

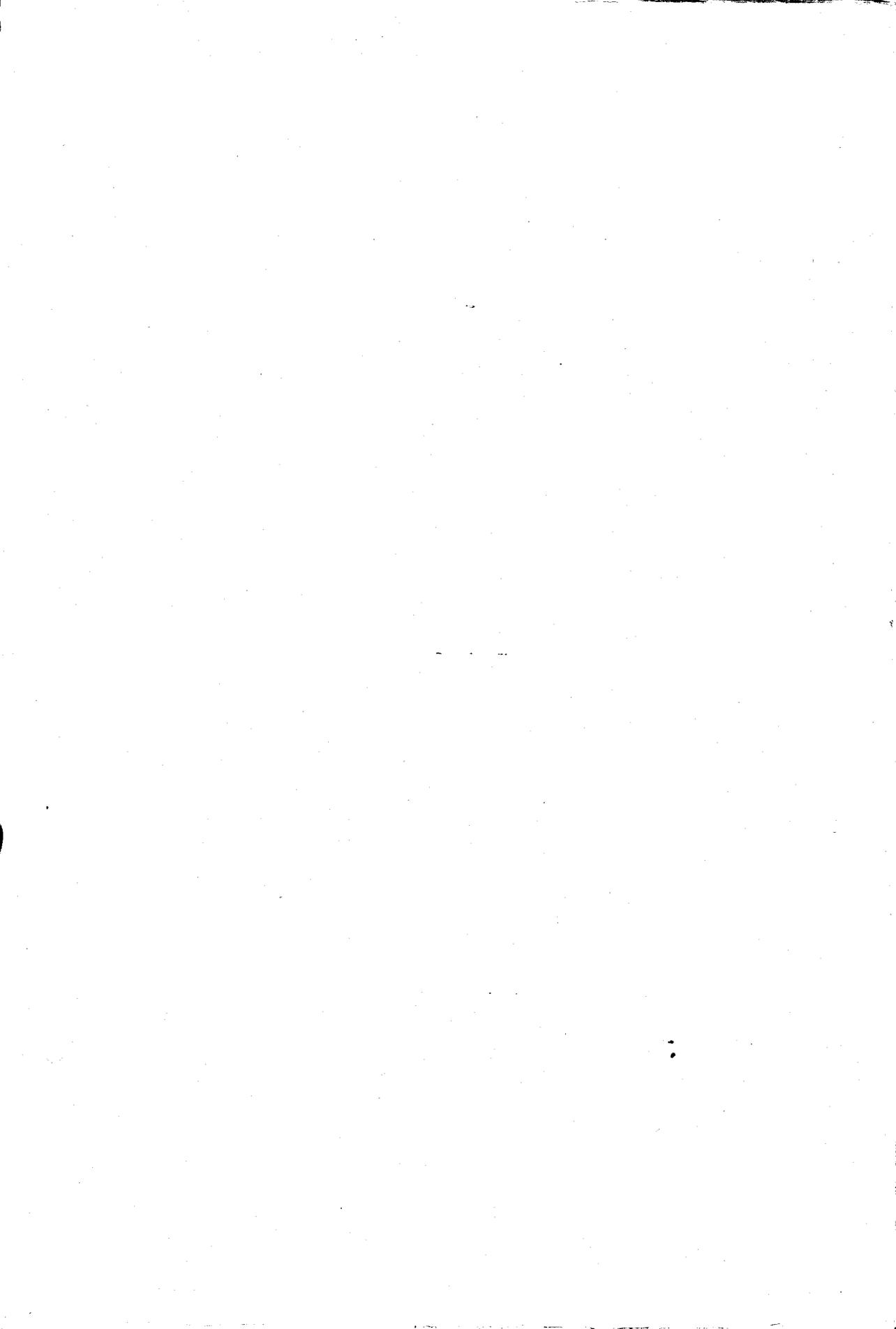
LE GROTTI D'ITALIA

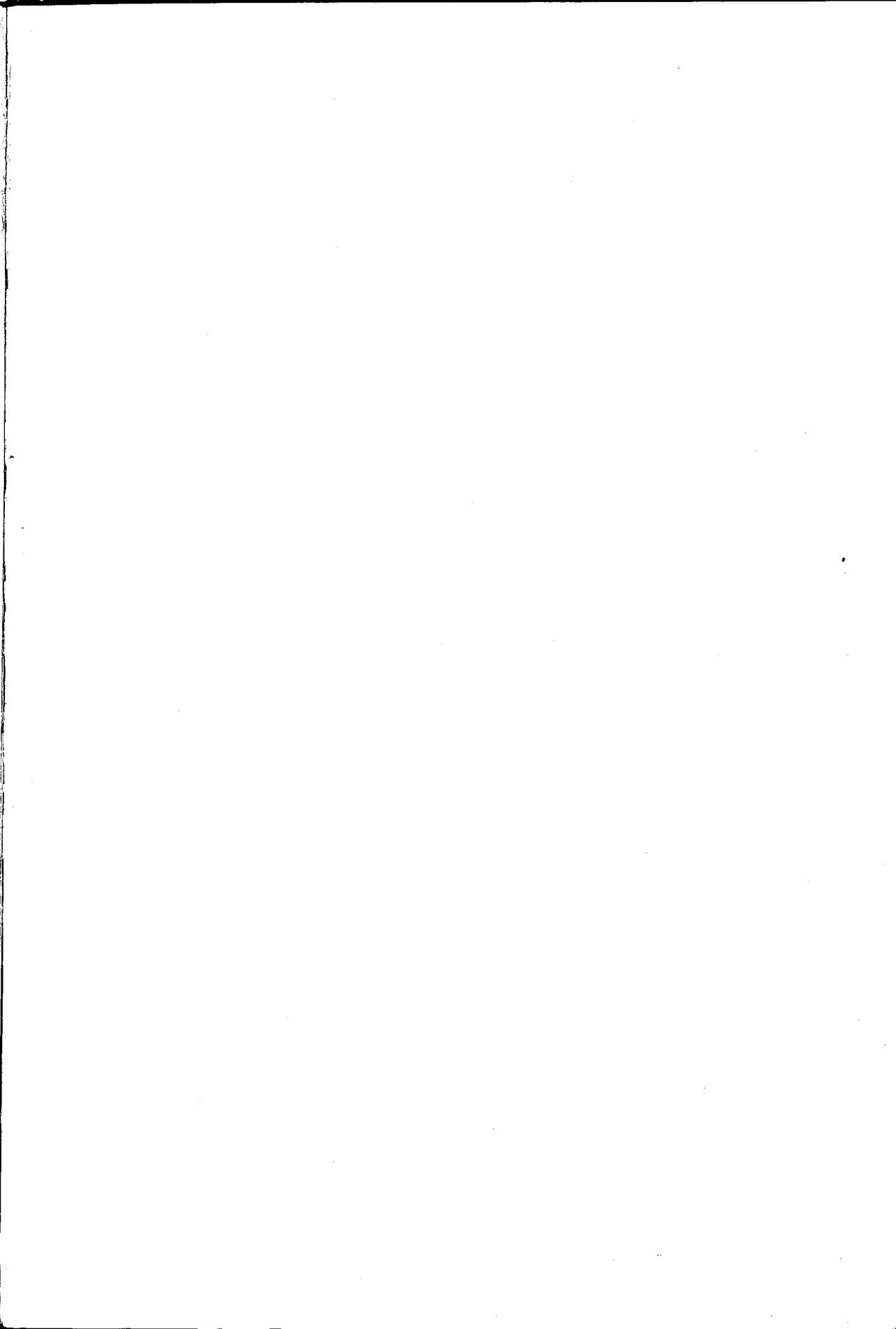
RIVISTA DELL'ISTITUTO ITALIANO DI SPELEOLOGIA
SEZIONE DELL'ISTITUTO DI GEOLOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

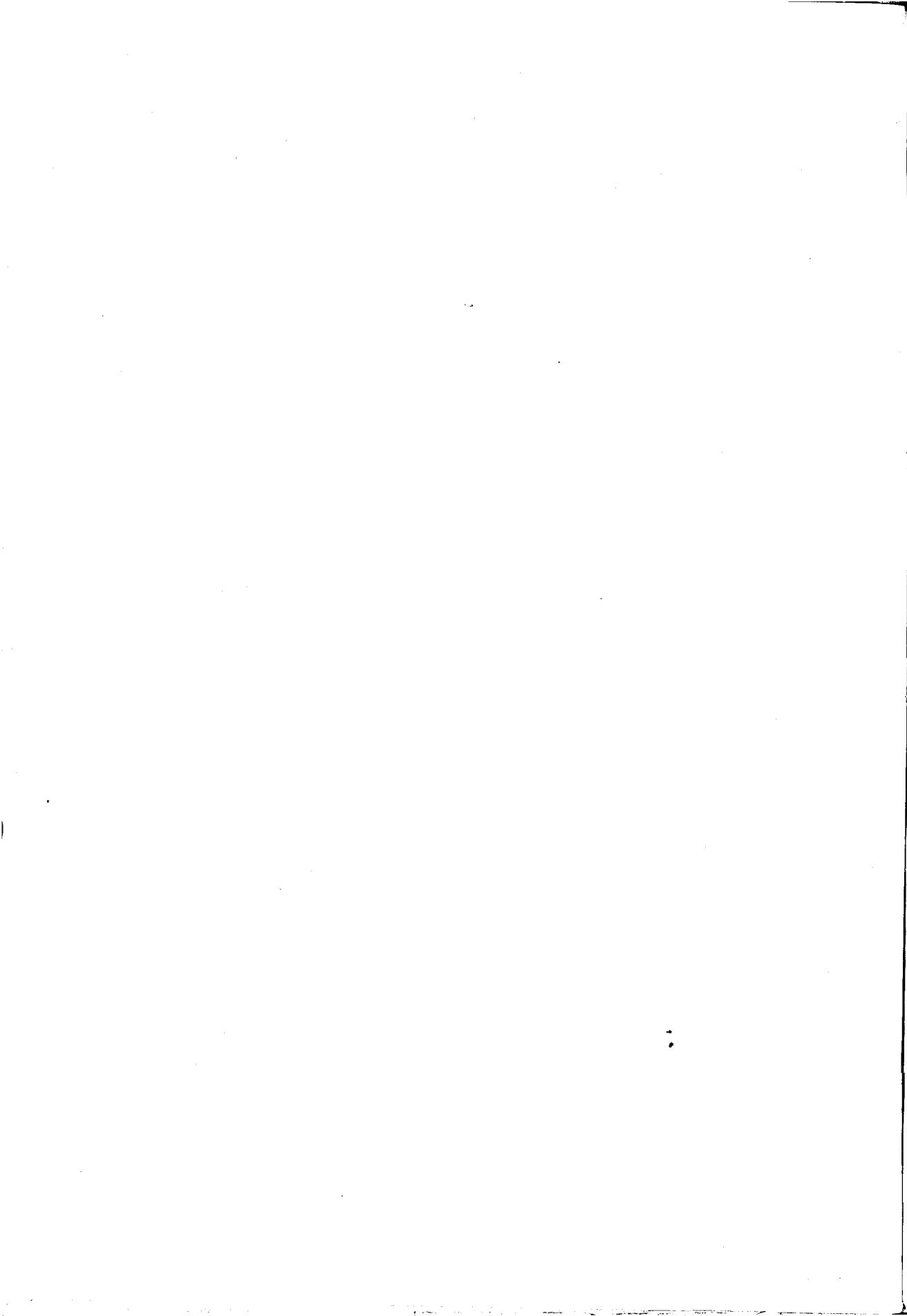
Direttore Prof. FRANCO ANELLI

Serie 4^a
Volume I - 1967

CASTELLANA - GROTTI (Bari)
1967







LE GROTTI D'ITALIA

RIVISTA DELL'ISTITUTO ITALIANO DI SPELEOLOGIA
SEZIONE DELL'ISTITUTO DI GEOLOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Direttore Prof. FRANCO ANELLI

Serie 4^a
Volume I - 1967

CASTELLANA - GROTTI (Bari)
1967

Autorizzazione del Tribunale di Bari del 12 dicembre 1956 - n. 36

Arti Grafiche A. DE ROBERTIS & F. s. p. a. - PUTIGNANO

LA QUARTA SERIE

La nostra Rivista è sorta nel già lontano 1927 per iniziativa dell'Azienda Autonoma di Stato delle Grotte di Postumia per raccogliere e coordinare intorno al più noto centro di attività speleologica i risultati delle ricerche esplorative sotterranee e degli studi speleologici italiani, che in quegli anni prendevano l'avvio, e d'iniziare con metodici criteri il Catasto delle grotte italiane.

Sempre fedele a queste finalità, la Rivista è giunta al terzo volume (1959-60) della terza serie. La lunga pausa intercorsa fra le pubblicazioni ha suggerito di dare inizio con questo volume alla quarta serie delle « Grotte d'Italia ».

La rivista si propone sempre, sono ancora le parole del compianto Presidente del Consiglio d'Amministrazione delle Grotte di Postumia, LUIGI SPEZZOTTI, di appoggiare quanti si occupano di speleologia per promuovere sempre più le esplorazioni e gli studi che ad esse si accompagnano.

La nuova serie delle « Grotte d'Italia » non si scosta molto dal programma iniziale, seguito nei suoi primi anni di vita sotto la guida di EUGENIO BOEGAN, nome sempre caro agli speleologi italiani degli anni che precedettero il secondo conflitto mondiale.

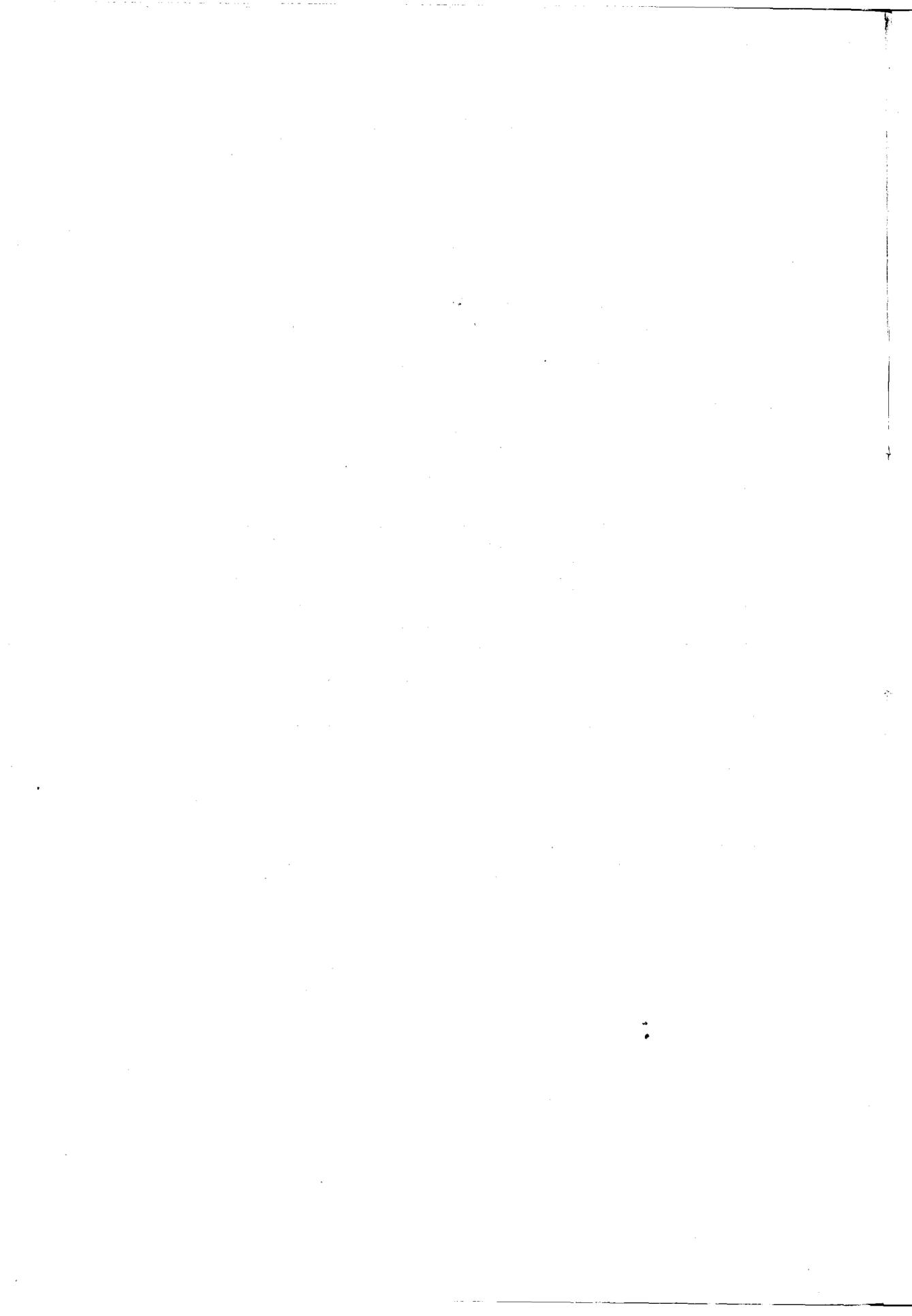
Questo primo numero della nuova serie vuol essere la fedele continuazione dei tre numeri della precedente, iniziata nel 1956 per espresso desiderio del Presidente dell'Istituto Italiano di Speleologia, il compianto nostro Prof. MICHELE GORTANI, come volume delle Memorie e delle Note presentate al VI Congresso Nazionale di Speleologia tenuto a Trieste nell'estate del 1954.

Non è mutata la veste editoriale all'infuori della tradizionale copertina, alla quale si è preferito sostituirla una nuova, più moderna.

La Direzione e il Comitato di redazione delle « Grotte d'Italia » fanno molto assegnamento sull'assidua e generosa collaborazione di tutti i cultori degli studi di Speleologia e dei ricercatori nei vari campi d'indagine del sottosuolo. La rivista potrà riprendere così, senza interruzioni, il suo posto fra i periodici di Speleologia italiani e stranieri, pubblicando, come in passato, monografie e note originali quale contributo degli Italiani alla scienza delle grotte. Essa non esclude il vastissimo e ancor fertile campo delle ricerche di geoidrologia sotterranea, geomorfologia e geologia del Quaternario, in stretta connessione tra loro nei terreni carsici, dove hanno sede le più cospicue manifestazioni dell'azione delle acque in superficie e in profondità, e dove sono conservati i documenti della storia più recente della Terra.

Castellana - Grotte, 1 dicembre 1967.

FRANCO ANELLI



Testimonianze di oscillazioni della linea di riva durante il Quaternario in due grotte della Puglia nella grotta di S. Angelo di Statte e nella grotta Zinzulusa

RIASSUNTO

La Grotta di S. Angelo di Statte presso Taranto, a 205 m. sull'odierno livello del mare, rappresenta l'antico canale di sbocco di un'estinta canalizzazione carsica sotterranea sul versante meridionale delle Murge. Sulle pareti calcaree della prima sala si osservano numerose perforazioni di molluschi litofagi marini testimoni di una spiaggia fossile attribuita dall'Autore al Milaziano (un piano del Pleistocene compreso fra il Siciliano e il Tirreniano) sollevata al livello attuale da movimenti tettonici verticali di varia entità delle masse calcaree dell'altopiano delle Murge (Calcari a Rudiste del Cretaceo superiore) durante il Quaternario medio.

La Grotta Zinzulusa sulla costa idruntina rappresenta il canale di sfocio al mare di un'antica idrografia carsica. Le esplorazioni compiute da sommozzatori nel 1956 e nel 1957 hanno superato il sifone terminale di un bacino interno di acque salmastre, detto il lago del Cocito, incontrando, nell'interno di un'ampia cavità interamente sommersa, una grossa stalagmite alta 5 m. A giudizio dell'A. l'alta stalagmite potè formarsi e raggiungere così rilevante altezza nel corso di un'antica prolungata fase di abbassamento della linea di riva dell'Adriatico e dell'Ionio che richiamò a livelli più bassi (forse di 100 m. inferiori al livello odierno) la rete idrografica carsica, prosciugando interamente la cavernetta del sifone terminale della grotta durante il Wurmiano, in una fase climatica umida oceanica che rese possibile un attivo stillicidio nell'interno della grotta.

RÉSUMÉ

Témoignages de fluctuations de la ligne de rivage pendant le Quaternaire en deux cavités souterraines naturelles de la Pouille.

La Grotte de St. Ange de Statte, près de Tarent, à 205 m. d'altitude sur le bord méridional du plateau karstique des Murges (Pouille centrale) représente une ancienne voie d'écoulement et d'émergence d'une hydrographie karstique souterraine éteinte.

Les parois calcaires de la première salle sont irrégulièrement criblées de trous de lithodomes, témoins d'une plage fossile attribuée au Milazien, un étage plus récent que le Sicilien et plus ancien que le Tyrrhénien, soulevée à plus de 200 m. du niveau actuel de la mer par des mouvements tectoniques verticaux de la masse calcaire du Cretacé supérieur le long des lignes de fracture pendant le Pléistocène moyen.

La Grotte Zinzulusa sur la côte d'Otranto représente le canal d'embochure dans la mer d'une ancienne hydrographie karstique. Les explorations faites le 1956 et le 1957 par l'Institut Italien de Spéléologie et le 1957 par le Centre Méridional de Spéléologie, ont franchi en plongée le siphon terminal du petit Lac du Cocyte de presque de 40 m.

de longueur; immédiatement au de là du siphon les plongeurs ont rencontré une grande stalagmite haute de 5 m. entièrement immergée, qui atteste une longue et ancienne phase d'oscillation négative de la ligne de rivage de l'Adriatique et de l'Jonienne pendant la glaciation Würmienne. Cette oscillation rappelle à des niveaux plus bas (peut-être de 100 m. au dessous du niveau actuel) le réseau hydrique souterrain des eaux karstiques en laissant à sec le lac du Cocyte de la caverne terminale présentement submergée d'eau saumâtre.

Le regioni costiere di recente sollevamento dell'Italia peninsulare mostrano distinte linee di riva quaternarie a differenti altezze, superiori, secondo qualche Autore (TREVISAN, TONGIORGI, 1958) ai 500 m. e riferibili sia a movimenti tettonici o isostatici, sia a trasgressioni eustatiche. Pertanto è sempre estremamente difficile valutare l'età dei due ordini di fenomeni che interferiscono l'un l'altro.

Per quanto si riferisce alla Puglia, i movimenti quaternari di differente ampiezza, riconoscibili sui versanti adriatico e ionico del tavolato calcareo murgiano, sono confermati da osservazioni compiute nell'interno di due grotte, nella *Grotta di S. Angelo di Statte* (Pu. 392) e nella *Grotta Zinzulusa* (Pu. 107) sulla costa d'Otranto della penisola salentina.

1. LA GROTTA DI S. ANGELO DI STATTE

La Grotta di Sant'Angelo di Statte si apre a 205 m. sul livello del mare, a tre chilometri verso l'interno della costa ionica; la cavità è lunga 256 m. e rappresenta lo sbocco di un canale dell'inaridita idrografia carsica del versante meridionale delle Murge, si tratta molto verosimilmente del braccio saliente di un'estinta sorgente valchiusana (Tav. I, fig. 1).

Nell'interno della grotta, scavata nei calcari biancastri del Cretaceo superiore, il noto calcare a Rudiste, si osservano alcuni tratti di parete della prima sala cribrati da numerosi fori a sezione subcircolare, a bordi vivi, di differente diametro, fino a raggiungere i due centimetri. La prima segnalazione di questi fori, attribuiti da P. PARENZAN (1959) a molluschi litofagi marini, mi lasciò incredulo (1). Nei calcari a facies urgoniana si possono osservare frequentemente gruppi di fori scavati da molluschi terrestri del genere *Helix* i quali possono indurre in errore (FABIANI, 1952). È opportuno ricordare che numerosi fori a sezione subcircolare o leggermente ellittica, somiglianti a quelli dei molluschi litofagi, si notano frequentemente nei calcari a Rudiste e sono riferibili alla lenta azione solvente compiuta dalle acque d'imbibizione della terra rossa argillosa raccolta nell'interno della conchiglia allungata delle Ippuriti.

Fori giudicati di litodomi sono stati osservati alla fine dello scorso

(1) *Bibliografia Speleologica Italiana*. Le Grotte d'Italia (3), Castellana - Grotte, 1959, 195.

secolo da VERRI e DE ANGELIS D'OSSAT (1899) nei calcari del Cretaceo superiore lungo i versanti meridionali dell'altopiano delle Murge, al contatto con le soprastanti calcareniti pleistoceniche.

In una ricognizione esplorativa compiuta alla grotta nel gennaio del 1962 ho potuto accertare che i fori nelle pareti calcaree delle cavità interne e principalmente quelli in una grossa concrezione stalagmitica parietale della « terza sala » (Tav. I, fig. 2) sono effettivamente scavati da molluschi litofagi.

Fori di litofagi lungo le coste rocciose calcaree sono noti e si possono osservare anche in qualche grotta costiera della Puglia, nella Grotta Zinzulusa e nella Grotta Romanelli presso Capo d'Otranto delle quali parlerò in seguito. Sono stati osservati lungo la costa della penisola Sorrentina, in grotte costiere dell'isola di Capri, nella Grotta settentrionale dei Preti, nella Grotta del Porto di Tragara e in altre (KYRLE, 1947), in antri costieri del Capo Palinuro (BLANC, 1942, BLANC e SEGRE, 1953) Il compianto collega JEAN PETROCHLOS (1962) ha segnalato perforazioni di litodomi in grotte della Grecia, sulla costa della penisola di Laconia a 10 e a 14,5 m. sull'odierno livello del mare.

Non mi erano note finora segnalazioni di fori di litodomi a 200 metri sull'attuale livello del mare, come quelli osservati nella Grotta di S. Angelo di Statte, all'infuori della nota citata di A. VERRI e G. DE ANGELIS D'OSSAT. In considerazione della rilevante altezza sul livello del mare non si può evidentemente attribuire soltanto ad oscillazioni eustatiche del livello marino così notevole spostamento dell'antica linea di riva. Ho già accennato all'inizio della nota che le grandi oscillazioni marine quaternarie dipendono dalla sovrapposizione dei movimenti eustatici con quelli tettonici e isostatici. Come afferma R. SELLI (1962), nelle aree tettonicamente instabili si deve essenzialmente a questi ultimi l'altezza delle antiche linee di riva sul livello marino attuale. L'eustatismo ha potuto soltanto accelerare o rallentare localmente il fenomeno.

Come ho già accennato, è in ogni caso estremamente difficile riconoscere i rapporti fra le variazioni eustatiche (climatiche e glaciali) e quelle tettoniche (isostatiche). In Puglia sono dovuti a sollevamenti tettonici sia i terrazzi del versante meridionale delle Murge verso il Golfo di Taranto, sia quelli del versante adriatico dello stesso altopiano carsico estesamente solcato da faglie longitudinali con direzione Nord-Nord-Ovest — Sud-Sud-Est e da faglie trasversali (GORTANI, 1956, ZACCARA, RAIMONDI, MORELLI, DICEGLIE, COTECCHIA, 1956).

Nella cronologia del Quaternario è importante poter stabilire l'età dei moti generali di innalzamento e di abbassamento (isostatici e di subsidenza) della Puglia centro-meridionale. Un grande moto di abbassamento si ebbe per tutta la durata del Calabriano e all'inizio dell'Emiliano con fenomeni di forte subsidenza della Fossa Bradanica a Sud-Est delle Murge. Solo verso la fine dell'Emiliano si ebbe una fase di sollevamento, seguita da un ulteriore abbassamento generale al chiudersi del Siciliano e al principio del Milaziano.

