo è tagliato dalla strada che scende da S. Vittorino al Ponte Terra e ne sono rimaste solo tre brevi tracce le cui quote però non appaiono omogenee. Scendendo lungo la via si incontra prima un solco (?) a q. 105.5; poi lo sbocco del cunicolo, sulla destra del sentiero, con volta a 104.5 ca. (Foto 7), completamente intasato da detrito cementato; di fronte, sull'altro lato della strada, il cunicolo prosegue, ma con volta 0.5 m più in alto, intasato da detrito incoerente che lascia circa 20 cm di luce libera. Sembra potersi attribuire a questo cunicolo una finestra intercettante un cunicolo con luce libera di oltre 20 cm posta 450 m più a valle, circa alla stessa quota (forse 2 m più in basso) e una trentina di metri sopra il piano del torrente.

Anche sulla sponda destra, la strada che risale verso Tivoli intercetta un cunicolo posto alla stessa quota (105), del quale resta un tratto lungo alcuni metri, aperto ad entrambe le estremità, la cui funzione ed origine è per ora altrettanto poco chiara.

6 - Galleria attiva (Q. volta ca. 90):

Il tratto F1 - F3 è rettilineo e sembra portare traccia di un primitivo pavimento circa 1.95 m sopra l'attuale livello dell'acqua. Poi fa un'ampia ansa sulla destra, aggirando la frana della pseudodolina di F3. In tutta la galleria la volta è piatta e regolare (Foto 8); le pareti sono pure regolari fino a circa 2 metri dall'acqua (e ben 4 m sotto la volta). Più in basso le pareti serpeggiano e creano nicchie che richiamano quelle di molte gallerie carsiche vadose (sottoescavazioni meandriformi).

7 - Galleria fossile (Q. volta 87.7 - 89.2):

Di sezione quadrata, ha la volta più bassa di quella del cunicolo che ha intercettato e che in parte segue. Non se ne comprende la funzione; il suo imbocco a monte è nettamente ribassato, quello a valle è irregolare e alterato da frana. Presenta 4 derivazioni ad angolo retto sul lato Nord (finestre?, discenderie?). L'andamento delle pareti è talora serpeggiante, con sporgenze che sembrano realizzate per frenare l'impeto delle acque (vedi, ad es., la parete tra E4 ed E3). È chiaramente fossile, ma stranamente pulita e con fondo piatto regolare.

Frane

Presenti a sinistra dell'ingresso della galleria attiva, nello sbocco di quella fossile (in entrambe con numerosi blocchi squadri artificiali) e nella pseudodolina (con breccia di clasti decimetrici a spigoli vivi in matrice argilloso - tufacea, che non sembra di deposizione naturale).



Foto 8 - La galleria attiva vista da valle verso monte. Si può notare l'irregolare andamento della parte inferiore del condotto.

Analisi delle opere.

Richiamando quanto esposto nel punto precedente, risultano nella zona almeno cinque sistemi di cunicoli, situati a varie quote. L'esame delle opere ci conduce innanzitutto a scartare alcune ipotesi avanzate in precedenza. Il DE ANGELIS D'OSSAT suggerisce infatti che le diverse quote dei cunicoli trovino giustificazione nella necessità di abbassare il livello dell'acquedotto per seguire il progressivo abbassamento del letto del torrente. In realtà, come si è visto, il sistema basso e quello intermedio possono essere seguiti sin presso ai loro ripetitivi incili, mostrando che si tratta di captazioni eseguite in prossimità dell'attuale letto di scorrimento delle acque, ma in punti diversi del corso d'acqua.

RAVELLI & HOWARTH (1988) suggeriscono che i cunicoli fossero alimentati tramite un sistema di paratie in corrispondenza delle due gallerie, proponendo la «consecutio» temporale per la costruzione del sistema: gallerie — ponte di terra — cunicoli. Evidentemente a questi autori mancava l'informazione che le gallerie tagliano e rendono inutilizzabili i cunicoli, evidenza che definitivamente contraddice la citata ipotesi. Abbandonate dunque tali ipotesi, conviene limitarsi a discutere quanto deducibile dall'osservata distribuzione delle opere.

Con riferimento ai cinque sistemi cunicolari chiaramente attestati, il cunicolo inferiore Nord appare limitato all'attraversamento dello sbarramento di Ponte Terra, almeno che non si assuma che esso andasse infine a collegarsi al cunicolo inferiore Sud.