Le perforazioni dei molluschi marini litofagi nelle pareti interne della Grotta di S. Angelo (1) potrebbero quindi essere riferite o alla prima o alla seconda delle due fasi di abbassamento del tavolato calcareo murgiano durante il Quaternario: sarei propenso a riferire le perforazioni dei litodomi alla trasgressione milazziana, più importante della Calabriana che l'ha preceduta, la più estesa del Quaternario marino adriatico-ionico che sommerse le Murge e il Salento, una trasgressione essenzialmente tettonica o, meglio ancora, isostatica secondo SELLI (2) a motivo della sua ampiezza e della sua irregolarità, succeduta alla ricordata emersione delle Murge e del Salento (sul finire dell'Emiliano e all'inizio del Siciliano) nel corso della quale si ravvivarono, come ha segnalato a suo tempo A. PASA (1953) sia le forme dell'erosione normale, sia le forme carsiche di superficie (doline, uvala e polja) e quelle profonde. L'abbassarsi del livello di base accentuò l'incisione valliva e determinò il progressivo lento affondamento del reticolo idrografico sotterraneo anche sul versante meridionale del tavolato murgiano; la Grotta di S. Angelo di Statte (3) cessò di essere il braccio saliente di una cavità di sbocco di tipo valchiusano, si rivestì internamente di concrezioni cristalline nei punti di più attivo stillicidio.

Attribuite alla trasgressione milazziana le descritte perforazioni di litodomi nelle pareti calcaree delle cavità interne e nella bassa concrezione stalagmitica della terza sala della grotta, dev'essere conseguentemente riferito alla successiva regressione post-milazziana, o addirittura al Quaternario superiore post-tirreniano, indicato dal SELLI (Loc. cit. 1962) come *Quaternaire alluvial et deltaïque*, l'accumularsi, sul fondo delle cavità interne della grotta, di depositi sabbiosi stratificati da breve ruscellamento interno e costituiti da granuli di calcare e di calcite a spigoli vivi, mancanti d'ogni traccia di arrotondamento da prolungata fluitazione idrica, o da lontano trasporto eolico, come si osserva invece nei granuli delle sabbie quarzose deposte in alcune grotte delle Murge e del Salento (4).

(1) Non ho osservato tracce di perforazioni di litodomi all'esterno della grotta; è da supporre che siano state cancellate dalla degradazione esogena durante la lunga fase di emersione post-milazziana dell'esteso tavolato murgiano.

(2) Alla trasgressione milazziana SELLI (1962) fa corrispondere i primi tre più elevati e più distinti ordini di terrazzi costieri del Crotonese (Calabria ionica) fra Strongoli e Punta Stilo, testimoni di un sollevamento della regione e di concomitanti oscillazioni glaciali eustatiche di carattere freddo. Il più alto terrazzo si trova a 140-230 m. sul l. m.

(3) Le alte sezioni trasversali in alcuni tratti delle Grotte di Castellana (Caverna dell'Altare, Corridoio del Deserto) mostrano con evidente chiarezza le prime fasi del progressivo approfondimento (lungo estese linee di frattura) dell'antica idrografia carsica sotterranea durante l'emersione del tavolato calcareo murgiano nell'Emiliano finale e al principio del Siciliano.

(4) Sabbie di lontano trasporto eolico (costituite essenzialmente da granuli di quarzo arrotondati e smerigliati) sono state osservate in una grotta presso Conversano (ANELLI, 1959-1960) e in una grotta nelle vicinanze di Sannicandro. Sono noti i depositi eolici accumulati nella Grotta Zinzulusa dei quali dirò in seguito.

Dalle sabbie deposte nella grotta, annerite da frustoli carboniosi, sono affiorati resti ossei fossili di vertebrati quaternari fra i quali un secondo metacarpale e uno scafoide-semilunare di *Felis spelaea*, specie sicuramente pleistocenica, già nota nei depositi di riempimento di grotte non lontane, in caverne aperte lungo il versante meridionale della Gravina di Matera, nelle quali il grande felino è associato ad *Ursus spelaeus*, *Hyaena spelaea*, *Bos primigenius* (SACCO, 1911) e in grotte del Salento con specie di differente significato climatico: nella Grotta delle Tre Porte all'estremo del Capo di Leuca con *Elephas antiquus*, *Rhinoceros*, *Hyaena*, *Bos primigenius*, *Cervus elaphus* (BLANC, 1959), nella Grotta del Cavallo di Santa Caterina di Nardò con *Equus (Asinus) hydruntinus*, *Bos primigenius*, *Cervus elaphus*, *Hyaena crocuta spelaea* e specie meno indicative (PALMA DI CESNOLA, 1966). Negli stessi depositi sabbiosi nerastri raccolti anche un incisivo di *Hystrix cristata* di grande mole e una piccola lama atipica di selce che potrebbe testimoniare, sia pure con qualche riserva per l'esiguità del reperto, il soggiorno temporaneo, forse molto breve, dell'uomo primitivo nella Grotta di S. Angelo di Statte durante il paleolitico medio e superiore.

2. LA GROTTA ZINZULUSA

La grotta si apre lungo la costa salentina del Canale d'Otranto: l'ingresso è imponente, alla sommità di un cumulo detritico addossato alla parete frontale dell'antro, un basso passaggio conduce nell'interno della grotta attraverso un antico canale d'erosione idrica quasi orizzontale, lungo 150 m. circa, le cui sezioni trasversali attestano una remota canalizzazione carsica sotterranea sfociante al mare.

La cavità termina in una grande sala chiamata il « Duomo » colma un tempo di un notevole deposito di guano di chirotteri che ha causato un'intensa degradazione corrosiva superficiale sulle concrezioni calcitiche e sulle pareti calcaree ricoprendole di uno spesso strato del cosiddetto latte di monte.

Nella volta del Duomo e nelle vicinanze si osservano marcate cavità cupoliformi e marmitte di effrazione scavate dall'azione erosiva di acque irrompenti con forte pressione dal braccio saliente di un sifone interno.

Sul lato sinistro del Duomo la grotta continua verso un basso canale allagato da acque debolmente salmastre; il piccolo bacino, denominato il Cocito, ospita una fauna acquatica tipicamente troglobia per la quale la Grotta Zinzulusa, e la vicina Grotta detta l'Abisso sono considerate fra le più importanti cavità carsiche naturali Italiane dal punto di vista faunistico (RUFFO, 1958).

Le esplorazioni compiute dall'Istituto Italiano di Speleologia nel 1956 e nel 1957 per invito dell'Ente Provinciale per il Turismo di Lecce, con la

collaborazione del Dipartimento Marittimo Militare di Taranto, seguite da quelle del Centro Meridionale di Speleologia nel 1957 (PARENZAN, 1958), hanno accertato che il sifone terminale del Lago del Cocito si estende per una quarantina di metri. Immediatamente al di là della parete frontale del sifone i sommozzatori hanno incontrato una grossa colonna stalagmitica, alta circa 5 m., che si eleva dal fondo di una cavità interamente sommersa da acque salmastre. La grande colonna stalagmitica è evidentemente testimone di un lontano prolungato periodo di prosciugamento del bacino durante una fase di abbassamento della linea di riva dell'Adriatico che richiamò a livelli inferiori la rete idrografica sotterranea carsica sfociante al mare.

L'abbassamento della linea di riva nella Grotta Zinzulusa trova conferma in un altro ordine di fenomeni osservati nei depositi di riempimento della Grotta Romanelli, che si apre a soli 300 m. più a Nord nella stessa falesia calcarea della ripida costa salentina del Canale d'Otranto. Mi riferisco alle ultime importanti ricerche dei compianti colleghi Prof. G. A. BLANC (1953) e suo figlio Prof. A. C. BLANC (1957): le riassumo brevemente.

La successione dal basso all'alto dei depositi di riempimento nella Grotta Romanelli ha inizio alla base con una spiaggia fossile tirreniana caratterizzata da ciottoli calcarei arrotondati al fondo di marmitte costiere di erosione marina (a 8 - 10 m. sull'odierno livello del mare) e da resti ossei di *Hippopotamus amphibius*, *Elephas antiquus*, *Rhinoceros Mercki*, *Dama dama*, ecc. associati a tracce della presenza dell'uomo, ossa bruciate al fuoco (resti di pasto) e manufatti litici.

Lo strato di ciottoli è coperto da una crosta stalagmitica dello spessore di 20-30 cm. saldata alle pareti delle marmitte. La fauna fossile quaternaria di questa crosta stalagmitica comprende le seguenti specie: *Cervus elaphus*, *Dama dama*, *Lepus europaeus*, *Oryctolagus cuniculus*, *Vulpes*, *Canis aureus* degli strati sottostanti.

Cervus, *Vulpes* e *Lepus* sono testimoni preziosi di una fase climatica umida e piovosa confermata dalla grande crosta stalagmitica sulla quale si depose più tardi uno strato di materiale rosso argilloso misto a terreno sabbioso di lontano trasporto eolico, paragonabile al löss, costituito quasi esclusivamente da quarzo a grani arrotondati e smerigliati caratteristici delle sabbie desertiche. Alle specie mammologiche sopra citate si aggiungono alcuni rappresentanti di una fauna ornitologica di steppa subdesertica fra cui *Pteroclis arenarius*, specie rarissima di suolo sabbioso e anseridi di palude costiera (BLANC A. C., 1962). Ai resti faunistici si associano strumenti di selce di un paleolitico finale.

A questo periodo climatico steppico A. C. BLANC (1942) fa corrispondere la fase della grande regressione marina post-tirreniana che determinò l'emersione dell'ampia piattaforma costiera idruntina della quale gli scandagli rivelano, per la quota batimetrica di - 100 m., una distanza di circa 10 Km. dall'attuale costa rocciosa calcarea nella quale si aprono, a brevissima distanza l'una dall'altra, la Grotta Zinzulusa e la Grotta Ro-

manelli. È pertanto durante il primo periodo di questa lunga fase dell'emersione post-tirreniana della ricordata piattaforma costiera davanti all'ingresso delle due grotte che si sarebbero formati sia la grande stalagmite sorta sul fondo del tratto terminale della Grotta Zinzulusa al di là del Cocito, sia il crostone stalagmitico deposto sui più antichi depositi di riempimento della Grotta Romanelli, ricoperto a sua volta da materiali terrosi trasportati dalla deflazione eolica sull'emersa piattaforma litorale in un periodo climatico di tipo steppico.

L'ultima trasgressione, la Versiliana di A. C. BLANC (1942), sommerge, alla fine del Quaternario, la piattaforma costiera idruntina, demolendo i depositi di riempimento accumulati all'ingresso della Grotta Romanelli e della Grotta Zinzulusa, in quest'ultima grotta il livello del mare raggiunse e superò i canali inferiori di sbocco dell'idrografia carsica sotterranea ostacolando il libero deflusso delle acque al mare: il conseguente innalzarsi verso l'interno del livello idrostatico carsico allagò fin sotto la volta la parte più interna della grotta, compresa la cavità oltre il Cocito, sommergendo nelle acque salmastre la grande stalagmite incontrata dai sommozzatori durante le esplorazioni subacquee del 1956 e del 1957 (Tav. II).

Istituto Italiano di Speleologia, Castellana - Grotte (Bari).

Bibliografia

- ANELLI F., 1959-1960. *Prime ricerche paleontologiche nella Grotta della Masseria del Monte presso Conversano (Murge di Bari)*. Grotte d'Italia (3). 3 Castellana Grotte, p. 92.
- BLANC A. C., 1942. *Variazioni climatiche ed oscillazioni della linea di riva nel Mediterraneo centrale durante l'era glaciale*. Geologie d. Meere u. Binnengewässer. 5, 2, p. 170.
- BLANC A. C., 1961. *Sur le pleistocène marin des côtes thyrréniennes et Ioniennes et les cultures associées*. Quaternaria, 4, Roma, p. 3-4.
- BLANC A. C., 1962. *Compte Rendu des séances, 2. Séance à Lecce*. Actes Deuxième Congr. Intern. Spéléol., Bari, Lecce, Salerno, ottobre 1958, 1, Castellana-Grotte, p. XXIII-XXV.
- BLANC A. C., 1959. *Giacimenti musteriani con fauna ad elefante, rinoceronte e leone sulla scogliera del Capo di Leuca*. La Zagaglia, 1, Lecce, p. 36.
- BLANC A. C., e A. G. SEGRE, 1953. *Les formations quaternaires et les gisements paléolithiques de la côte de Salerno*. IV Congr. Intern. INQUA, Excursions dans les Abruzzes, les Pouilles et sur la côte de Salerno, Roma-Pisa, p. 80.
- BLANC G. A., 1953. *La Grotta Romanelli*. IV Congr. Intern. INQUA, Excursions dans les Abruzzes, les Pouilles et sur la côte de Salerne, Roma-Pisa. p. 35-47.
- BLANC G. A. e A. C. BLANC, 1957. *Determinazione dei materiali paleontologici ed elaborazione dei dati ecologici raccolti nel giacimento della Grotta Romanelli in Terra d'Oranto*. Quaternaria, 1, Roma, p. 3-4.
- FABIANI R., 1952. *Trattato di Geologia*. Roma, p. 432.

- GORTANI M., 1956. *Recenti progressi sulla conoscenza strutturale dell'Italia*. Geotektonisches Symposium zu Ehre von Hans Stille, Stuttgart, p. 161.
- KYRLE G., 1946 e 1947. *Le Grotte dell'Isola di Capri. Studio del carsismo dell'isola con riguardo ai movimenti di spiaggia*. L'Universo, XXVI e XXVII, Firenze, p. 12 e 23 d. estr.
- PALMA DI CESNOLA A., 1966. *Il paleolitico superiore arcaico, facies ulazziana nella Grotta del Cavallo (Lecce)*. Riv. Sc. Preist., XXI, Firenze, p. 36.
- PASA A., 1953. *Appunti geologici per la paleogeografia delle Puglie*. Mem. Biogeogr. Adriatica, II, Padova, p. 246.
- PARENZAN P., 1958. *Il mistero della «Zinzulusa» svelato. Storia e biologia dell'interessante grotta di Castro Marina in Terra d'Otranto (Puglia)*. Studia Spelaeologica, 3, Napoli, p. 1-24.
- PARENZAN P., 1959. *La Grotta di S. Angelo (fraz. Statte, Taranto)*. Studia Spelaeologica, 4, p. 17-30.
- PETROCHILOS J., 1962. *Sur l'âge des grottes de la Grèce*. Actes Deuxième Congr. Inter. Spéléol. Bari, Lecce, Salerno, ottobre 1958. I, Castellana-Grotte, p. 350.
- RUFFO A., 1958. *Connaissances de la faune de la Grotte Zinzulusa*. Actes Deuxième Congr. Intern. Spéléol. Bari, Lecce, Salerno, ottobre, 1958. Appendice, Castellana-Grotte, p. 28.
- SACCO F., 1911. *La Puglia. Schema geologico*. Boll. Soc. Geol. Ital. XXX, Roma, p. 591.
- SELLI R., 1962. *Le Quaternaire marin du versant adriatique-ionien de la peninsule italienne*. Quaternaria, VI, p. 398.
- TREVISAN L. e E. TONGIORGI, 1958. *La Terra*. U. T. E. T., Torino, p. 703.
- VERRI A. e G. DE ANGELIS D'OSSAT, 1899. *Cenni sulla geologia di Taranto*. Boll. Soc. Geol. Ital., XVIII, Roma, p. 67-73.
- ZACCARA G., C. RAIMONDI, C. MORELLI, S. DICEGLIE e V. COTECCHIA, 1956. *Studio geofisico della regione pugliese*. Metano, X, 10, Padova. p. 529-571.

TAVOLE I - II

Spiegazione della Tav. I

Fig. 1. — Grotta di S. Angelo di Statte: Ingresso principale.

Fig. 2. — Grotta di S. Angelo di Statte: Perforazioni di litodomi in una concrezione stalagmitica della « terza sala ».

Spiegazione della Tav. II

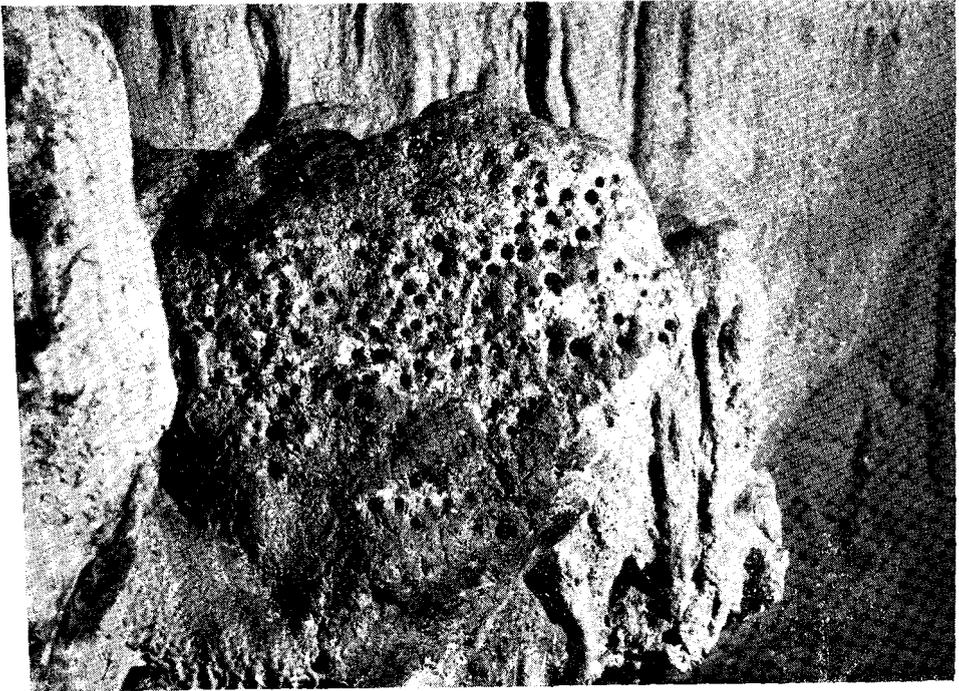
1. TIRRENIANO: oscillazione trasgressiva e conseguente invasione marina della Grotta Romanelli e della Grotta Zinzulusa fino ad un livello di circa 8 m sull'attuale.

2. POST-TIRRENIANO: oscillazione regressiva della linea di riva di forse 100 m sotto il livello odierno, emersione della piattaforma costiera antistante alla Grotta Romanelli e alla Grotta Zinzulusa. Accumulo nella Grotta Romanelli di detriti da disgregazione termoclastica e da trasporto eolico misti a terra rossa; formazione di una breccia calcarea ossifera nel vasto antro d'ingresso della Grotta Zinzulusa; deposizione, in prosieguo di tempo formazione della grossa stalagmite (S) nell'interno della Grotta Zinzulusa su fondo del bacino del Cocito (C) inaridito dall'abbassamento del livello marino.

3. CONDIZIONI ATTUALI: ultima oscillazione trasgressiva e risalita del mare fino al livello odierno.



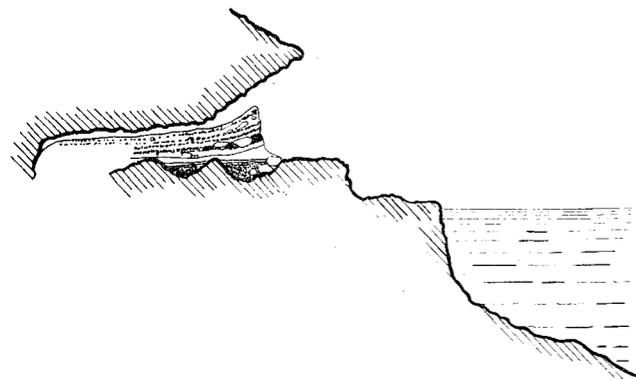
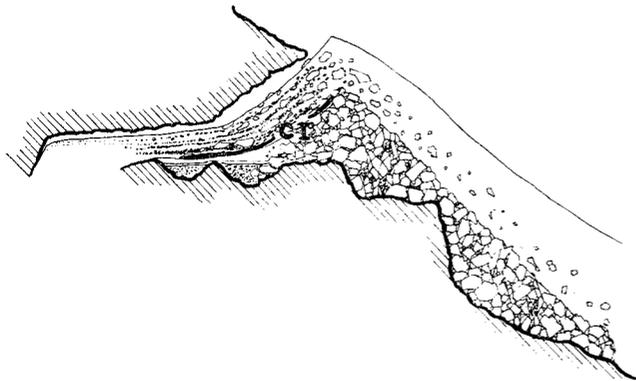
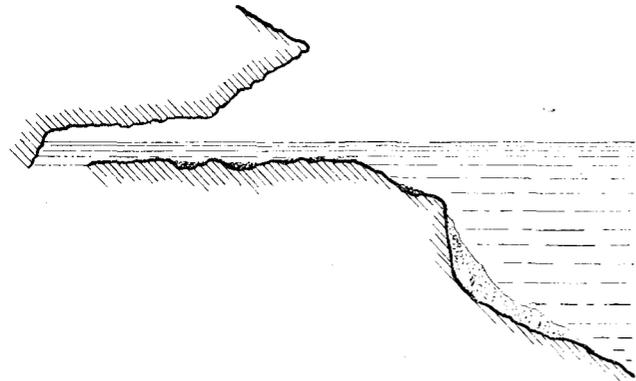
1



2

GROTTA ROMANELLI

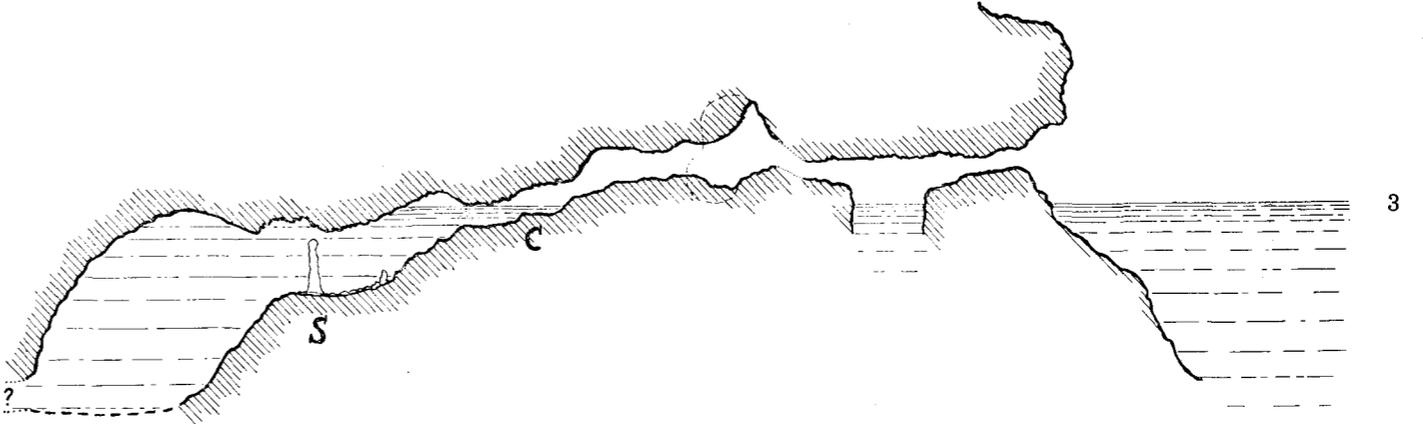
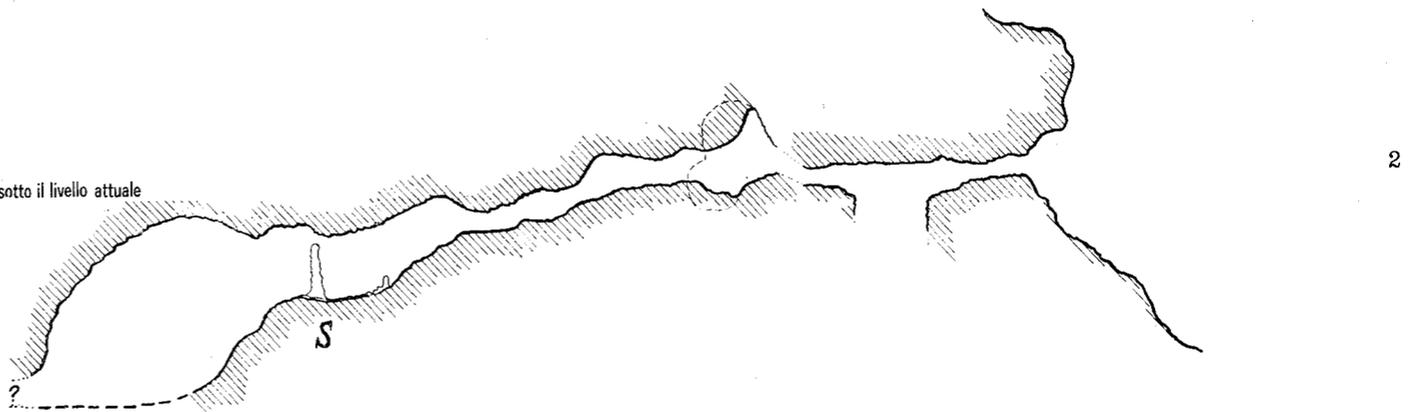
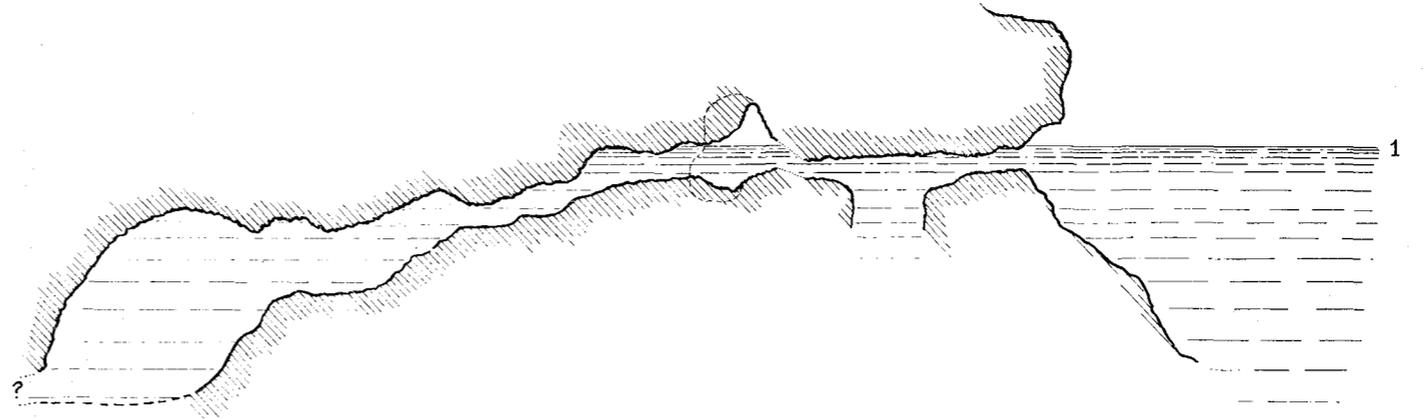
GROTTA ZINZULUSA

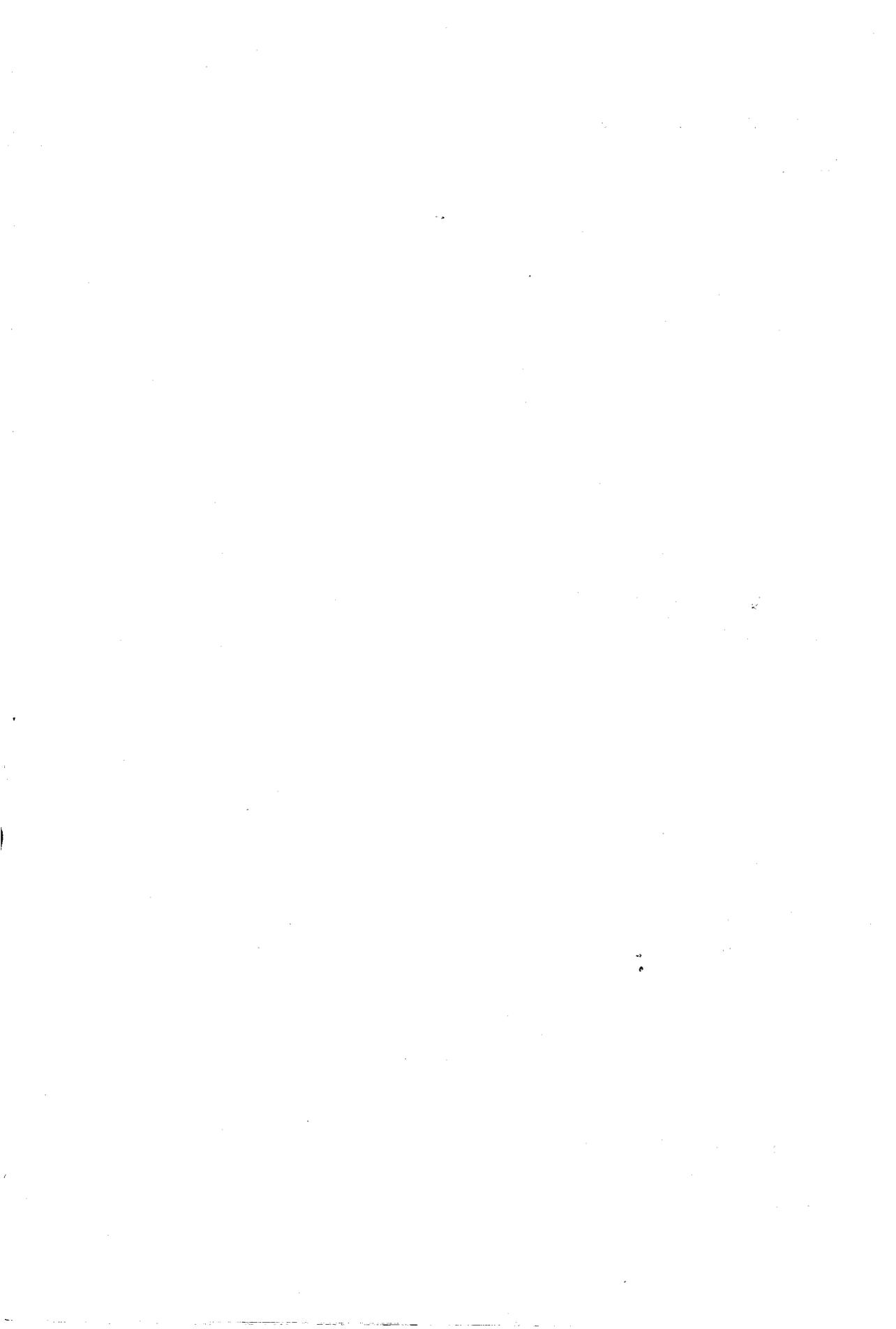


TIRRENIANO
Livello del mare a 8 m. sull'attuale

POST - TIRRENIANO
Regressione marina a circa 100 m. sotto il livello attuale

CONDIZIONI ATTUALI





Osservazioni sui canali di volta delle grotte bolognesi⁽¹⁾

RIASSUNTO

Vengono anzitutto richiamate le ipotesi formulate da vari Autori sull'origine dei canali di volta delle grotte carsiche, anche allo scopo di effettuare una prima sintesi completa degli studi finora condotti sull'argomento.