Una serie di orifizi nella roccia della parete meridionale mostra invece con chiarezza che sia il sistema superiore che quelli «basso» ed «inferiore Sud» sono da riguardarsi come veri e propri acquedotti volti alla cattura ed al trasporto delle acque del fosso. Il sistema basso catturava le acque giusto a monte di Ponte Terra: è sinora stato possibile seguirne lo sviluppo più a valle per circa mezzo chilometro, grazie alla regolare serie di aperture che si aprono nella nuda e verticale parete di tufo. Queste aperture scompaiono in corrispondenza di un allargamento della forra in un vasto anfiteatro franoso. Più a valle riprende il corso incassato del fiume, ma sulle pareti, nuovamente verticali e di nuda roccia, non è più presente per oltre un chilometro alcun orifizio. È da desumere che in corrispondenza dell'anfiteatro il cunicolo dell'acquedotto abbia raggiunto la quota a cui si rese necessario deviare verso Sud per portare le acque verso la loro destinazione. Il corso del condotto superiore, quello cioè intercettato dal taglio della strada in corrispondenza di Ponte Terra, deve anch'esso seguire la parete Sud della forra. A valle dello sbarramento esso però viene a trovarsi nella parte alta della parete che risulta invasa da una folta vegetazione. Gli orifizi di ingresso, se esistenti, non sono perciò rilevabili dal greto del torrente. Quasi alla sommità dell'anfiteatro, circa dieci metri sotto il piano di campagna, è stato però rilevato un orifizio che adduce ad un tratto di acquedotto. Dal livello esso pare debba essere attribuito proprio al condotto superiore. In ogni caso appare evidente che anche tale condotto è destinato a svoltare verso Sud: in caso contrario non sarebbe possibile mantenerlo in quota perchè il piano di campagna in direzione NW discende ormai abbastanza velocemente. Parrebbe che sia il condotto superiore che quello inferiore abbandonino la parete della forra in corrispondenza di quello che ab-

biamo denominato «anfiteatro».

Gli orifici del condotto intermedio possono invece essere agevolmente seguiti nel tratto a monte dello sbarramento: a causa della decrescente altezza sul letto del torrente, gli orifici (che nel seguito indicheremo come «finestre») si aprono sul fianco nudo della parete. È così possibile identificarne tutta una serie continua che conduce sino all'incile, che appare essere stato realizzato un centinaio di metri a valle della confluenza che collega il Fosso di Ponte Terra al Fosso di Passiano. Nel letto del torrente alcuni massi squadrati segnalano la probabile esistenza di opere murarie, oggi travolte o forse anche sommerse da frane terrose. A monte del presunto incile, come già segnalato, l'alveo risulta quasi sempre privo di acque; sui suoi fianchi affiora un giacimento di argilla di colore grigio - chiaro, di probabile origine marina, che costituirebbe il basamento impermeabile dei tufi. Basamento che nei pressi della sorgente presenta verosimilmente una dislocazione verticale che, a sua volta, determina proprio in quel punto l'affioramento della falda sotterranea.

Idroproblemi: quando, come e da chi?

Il problema che si pone ogniqualvolta si è in presenza di un'antica opera di deduzione di acque è di comprendere a cosa serviva ed a chi serviva. Gli elementi riportati nel punto precedente lasciano pochi dubbi sul fatto che i sistemi cunicolari che interessano la parete meridionale rappresentino veri e propri acquedotti che catturano le acque del torrente. Ciò è certamente vero per i sistemi che sono stati seguiti per un non trascurabile tragitto. In questo quadro si apre il problema del rapporto tra i due cunicoli inferiori Nord e Sud. Si è già indicato come, sia pur con qualche difficoltà, si potrebbe pensare che originariamente i due condotti fossero in consecuzione. Alternativamente, si può supporre che l'inferiore Sud fosse il vero acquedotto che in qualche maniera si alimentava a monte di Ponte Terra, mentre il cunicolo inferiore Nord fosse un cunicolo dedicato a regolare per sfioro il livello delle acque del bacino di captazione, ad evitare la sommersione del cunicolo principale e la conseguente immissione di acque turbolente e, quindi, erosive. Sia pur con qualche riserva, noi propendiamo per la prima ipotesi, e ciò per l'assenza di ogni traccia di collegamento tra l'imbocco dell' inferiore Sud, in D7, ed il bacino a monte di Ponte Terra, che nel secondo caso dovrebbe pur esistere.