Sono poi analizzati in dettaglio i canali di volta delle grotte naturali scavate nei gessi selenitici messiniani del Pedepennino Bolognese; questi canali presentano caratteristiche morfologiche molto varie, che vengono spiegate mediante diversi meccanismi speleogenetici.

Le grotte dei gessi bolognesi risultano particolarmente ricche di canali di volta rispetto a quelle scavate in rocce calcaree, dove queste forme si riscontrano solo di rado. Ciò viene attribuito alla presenza delle potenti intercalazioni marnose tra i banchi selenitici, attraversando le quali l'acqua di percolazione poté arricchirsi di argilla in sospensione: i riempimenti argillosi sono risultati infatti un fattore fondamentale per lo sviluppo di molti canali di volta. La particolare frequenza dei canali di volta nelle grotte bolognesi può essere anche dovuta al fatto che i gessi selenitici, presentando uno scarso numero di leptoclasti rispetto ai calcari, sono meno soggetti di questi ultimi ai fenomeni *chemioclastici*, e consentono perciò più facilmente la conservazione di strutture speleologiche primarie.

Viene proposta quindi una nuova definizione di canale di volta, nel tentativo di superare le contraddizioni esistenti in merito tra gli Autori di lingua italiana, francese, tedesca e americana, dopodiché si abbozza un primo inquadramento sistematico dei vari tipi di canali di volta finora noti.

ABSTRACT

Hypotheses of several scholars concerning the genesis of *ceiling channels* in karst caves are recalled in the first part, in order to give a complete review of research made up to now on this subject.

Later on, ceiling channels of natural caves occurring in Messinian selenitic gypsa of Pedepennines in the neighbourhoods of Bologna, are analyzed in detail; these channels show different morfological aspects, which are explained by means of different genetic mechanisms of caves.

Caves of Bologna Apennines are particularly rich in ceiling channels with respect of caves of calcareous rocks, where these forms are rarely found. The fact is referred to the existence of thick marls interbedded between selenitic layers; crossing the marly beds, water was enriched in clay transported by suspension: clayey deposits of

(1) Ricerche effettuate con il contributo dell'Istituto Italiano di Speleologia e dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bologna.

caves were found to be a fundamental factor of development of many ceiling channels. Frequent occurrence of ceiling channels in caves of Bologna district can also be explained by the fact that selenitic gypsa present a small number of leptoclasia in comparison with limestones; therefore gypsa are less affected by *chemioclastic* phenomena, thus permitting an easier preservation of primary speleological structures.

A new definition of ceiling channel is then proposed, as an attempt to conciliate the different opinions on the subject among Italian, French, German and American Authors; thereafter is proposed a first systematic classification of the several kinds of ceiling channels known up to the present.

INTRODUZIONE

Nella letteratura speleologica italiana vengono indicati come « canali di volta » dei lunghi solchi incisi sul soffitto di certe grotte carsiche, dove queste presentano un andamento suborizzontale. In generale i canali di volta seguono per lunghi tratti l'asse longitudinale dei condotti ipogei, interessando porzioni più o meno ampie del loro soffitto. Talora si presentano come meandri stretti e profondi, simili a quelli scavati nei pavimenti rocciosi delle grotte dai torrenti sotterranei (Tav. III); in altri casi si possono osservare canali di volta dal fondo spianato, molto più larghi che profondi, oppure a sezione semicircolare o arcuata (Tav. IV). Lo sviluppo longitudinale di questi canali è spesso di varie decine di metri; la larghezza e la profondità variano da qualche centimetro a qualche metro.

Delle numerose grotte in terreni calcarei che ho avuto occasione di esplorare in varie regioni d'Italia, solo pochissime presentano canali di volta di un certo rilievo; ciò concorda con le osservazioni fatte da BRETZ (1956) nelle grotte calcaree degli Stati Uniti, dove queste forme si riscontrano appunto con estrema rarità. Viceversa i canali di volta sono molto frequenti nelle grotte che si aprono nei gessi messiniani del Pedepennino Bolognese; su di essi ho effettuato alcune osservazioni, che costituiscono l'oggetto del presente lavoro.

Prima di passare a descrivere i singoli casi studiati, è opportuno richiamare brevemente le varie ipotesi finora formulate sull'origine dei canali di volta.

1. STUDI PRECEDENTI SUI CANALI DI VOLTA

BÖGLI (1956) accenna brevemente ai « Wirbelkanäle » che, a suo parere, si formerebbero sulla volta di condotti ad asse orizzontale o inclinato durante il passaggio dalla « fase freatica » alla « fase vadosa » (1). Abbas-

(1) In speleologia si è ormai convenuto di indicare come « fase freatica » dell'evoluzione di una grotta quella in cui la grotta è percorsa da correnti in pressione, come « fase vadosa » quella caratterizzata da circolazione di acque a pelo libero.

sandosi sufficientemente la superficie piezometrica (1), l'acqua, che scorre ancora in condotta forzata, può aspirare aria; mescolandosi con l'acqua, l'aria determinerebbe una forte « turbolenza » (= agitazione) (2) presso il soffitto del condotto, la quale causerebbe, secondo BÖGLI, l'escavazione del canale di volta.

BRETZ (1956) afferma invece che i canali di volta (« ceiling channels ») sono una conseguenza della forte sedimentazione, prevalentemente argillosa e sabbiosa, che si verifica entro certi condotti sotterranei ad opera delle acque incanalate. Questi depositi alluvionali preserverebbero la parte inferiore dei condotti dall'azione corrosiva ed erosiva dell'acqua, costringendola a scorrere a contatto col soffitto dei condotti stessi. L'acqua inciderebbe perciò sulla volta un solco meandrizzato secondo l'andamento del torrente, cioè un « ceiling channel ». I canali di volta sono visibili, secondo BRETZ, solo quando una successiva fase erosiva abbia asportato il riempimento alluvionale del condotto primario sottostante.

BRETZ (1942, 1956) notò inoltre sui soffitti di certe grotte dei reticoli intricati di piccoli solchi tortuosi, incisi su piani di stratificazione o di litoclasti (« bedding plane anastomoses » e « joint plane anastomoses »). Secondo l'Autore questi canalicoli, di dimensioni molto minori dei « ceiling channels », si formarono durante la fase freatica, quando le acque scorrevano molto lentamente entro i giunti di stratificazione e le fratture. I filetti idrici, addensandosi lungo le linee di minima resistenza, determinarono per corrosione la formazione di piccoli « tubi ». BRETZ ammette che sul fondo di alcuni tubi i residui insolubili del calcare, accumulandosi, formassero una pellicola. Questa pellicola avrebbe preservato il calcare sottostante da un'ulteriore corrosione, per cui i tubi si sarebbero ampliati solo nella parte superiore, assumendo una sezione « a forma di bulbo ». Un successivo abbassamento del livello piezometrico (3) determinò il prosciugamento di questi canalicoli. Le « anastomoses » si troverebbero quindi solo sulla volta di caverne ampliate in seguito a crolli, quando questi abbiano interessato la roccia immediatamente a letto del giunto o della litoclasti sulla quale si erano impiantati i canalicoli suddetti.

(1) Per superficie piezometrica di una falda idrica si intende qua « la superficie reale o immaginaria della falda dove la pressione dell'acqua è uguale alla pressione atmosferica » (SCHOELLER 1955). Nel testo il termine sarà sempre usato in questa accezione.

(2) Si tratta qui evidentemente di un fenomeno di agitazione, cioè di un violento mescolamento di masse liquide e trascinarsi di bolle d'aria. Con turbolenza si intende invece una microagitazione locale che è presente anche in assenza di mescolamento con aria. Nella letteratura tedesca spesso i due fenomeni sono indicati con lo stesso termine.

(3) Per livello piezometrico si intende la quota locale della superficie piezometrica (v. nota 1 pag. 19).

MARTINI (1960), dopo una critica forse poco approfondita delle ipotesi di BÖGLI e di BRETZ, prende in esame un tipo particolare di canali di volta, e precisamente quelli che si osservano in prossimità dell'ingresso di alcune grotte orizzontali; essi si presentano come stretti solchi serpeggianti sulla volta delle gallerie e, dopo pochi metri (al massimo qualche decina), finiscono per attenuarsi e scomparire. L'Autore limita solo a questo tipo di canali il nome di « chenaux de voûte », distinguendoli praticamente da tutti gli altri. MARTINI ritiene che i « chenaux de voûte » si formino secondo un meccanismo particolare. D'estate l'aria calda, più leggera, entra nella grotta lambendone la volta, mentre l'aria fredda esce sfiorando il pavimento. Il vapor d'acqua dell'aria calda, ricco di CO₂ e quindi chimicamente aggressivo rispetto alle rocce carbonatiche, si condensa sulla volta per la forte differenza di temperatura fra l'aria e la roccia, e attacca il CaCO₃, specie se questo è molto puro. Il CaCO₃, disciolto come bicarbonato, viene asportato dalla volta ad opera della stessa acqua di condensazione, che scende verso il basso scorrendo lungo le pareti; raggiunto il pavimento l'acqua può evaporare e ricondensarsi nuovamente sulla volta, dove riprende la sua azione corrosiva, avendo prelevato altra CO₂ dall'aria della grotta. La corrosione avverrebbe praticamente solo sulla volta perchè solo qua l'acqua è ricca di CO₂.

MARTINI aggiunge poi che, teoricamente, si potrebbero formare veri « chenaux de voûte » anche in gallerie lontane dall'ingresso, che dovrebbero risultare però meno marcati, essendo minori in tal caso le differenze di temperatura. Viceversa molti di questi canali interni risultano assai più incisi di quelli osservabili presso gli ingressi. Per spiegare l'apparente contraddizione MARTINI immagina che all'azione corrosiva sopra accennata si aggiunga una attiva erosione da parte di acque incanalate. Cessate le condizioni freatiche per l'abbassamento della superficie piezometrica, le gallerie, che prima funzionavano da condotte forzate, vengono completamente inondate solo in periodi di piena dei torrenti sotterranei. In tali condizioni, durante il periodo di magra si esplicherebbe sulle volte l'azione corrosiva decalcificante dell'acqua di condensazione; in una piena successiva le acque incanalate determinerebbero per azione meccanica l'asporto della roccia già parzialmente decalcificata, accelerando notevolmente lo sviluppo dei canali di volta, che potrebbero raggiungere così dimensioni maggiori di quelli formati per semplice corrosione.

DEMATTEIS (1960) fa un'interessante distinzione fra i canali di volta « con fondo a doccia », cioè a sezione arcuata, e quelli « con fondo spianato » suborizzontale. Per i primi sarebbe accettabile l'ipotesi di un'origine freatica, poichè il fondo del canale ripete la forma dei condotti freatici (1). Per i secondi invece il fondo spianato verrebbe «... tagliato

(1) Vengono chiamati « freatici » i condotti naturali, impiantati su giunti o litoclasti, aventi una sezione trasversale subcircolare o subellittica: si ritiene infatti che queste gallerie siano state scavate da acque circolanti in condotta forzata, quindi probabilmente durante la « fase freatica ».

dal pelo libero orizzontale dell'acqua », quando essa « lambisce (senza più lavorarlo) l'eventuale punto più alto della volta, mentre sommerge e quindi usura gli eventuali punti più bassi, fino a portare il soffitto tutto al livello del punto più alto ». DEMATTEIS poi, riferendosi all'ipotesi di BRETZ sui « ceiling channels », dice che «... in teoria anche sotto il livello idrostatico si può avere il funzionamento del meccanismo che il BRETZ riserva a condizioni vadose »: ciò può accadere per esempio in un condotto freatico a forma di sifone rovescio (cioè con la concavità rivolta verso l'alto), sul fondo del quale l'acqua abbia depositato materiali alluvionali. Tuttavia, secondo DEMATTEIS, è difficile trovare esempi del genere perché un condotto freatico, per divenire accessibile, passa il più delle volte attraverso una fase vadosa che altera generalmente il primitivo modellamento freatico.

2. I CANALI DI VOLTA NELLE GROTTI BOLOGNESI

Ho già accennato nella premessa che i canali di volta si incontrano con una certa frequenza nelle grotte naturali scavate nei gessi messiniani del Bolognese, mentre nelle grotte dei terreni calcarei in generale queste forme sono alquanto rare.

Le grotte bolognesi più interessanti da questo punto di vista sono : le Grotte della Spipola (N. 5 E) (1), l'Inghiottitoio dell'Acqua Fredda (N. 3 E), la Risorgente dell'Acqua Fredda (N. 4 E), la Grotta del Farneto (N. 7 E) nel piano inferiore attivo, la Grotta delle Campane (N. 53 E), ormai distrutta da una cava, la Grotta del Tunnel, la Buca delle Gomme (N. 56 E), la Grotta Novella (N. 287 E) e la Grotta Serafino Calindri (N. 149 E) di recente scoperta. Le cavità suddette sono tutte scavate nelle colline gessose comprese tra il Torrente Savena e il Torrente Idice.

Nelle pagine seguenti sono descritti alcuni dei più caratteristici canali di volta osservati in queste grotte.

a) GROTTI DELLA SPIPOLA: CAVERNA PRECEDENTE IL SALONE DEL FANGO

In questa caverna, che si trova a circa duecento metri dall'ingresso della Spipola (2), la volta, molto ampia, è solcata per una ventina di metri da uno stretto canale serpeggiante a fondo arcuato, avente una larghezza media di 20 cm. e una profondità variabile da 10 a 40 cm.; esso è riem-

(1) Le sigle tra parentesi si riferiscono all'elenco catastale delle cavità emiliane (GRUPPO SPELEOLOGICO EMILIANO 1961, GRUPPO SPELEOLOGICO BOLOGNESE 1964).

(2) Per notizie su questa grotta si veda: FANTINI (1934), GRUPPO SPELEOLOGICO EMILIANO (1961), GRUPPO SPELEOLOGICO BOLOGNESE (1964).

pito per lunghi tratti da sedimenti prevalentemente argillosi, che vengono così ad essere sospesi sulla caverna (Tav. III).

Al termine della caverna l'asse principale della grotta, orientato nord-sud, devia bruscamente verso ovest, mentre il canale di volta mantiene la direzione precedente. Per seguirlo è necessario infilarsi in una fenditura suborizzontale alta mezzo metro, che si apre tra la volta della caverna, costituita dal letto di un banco gessoso, e il tetto del banco sottostante: la fenditura si è formata per distacco di una parte del banco inferiore, avvenuto in corrispondenza di un giunto (Tav. V, fig. 1). Sul tetto del banco inferiore è chiaramente visibile un lungo cordone a sezione semicircolare, costituito prevalentemente da argilla sabbiosa, che riproduce fedelmente l'andamento del canale di volta sovrastante. Il cordone suddetto nasconde un canalicolo, largo 10-15 cm. e profondo 10 cm. al massimo, che ne segue regolarmente il percorso. Esso appare più stretto e profondo dove il tetto dello strato presenta una lieve convessità; comunque è sempre meno largo del canale di volta sovrastante.

Il canale di volta, in questo tratto, è intasato in gran parte da sedimenti argilloso-sabbiosi con intercalazioni di sabbia e ghiaia fine, e alla sommità è rivestito da una marna scura, compatta e laminata (fig. 1). L'argilla sabbiosa mostra una netta laminazione, spesso chiaramente incrociata. Più a sud i sedimenti fini inglobano ciottoli sparsi, che raggiungono i due centimetri di diametro.

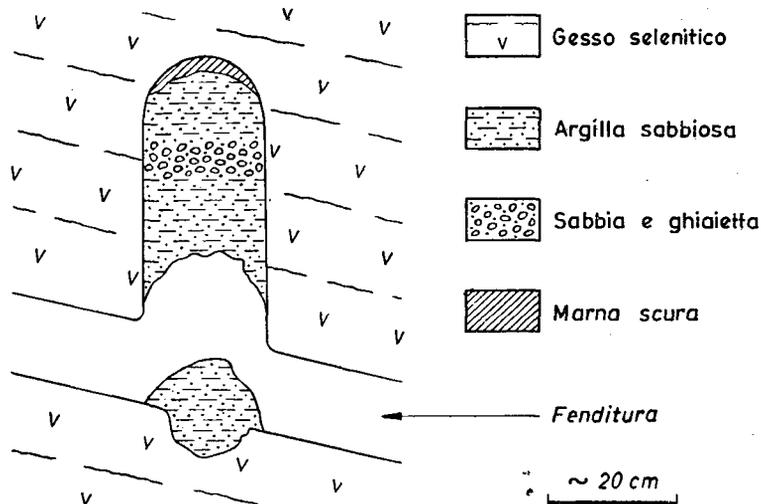


Fig. 1 - Sezione trasversale del canale di volta e del canalicolo sottostante effettuata nella parte terminale della caverna precedente il « Salone del Fango » (Grotte della Spipola). Si notino i riempimenti clastici del canale di volta e il « cordone » argilloso-sabbioso che maschera il canalicolo sottostante. Nella figura l'altezza della fenditura è stata ridotta.

Nei tratti rettilinei il canale di volta si presenta simmetrico rispetto a un piano verticale (fig. 2 a); in corrispondenza delle curve invece esso ha un andamento sempre più centrifugo verso l'alto (figg. 2 b, c, d), come i canali osservati dal BRETZ (1956) nelle Endless Caverns.

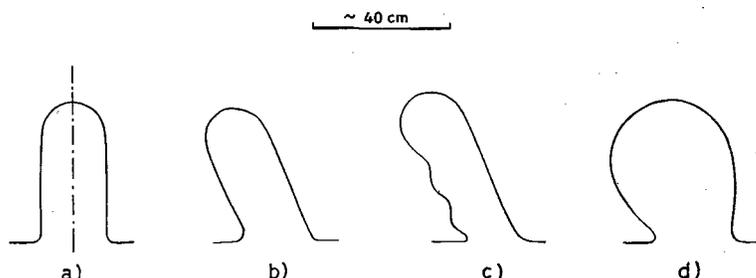


Fig. 2 - Sezioni trasversali del canale di volta della caverna precedente il « Salone del Fango » (Grotte della Spipola) nei tratti rettilinei (a) e nelle curve (b, c, d). Il fianco sinistro delle sezioni b, c, d corrisponde al fianco esterno delle curve.

Sul letto dello strato che fa da volta si possono osservare altri canali, di profondità molto minore, alcuni dei quali vanno a congiungersi con quello descritto, come immissari.

L'esempio illustrato potrebbe spiegarsi con un'ipotesi di questo genere: nella primissima fase del carsismo l'acqua circolava entro i gessi in condizioni freatiche, seguendo una qualunque soluzione di continuità della roccia, rappresentata da diaclasi, faglie e, in particolare, da giunti di strato. Ben presto in vari giunti e fratture venivano ad individuarsi dei percorsi preferenziali, che l'acqua trasformava col tempo in piccole condotte forzate (o tubi freatici) con sezione trasversale ad amigdala o ellittica, tendente in generale alla forma circolare (1). Tali sezioni dovevano essere generalmente simmetriche rispetto al piano del giunto o della frattura sulla quale si era impiantato il condotto (fig. 3).

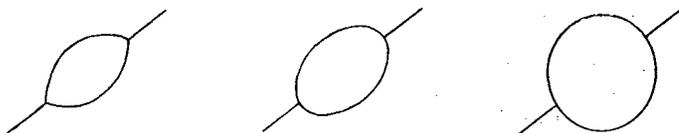


Fig. 3 - Sezioni trasversali tipiche di « tubi freatici », con traccia della fenditura (giunto di stratificazione, diaclasi, faglia) su cui si sono impiantati.

(1) V. nota 1 pag. 39.

Durante la loro evoluzione certi tubi freatici subirono un forte alluvionamento, poichè le acque superficiali, penetrandovi, perdevano velocità e abbandonavano gran parte del materiale trascinato e in sospensione. Le alluvioni, prevalentemente argillose (1), si accumulavano sul fondo di questi primitivi condotti, che veniva così protetto dall'azione escavatrice dell'acqua. La corrosione e l'erosione interessavano quindi solo la parte superiore dei condotti, che continuavano a svilupparsi esclusivamente verso l'alto, formando solchi sempre più incisi, come quello che interessa la volta della caverna precedente il Salone del Fango (2). Quando questo solco aveva ormai raggiunto le dimensioni attuali, si ebbe una prevalenza dell'alluvionamento sull'erosione, che portò alla totale ostruzione del condotto.

A quota più bassa si formò un'ampia cavità, che un setto roccioso separava dal fondo del condotto in esame (3). Dopo il riempimento di tale condotto la cavità sottostante fu interessata dai grandi fenomeni di crollo che hanno sconvolto tutto il piano superiore delle Grotte della Spipola; crollò in parte anche lo strato sul cui tetto si era formato il piccolo tubo freatico evolutosi poi verso l'alto. Tale crollo evidentemente non ha impedito che una parte del materiale di riempimento restasse entro il canale di volta, per adesione dell'argilla umida alla roccia. Il cordone argilloso-sabbioso osservato sul labbro inferiore della fessura (fig. 1) è dovuto al distacco di parte dei sedimenti obliteranti, avvenuto forse in coincidenza di un livello di minor coesione. In questo tratto è conservata anche la porzione basale dell'originario tubo freatico, mascherata dal cordone argilloso-sabbioso.

La presenza di ghiaietta e piccoli ciottoli tra le alluvioni del canale di volta nella caverna precedente il Salone del Fango indica che la velocità della corrente doveva essere discretamente elevata durante certi periodi della sua formazione. Questa velocità dovette però subire sensibili oscillazioni nel tempo, denunciate dall'alternanza di straterelli a diversa granulometria (fig. 1).

(1) L'abbondanza di argilla in queste alluvioni sotterranee è dovuta alla natura litologica delle formazioni attigue agli affioramenti gessosi e alla presenza di potenti interstrati marnosi alternati ai banchi selenitici. Solo una piccola parte dell'argilla deriva dalle impurezze insolubili della selenite.

(2) Se una successiva erosione avesse asportato i sedimenti obliteranti, questo solco sviluppatosi verso l'alto sarebbe diventato un canale di volta (anche se di dimensioni ridotte) rispetto al primitivo tubo freatico. Essendo però tali sedimenti prevalentemente argillosi, l'erosione si sarebbe potuta verificare solo ad opera di correnti con velocità piuttosto elevate. È noto infatti che la velocità minima richiesta per portare in sospensione particelle di diametro inferiore a 0,5 mm. cresce col diminuire del diametro delle particelle, raggiungendo per quelle argillose valori di 100-300 cm/sec (HJULSTRÖM 1955). Da numerose misurazioni risulta invece che la velocità media di scorrimento delle acque di grotta è inferiore a 10 cm/sec (MARTINI 1960).

(3) Non è possibile stabilire, nel nostro caso, se l'epoca di formazione di questa cavità sia anteriore, contemporanea o posteriore a quella del condotto sovrastante.

Alcune osservazioni sembrano contrastare col meccanismo sopra proposto. Anzitutto le sezioni trasversali del solco celato dal cordone argilloso-sabbioso sono generalmente semicircolari, e questo concorda con l'ipotesi freatica; ma in corrispondenza delle piccole convessità della superficie di strato su cui corre il solco, questo si approfondisce e assume una sezione a V (fig. 4), suggerendo l'ipotesi di uno scorrimento idrico a pelo libero (1). Tale

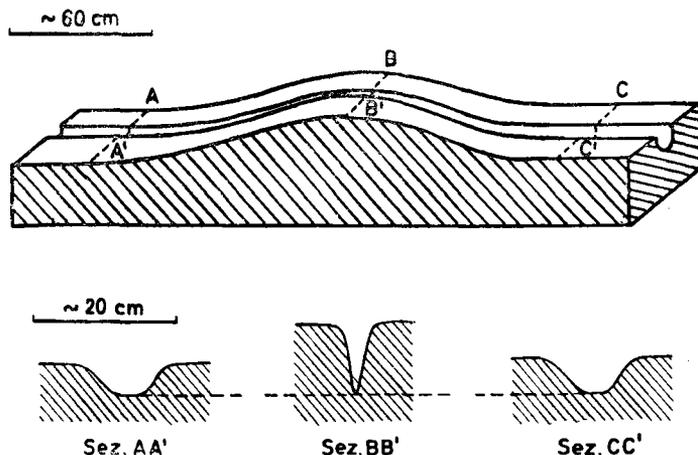


Fig. 4 - Stereogramma e sezioni trasversali di un tratto del canalicolo che si osserva al di sotto del canale di volta nella parte terminale della caverna precedente il « Salone del Fango » (Grotte della Spipola. Cfr. fig. 1)

ipotesi parrebbe confermata anche dall'andamento sinuoso, direi anzi meandriforme, del solco (ereditato poi dal canale di volta), che molti Autori, tra cui SEGRE (1948) e TROMBE (1952), considerano tipico della fase « vadosa ». È ovvio però che una corrente « freatica » in corrispondenza di un giunto suborizzontale può mutare frequentemente direzione per seguire il percorso di minor resistenza, assumendo così un andamento sinuoso.

In ogni caso il canale di volta in esame deve essersi sviluppato costantemente in condizioni freatiche; eventuali episodi vadosi possono avere interessato solo il piccolo condotto da cui ha preso origine il canale. Infatti l'instaurarsi di condizioni vadosi durante l'escavazione di questo

(1) L'approfondimento a V potrebbe essere causato semplicemente dalla presenza di una leptoclasti verticale, che però non è osservabile in questo caso.

canale di volta avrebbe dato luogo quasi certamente a una morfologia assai diversa (v. pagg. 38-39 e Tavv. VIII, IX).

Un altro fatto apparentemente strano è che la larghezza del canalico celato dal cordone argilloso-sabbioso sia sempre inferiore a quella del sovrastante canale di volta. Poichè gli strati selenitici esposti nella caverna sono separati da un sottile interstrato argilloso, l'acqua nella sua prima canalizzazione doveva scorrere fra l'argilla d'interstrato e il gesso sovrastante, che veniva rapidamente inciso (fig. 5 a). Anche l'interstrato argilloso fu eroso per tutto il suo spessore, permettendo all'acqua di venire a contatto col banco gessoso inferiore e di intaccarlo. Data la presenza dell'intercalazione argillosa l'incisione sul banco gessoso a letto risultò logicamente meno larga e profonda di quella nello strato a tetto (fig. 5 b). In seguito, a causa dell'alluvionamento, il condotto continuò ad ampliarsi solo verso l'alto, mantenendo la sua massima larghezza.

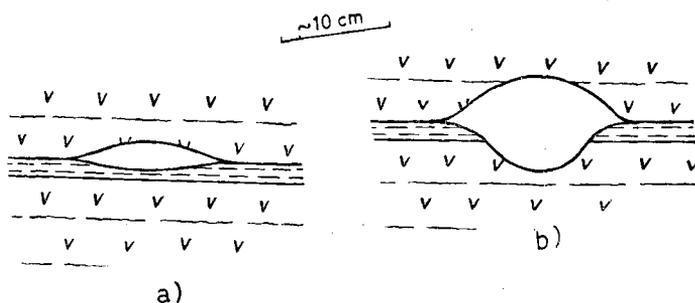


Fig. 5 - Evoluzione del condotto freatico formatosi presso la volta della caverna precedente il « Salone del Fango » (Grotte della Spipola).

Per spiegare la minor larghezza del canalico rispetto al canale di volta si potrebbe immaginare, molto più semplicemente, che il tetto dello strato inferiore sia stato parzialmente eroso dopo il suo crollo. Tale ipotesi non è però accettabile per il fatto che, in tal caso, sarebbe stato asportato il cordone argilloso-sabbioso che si nota sul pavimento della fenditura.

Concludendo, il canale di volta esaminato si è formato, a mio avviso, durante una fase di protocarsismo, in condizioni freatiche; esso è chiaramente più antico della caverna sottostante, o meglio dei fenomeni di crollo che le hanno conferito l'attuale morfologia (1).

(1) Bellissimi esempi di condotti carsici simili al canale di volta descritto si trovano alle Cave Fiorini presso Il Farneto (S. Lazzaro di Savena). Tali condotti, sezionati artificialmente, non furono interessati da fenomeni di crollo; ciò consente di os-

La forma illustrata, anche se presenta qualche analogia con le « gole rovescie » citate da DEMATTEIS (1960) (1), se ne differenzia sostanzialmente poiché queste hanno una sezione semplicemente arcuata, senza traccia delle caratteristiche pareti subparallele derivanti dall'approfondimento verso l'alto.

Il canale di volta della caverna precedente il Salone del Fango corrisponde in parte alle « bedding plane anastomoses » del BRETZ (1942, 1956), soprattutto per quanto riguarda le relazioni intercorrenti fra canale di volta e caverna sottostante. Si discosta però dalle « anastomoses » per alcuni aspetti, che si possono così riassumere :

- 1) Nel caso descritto non si tratta di un fitto reticolato, bensì di un singolo canale, con solo un paio di « affluenti ».
- 2) Il canale in esame presenta una volta arcuata e pareti piane parallele, quindi la sua sezione è diversa da quella « a bulbo » descritta dal BRETZ.
- 3) Il riempimento argilloso-sabbioso si deve essere accumulato durante lo sviluppo del canale, e non in un secondo tempo. Tale riempimento sarebbe anzi un fattore determinante nell'evoluzione del canale.

b) GROTTI DELLA SPIPOLA: SALA DELLA DOLINA INTERNA

Un altro esempio molto interessante di canali di volta si osserva a circa 350 metri dall'ingresso delle Grotte della Spipola (2), nella Sala della Dolina Interna. Il suo soffitto è interessato da un certo numero di canali di volta molto ampi; uno di essi è illustrato nella Tav. VII e, in sezione, nella fig. 6.

La parte orientale della caverna mostra chiare tracce di crollo, avvenuto per distacco in corrispondenza di un giunto (SS'): il crollo ha distrutto verosimilmente una parte del canale (tratteggiata), che doveva essere originariamente simmetrico, in sezione, rispetto alla verticale PQ.

L'origine di questo complesso canale di volta, che è orientato parallelamente alla direzione degli strati, può essere così schematizzata: dapprima si formò un tubo freatico all'altezza del punto R del giunto (fig. 6

servare che essi si sono sviluppati verso l'alto a partire da fratture allargate da una circolazione idrica (Tav. VI). Sia le fratture che i solchi sovrastanti sono riempiti da sedimenti argillosi inglobanti numerosi ciottoli molto arrotondati, del diametro medio di 1 cm.. Evidentemente anche in questo caso il fenomeno di erosione ascendente si sviluppò in una fase di protocarsismo, in seguito all'alluvionamento dei condotti drenanti.

(1) DEMATTEIS chiama gole rovescie certi solchi incisi sulla volta «... di cavità scavate lungo un piano di contatto tra roccia calcarea (sopra) e non solubile (sotto) e che corrisponderebbero a una fase freatica di corrosione».

(2) V. nota 2 pag. 21.

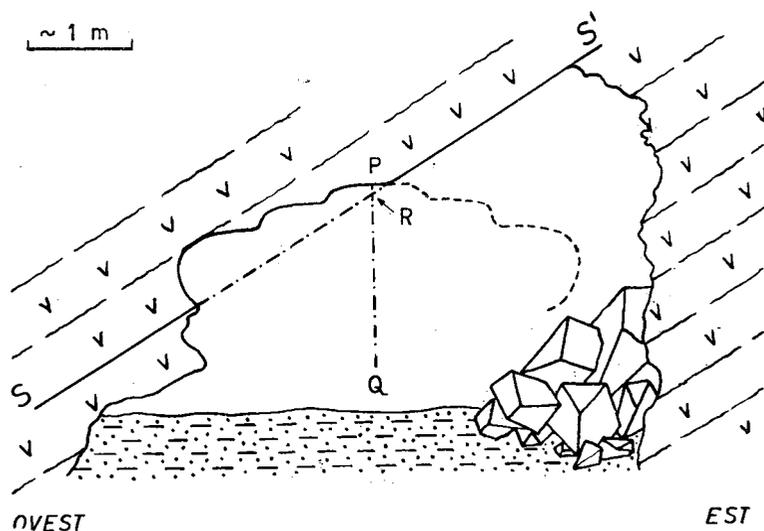


Fig. 6 - Sezione trasversale di un tratto della « Sala della Dolina Interna » (Grotte della Spipola). SS' = giunto di stratificazione; PQ = traccia del piano di simmetria del canale di volta; R = asse (in proiezione) del primitivo tubo freatico da cui prese origine il canale di volta.

e 7a), con andamento abbastanza rettilineo; successivamente il livello piezometrico locale (1) si abbassò, arrestandosi per un certo tempo alla quota AA', e divenne tangente alla volta del tubo (fig. 7b). Da quel momento l'acqua continuò ad esplicare la sua azione corrosiva ed erosiva solo nella parte sommersa del condotto, cioè quella sottostante al livello piezometrico; il condotto potè così svilupparsi lateralmente e verso il basso, ma non verso l'alto, e la sua volta, lambita dal pelo libero dell'acqua, subì una graduale orizzontalizzazione (2). Il fondo del condotto, ormai vadoso (3), assunse probabilmente una forma « a doccia ».

(1) V. Nota 3) pag. 19.

(2) Poichè tale volta è praticamente piana, non presentandó sensibili ondulazioni, si può pensare che la velocità dell'acqua che l'ha erosa fosse abbastanza bassa da non dar luogo a fenomeni di agitazione. MARTINI (1960) sostiene che la velocità dell'acqua circolante nei condotti carsici, essendo in media inferiore a 10 cm/sec, è generalmente insufficiente a causare tali fenomeni

(3) V. nota 1) pag. 18.

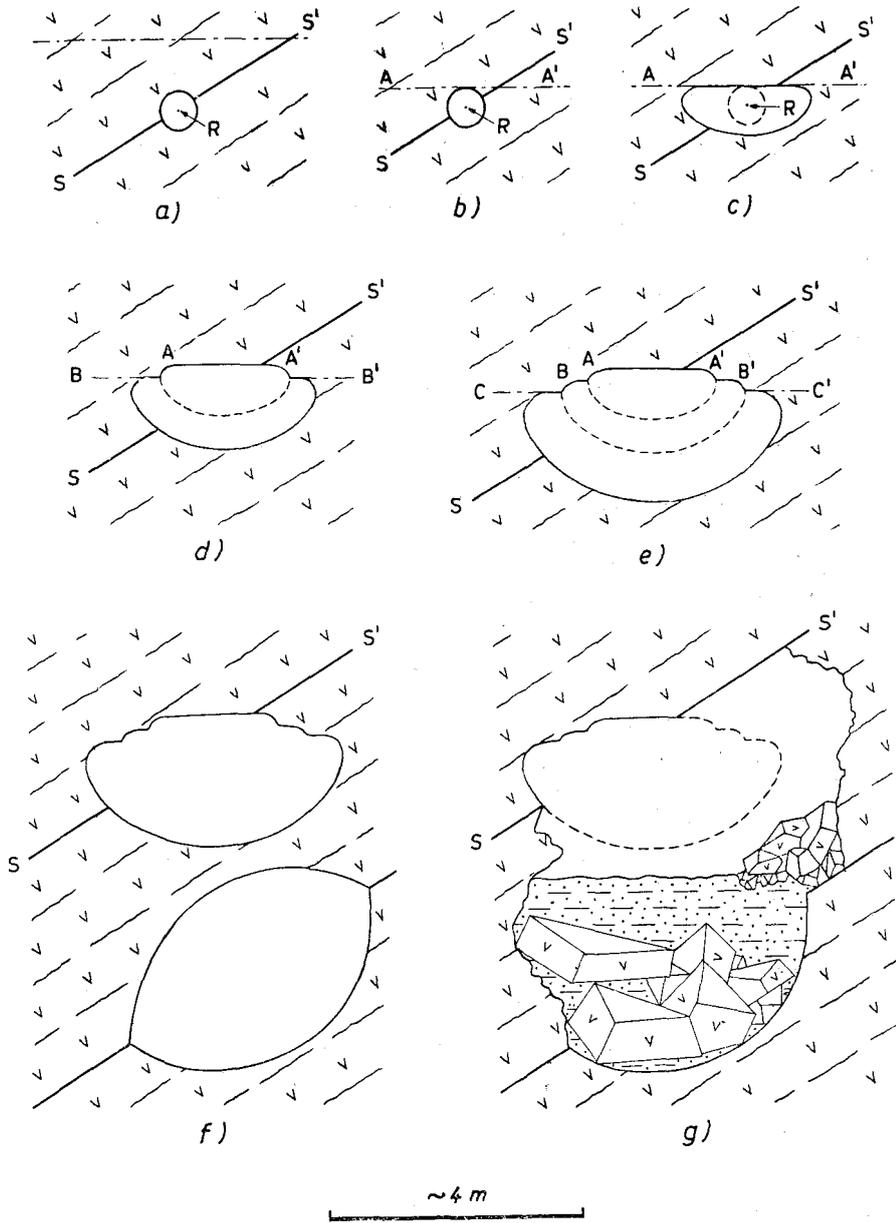


Fig. 7 - Schema evolutivo del canale di volta riprodotto in fig. 6. SS' = giunto di stratificazione; R = asse (in proiezione) del primitivo tubo freatico; AA' , BB' , CC' = quote di stazionamento del livello piezometrico. La linea a punto e tratto rappresenta il livello piezometrico nelle diverse fasi dell'evoluzione.

Evidentemente il processo si sarebbe svolto in modo analogo anche se la quota di stazionamento del livello piezometrico (AA'), anzichè risultare tangente alla volta del tubo freatico, si fosse trovata un po' al di sopra di essa. In tal caso infatti il tubo freatico si sarebbe ampliato inizialmente in tutte le direzioni, e la sua volta avrebbe raggiunto col tempo la quota piezometrica.

Dopo essere rimasto per un certo tempo alla quota AA', il livello piezometrico locale subì un ulteriore rapido abbassamento, che lo portò alla quota BB' (fig. 7 d): l'acqua continuò così ad attaccare la roccia al di sotto del nuovo livello, provocando un allargamento della parte più bassa del condotto secondo lo stesso meccanismo visto sopra. Un terzo rapido abbassamento del livello piezometrico portava il pelo libero alla quota CC', dove si aveva un terzo allargamento (fig. 7 e).

In seguito in una cavità di vaste proporzioni formatasi al di sotto di questo condotto avvennero crolli che coinvolsero il fondo e la parete orientale del condotto stesso (figg. 7 f e 7 g) (1), conferendo alla Sala della Dolina Interna la morfologia attuale.

Gli abbassamenti di livello piezometrico sono probabilmente connessi con abbassamenti del livello di base del sistema sotterraneo Spipola-Acqua Fredda, cioè con l'approfondimento dell'alveo del torrente Savena (2).

Nella Sala della Dolina Interna si può osservare un altro interessante canale la cui volta, normalmente piana, assume un profilo arcuato in corrispondenza di un leggero abbassamento (fig. 8, Tav. V fig. 2).

Una simile morfologia fa pensare che il canale in esame derivi da un condotto freatico orizzontale, formante localmente un sifone rovescio. La volta del condotto doveva essere tangente al piano orizzontale passante per AC, escluso naturalmente il tratto a sifone. Il livello piezometrico si ab-

(1) La cavità che originò i crolli potrebbe essersi formata per semplice ampliamento del condotto rappresentato nella fig. 7e, oppure essersi evoluta indipendentemente da esso (fig. 7f).

(2) In realtà il processo sopra descritto deve essersi svolto in modo più complesso. Si deve tener conto infatti che l'ampliamento progressivo della sezione del condotto doveva comportare una riduzione delle perdite di carico, e quindi un innalzamento locale della superficie piezometrica. Perchè il pelo libero dell'acqua stazionasse alle quote AA', BB', CC' possiamo ammettere che sulla superficie piezometrica continuassero ad agire le cause che ne avevano determinato l'abbassamento iniziale, e cioè che si avesse un continuo e graduale abbassamento del livello di base. I due fenomeni (ampliamento della sezione e abbassamento del livello di base), agenti in senso opposto sullo spostamento della superficie piezometrica, potevano determinare temporanee situazioni di equilibrio, tali da consentire alla superficie piezometrica di mantenersi tangente alla volta per periodi abbastanza lunghi. Quindi il livello di base locale dovrebbe aver subito un abbassamento continuo, molto rapido in certi periodi e assai lento in altri.

bassò successivamente fino alla quota AC. A questo punto l'acqua lambiva la sommità della volta nei tratti orizzontali, determinandone col tempo lo spianamento (sez. AA' e CC'); ciò non poteva accadere nel tratto a sifone rovescio, dove la volta restava ancora completamente sommersa

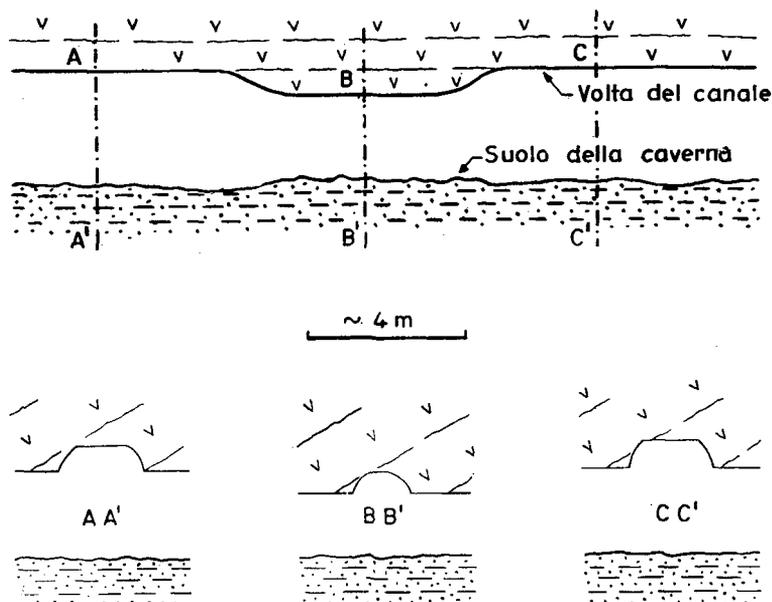


Fig. 8 - Sezione longitudinale (in alto) e sezioni trasversali di un canale di volta nella « Sala della Dolina Interna ». (Grotte della Spipola).

(sez. BB'). Se il livello piezometrico fosse rimasto per un tempo sufficiente alla quota AC (1), la volta del sifone sarebbe salita, per effetto dell'erosione, fino a raggiungerlo, dopodichè avrebbe subito lo spianamento.

Il fatto che nel canale di volta in esame il tratto a fondo arcuato si trovi a quota più bassa dei tratti a fondo spianato costituisce una verifica dell'interpretazione data da DEMATTEIS (1960) ai due diversi tipi di canali di volta (v. pagg. 20-21), che l'Autore presenta come semplice ipotesi, senza suffragarla con prove.

(1) Ciò potrebbe essersi verificato per l'instaurarsi di una situazione di equilibrio del tipo descritto a pag. 30 (nota 2).

Forme analoghe a quella descritta potrebbero trovarsi, teoricamente, anche nei « ceiling channels » di BRETZ (1956). Infatti se un condotto vadoso viene obliterato in gran parte da detriti che costringono l'acqua a scorrere contro la volta, questa potrebbe venire solo lambita in alcuni punti e sommersa in altri.

c) GROTTA DELLE CAMPANE

Alla Grotta delle Campane (1), situata sulla sinistra idrografica del Torrente Zena, quasi di fronte alle Grotte del Farneto, esistono canali di volta del tutto simili a quelli osservati nella Sala della Dolina Interna. La fig. 9a mostra la sezione trasversale di una galleria in cui sono visibili un canale di volta a fondo spianato e i successivi livelli di scorrimento dell'acqua. Il canale di volta e la galleria sottostante possono essersi formati secondo il meccanismo schematizzato in fig. 7.

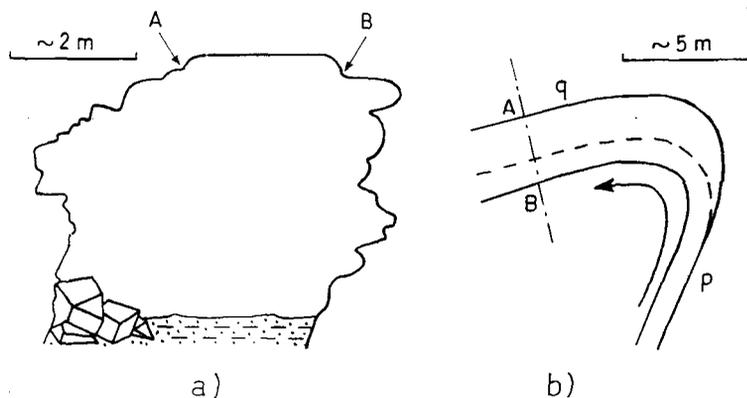


Fig. 9 - a) Sezione trasversale di una galleria con canale a volta piana (Grotta delle Campane); b) Pianta di un tratto del canale di volta nella stessa galleria. La freccia indica il verso in cui l'acqua circolava entro il canale; la curva tratteggiata corrisponde all'originaria sponda esterna del canale.

È interessante osservare che la larghezza di questo canale varia sensibilmente in corrispondenza di una curva, come mostra in pianta la fig. 9b. Per spiegare la maggiore larghezza del tratto q rispetto al tratto p, si

(1) Per notizie su questa grotta si veda: FANTINI (1934), GRUPPO SPELEOLOGICO EMILIANO (1961), GRUPPO SPELEOLOGICO BOLOGNESE (1964).

può supporre che la corrente idrica circolasse da p verso q entro un canale che aveva inizialmente una larghezza uniforme (v. linea tratteggiata in fig. 9b). Successivamente, per effetto della forza centrifuga, si sarebbe avuta una maggiore erosione sulla sponda esterna del tratto q, e quindi un maggiore allargamento di questo rispetto al tratto p.

Se questa ipotesi potrà essere verificata da altre osservazioni, costituirà un criterio per determinare il verso delle correnti circolanti nei canali di volta.

d) BUCO DELLE GOMME

La volta del Buco delle Gomme (1), grotticella poco lontana dalla Grotta delle Campane, è costituita da un ampio canale a fondo leggermente arcuato o spianato (2). Il soffitto di questo canale è generalmente suborizzontale, ma, in corrispondenza di una curva accentuata, esso presenta una sensibile inclinazione verso la sponda interna (fig. 10).

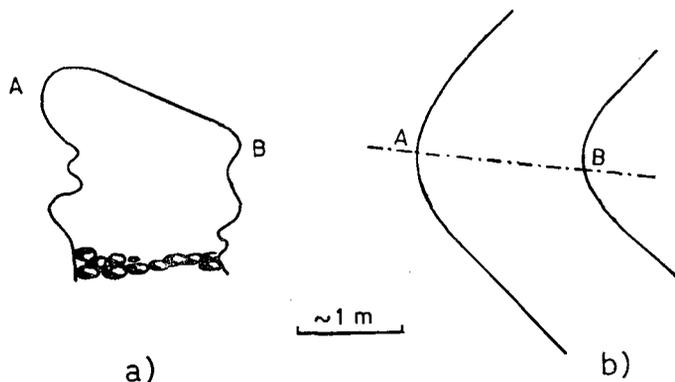


Fig. 10 - Sezione trasversale (a) e pianta (b) di una galleria con canale a volta piana in corrispondenza di una curva accentuata. (Buco delle Gomme).

Questa morfologia si può spiegare considerando che, in corrispondenza della curva, la forza centrifuga tendeva a provocare un'acclività nel pelo libero dell'acqua, che perciò « tagliava » la volta del condotto secon-

(1) Per notizie su questa grotta si veda: FANTINI (1934), GRUPPO SPELEOLOGICO EMILIANO (1961), GRUPPO SPELEOLOGICO BOLOGNESE (1964).

(2) Normalmente i canali di volta occupano solo in parte i soffitti delle grotte. In questo caso invece il canale interessa tutta la larghezza della volta; casi analoghi sono segnalati da MARTINI (1960).

do un piano non più orizzontale ma inclinato, con immersione verso il centro della curva.

Anche questa osservazione convalida l'ipotesi di DEMATTEIS (1960) per cui i canali a volta piana sarebbero scavati da una corrente idrica a pelo libero (v. pag. 20).

e) GROTTA DEL TUNNEL

La Grotta del Tunnel (1) fu scoperta casualmente solo qualche anno fa durante lo scavo di una galleria per l'estrazione del gesso, essendo le sue comunicazioni naturali con l'esterno ostruite da frane e intasamenti argillosi. Essa è ubicata circa 140 m. a ovest dell'ingresso della Grotta delle Campane (2), ed è costituita da una caverna di circa 150 mq. di superficie, che prosegue verso est per una trentina di metri in un corridoio alto e stretto.

La Grotta del Tunnel presenta ovunque marcate tracce di erosione. Sulle pareti del corridoio orientale si notano sporgenze suborizzontali a mensola intervallate da ampie rientranze, che sembrano indicare successivi livelli di scorrimento idrico (v. Tav. VIII e fig. 1 di Tav. IX). La caverna può essere suddivisa morfologicamente in due parti sovrapposte. Quella inferiore presenta una pianta irregolare e una volta piana (v. livello VV' nella sez. SS' di fig. 11). Quella superiore, molto più stretta, incide il soffitto della precedente; essa è caratterizzata da una meandrazione che si accentua sempre più verso l'alto, raggiungendo la massima intensità in corrispondenza di un canale di volta, il cui asse è rappresentato in fig. 11. Sia nella parte inferiore della caverna che in quella superiore le pareti mostrano solchi e mensole analoghe a quelle del corridoio orientale. Al termine della caverna il canale di volta imbecca il corridoio orientale incidendone il soffitto, e assume un andamento quasi rettilineo. Esso si mantiene in tutto il suo percorso sempre allo stesso livello, snodandosi su un piano suborizzontale.

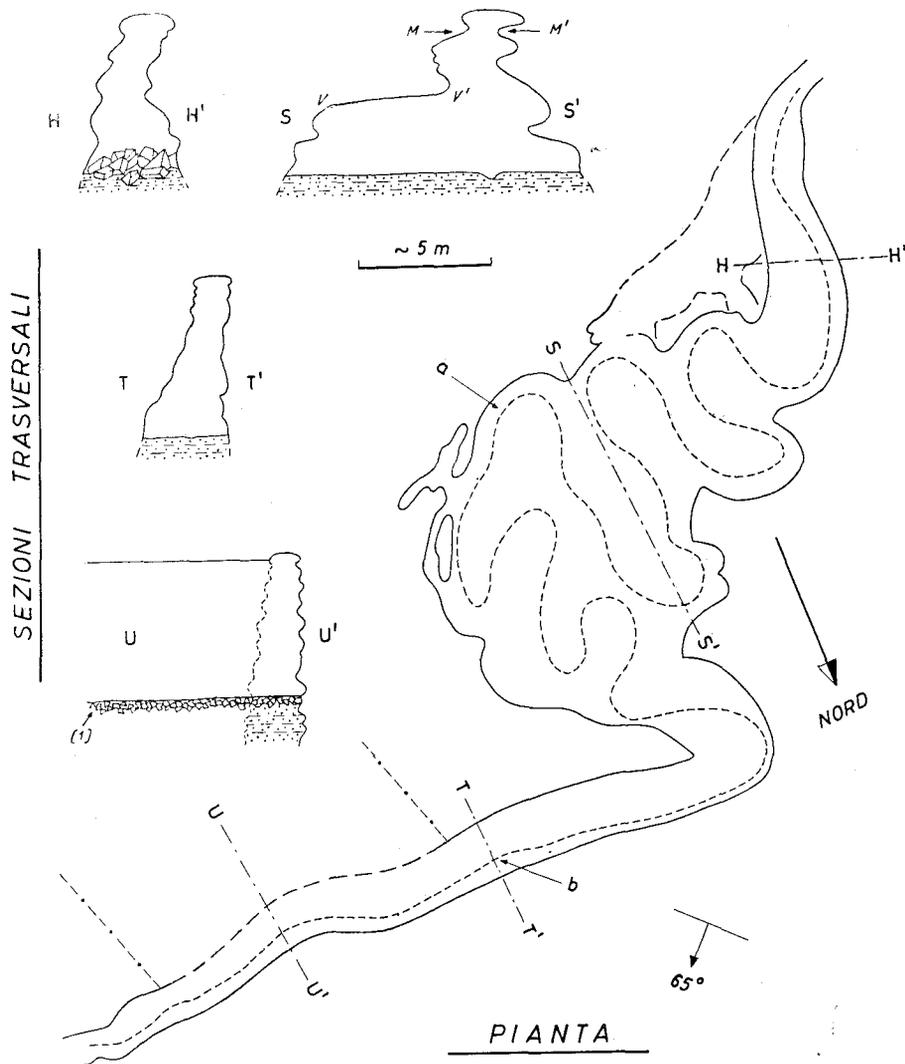
Il pavimento della grotta, costituito in gran parte da sedimenti argilloso-sabbiosi, è anch'esso suborizzontale.