Quale sia la destinazione delle acque è invece un problema aperto. Non pare possibile pensare che esse fossero destinate a Roma: Frontino ci ha infatti lasciate indicazioni sufficientemente precise delle sorgenti degli acquedotti romani sino alla sua epoca, indicazioni che non possono in nessun caso essere riferite alla località in oggetto. Le sorgenti dell'acquedotto di Alessandro Severo, costruito in epoca posteriore a Frontino, sono anche esse ben note ed ubicate in tutt'altro luogo (cfr., ad es., QUILICI, 1980). Gli acquedotti non possono aver servito la zona di Villa Adriana nè, tantomeno, Tivoli, che si trovano sul versante opposto ed ad altitudini superiori. Se ne evince che gli acquedotti dovevano servire una o più imprecisate località della campagna romana che si estende tra Tivoli e Roma. Le

altezze sul livello del mare degli imbocchi dei due sistemi possono essere stimate in circa 86 m per il sistema inferiore, ed in circa 105 m per quello superiore. La regola antica, tramandataci da Frontino, Vitruvio, Plinio, prescrive una pendenza dell'ordine di qualche metro per mille. Tenendo conto anche che questa regola, nei fatti, risulta spesso tradita per eccesso, si può orientativamente valutare tra i due ed i quattro metri per chilometro l'abbassamento della quota del cunicolo. Possiamo così, sia pur rozzamente, stimare che per una zona di alcuni chilometri attorno alle sorgenti il cunicolo non possa servire zone ad altitudine inferiore ai 70 m e che, naturalmente, le zone più alte di 105 m debbano essere necessariamente sottopassate. In altre parole le possibili destinazioni dei due sistemi dovrebbero trovarsi nella fascia di territorio compresa tra 70 e 100 m. Naturalmente a distanze più grandi ci si attende un corrispondente abbassamento della fascia di altezze permessa.

Esaminando con tali criteri il territorio circondante Ponte Terra (Fig.3) nella zona permessa appare, a circa 2.5 chilometri in linea d'aria, il sito dell'antica cittadina di Querquetula, l'odierna località di Corcolle. Querquetula è ricordata da Dionigi di Alicarnasso come una delle città che fecero parte della Lega Latina che si proponeva di restaurare il dominio degli ultimi Tarquini, recentemente cacciati da Roma. Fallito tale obiettivo, la città finì col cadere nell'orbita di Roma e col decadere rapidamente, così che è da ritenere che questo «oppidum» latino fosse pressochè abbandonato ben prima dell'epoca imperiale. Se peraltro cerchiamo i possibili obiettivi degli acquedotti a distanze maggiori, ci imbattiamo a circa 7 chilometri nella località dell'antica Gabii, con una storia per molti versi parallela a quella di Querquetula e di molte altre città dei «prisci latini», così che Orazio riporta Gabii (e Fidene) come esempio della desolazione di posti che furono un tempo fiorenti città. Giudizio peraltro certamente esagerato, nel caso di Gabii, perchè è ricordato che Adriano fece costruire per questa città proprio un acquedotto. Querquetula e Gabii si presentano quindi come due logiche possibili destinazioni del sistema di Ponte Terra. Nè pare facile, ove si escluda Roma e (forse) Collatia, reperire altri possibili obiettivi dei nostri acquedotti.

La ricerca deve quindi ora spostarsi da Ponte Terra nei territori circostanti, nel tentativo di individuare sul terreno il percorso degli acquedotti. Tale ricerca, lunga e difficoltosa, ha peraltro già dato promettenti frutti. Ispezionando la zona attorno a Corcolle sono stati trovati cunicoli di acquedotti in tre località (cfr. Fig.3): i) sull'altura di Corcolle, poco sotto la rocca, ii) ai piedi del colle lungo la strada che da Corcolle conduce a Passerano e iii) circa 1.5 chilometri a monte di Corcolle in località Mole di Pance. Se è pur prematuro trarre al momento conclusioni, appare possibile se non probabile che questi sistemi siano proprio quelli originati in Ponte Terra. La continuazione delle indagini potrà fare sull'argomento maggiore chiarezza.

Quello che più lascia da pensare è, peraltro, l'evidenza di come ambedue i citati sistemi inferiore e superiore siano stati intercettati e resi sicuramente inseribili da opere connesse alla transitabilità viaria, opere che parrebbe lecito attribuire almeno al periodo del pieno impero. Ciò pare indicare che in tale periodo i sistemi fossero ormai abbandonati e fuori uso. Se gli acquedotti portavano a Querquetula e/o a Gabii il sistema inferiore e quello superiore devono essere ope-

ra non solo precedenti all'impero, ma anche alla fase di declino delle due città. Ciò precede la conquista romana. Ciò lascia sospettare che alcune città latine si fossero dotate di acquedotti ben prima che ciò avvenisse in Roma, dove il primo acquedotto fu portato da Appio attorno al 200 a.C.. Una tale ipotesi, a prima vista sorprendente, può peraltro essere confortata da una serie di considerazioni.