Nell'inverno 1964 la galleria artificiale aveva intersecato la Grotta del Tunnel circa all'inizio del corridoio orientale. Scavando la galleria erano stati asportati per uno spessore di almeno tre metri i sedimenti costituenti il fondo della grotta; si poteva così osservare che la parte inferiore del condotto, prima obliterata, presentava sulle pareti sporgenze e rientranze ad andamento suborizzontale identiche a quelle osservabili nella parte superiore, cioè al di sopra dei sedimenti.

La Grotta del Tunnel è interamente scavata in banchi selenitici che

(1) Per notizie su questa grotta v. DONINI (1961).

(2) V. nota 1) pag. 32.



- ~~~~~ Asse del canale di volta
- Traccia della galleria artificiale
- Traccia delle sezioni
- a, b Tratti del canale di volta riprodotti nelle foto 1 e 2 di Tav. IX
- V V' Volta della parte inferiore della caverna
- M M' Mensole suborizzontali
- (1) Detrito della galleria artificiale

Fig. 11 - Rilievo topografico della Grotta del Tunnel (Rilevatore: L. DONINI).

immergono verso Nord-Est di 60° - 70° (v. Tav. VIII fig. 1), per cui la loro direzione forma un angolo di quasi 45° con quella del corridoio orientale. Le litoclasti sono generalmente normali ai giunti, e hanno un'inclinazione di 20° - 40° .

Il canale di volta della Grotta del Tunnel presenta una sezione del tutto analoga a quella di certi « tubi freatici » (v. figg. 1 e 2 di Tav. IX). Si potrebbe pensare perciò che questa grotta abbia avuto origine da un condotto freatico, la cui parte superiore, rimasta intatta, costituirebbe il canale di volta attuale; il fondo del condotto freatico sarebbe stato inciso successivamente da acque scorrenti a pelo libero, che avrebbero originato una forra sotterranea, rettilinea nel corridoio orientale e meandrizzata in corrispondenza della caverna. Il corridoio potrebbe essere l'unico tratto conservato di questa forra, mentre la caverna si sarebbe formata per una fusione delle anse meandriche, causata dalla demolizione, ad opera delle acque, dei sottili setti interposti. Il riempimento argilloso si sarebbe sedimentato in una fase tardiva dello sviluppo della grotta.

Questa ipotesi urta però contro un'obiezione fondamentale che la rende inaccettabile: se il canale di volta rappresentasse la parte superiore di un primitivo condotto freatico dovremmo trovare in corrispondenza della volta un giunto o una diaclasi suborizzontale (come il piano su cui si snoda il canale) (1). In questo caso invece i giunti e le fratture presentano una sensibile inclinazione.

Per spiegare l'andamento del canale di volta della Grotta del Tunnel è necessario, a mio avviso, risalire alla genesi e all'evoluzione della cavità stessa; in particolare si devono affrontare alcuni problemi, tra cui :

- a) indipendenza del canale di volta dall'andamento dei giunti e delle litoclasti;
- b) origine dello slargamento corrispondente alla parte inferiore della caverna;
- c) origine del riempimento argilloso-sabbioso;
- d) significato dei solchi e delle mensole parietali, e della volta leggermente arcuata del canale;
- e) variazioni nell'andamento del canale di volta, che è quasi rettilineo in corrispondenza del corridoio orientale, e fortemente meandrizzato sopra la caverna.

I primi tre problemi possono venire risolti ammettendo che, nel sistema idrico ipogeo di cui fa parte la grotta (2), l'acqua circolasse inizialmente

(1) È noto infatti che le acque carsiche seguono, nelle loro primitive canalizzazioni, le fratture e i giunti di stratificazione.

(2) La Grotta del Tunnel, insieme alla Grotta Calindri, al Buco del Cucco, alla Grotta delle Campane e al Buco delle Gomme, appartiene a una complessa rete idrografica sotterranea avente per inghiottitoio principale la Buca di Budriolo. Le acque di questo sistema ipogeo risorgono presso l'Osteriola, sulla sinistra idrografica del torrente Zena.

te in condotte forzate, le quali, seguendo l'andamento dei giunti di stratificazione e delle litoclasti, avevano in genere assi alquanto inclinati rispetto all'orizzontale. Uno di questi « tubi freatici » passava alcuni metri al di sotto della Grotta del Tunnel, non ancora formatasi, e presentava un sensibile slargamento in corrispondenza dell'attuale caverna. Durante la sua evoluzione questo condotto subì un forte alluvionamento poichè l'acqua, penetrandovi, perdeva di velocità e abbandonava il materiale in sospensione. L'alluvionamento doveva essere più intenso in corrispondenza dello slargamento, dove la velocità della corrente diminuiva ulteriormente (fig. 12).

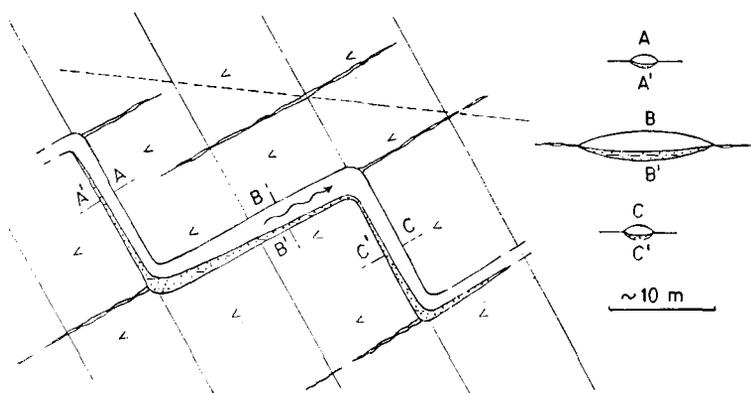


Fig. 12 - Sezione longitudinale e sezioni trasversali ipotetiche del condotto freatico da cui avrebbe preso origine, per erosione ascendente, la Grotta del Tunnel. La linea tratteggiata indica l'andamento medio della superficie piezometrica.

I sedimenti alluvionali proteggevano il fondo del condotto dall'erosione e dalla corrosione (1). La cavità continuò a svilupparsi quindi prevalentemente verso l'alto. Nei tratti in cui la volta, innalzandosi, aveva raggiunto il livello piezometrico, cessava l'erosione ascendente: a questo punto infatti il pelo libero dell'acqua, essendo tangente alla volta, poteva solo lambirla senza più innalzarla (2). Viceversa l'erosione ascendente continuava nelle parti che restavano ancora completamente sommerse.

(1) Sul fondo poteva verificarsi solo una corrosione subdetrítica, molto rallentata dal lento ricambio dell'acqua.

(2) La velocità dell'acqua doveva essere troppo bassa per dar luogo a importanti fenomeni di trascinarsi d'aria, che avrebbero determinato l'erosione della volta al di sopra del pelo libero (cfr. nota 2 pag. 28).

Così la volta di tutto il condotto divenne, col tempo, tangente alla superficie piezometrica. Questa superficie doveva avere localmente un'inclinazione di pochi gradi, forse a causa dello scarso dislivello fra l'inghiottitoio e la risorgente del sistema (1). Perciò il processo di erosione ascendente, tendendo a portare i condotti al livello della superficie piezometrica, causava, in questo caso, una sempre maggiore orizzontalizzazione dei condotti stessi. Il canale di volta della Grotta del Tunnel, dato il suo andamento suborizzontale, deve essersi formato nella fase finale di questo processo. In questa fase l'attuale canale di volta era l'unica parte della grotta libera dai sedimenti e percorsa dall'acqua: esso aveva l'aspetto di un cunicolo meandrizzato a fondo detritico con sezione subellittica (v. parte sommitale delle sezz. HH', SS', TT', UU' di fig. 11).

Un successivo abbassamento del livello di base locale fece sì che le acque sotterranee riprendessero l'erosione normale (verso il basso), asportando i sedimenti alluvionali ipogei. Si ebbe così una parziale disostruzione dei vani alluvionati. Più tardi le acque abbandonarono definitivamente la cavità per scorrere a livelli inferiori; a questo punto la morfologia della Grotta del Tunnel era esattamente quella che oggi possiamo osservare.

Il processo di erosione ascendente sopra descritto è sostanzialmente identico a quello illustrato a pag. 23 e segg. per spiegare l'origine del canale che solca la volta di una caverna della Spipola. Accettando questa ipotesi quindi l'evoluzione della Grotta del Tunnel coincide con quella del suo canale di volta. Possiamo anzi affermare che *l'attuale Grotta del Tunnel è semplicemente la parte superiore di un grande canale di volta evolutosi a partire da un primitivo condotto freatico.*

Vediamo ora di spiegare perchè il canale di volta rappresentato dalla Grotta del Tunnel, a differenza di quello illustrato in fig. 1, presenti pareti non piane, bensì solcate da incisioni semicilindriche, e una volta non semicircolare, ma leggermente arcuata.

Una simile morfologia può spiegarsi, a mio avviso, ammettendo che il processo di erosione ascendente sopra descritto si sia sviluppato, almeno nell'ultima parte, durante un periodo di innalzamento del livello di base locale, accompagnato da una graduale diminuzione di portata delle acque sotterranee. Possiamo immaginare che la volta del primitivo condotto freatico abbia raggiunto a un certo momento, durante il processo di erosione ascendente, il livello piezometrico locale; si formò così un canale a volta piana e fianchi a doccia (fig. 13a) (2). Successivamente, innalzan-

(1) Attualmente il fondo della Buca di Budriolo si trova a quota 156, mentre la risorgente dell'Osteriola è a quota 86 (v. nota 2, pag. 36): si ha quindi un dislivello di 70 metri su una distanza lineare di 1 km., per cui la pendenza media del sistema ipogeo è certamente inferiore a 4°. Dall'esame geomorfologico della zona risulta che tale pendenza non doveva essere molto maggiore all'epoca della formazione di questo sistema.

(2) V. pag. 28.

dosì il livello di base locale, cioè l'alveo del torrente Zena, anche il livello piezometrico si spostò verso l'alto, e il canale a volta piana si trasformò nuovamente in condotta forzata. È noto che l'erosione dell'acqua scorrente sotto pressione in un condotto appiattito è maggiore sulle pareti più vicine tra loro. Perciò, instauratosi il regime freatico, il condotto a volta piana si trasformò assumendo una sezione ellittica (fig. 13b) (1). Contemporaneamente sul suo fondo si accumulavano altri sedimenti, anche per effetto della diminuzione di velocità della corrente, connessa con la diminuzione della portata.

L'innalzamento del livello di base locale non doveva avvenire in modo continuo, ma subire temporanei arresti, dovuti probabilmente a cause climatiche, che determinavano temporanee stabilizzazioni dei livelli piezometrici. Durante uno di questi arresti la volta del condotto freatico raggiunse, innalzandosi, il nuovo livello piezometrico (fig. 13 c), e subì, col tempo, un secondo spianamento (fig. 13 d). Un successivo innalzamento del livello di base riportò il condotto in condizioni freatiche.

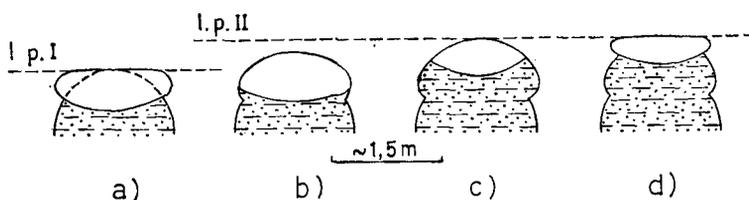


Fig. 13 - Schema evolutivo della Grotta del Tunnel, nell'ipotesi che il suo sviluppo sia avvenuto durante un periodo caratterizzato da un innalzamento del livello di base locale (e quindi del livello piezometrico) e da una graduale diminuzione di portata. La curva tratteggiata nella Fig. 13a indica l'andamento della volta del condotto prima dello spianamento; le linee orizzontali l. p. I, l. p. II rappresentano successive quote di stazionamento del livello piezometrico.

(1) Il fenomeno è spiegabile con la formula di CHÉZY :

$$U = \chi \sqrt{\frac{\Omega}{B}} i$$

dove: U = velocità dell'acqua, Ω = area della sezione del condotto, B = perimetro della sezione del condotto, i = pendenza del condotto, $\chi = C \left(\frac{\Omega}{B}\right)^{1/6}$ (GAUCKLER-MANNING), essendo C funzione della scabrezza delle pareti. La formula indica che l'acqua scorre tanto più facilmente (cioè con velocità tanto maggiore) quanto maggiore è l'area Ω della sezione del condotto in rapporto al perimetro B .

Il succedersi di diversi cicli simili a quello descritto potrebbe giustificare la presenza delle solcature suborizzontali sulle pareti della Grotta del Tunnel, che corrisponderebbero ai fianchi a doccia dei « condotti » sovrapposti, e la forma arcuata della volta del canale, che si sarebbe formata nella fase illustrata dalla fig. 13 b.

Che la portata delle acque sotterranee andasse gradualmente diminuendo durante questo processo di erosione ascendente sarebbe dimostrato, a mio avviso, dalle sezioni trasversali della Grotta del Tunnel, che si restringono tutte, più o meno sensibilmente, verso l'alto (v. fig. 11).

L'ipotesi per cui la Grotta del Tunnel si sarebbe scavata durante un periodo caratterizzato da un innalzamento del livello di base locale e da una diminuzione della portata idrica ci consente di spiegare anche perchè il solco che oggi si osserva sulla volta di questa grotta sia quasi rettilineo nel corridoio orientale e fortemente meandrizzato sopra la caverna. La parte inferiore della caverna si è formata secondo lo schema illustrato in fig. 13. Durante il suo processo di innalzamento il livello piezometrico locale si stabilizzò per un certo periodo alla quota VV' (v. fig. 11); la volta del condotto freatico sottostante, evolvendosi verso l'alto, raggiunse questo livello e fu quindi spianata dall'erosione. Prima che il livello piezometrico riprendesse a salire, la corrente sotterranea subì una forte diminuzione di portata, per cui l'acqua a un certo momento occupava completamente solo il fondo dei condotti più stretti (per esempio del corridoio orientale), mentre, in corrispondenza della caverna, divagava sulle alluvioni formando meandri dal letto piuttosto largo. Questi meandri dovevano essere sede di un attivo alluvionamento, poichè rallentavano la velocità dell'acqua; perciò il loro letto si innalzò sempre più, finchè l'acqua fu costretta a scorrere nuovamente a contatto col soffitto, incidendo così un solco meandrizzato sulla volta spianata della caverna. Successivamente il livello piezometrico subì un ulteriore innalzamento, seguito da un nuovo periodo di stasi. Il solco meandrizzato si approfondì verso l'alto per erosione ascendente, finché la sua volta raggiunse il nuovo livello piezometrico. Il processo continuò a svilupparsi secondo lo schema illustrato in fig. 13. Approfondendosi verso l'alto il solco accentuò la sua meandrizzazione (1).

Concludendo, tutti i principali caratteri morfologici della complessa Grotta del Tunnel possono venire spiegati ammettendo che il suo sviluppo sia avvenuto in due fasi successive: la prima caratterizzata da un innalzamento del livello di base locale e da una diminuzione di portata delle