È innanzitutto da osservare che le tecniche di scavo di cunicoli sotterranei dovevano aver già raggiunto un alto grado di sviluppo nell'area laziale ben prima della costruzione dell'acquedotto Appio. Questo acquedotto si sviluppa infatti per circa 16 chilometri in percorso interamente sotterraneo, e non è da pensare che una tale opera sia frutto di innovazione. A riprova di ciò è la costruzione dell'emissario del lago Albano, che la tradizione riporta a circa un secolo prima di Appio e, in particolare, quella dell'emissario del lago di Nemi. Come discusso da COARELLI (1981), l'emissario del lago di Nemi rende praticabile la zona sulle sponde del lago su cui fu eretto il tempio di Diana, tempio peraltro conosciuto sin da tempi arcaici. Ciò pare retrodatare di molto l'attività cunicolare nel Lazio, suggerendo che attorno al V o VI secolo a.C. la tecnica di scavo di cunicoli e di deduzione delle acque potesse essere già affermata nella zona.

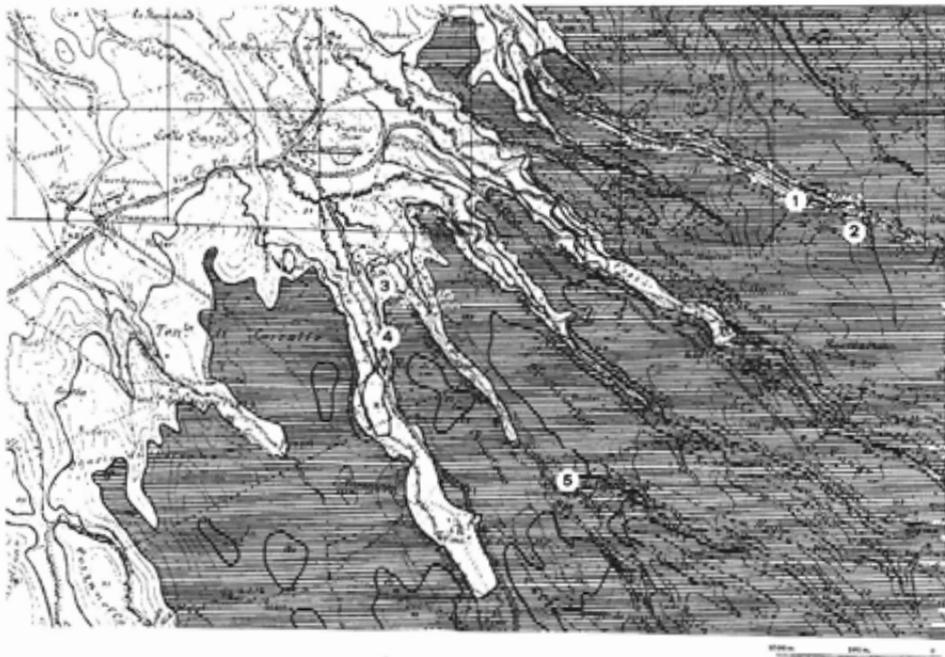


Fig. 3 - Mappa topografica della zona di S. Vittorino - Ponte Terra. 1: Ponte Terra, 2: Zona di captazione del cunicolo intermedio, 3: Cunicolo sulla rocca di Corcolle, 4: Cunicolo basso lungo la strada di Corcolle, 5: Cunicolo in località Mole di Pance. La zona tratteggiata mostra le quote superiori ai 100 metri che non possono essere servite dagli acquedotti (se non tramite pozzi). Al bordo di questa, con tratto più marcato, è riportata la quota 75 m che dovrebbe con buona approssimazione delimitare la minima quota potenzialmente servita dagli acquedotti.

La tradizione riguardante Roma indica con buona evidenza che il portatore di tale tradizione fu, con ogni probabilità, il popolo etrusco. Ciò potrebbe essere vero anche per Querquetula o Gabii. Molte sono infatti le evidenze di intersezione e/o commistione delle varie etnie nel Lazio arcaico. Basti a ciò ricordare i preziosi corredi orientaleggianti provenienti da Preneste, o che Tuscolo, Velletri e forse la stessa Tivoli (Tibur) hanno nomi etruschi. E forse non è un caso che le vicende delle due città che abbiamo ricordato abbiano a che fare con etruschi: l'una, Querquetula, tentò di riportare sul trono di Roma Tarquinio, l'altra, Gabii, fu retta (e conquistata) dal figlio di quel medesimo Tarquinio. Per quanto concerne infine il sistema intermedio, occorrerà identificare almeno un tratto del percorso a valle di Ponte Terra prima di formulare al riguardo una qualche ipotesi.