(1) È noto che nei meandri incassati, sia subaerei che sotterranei, la curvatura delle anse si accentua sempre più scendendo verso il basso. Ciò è dovuto al fatto che in questi meandri il normale sviluppo delle anse si combina con l'approfondimento dell'alveo. Lo stesso fenomeno può verificarsi, teoricamente, se dei meandri sotterranei, anzichè approfondirsi verso il basso per effetto della gravità, si approfondiscono verso l'alto per erosione ascendente.

correnti sotterranee, la seconda da un abbassamento del livello di base che, riattivando nella grotta l'erosione normale, la svuotò in gran parte dai sedimenti e ne modificò più o meno la morfologia. La diminuzione di portata verificatasi nella prima fase può essere dovuta in parte allo stesso innalzamento del livello di base che, facendo diminuire la pendenza della superficie piezometrica, avrebbe determinato una diminuzione di velocità nelle correnti sotterranee. È molto probabile però che questa diminuzione di portata sia dovuta soprattutto a una diminuzione della piovosità, per cui la prima fase dello sviluppo della grotta si potrebbe far coincidere con una fase cataglaciale; tanto più che, secondo GÈZE (1961), proprio durante i cataglaciali nelle grotte sarebbe fortemente aumentata l'entità degli apporti detritici, dando luogo a riempimenti analoghi a quelli che sembra occludessero un tempo gran parte della Grotta del Tunnel. Dobbiamo però tener presente che il livello di base del sistema carsico di cui fa parte la Grotta del Tunnel dipende da un tratto dell'alveo del torrente Zena (v. nota 2 pag. 36). Quindi l'innalzamento del livello di base suddetto deve aver coinciso con un sovralluvionamento di questo tratto, che è situato a breve distanza dallo sbocco in pianura del torrente. Ora, secondo TONGIORGI e TREVISAN (1941) il corso inferiore dei fiumi con sbocco in pianura subirebbe in generale una forte deiezione con conseguente sovralluvionamento durante le fasi anaglaciali, caratterizzate da un aumento delle precipitazioni. Pur essendo gli elementi a nostra disposizione insufficienti per risolvere questa contraddizione, la morfologia della Grotta del Tunnel e di altre risorgenti della zona induce a ritenere che l'innalzamento del corso inferiore del torrente Zena a cui si è accennato non sia avvenuto in condizioni anaglaciali, secondo lo schema di TONGIORGI e TREVISAN, ma durante una fase cataglaciale.

Per spiegare le assolcature parietali della Grotta del Tunnel è possibile formulare un'altra ipotesi; anziché ammettere che queste si siano formate durante la fase di erosione ascendente accompagnata da progressivo alluvionamento, si potrebbe supporre viceversa che siano state modellate durante la fase di erosione discendente. In tal caso il canale formatosi sulla volta del primitivo condotto freatico poteva avere una morfologia a pareti piane e volta semicircolare (v. fig. 1). I solchi e le mensole parietali indicherebbero rispettivamente temporanee stabilizzazioni e rapidi abbassamenti del livello piezometrico locale. L'ampliamento della grotta verso il basso testimonierebbe di un graduale aumento della portata verificatosi durante la fase di erosione discendente.

Accettando quest'ultima ipotesi è però necessario ammettere un secondo alluvionamento, posteriore alla fase di erosione discendente: infatti le erosioni parietali si osservano oggi non solo nella parte libera, ma anche in quella alluvionata dei condotti (come è stato messo in evidenza dallo scavo artificiale).

f) GROTTA DEL FARNETO

Alla Grotta del Farneto (1), nella complessa diramazione che porta ai piani inferiori e al torrente sotterraneo, si trovano numerosi canali di volta simili a quelli descritti nei paragrafi precedenti. Degno di interesse è un canale a volta arcuata che occupa completamente il soffitto di un'ampia galleria (fig. 14), la cui morfologia è sostanzialmente simile a quella della

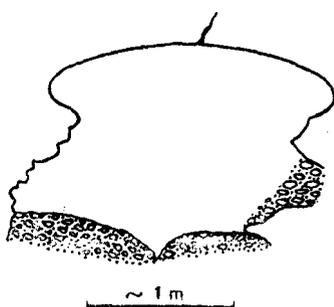


Fig. 14

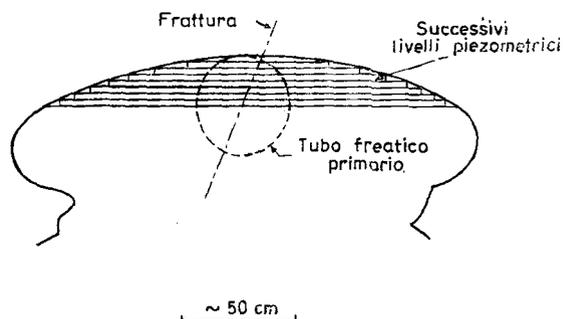


Fig. 15

Fig. 14 - Sezione trasversale di una galleria con volta completamente occupata da un canale a fondo arcuato (Grotta del Farneto). Si noti, in alto, la traccia della frattura subverticale.

Fig. 15 - Schema evolutivo del canale di volta rappresentato in Fig. 14.

Grotta del Tunnel (cfr. sezioni trasversali di fig. 11). Questo canale però non si presenta meandrizzato, ma è rettilineo e segue una frattura molto inclinata. Il pavimento della galleria è costituito da ghiaia grossolana (2) con matrice lutitico-arenitica.

Anche in questo caso il canale di volta potrebbe essere interpretato come la parte superiore di un tubo freatico impiantato su un giunto o una litoclasti suborizzontale; tale interpretazione è però inattendibile, essendo qua i giunti e le fratture assai inclinati.

D'altra parte il fatto che il canale in esame sia rettilineo e segua una frattura suggerisce l'ipotesi che esso si sia formato secondo un meccanismo più semplice di quello proposto per la Grotta del Tunnel (v. pagg.

(1) Per notizie su questa grotta si veda: FANTINI (1934), GRUPPO SPELEOLOGICO EMILIANO (1961 e 1965), GRUPPO SPELEOLOGICO BOLOGNESE (1964).

(2) Il diametro dei ciottoli raggiunge i 10 cm.

38-39). È possibile infatti che questo canale di volta derivi da un graduale abbassamento del pelo libero dell'acqua; il condotto da cui esso ha preso origine poteva essere, come nel caso illustrato in fig. 7, un tubo freatico impiantato sulla frattura subverticale e situato inizialmente a una certa profondità rispetto al livello piezometrico. In seguito all'abbassamento di quest'ultimo il pelo libero dell'acqua avrebbe cominciato a lambire a un certo momento la volta del tubo, ma per un tempo insufficiente a provocarne il completo spianamento; ciò accadeva perchè, contrariamente all'esempio della fig. 7, il livello dell'acqua in questo caso scendeva gradualmente, senza sensibili arresti. La forma leggermente arcuata del canale in esame si potrebbe interpretare quindi come la risultante di spianamenti infinitesimi avvenuti a livelli sempre più bassi (fig. 15). È possibile perciò che la galleria sottostante si sia sviluppata dall'alto al basso, per erosione normale.

g) RISORGENTE DELL'ACQUA FREDDA

Alla Risorgente dell'Acqua Fredda (1), in località Siberia, da cui escono le acque del grande sistema sotterraneo Spipola-Acqua Fredda, si incontrano altri esempi di canali con volta spianata o ad arco, spesso molto meandrizzati. Inoltre in qualche punto della grotta, dove il soffitto è costituito dal letto di un banco gessoso, si nota una fitta rete di canalicoli larghi pochi centimetri e anastomizzati (Tav. X fig. 1), che talvolta fanno capo a una specie di collettore situato a quota leggermente più bassa e di larghezza un po' maggiore. Possiamo ricondurre questi canalicoli a due tipi principali, caratterizzati dalla sezione trasversale, che può essere *a bulbo* o *a ponte*.

Quelli del primo tipo, più rari, si trovano solo in una cavernetta formata per il crollo di uno strato, di modo che il suo pavimento è costituito dal tetto dello strato crollato, e la volta dal letto di quello sovrastante (fig. 16). Il giunto fra i due strati fu certamente interessato da una circolazione idrica che ha dato luogo a una complessa rete di canalicoli, alcuni dei quali presentano una sezione *a bulbo* (fig. 17). Questi canalicoli terminano bruscamente in corrispondenza di un improvviso abbassamento del soffitto, causato da una piccola dislocazione del banco gessoso lungo una frattura verticale (fig. 16). La dislocazione è evidentemente anteriore alla formazione dei canalicoli.

Benchè non tutti i canalicoli abbiano la tipica sezione *a bulbo*, si può far rientrare il reticolo in esame tra le « bedding plane anastomoses » (BRETZ 1942, 1956), essendo spiegabile secondo lo stesso meccanismo

(1) Cfr. FANTINI (1934), GRUPPO SPELEOLOGICO EMILIANO (1961), GRUPPO SPELEOLOGICO BOLOGNESE (1964), TREBBI (1926).

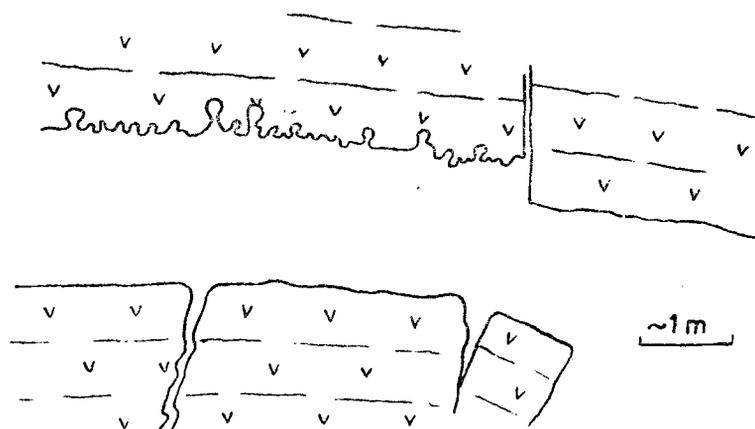


Fig. 16 - Sezione parziale di una cavernetta con volta solcata da un complesso reticolo di canalicoli, alcuni dei quali presentano la sezione « a bulbo ». (Risorgente dell'Acqua Fredda).

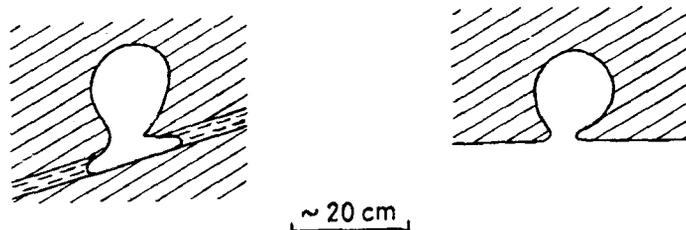


Fig. 17 - Sezioni trasversali di due canalicoli nella cavernetta rappresentata in Fig. 16.

speleogenetico (v. pag. 19). Esso si differenzia però da queste per quanto riguarda l'origine della pellicola argillosa che, proteggendo dalla corrosione la parte inferiore dei condotti che si andavano formando, ha favorito l'ampliamento della parte superiore. Nei casi studiati da BRETZ questa pellicola sarebbe formata dai residui insolubili del calcare, derivanti dalla corrosione dei canalicoli; nel nostro caso invece gran parte del materiale argilloso doveva trovarsi in sospensione nell'acqua prima che questa entrasse nei canalicoli. Si potrebbe pensare che alla formazione della pellicola abbia contribuito anche il sottile interstrato argilloso che si trova in corrispondenza del giunto lungo il quale si sono sviluppati i canalicoli in esame (fig. 18); l'argilla d'interstrato infatti, oltre a proteggere il banco gessoso sottostante

dall'attacco dell'acqua, avrebbe potuto essere rimossa da questa in certi tratti e depositata in altri. Ciò implicherebbe però che l'acqua raggiungesse localmente nei canalicoli velocità assai elevate (v. nota 2 pag. 24), contrariamente a quanto sembra logico.

I canalicoli anastomizzati con sezione *a ponte*, aventi cioè pareti subverticali parallele e volta semicircolare (fig. 19), sono molto più frequenti

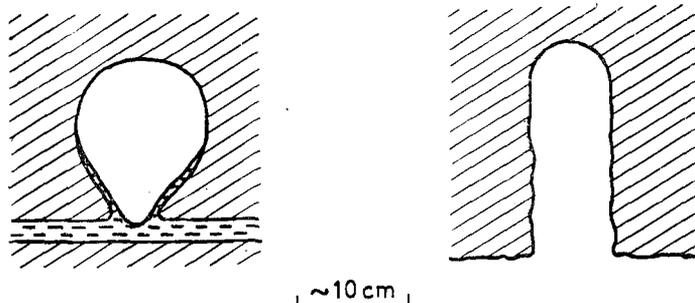


Fig. 18

Fig. 19

Fig. 18 - Esempio di canalicolo con sezione « a bulbo ». Si noti la pellicola argillosa che riveste la parte inferiore del condotto.

Fig. 19 - Esempio di canalicolo con sezione « a ponte ».

alla Risorgente dell'Acqua Fredda. Se ne può vedere un bell'esempio a una cinquantina di metri dall'ingresso della grotta (Tav. X fig. 1), su una volta di crollo corrispondente al letto di uno strato gessoso. I canalicoli, larghi da 10 a 25 centimetri, proseguono a fianco della grotta, lungo un giunto beante (fig. 20). Entro il giunto si osserva una coltre di argilla della potenza di alcuni centimetri, che oblitera la parte inferiore dei canalicoli lasciandone libera la sommità.

Probabilmente i canalicoli *a ponte* in esame si originarono come semplici « tubi freatici » al contatto tra un interstrato argilloso e il banco gessoso sovrastante, poi si svilupparono verso l'alto in seguito ad apporti detritici, esattamente come nel caso citato a pag. 21-27. La modesta erosione idrica, denunciata dalle esigue dimensioni di questi canalicoli, non riuscì ad intaccare lo strato gessoso sottostante, contrariamente a quanto è accaduto nel caso suddetto (v. fig. 1).

La disposizione reticolata dei canalicoli in esame si può forse attribuire allo stadio molto embrionale del loro sviluppo. L'acqua circolante nel giunto dapprima come un velo uniforme si è poi canalizzata in corrispondenza delle linee di minor resistenza; se il processo evolutivo fosse continuato, forse alcuni canalicoli corrispondenti a percorsi preferenziali

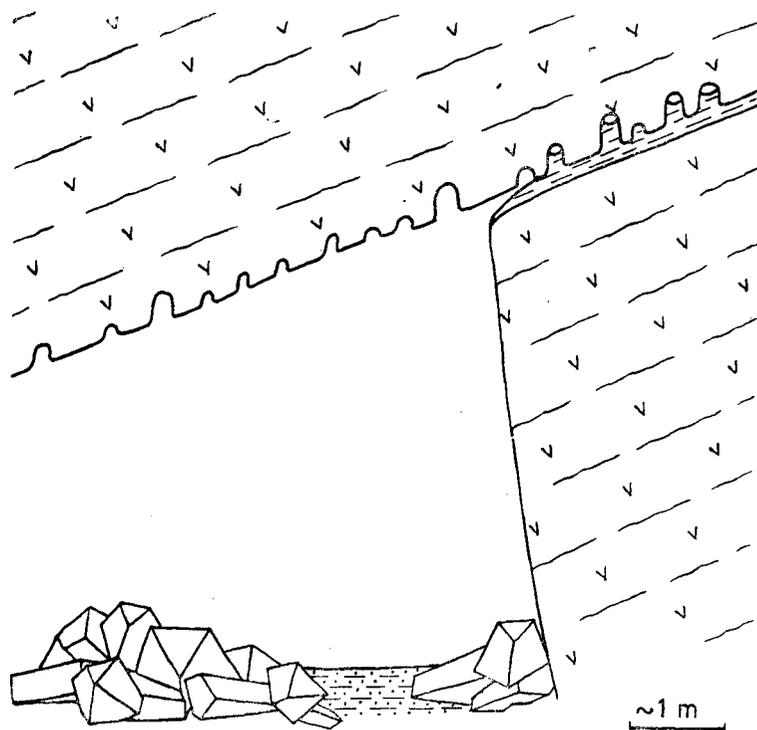


Fig. 20 - Sezione parziale di una caverna con volta solcata da un reticolo di canalicoli « a ponte ». (Risorgente dell'Acqua Fredda).

dell'acqua si sarebbero ampliati, a scapito di tutti gli altri che avrebbero finito per obliterarsi (1).

I canalicoli reticolati *a ponte* sembrerebbero rientrare, come quelli *a bulbo*, nella categoria delle « bedding plane anastomoses », da cui però si differenziano sostanzialmente per la sezione trasversale. Nei canalicoli *a bulbo*, come già ha affermato BRETZ e come si riscontra nel caso prima descritto (pag. 43-45), il deposito argilloso, formando una sottile pellicola, si limitava a proteggere la porzione inferiore dei condotti da un'ulteriore dissoluzione; in questi canalicoli l'area della sezione drenante (cioè libera

(1) Un fenomeno analogo può essersi verificato nel canale di volta della caverna precedente il Salone del Fango (v. pag. 21-27) che come ho detto, presenta alcuni « affluenti » di larghezza e profondità molto minori, probabilmente abbandonati dalle acque in suo favore.

dall'argilla) aumentava col tempo. Sul fondo dei canalicoli *a ponte* invece l'acqua accumulava via via un certo spessore di materiale argilloso da cui era spinta continuamente verso la volta, sulla quale si formava quindi un solco sempre più profondo. La sezione drenante dei canalicoli *a ponte* doveva mantenersi quasi costante, essendo il volume del gesso asportato per soluzione dalla volta all'incirca uguale a quello dell'argilla accumulatasi contemporaneamente sul fondo (fig. 21). Perciò il solco, approfondendosi

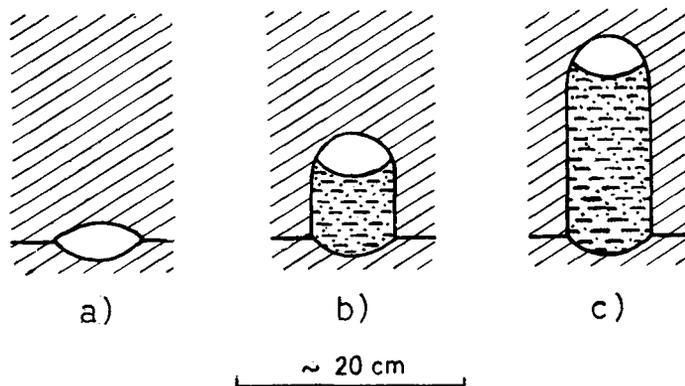


Fig. 21 - Schema evolutivo di un canalicolo con sezione « a ponte ».

verso l'alto, manteneva la sua larghezza. Il riempimento argilloso dei canalicoli *a ponte* non è affatto posteriore alla loro formazione (come accade invece per certi canali *a bulbo* studiati dal BRETZ), bensì coevo ad essa e parte integrante dell'evoluzione del canale.

I canali reticolati con sezione *a ponte* sono morfologicamente assimilabili ai « lapiaz inversés » descritti e figurati da MARTINI (1960), che però sembra indicare con questo termine tutti i piccoli solchi delle volte più o meno anastomizzati tra loro, cioè sia quelli dovuti all'azione di acque freatiche, sia quelli originatisi secondo il meccanismo del « lenar inverso » proposto da DE LLARENA (1953) (1). I canali reticolati *a ponte* sopra descritti possono rientrare evidentemente solo nel primo tipo di « lapiaz inversés », mentre non hanno nulla a che vedere col secondo.

(1) La « lenarización », o corrosione chimica delle rocce carsificabili, allargando le litoclasti o intaccando le zone più solubili della volta dà luogo a solchi che nel primo caso dovrebbero presentare un andamento molto rettilineo e angoloso, nel secondo una forte irregolarità di forma e dimensioni.

Alla Risorgente dell'Acqua Fredda, oltre ai canalicoli *a bulbo* e *a ponte*, ne esistono alcuni con sezioni del tutto particolari, come quelle riprodotte nella fig. 22, che mostrano il succedersi di diverse condizioni erosive. La sezione della fig. 22a si può spiegare infatti come quella di

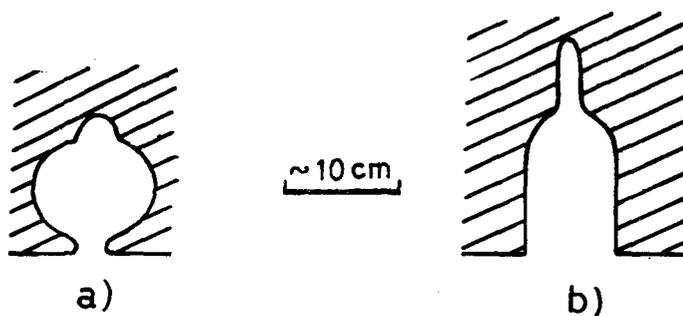


Fig. 22 - Particolari sezioni di canali di volta anastomizzati osservate alla Risorgente dell'Acqua Fredda.

un normale canalicolo *a bulbo* il quale, dopo aver raggiunto uno sviluppo completo, venne in gran parte obliterato da sedimenti che costrinsero l'acqua (probabilmente diminuita di portata) a incidere solo la parte sommitale del condotto. Il caso della sezione 22b è analogo al precedente, con la differenza che la parte inferiore del canalicolo è del tipo *a ponte* anziché *a bulbo*. Lo sviluppo di quest'ultima forma è indicato schematicamente nella fig. 23.

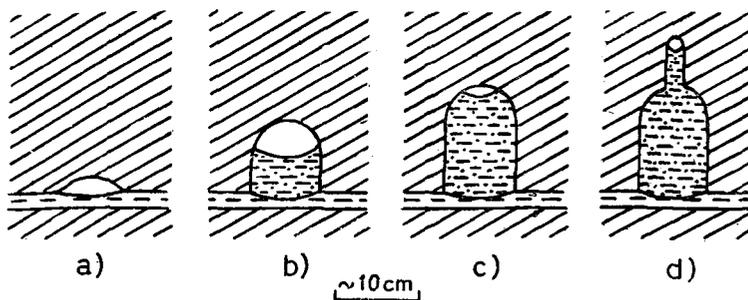


Fig. 23 - Schema evolutivo del canale di volta rappresentato in Fig. 22b.

Questi due tipi di canalicoli rappresentano semplicemente una combinazione dei casi già analizzati.

h) GROTTA NOVELLA

La Grotta Novella (1) alla profondità di 44 metri si biforca in due rami. Il ramo occidentale inizia con un pozzo di 11 metri, la cui volta si restringe rapidamente verso l'alto, assumendo il profilo di un arco a sesto acuto. Essa culmina superiormente in un profondo solco meandriforme (Tav. X fig. 2) che, data la sua posizione, è logico chiamare canale di volta.

La presenza di solchi meandriformi sulla volta dei pozzi è assai frequente nelle voragini scavate nelle rocce calcaree; se ne trovano bellissimi esempi nell'Abisso Luigi Zuffa (Alpi Apuane, BADINI 1965), nella Voragine Caracas (Alpi Marittime, BADINI, GECHELE 1965), nella Spluga della Preta (Monti Lessini, PASINI 1965). Dalla morfologia di queste voragini si desume che esse furono percorse da un torrente sotterraneo. Il torrente scavava in certi tratti un meandro incassato, precipitando più avanti in un pozzo come cascata; la soglia della cascata arretrava col tempo producendo un ampliamento del pozzo e lo « sfondamento » del meandro. Le parti superiori del meandro (pareti e volta) rimanevano intatte. Così, logicamente, man mano che il pozzo si ampliava per erosione regressiva, un tratto sempre più lungo di meandro « sfondato » veniva a trovarsi sospeso sopra il pozzo stesso.

Pur essendo le tracce dell'erosione torrentizia evidenti solo nei livelli inferiori della Grotta Novella, è molto probabile che il canale di volta in esame rappresenti un « meandro sfondato ».

3. FREQUENZA DEI CANALI DI VOLTA NEI GESSI E NEI CALCARI

Ho già rilevato fin dall'inizio che i canali di volta, se si escludono certe forme particolari, risultano essere molto più frequenti nelle grotte scavate nei gessi selenitici messiniani del Pedepennino Bolognese che in quelle da me esplorate in diverse regioni calcaree d'Italia. Sarebbe interessante stabilire se questa abbondanza di canali di volta è un fatto peculiare delle grotte bolognesi o, in generale, di tutte le grotte naturali nei gessi. Avendo effettuato finora osservazioni dettagliate su queste forme solo nei gessi bolognesi, non mi è possibile stabilire se e fino a che punto la loro frequenza sia da mettere in relazione con il tipo di roccia carsificabile in

(1) Per notizie su questa grotta si veda: DONINI, ELMI (1963).

cui sono scavate. Ritengo comunque che la straordinaria abbondanza di canali di volta nelle grotte bolognesi dipenda :

1) dall'esistenza di potenti banchi marnosi intercalati nella serie gessifera, attraversando i quali l'acqua può arricchirsi di argilla in sospensione (fattore fondamentale, come abbiamo visto, per lo sviluppo di molti canali di volta).

2) dal fatto che nei gessi selenitici del Bolognese le leptoclasti sono molto meno frequenti che nei calcari: ciò dovrebbe comportare una minore entità dei fenomeni « chemioclastici » (MONTORIOL POUSS 1951), e quindi una più facile conservazione di elementi morfologici di origine corrosiva ed erosiva, quali sono i canali di volta.

3) dallo sviluppo prevalentemente orizzontale delle grotte bolognesi, dovuto all'esigua differenza di quota fra gli inghiottitoi e i livelli di base locali: infatti i principali tipi di canali di volta si riscontrano appunto, come abbiamo visto, in condotti ad asse suborizzontale.

4. CONCLUSIONI E CLASSIFICAZIONE GENETICA DEI CANALI DI VOLTA

Dopo aver preso in esame i più interessanti canali di volta osservati nelle grotte bolognesi, possiamo cercare di trarre alcune conclusioni di carattere generale.

Gli Autori che finora si sono occupati dei canali di volta hanno riservato questo termine a certi solchi che, per una ragione o per l'altra, si sono incisi sulla volta di una cavità preesistente, e che quindi risalgono a un'epoca successiva a quella in cui si è formata la cavità stessa. Essendo però in molti casi, come si è visto, difficile, se non impossibile, stabilire se i canali sul soffitto siano più antichi o più recenti del condotto sottostante, è forse conveniente, in prima approssimazione, dare questa definizione meno vincolante: « canali di volta in senso lato » sono tutti quei solchi più o meno canaliformi, isolati o anastomizzati fra loro, che si riscontrano sulle volte delle grotte, a prescindere dalle loro dimensioni e dai loro rapporti genetici con il vano sottostante. Secondo questa definizione rientrano fra i canali di volta molte forme descritte dagli Autori con nomi diversi.

Tenendo conto dei numerosi esempi qui riportati e delle notizie bibliografiche si possono distinguere, sulla base delle caratteristiche morfologiche e della presumibile origine, i seguenti tipi di « canali di volta s. l. ».

A) CANALI PER « TURBOLENZA » (*Wirbelkanäle* di BÖGLI)

Sono stati descritti unicamente da BÖGLI (v. pag. 18), il quale peraltro non fornisce elementi sufficienti per distinguerli da altre forme, limitan-

dosi a darne una interpretazione genetica. Sarebbero dovuti, secondo l'Autore, a un trascinamento di aria da parte dell'acqua che, determinando una forte agitazione presso la volta, causerebbe la formazione del canale. Essi sarebbero naturalmente posteriori al condotto sottostante. È possibile che questi canali rientrino, in realtà, in una delle categorie che seguono.

B) CANALI SCAVATI DA ACQUA DI CONDENSAZIONE (*Chenaux de voûte* di MARTINI)

Hanno la forma di stretti cordoni serpeggianti e si trovano prevalentemente nei tratti iniziali di grotte suborizzontali. Secondo MARTINI sono dovuti alla condensazione sulle volte di vapor d'acqua ricco di CO₂ (v. pag. 19-20), e quindi risultano posteriori al condotto sottostante. I canali situati a maggior distanza dall'ingresso, che MARTINI cerca di spiegare con lo stesso meccanismo, dovrebbero rientrare quasi tutti nelle categorie seguenti.

C) CANALI PER CORROSIONE SVILUPPATISI LUNGO LITOCLASI O IN ZONE PIÙ SOLUBILI DELLA ROCCIA (*Lenar inverso* di DE LLARENA)

I primi si presentano generalmente come solchi più o meno rettilinei impostati su litoclasti, e formanti perciò sistemi subparalleli intersecantisi tra loro secondo angoli netti. Essi deriverebbero da un semplice ampliamento delle litoclasti per effetto di una corrosione operata da acque di condensazione o di percolazione ricche di CO₂.

Secondo DE LLARENA si formano solchi rovesci anche in corrispondenza di zone più solubili della roccia, sempre per effetto della corrosione.

Questi solchi da corrosione dovrebbero essere assai caratteristici e pertanto distinguibili dagli altri tipi di canali di volta: i primi per il loro andamento rettilineo e angoloso, i secondi per le forti irregolarità di forma e dimensioni che logicamente dovrebbero presentare.

I canali in esame, che rientrano nella categoria dei *lapiaz inversés* di MARTINI (v. pag. 47), sono generalmente posteriori per formazione al vano sottostante.

D) CANALI PER CROLLO O SFONDAMENTO DI TUBI FREATICI (*Ceiling half-tubes* di BRETZ)

Hanno di regola una sezione più o meno arcuata. Possono trovarsi su volte formatesi per un crollo, che ha asportato la parte inferiore di un condotto freatico, lasciandone intatta la porzione superiore; i *canali per crollo* sono anteriori almeno all'ultima fase evolutiva del condotto sottostante. I *canali per sfondamento* derivano invece dall'evoluzione di due condotti freatici paralleli e sovrapposti; questi condotti, ampliandosi per erosione, possono diventare tangenti: in tal caso il superiore risulta inci-

so sulla volta dell'inferiore, costituendo un *canale per sfondamento*. I *canali per sfondamento di tubi freatici* sono quindi coevi al vano sottostante.

E) CANALI FREATICI PER ALLUVIONAMENTO DI CONDOTTI IN CONDIZIONI VADOSE (*Ceiling channels* di BRETZ)

Hanno un aspetto del tutto simile ai meandri incisi dai torrenti sotterranei sui pavimenti rocciosi delle grotte. BRETZ li interpreta come forme di origine vadosa, scavate in un condotto preesistente da un torrente costretto a scorrere a contatto della volta in seguito all'occlusione detritica del condotto medesimo (v. pag. 19).

È logico pensare che in molti casi queste forme passino inosservate; infatti se i detriti che hanno spinto il torrente contro la volta non vengono asportati in una successiva fase di erosione normale (la quale peraltro potrebbe alterare notevolmente la morfologia del canale), alla fine del processo sarà praticabile dallo speleologo (o, comunque, libera da detriti) solo la parte sommitale del canale di volta, che verrebbe facilmente scambiata per un semplice cunicolo d'erosione dal fondo alluvionato.

BRETZ fa rientrare i *ceiling channels* nella categoria delle forme vadose, mentre DEMATTEIS (1960) osserva che il meccanismo proposto dal BRETZ per spiegarne l'origine può funzionare anche in condizioni freatiche. Mi pare più esatto dire che i veri *ceiling channels* sono forme freatiche (in quanto generate sempre da acque circolanti sotto pressione) sviluppatesi in una cavità che aveva già raggiunto le condizioni vadose, essendo percorsa da acque a pelo libero.

F) CANALI FREATICI PER ALLUVIONAMENTO DI CONDOTTE FORZATE

Sono del tipo descritto al par. a) (pag. 21 e segg.). La loro sezione trasversale è di regola « a ponte », cioè con volta semicircolare e pareti parallele generalmente verticali; l'andamento delle pareti in corrispondenza delle curve del canale può risultare inclinato e più o meno irregolare (v. fig. 2). Questi canali di volta derivano sempre da primitivi « tubi freatici » impiantati su giunti o litoclasti poco inclinate. Il loro meccanismo di formazione è sostanzialmente identico a quello proposto da BRETZ per i *ceiling channels*, in quanto anche in questo caso le acque canalizzate sono state costrette ad erodere la volta del condotto primitivo sospinte dai sedimenti accumulatisi sul fondo del medesimo. Anche morfologicamente questi canali freatici sono simili ai *ceiling channels* (1). La differenza fondamentale

(1) I *ceiling channels* dovrebbero presentare in genere un andamento più tortuoso, derivando spesso da torrenti meandrizzati. Abbiamo visto però che anche piccoli tubi freatici impiantati su giunti di stratificazione suborizzontali possono presentare percorsi sinuosi, che vengono poi ereditati dai canali di volta (v. pag. 25).

fra le due forme sta nel fatto che i canali in esame si sviluppano sulla volta di condotti percorsi da acqua in pressione, i *ceiling channels* invece sulla volta di cavità interessate da circolazione vadosa.

In generale anche i *canali freatici per alluvionamento di condotte forzate*, come i *ceiling channels*, possono riconoscersi quando l'erosione normale abbia asportato i sedimenti obliteranti, senza tuttavia modificare eccessivamente la morfologia del condotto; oppure quando siano stati sezionati casualmente dall'erosione o da uno scavo artificiale (vedi nota 1 pag. 26). Può accadere invece, come nel caso descritto al par. a) (pag. 21 e segg.), che questi canali solchino volte originatesi per un crollo, avvenuto in corrispondenza del giunto o della litoclasti su cui si era impiantato il primitivo tubo freatico; oppure volte di gallerie che, ampliandosi per erosione, hanno raggiunto dal basso il condotto stesso. Perciò in alcuni casi il vano sulla cui volta si osservano questi canali freatici si è evoluto indipendentemente da essi, ed è posteriore, almeno nell'ultima fase del suo sviluppo, alla loro formazione, contrariamente a quanto accade per i *ceiling channels*. In questi casi i canali freatici in esame sono distinguibili dai *canali per crollo o sfondamento di tubi freatici*, che non presentano pareti subparallele.

La forma tipica dei *canali freatici per alluvionamento di condotte forzate* può essere alterata da fasi di scorrimento a pelo libero, verificatesi durante la loro evoluzione (1); in tal caso i canali di volta presentano sulle pareti assolcature suborizzontali parallele, corrispondenti ad altrettanti episodi vadosi (v. pagg. 38-40). Per distinguere questi ultimi dai veri canali freatici potremmo chiamarli *canali per alluvionamento freatico-vadosi*.

Spesso canali freatici di piccole dimensioni formano fitti reticoli anastomizzandosi variamente sui soffitti delle grotte (v. pag. 45 e segg.). Tali reticoli sono distinguibili dalle *anastomoses* del BRETZ in base alla sezione trasversale dei canalicoli, che è «a ponte» anziché «a bulbo» (v. pag. 46-47); essi rientrano probabilmente nella categoria dei *lapiaz inversés* descritti da MARTINI (1960), mentre devono essere distinti dai solchi dovuti al fenomeno del *lenar inverso* di cui parla DE LLARENA (1953) (v. pag. 47 e 51).