Le tecniche di scavo.

Come è noto, il metodo canonico per lo scavo di acquedotti sotterranei è stato fissato in epoca imperiale da Frontino. È peraltro vero che in molte opere arcaiche tale canone è sovente disatteso o stravolto. Nel caso di Ponte Terra è da notare come i costruttori si trovarono di fronte al problema certamente peculiare di condurre un cunicolo sotterraneo lungo una parete pressochè verticale ed ad altezze anche notevoli sulla parete stessa. È chiaro che in tali condizioni molte delle tecniche usuali di scavo risultano inutilizzabili o superflue. Difficile, ad esempio, condurre livellazioni e pozzi per l'attacco simultaneo in più punti dello scavo del condotto. L'esame dei condotti lungo il Fosso di Ponte Terra ha rivelato che per il cunicolo basso fu adottata una tecnica estremamente semplice ma efficace, esemplificata in Fig.4. Il cunicolo fu iniziato e condotto a partire dall'imbocco delle acque: al progredire dello scavo diveniva però certamente sempre più lungo ed oneroso il trasporto all'esterno dei detriti di scavo e, forse, più problematica l'aerazione dell'ambiente di lavoro. Per questo motivo, dopo una ventina di metri fu condotta dall'esterno una breve discenderia ad intercettare il cunicolo e poi proseguita a formare un ulteriore tratto di condotto. La prova che tale fu il procedimento adottato risiede nell'evidenza che la discenderia fu aperta «dopo» che il primo tratto era stato scavato, come mostrato dal residuo tratto di cunicolo abortito a valle della discenderia. Tale procedura, sia pur con qualche variante, fu iterata per tutta la valle, come riscontrato in molte delle discenderie di questo sistema che si aprono lungo la parete di tufo. Una tale peculiare tecnica solo in parte risulta essere stata suggerita dalle condizioni orografiche in cui ci si trovava ad operare. Sia il cunicolo inferiore che quello intermedio non mostrano infatti tali caratteristiche. Per quanto sinora riconosciuto, le discenderie - brevi finestre per il cunicolo inferiore ed anche di una decina di metri per quello intermedio - furono condotte ad incontrare un tratto sostanzialmente rettilineo del cunicolo. Ciò testimonia che nella zona si sono succedute maestranze che a parità di problema hanno applicato tecniche sostanzialmente diverse.

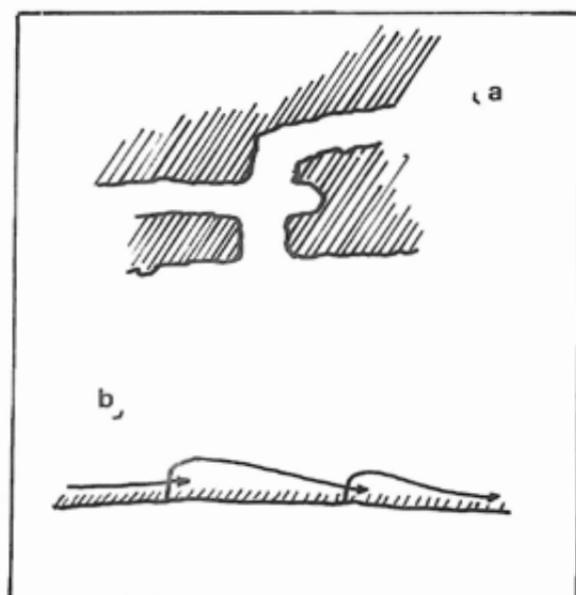


Fig.4 a - Tipica pianta del cunicolo basso in corrispondenza di una delle finestre a valle di Ponte Terra. b - La tecnica di scavo del condotto deducibile dalla sezione osservata.

Bibliografia

- ASHBY T., 1927 - *The Roman Campagna in classical times*. London, (trad. italiana: Longanesi, Milano, 1982, pp.81).
- COARELLI F., 1981 - *Dintorni di Roma. Guide Arch.*, Laterza.
- DE ANGELIS D'OSSAT G., 1910 - *Di alcune opere idrauliche romane*. Ann. Soc. Ingegn. Archit. Italiani, vol. XXV, p. 225.
- QUILICI GIGLI S., 1980 - *Roma fuori le mura*. Newton Compton, Roma.
- RAVELLI F. & HOWARTH P.J., 1988 - *I cunicoli etrusco-latini: tunnel per la captazione di acqua pura*. In: *Irrigazione e drenaggio*, vol. XXXV, p. 57.