G) CANALI FREATICI CON SEZIONE « A BULBO » (*Bedding plane anastomoses* e *joint plane anastomoses* di BRETZ)

Si presentano tipicamente come tubi freatici con sezione « a bulbo », cioè stretti in basso, larghi e rotondeggianti nella parte superiore. Sono sempre situati immediatamente al di sopra di un giunto di stratificazione o di una frattura suborizzontali. L'altezza e la larghezza massima di questi canali sono generalmente di pochi centimetri, salvo rari casi citati da BRETZ in cui essi risultano « ... larghi abbastanza per strisciarci dentro ». I *canali*

(1) Ciò può accadere in teoria anche per i *ceiling channels*.

a *bulbo* dovrebbero derivare da piccoli condotti freatici formati in corrispondenza di un giunto o di una frattura; durante l'evoluzione di questi condotti una pellicola di sedimenti argillosi, generalmente residui di decalcificazione, ne ha protetto la parte inferiore dalla corrosione, consentendo l'ampliamento della parte alta e quindi lo sviluppo della sezione « a bulbo ». L'accumulo della pellicola argillosa potè verificarsi, secondo BRETZ, in quanto l'acqua circolava nei condotti con velocità molto bassa e moto essenzialmente laminare, ed era dotata di una capacità di trasporto quasi nulla.

I *canali a bulbo* finora osservati si trovano sempre raggruppati a formare fitti reticoli. Essi sono visibili solo sulla volta di cavità ampliate per crolli, quando questi abbiano interessato la roccia immediatamente a letto del giunto o della litoclasti sulla quale si erano impiantati i condotti primitivi. Questi reticoli quindi si formarono prima che il vano sottostante si sviluppasse completamente. Le *bedding plane anastomoses* e le *joint plane anastomoses* sono facilmente riconoscibili, come si è detto, dai *reticoli dei canali freatici per alluvionamento di condotte forzate* e dai *lapiaz inversés* di MARTINI, nei quali la sezione trasversale dei canalicoli è di regola « a ponte ».

H) CANALI VADOSI A VOLTA PIANA (*Canali di volta con fondo spianato* di DEMATTEIS)

Sono caratterizzati dalla volta piana suborizzontale e da sponde semicilindriche o, più spesso, semplicemente arcuate (v. Tav. IV Foto 1). Questa morfologia, come spiega bene il DEMATTEIS (1960), è dovuta al fatto che, per un certo periodo, l'acqua ha percorso un condotto preesistente lambendo il punto più alto della volta, senza più usurarlo, mentre ha sommerso ed eroso i punti più bassi, fino a portare tutto il soffitto al livello del punto più alto; essi risulterebbero quindi « tagliati » dal pelo libero suborizzontale dell'acqua. Questi canali sono evidentemente più recenti del vano di cui hanno spianato la volta. Quando si trovano incisi su soffitti di crollo, come nel caso osservato alla Sala della Dolina Interna (fig. 6), è più difficile stabilire in che rapporto stiano col vano sottostante (v. nota 1 pag. 30): è certo comunque che la loro formazione è anteriore ai crolli.

I) CANALI A VOLTA ARCUATA NON SEMICIRCOLARE

Hanno la volta ad arco di cerchio, con raggio di curvatura più o meno grande rispetto alla larghezza massima del canale, ma sempre molto maggiore della sua metà; le sponde sono generalmente semicilindriche o semplicemente arcuate, come nei *canali a volta piana*.

I *canali con volta ad arco* da me osservati si formarono probabilmente secondo due diversi processi. Alcuni sarebbero derivati dall'instaurarsi di una circolazione a condotta forzata in un precedente *canale a volta piana*, e quin-

di sarebbero forme freatiche (v. pag. 38-39). Altri potrebbero essersi formati invece all'inizio della circolazione vadosa, per lento e graduale abbassamento del pelo libero, e pertanto rientrerebbero nella categoria delle forme vadose (v. pagg. 42-43).

Dovrebbero trovarsi anche esempi di canali in cui la volta arcuata rappresenta una forma di transizione dalla volta semicircolare alla volta piana, denunciando quindi un passaggio da condizioni freatiche a condizioni vadose.

In teoria anche canali per alluvionamento (v. par. E ed F) evolutisi esclusivamente in condizioni freatiche potrebbero presentare una volta arcuata anziché semicircolare.

I canali con volta ad arco possono dunque avere vari significati speleogenetici. Non si può dare un criterio generale che serva a stabilire in ogni caso quale sia l'origine di un certo canale arcuato; spesso si potranno avere utili indicazioni in proposito osservando l'andamento del canale in relazione a quello dei giunti di stratificazione e delle litoclasti (cfr. pagg. 42-43).

I canali a volta arcuata possono essere talora confusi coi canali per crollo o sfondamento di tubi freatici.

L) CANALI MEANDRIFORMI PER EROSIONE REGRESSIVA (*Meandri sospesi* di PASINI)

Incidono esclusivamente le volte dei pozzi interni delle grotte, e si presentano come solchi meandrizzati più o meno ampi, con pareti subparallele recanti chiare tracce di erosione torrentizia. Questi canali di volta erano originariamente dei semplici meandri incassati, scavati nella roccia da un torrente sotterraneo e limitati a valle da un pozzo, in cui le acque precipitavano in cascata (v. pag. 49). L'arretramento della cascata produsse un ampliamento del pozzo e l'erosione del fondo del meandro in senso contrario a quello della corrente (erosione regressiva). La volta del pozzo risultò così assolata da un canale coincidente con le parti superiori (pareti e volta) del meandro incassato. *I canali di volta meandriformi per erosione regressiva* sono ovviamente più antichi del vano sottostante.

Alcuni dei tipi di *canali di volta s. l.* sopra elencati possono combinarsi variamente tra loro dando luogo a *forme complesse*, come quelle illustrate nelle figg. 6, 9a, 11, 22.

Nel precedente elenco sono comprese anche certe categorie di *canali di volta s. l.*, istituite da Autori stranieri, delle quali non ho mai osservato esempi nelle mie ricerche; tali sono ad es. i *canali per « turbolenza »* e i *canali scavati da acque di condensazione*, la cui interpretazione lascia invero alcune perplessità.

Uno studio più approfondito dei vari tipi di *canali di volta s. l.*, esteso

a un maggior numero di grotte, potrebbe portare, in futuro, a una migliore sistematica di queste forme, e ad una più esatta comprensione dei vari processi speleogenetici che le originano.

Istituto di Geologia e Paleontologia della Università — Bologna, 21 maggio 1967.

Opere citate

- BADINI G., 1965. - *Esplorazioni del Gruppo Speleologico Bolognese del C. A. I. e dello Speleo-Club Bologna E. N. A. L. nelle Alpi Apuane*. Atti VI Conv. Spel. Italia Centro-Meridionale, Firenze 14 - 15 nov. 1964.
- BADINI G. & GECHELE G., 1965 - *Le più profonde voragini d'Italia*. Atti IX Congr. Naz. Spel., Trieste, 29 sett. — 2 ott. 1963. Rass. Spel. It., Mem. 7, t. 2, Como.
- BÖGLI A., 1956. - *Grundformen von Karsthöhlenquerschnitten*. Stalactite, Soc. Svizz. Spel., 6, n. 3.
- BRETZ J. H., 1942. - *Vadose and Phreatic feature of limestone caverns*. Journ. of Geol., 50, n. 6, Chicago.
- BRETZ J. H., 1956. - *Caves of Missouri*. Geol. Surv. and Water Res., (2), 39, Rolla.
- DE LLARENA J. G., 1953. - *El lenar inverso en la formacion de las cavernas*. Speleon (Rev. Españ. de Hidr., Morf. Carst. y Espel.), 4, n. 1, Oviedo.
- DEMATTEIS G., 1960. - *Le « forme semplici » come strumento di analisi nello studio della speleogenesi*. Grotte, Boll. Gr. Spel. Piem., 13, Torino.
- DONINI L., 1961. - *Nuove scoperte speleologiche nel Bolognese*. Natura e Montagna (2), 1, n. 3, Bologna.
- DONINI L. & ELMI R., 1963. - *Fenomeni carsici nei gessi bolognesi (Recenti esplorazioni)*. L'Universo, 43, n. 2, Firenze.
- FANTINI L., 1934 - *Le grotte bolognesi*. Officine Grafiche Combattenti, Bologna.
- GÈZE B., 1961. — *L'évolution karstique (creusement, remplissage clastique, concrétionnement) dans les rapports avec les alternances climatiques quaternaires*. Atti Symp. Intern. Spel., Varenna 1960. Rass. Spel. It. e Soc. Spel. It., Mem. 5, t. 1, Como.
- GRUPPO SPELEOLOGICO BOLOGNESE, 1964. - *Elenco delle cavità della Emilia-Romagna*. Sottoterra, Boll. Gr. Spel. Bol. C. A. I. e Speleo-Club Bologna, 7, Bologna.
- GRUPPO SPELEOLOGICO EMILIANO, 1961. — *Le cavità naturali dell'Emilia-Romagna*. Le Grotte d'Italia, (3), 3 (1959-60), Castellana Grotte.
- GRUPPO SPELEOLOGICO EMILIANO, 1965. - *La Grotta del Farneto (prov. di Bologna)*. *Morfologia e genesi*. (A cura del Dott. A. Scaglioni). Atti IX Congr. Naz. Spel., Trieste, 29 sett. — 2 ott. 1963. Rass. Spel. It., Mem. 7, t. 2, Como.
- HJULSTRÖM F., 1955. - *Transportation of detritus by moving water*. In: Recent Marine Sediments. A symposium. Soc. Ec. Paleont. and Mineral., Spec. Publ. 4, Tulsa.

OSSERVAZIONI SUI CANALI DI VOLTA DELLE GROTTA BOLOGNESI

- MARTINI J., 1960. - *Note sur l'érosion inversée*. Stalactite, Soc. Svizz. Spel., 4, n. 5.
- MONTORIOL POU S J., 1951. - *Los procesos clásticos hipogeos*. Rass. Spel. It., 3, n. 4, Como.
- PASINI G., 1965. — *Relazione descrittiva*. In: *Spedizione 1963 alla Spluga della Preta*. Atti IX Congr. Naz. Spel., Trieste 29 sett. - 2 ott. 1963. Rass. Spel. It., Mem. 7, t. 2, Como
- SCHOELLER H., 1955. — *Hydrogéologie. Vol. I*. Inst. Franç. du Pétrole, Réf. 442 - 1.
- SEGRE A. G., 1948. — *I fenomeni carsici e la speleologia nel Lazio*. Pubbl. Ist. Geogr. Univ. Roma, (A), 7, Roma.
- TONGIORGI E. & TREVISAN L., 1941. - *Discussione sulla genesi e sulla cronologia dei terrazzi e delle pianure in relazione alle variazioni climatiche*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 49, Pisa.
- TREBBI G., 1926. — *Fenomeni carsici nei gessi emiliani. I) La risorgente dell'Acqua Fredda*. Giorn. Geol., (2), 1, Bologna.
- TROMBE F., 1952. — *Traité de Spéléologie*. Payot, Paris.
-

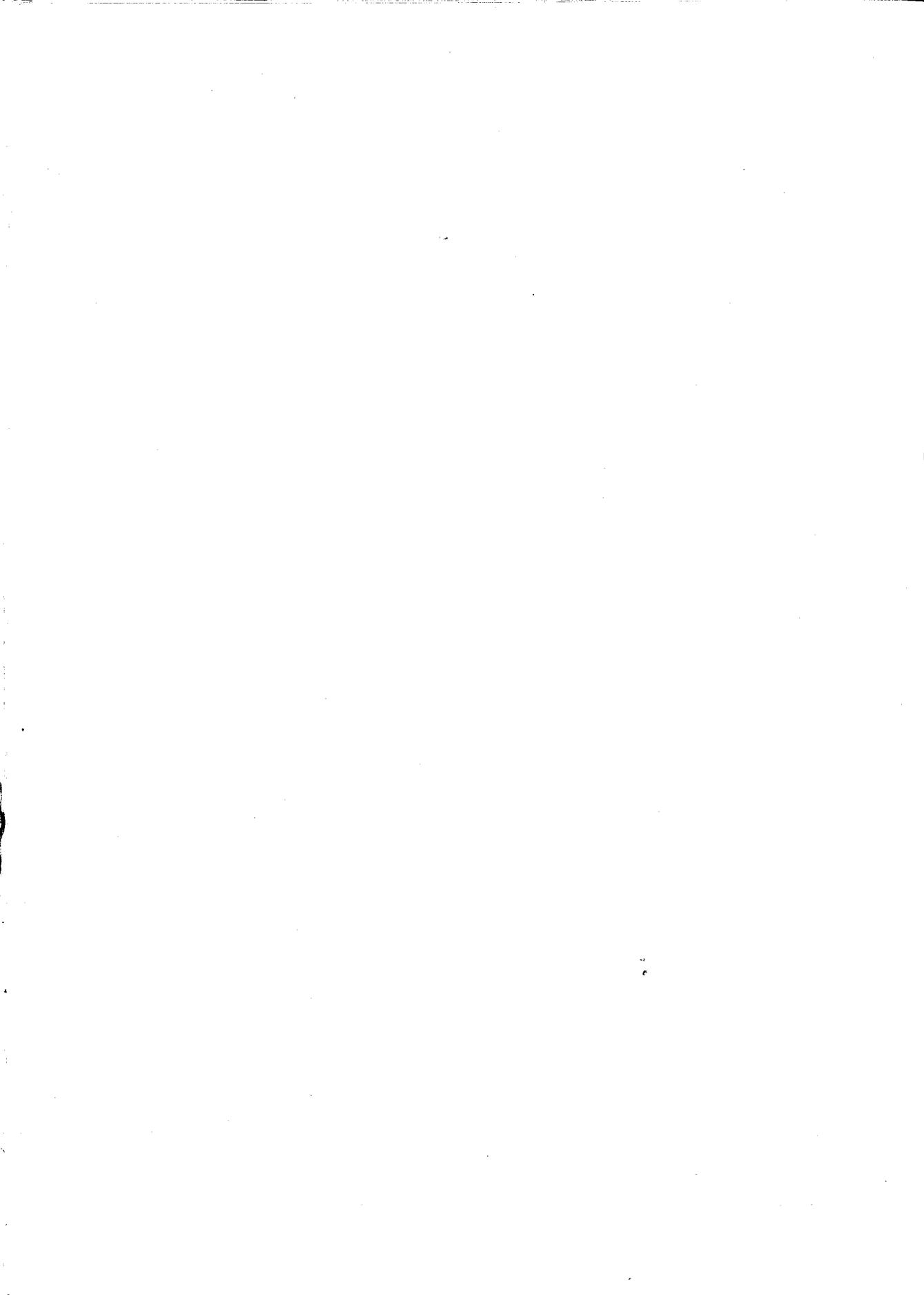
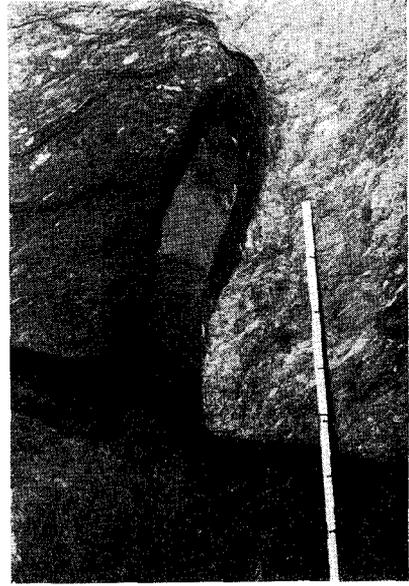


TAVOLA III

Spiegazione della Tav. III

Fig. 1 - Tratto del canale meandrizzato che solca la volta della caverna precedente il « Salone del Fango » (Grotte della Spipola). Al centro della foto sono visibili i riempimenti argilloso - sabbiosi. (1/18 del vero).

Fig. 2 - Sezione trasversale del canale di Fig. 1, visibile in corrispondenza di un crollo che ha interessato la volta della caverna. (1/17 del vero).



2

1

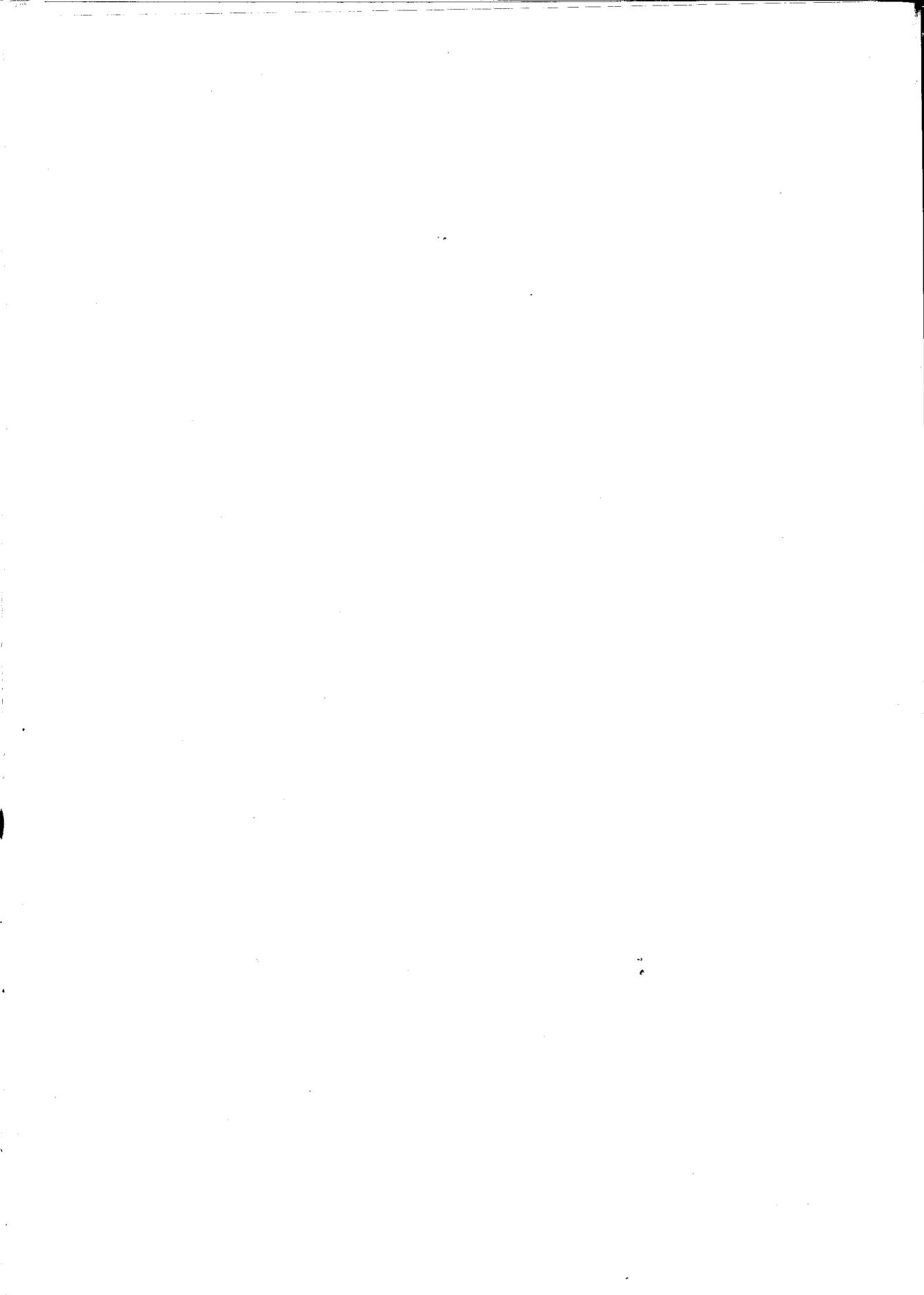
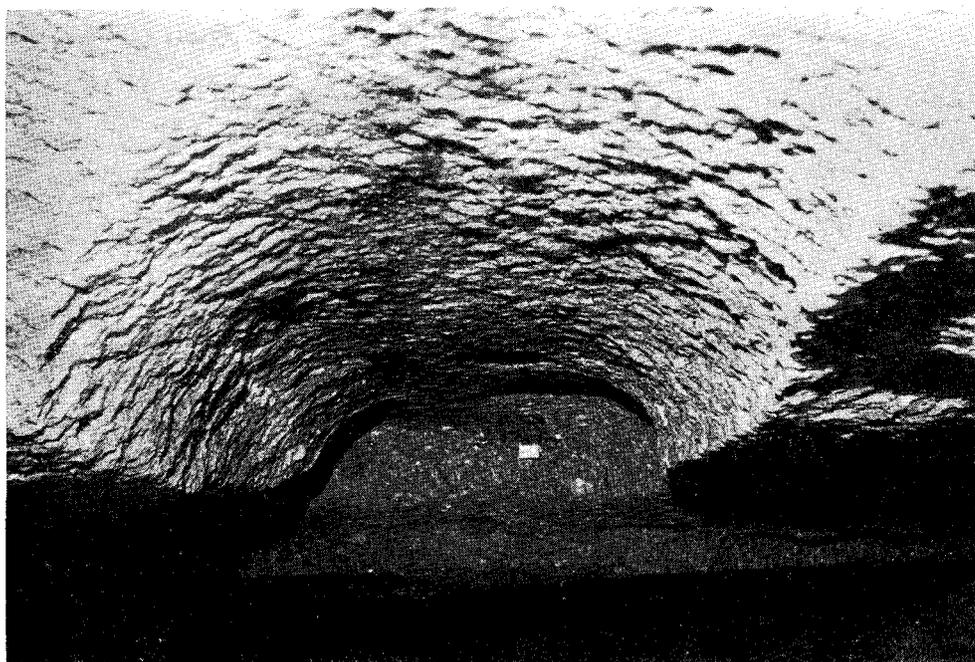


TAVOLA IV

Spiegazione della Tav. IV

Fig. 1 - Esempio di canale di volta a fondo spianato (Grotte della Spipola: « Sala della Dolina Interna »). (1/25 del vero).

Fig. 2 - Esempio di canale di volta a sezione semicircolare (Grotte della Spipola: « Sala della Dolina Interna »). (1/35 del vero).



1



2

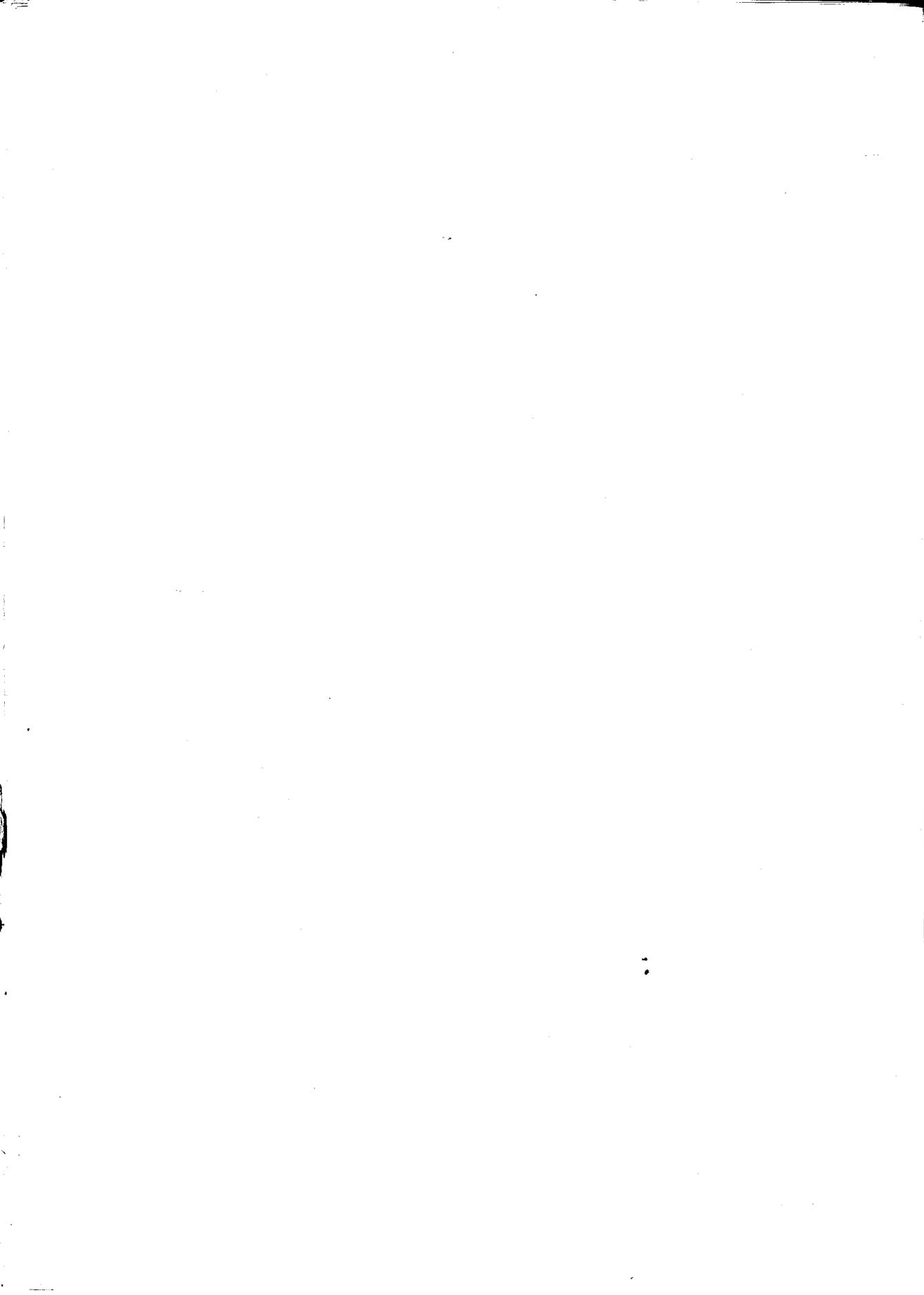
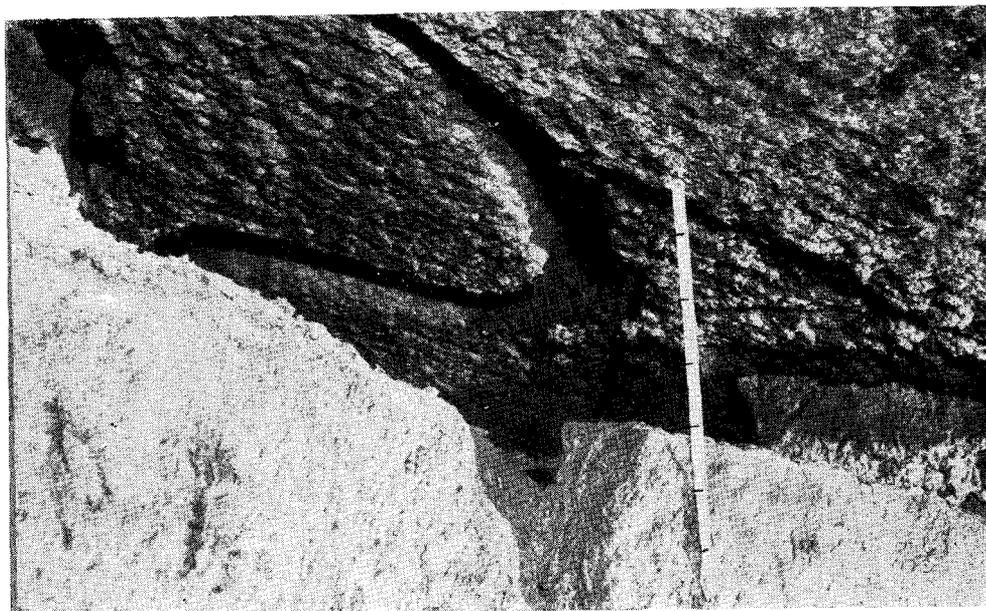


TAVOLA V

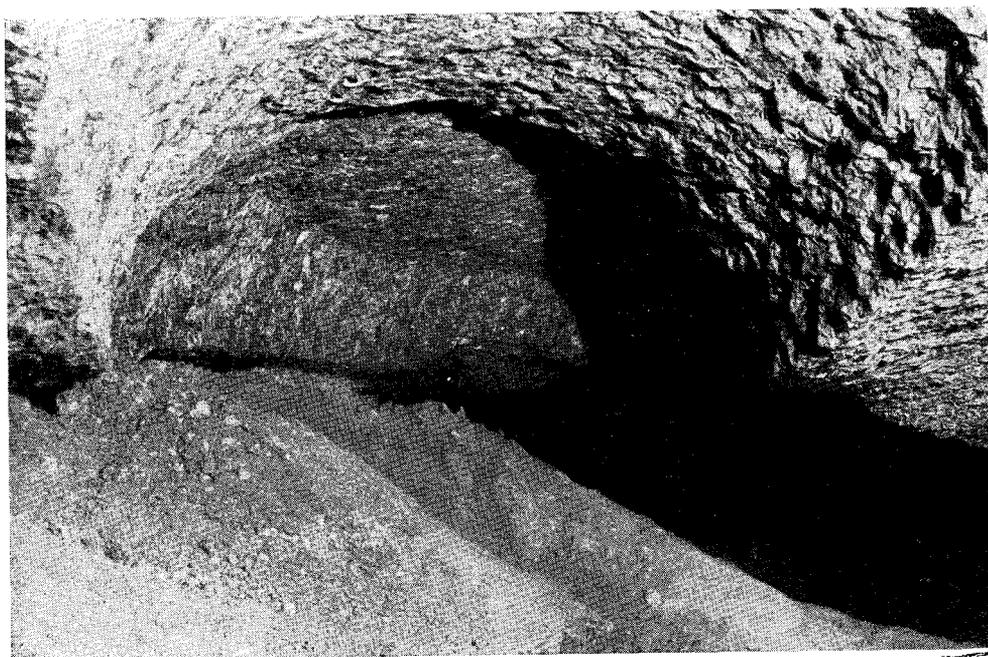
Spiegazione della Tav. V

Fig. 1 - Parte terminale del canale di volta rappresentato in Tav. III (Grotte della Spipola: caverna precedente il « Salone del Fango »). Si noti sul tetto dello strato inferiore (distaccatosi per crollo) il solco che rappresenta la parte basale di un originario « tubo freatico ». (1/12 del vero).

Fig. 2 - Canale della « Sala della Dolina Interna » (Grotte della Spipola) in cui si osserva un rapido passaggio dalla volta spianata alla volta arcuata; il passaggio avviene in corrispondenza di un tratto a « sifone rovescio ». (1/16 del vero).



1



2

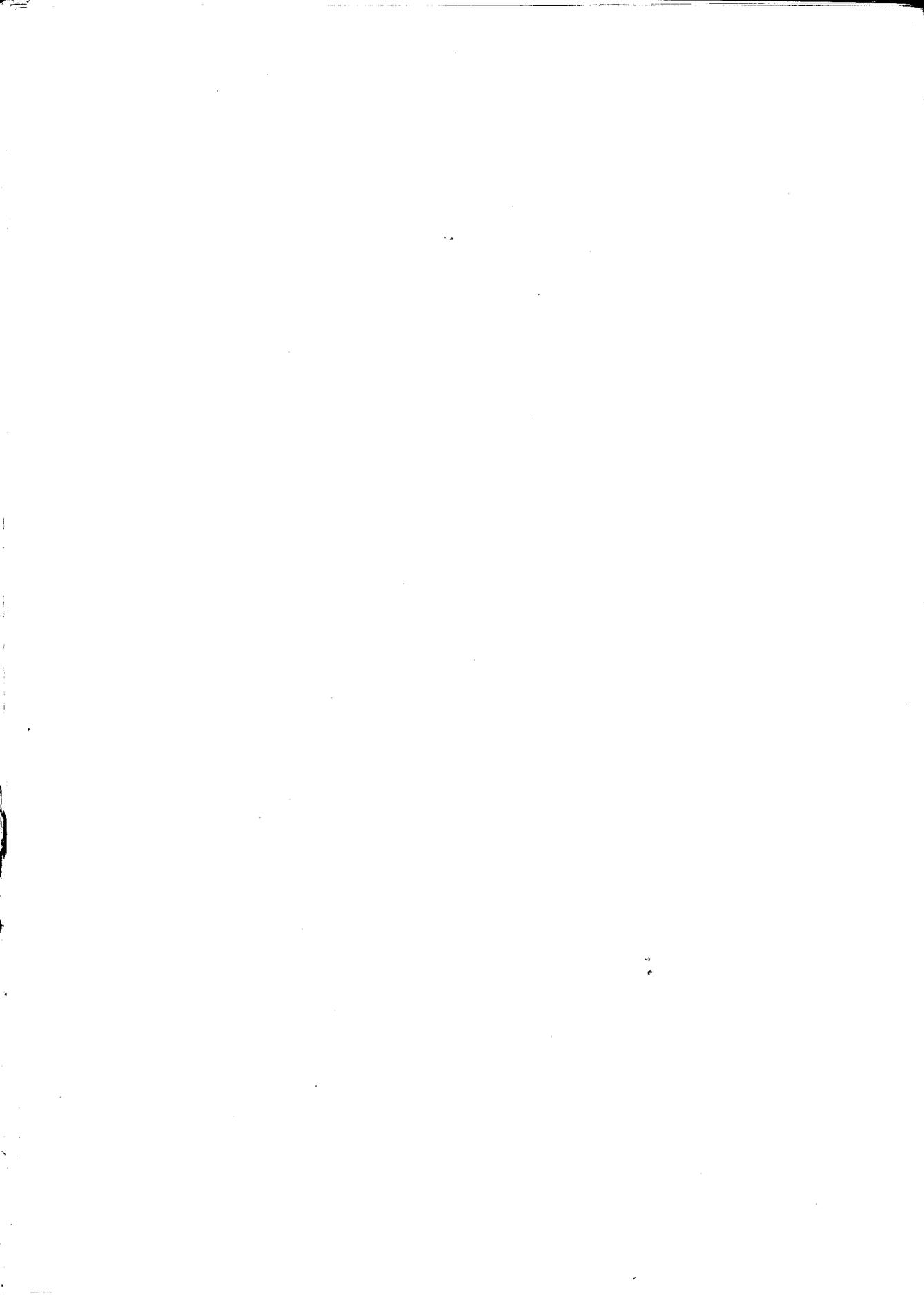
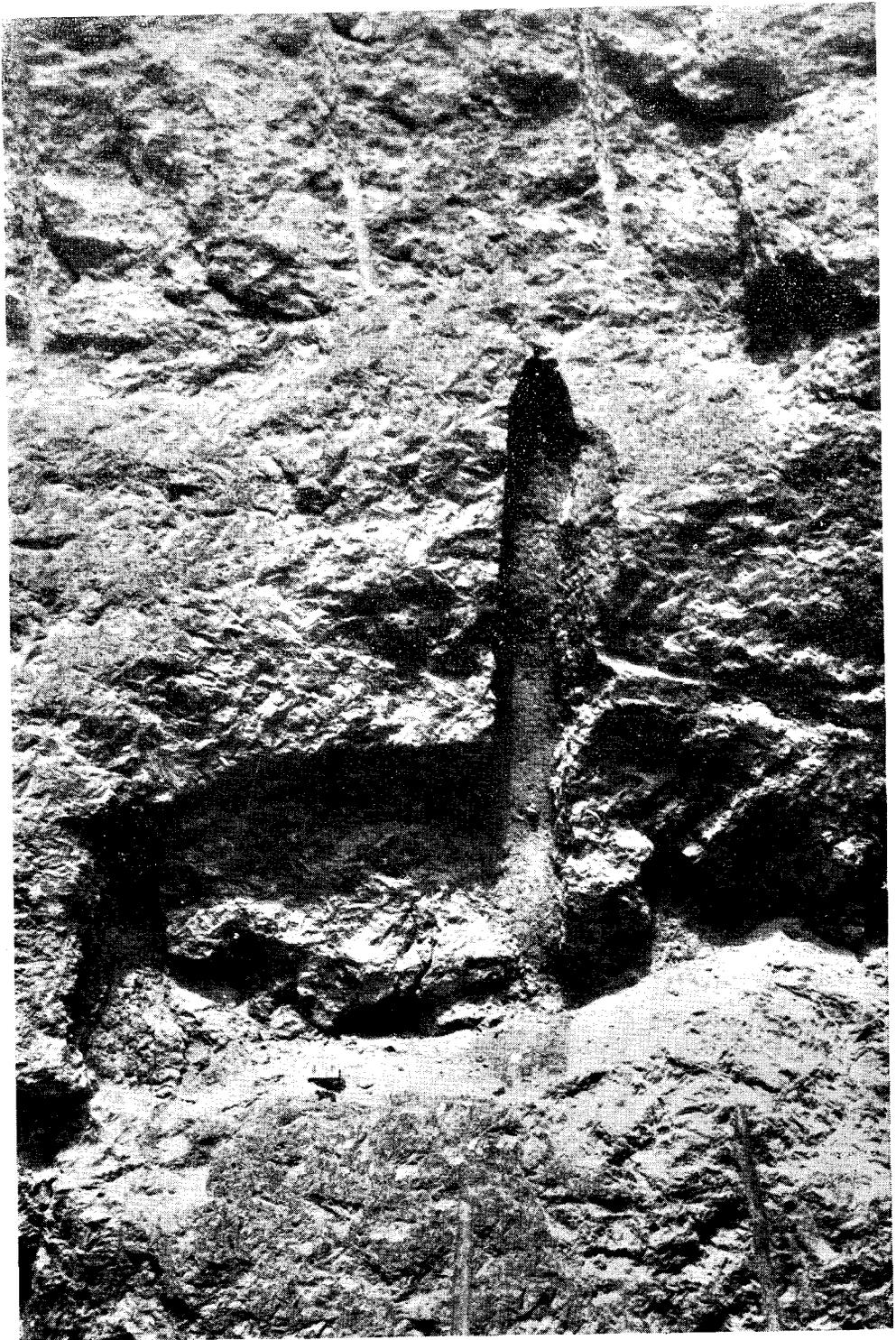


TAVOLA VI

Spiegazione della Tav. VI

Solchi evolutisi per erosione ascendente a partire da una diaclasi del gesso interessata da circolazione idrica (Cava Fiorini, S. Lazzaro di Savena); la frattura e i solchi sono interamente riempiti da sedimenti argillosi inglobanti piccoli ciottoli. (1/16 del vero).



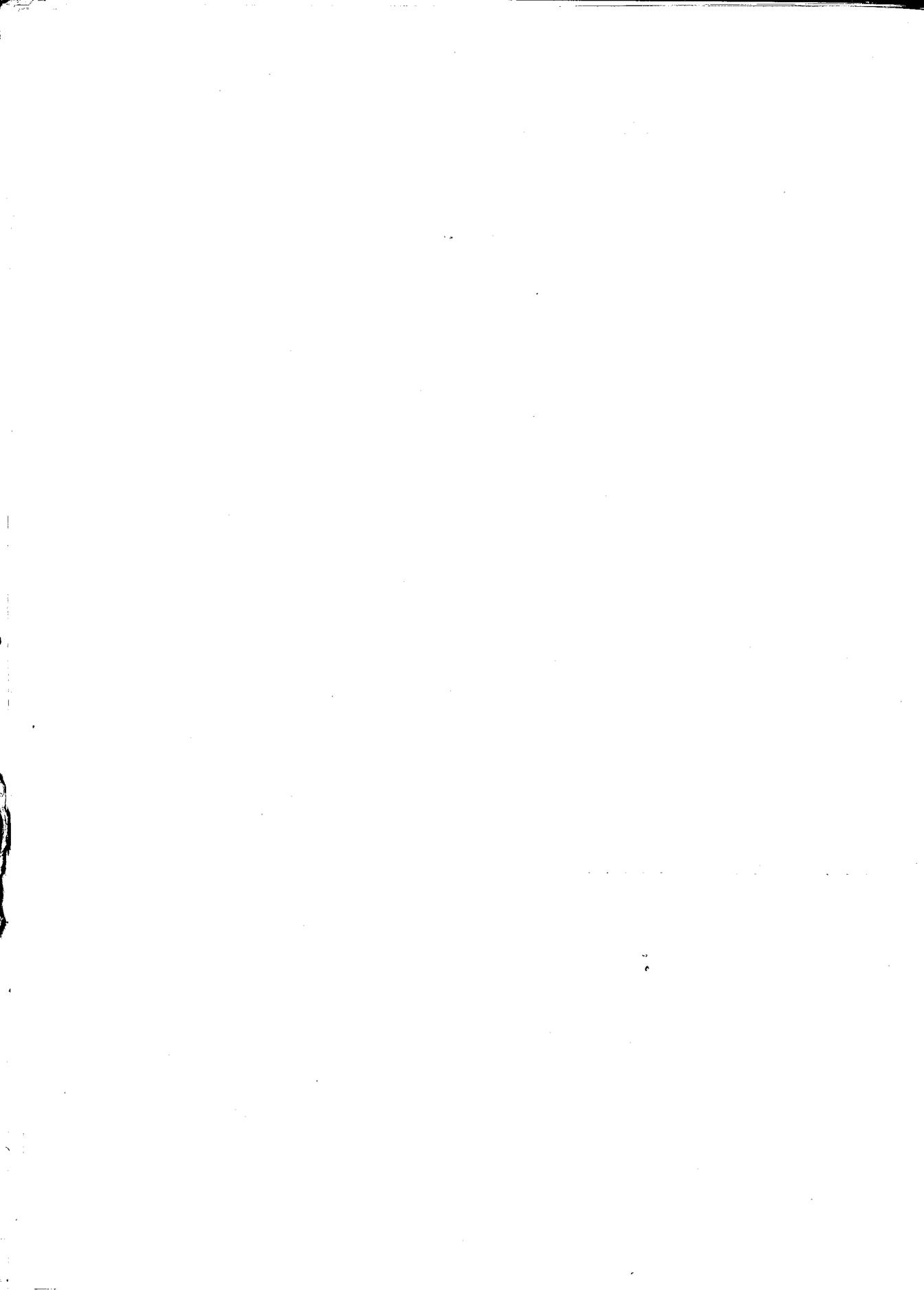
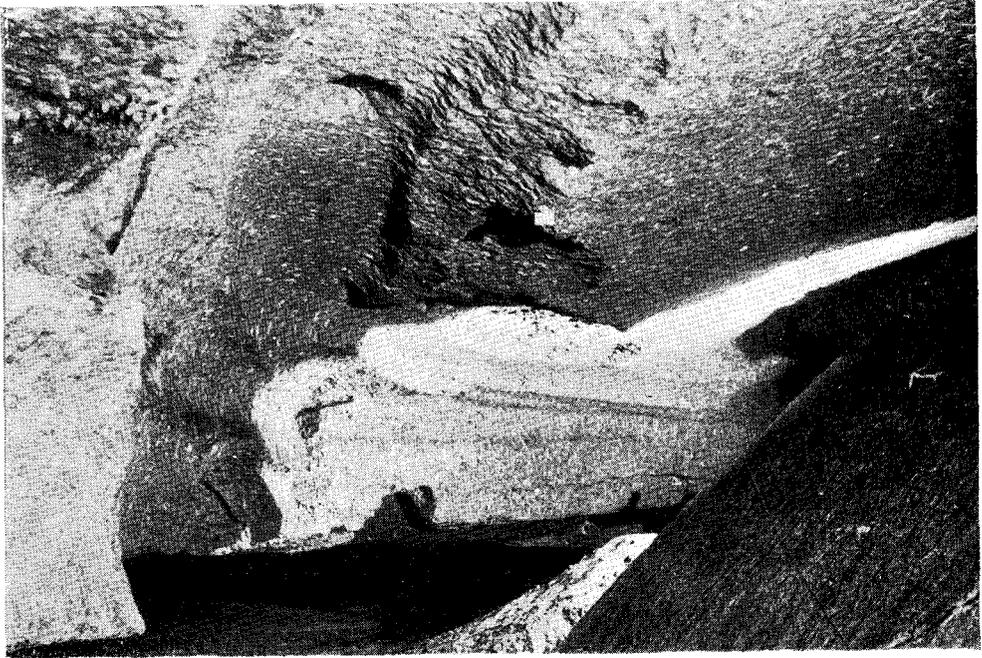


TAVOLA VII

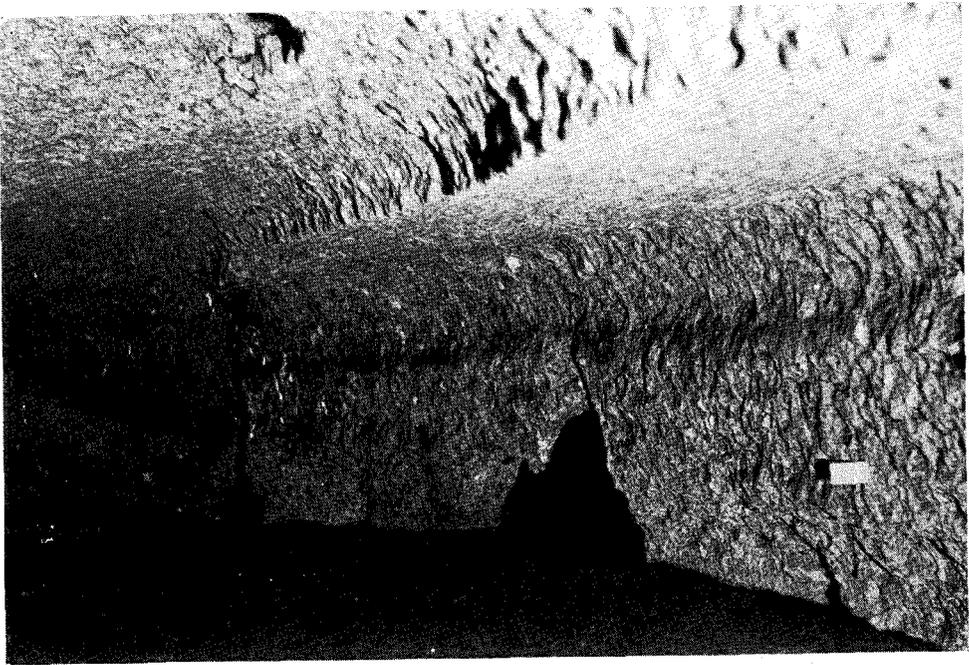
Spiegazione della Tav. VII

Fig. 1 - Canale di volta complesso a fondo spianato nella « Sala della Dolina Interna » (Grotte della Spipola). In basso a destra è visibile un blocco crollato dalla volta; in alto a destra si nota il letto del banco gessoso da cui si è staccato il blocco. (1/51 del vero).

Fig. 2 - Particolare del canale di volta riprodotto in Fig. 1. (1/16 del vero).



1



2

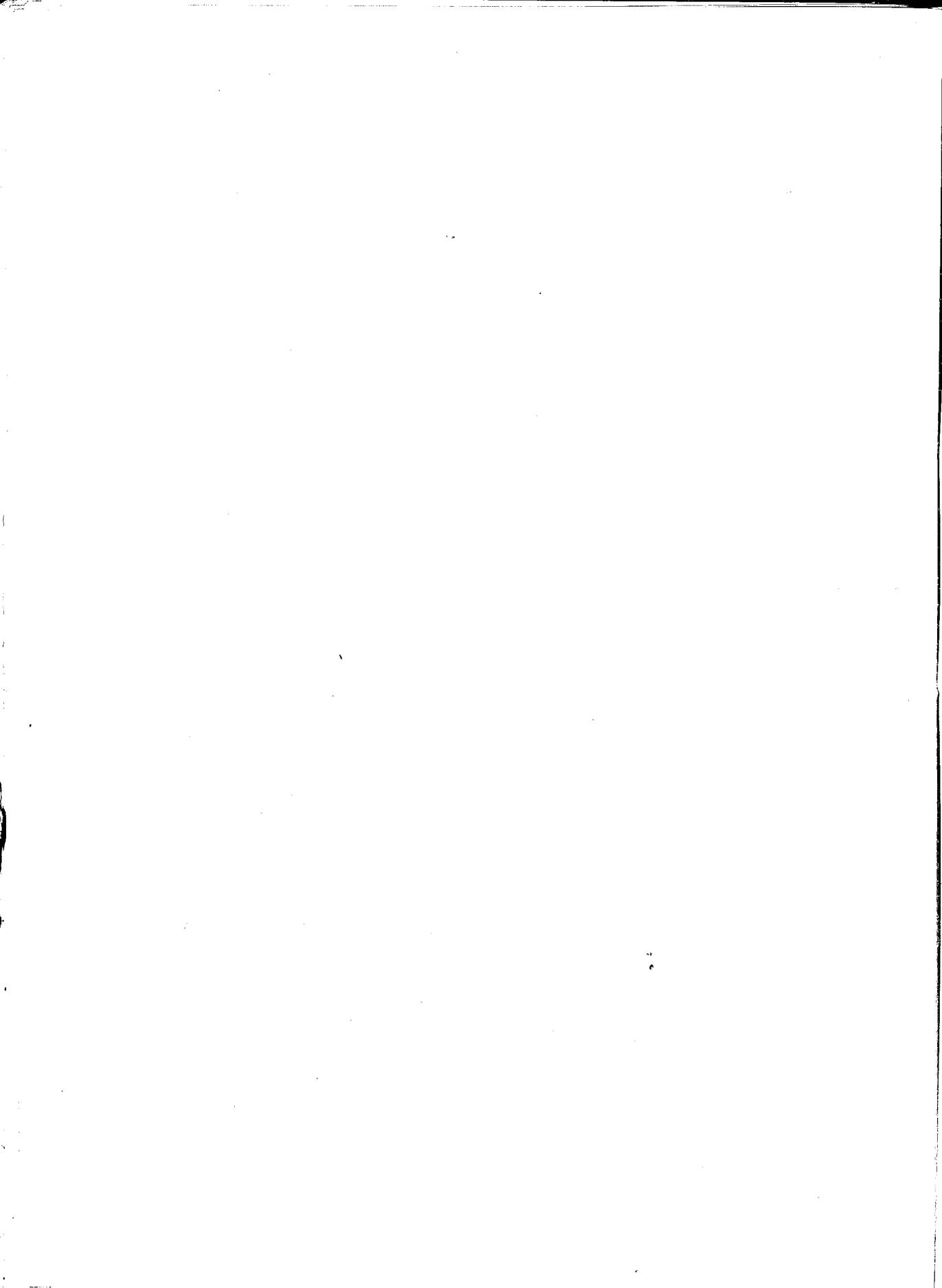
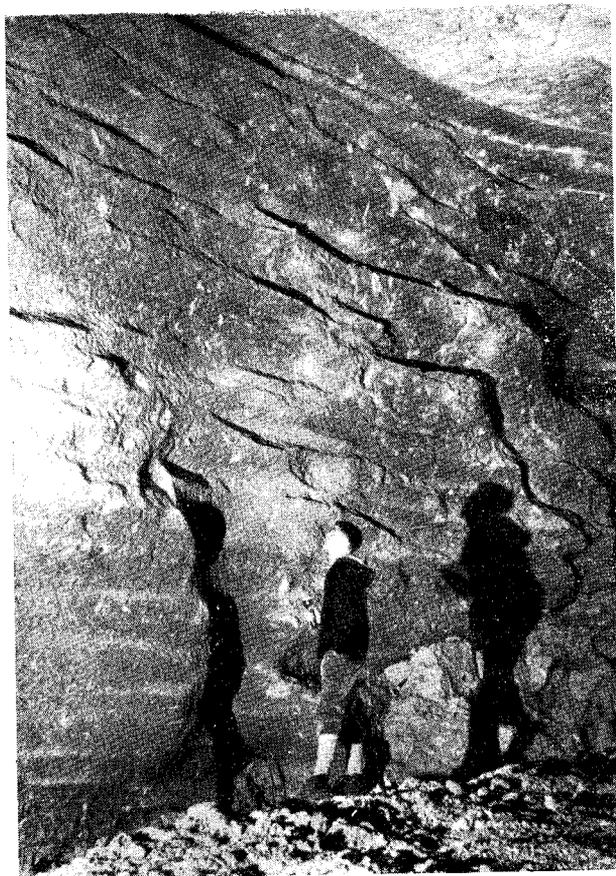


TAVOLA VIII

Spiegazione della Tav. VIII

Fig. 1 - Parete Nord del Corridoio Orientale della Grotta del Tunnel all'intersezione con la galleria artificiale, che ha interamente demolito un ampio tratto della parete Sud. Sono visibili le erosioni parietali ad andamento suborizzontale e, in alto a destra, il canale di volta. Si notano anche tre giunti di strato molto inclinati, immersi verso la parte destra della foto. (1/100 del vero).

Fig. 2 - Dettaglio del Corridoio Orientale della Grotta del Tunnel. (1/50 del vero).



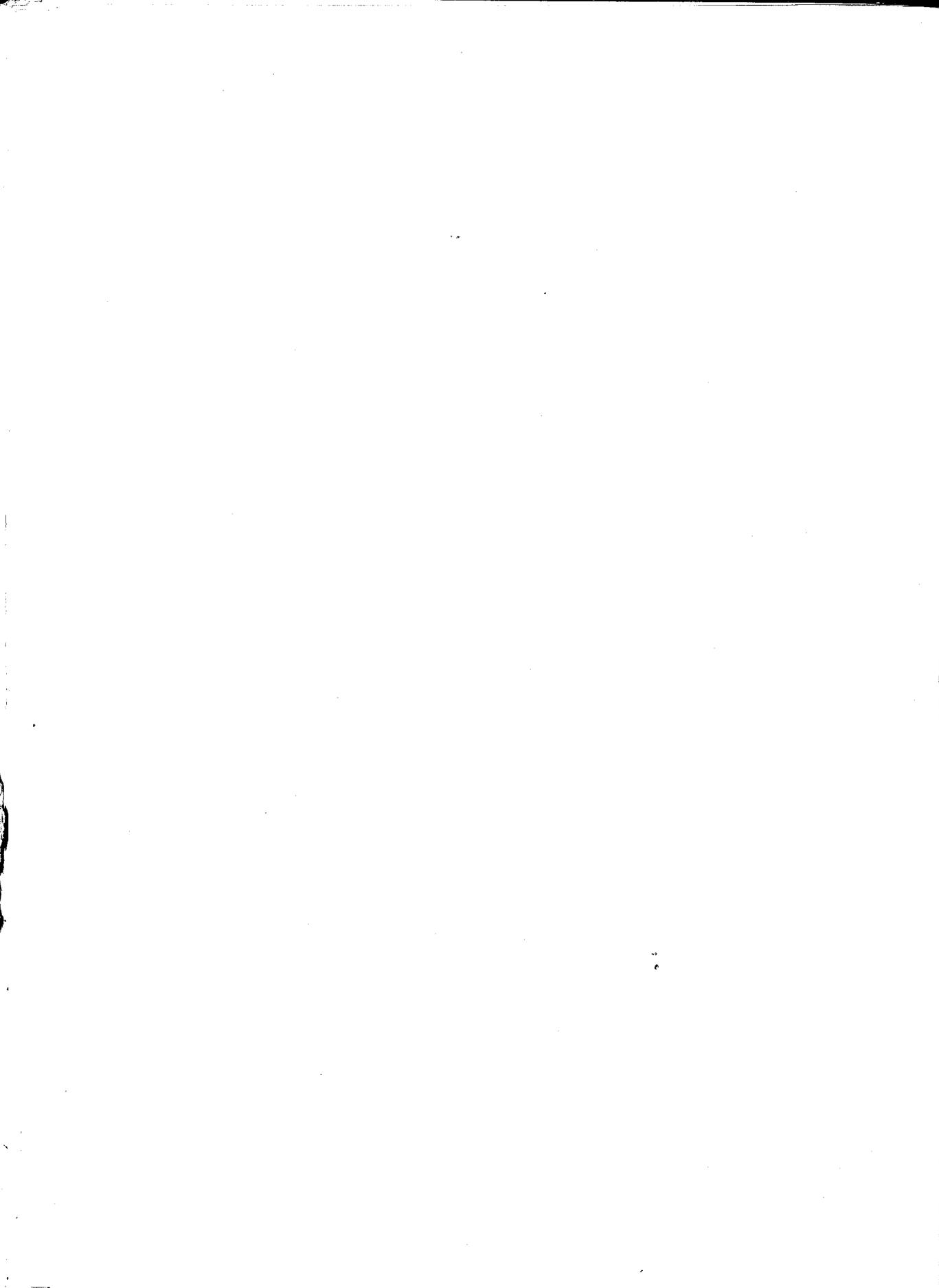
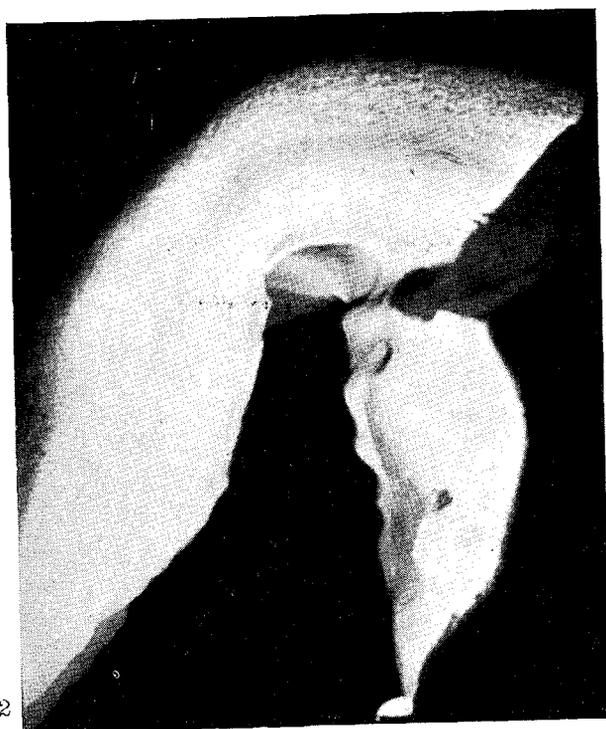
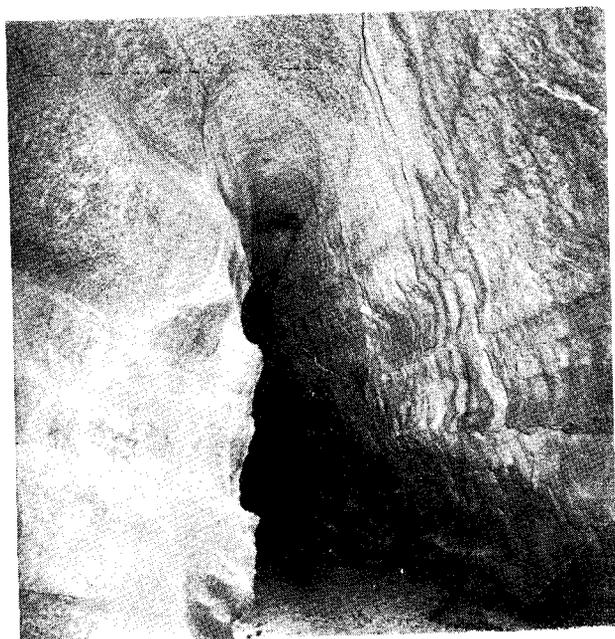


TAVOLA IX

Spiegazione della Tav. IX

Fig. 1 - Morfologia del Corridoio Orientale della Grotta del Tunnel in corrispondenza della zona « b » di Fig. 11. Sono visibili, oltre al canale di volta, le erosioni parietali suborizzontali e il fondo argilloso-sabbioso. (1/80 del vero).

Fig. 2 - Canale di volta della Grotta del Tunnel in corrispondenza della zona « a » di Fig. 11. Si osservi il fondo leggermente arcuato del canale. (1/16 del vero).



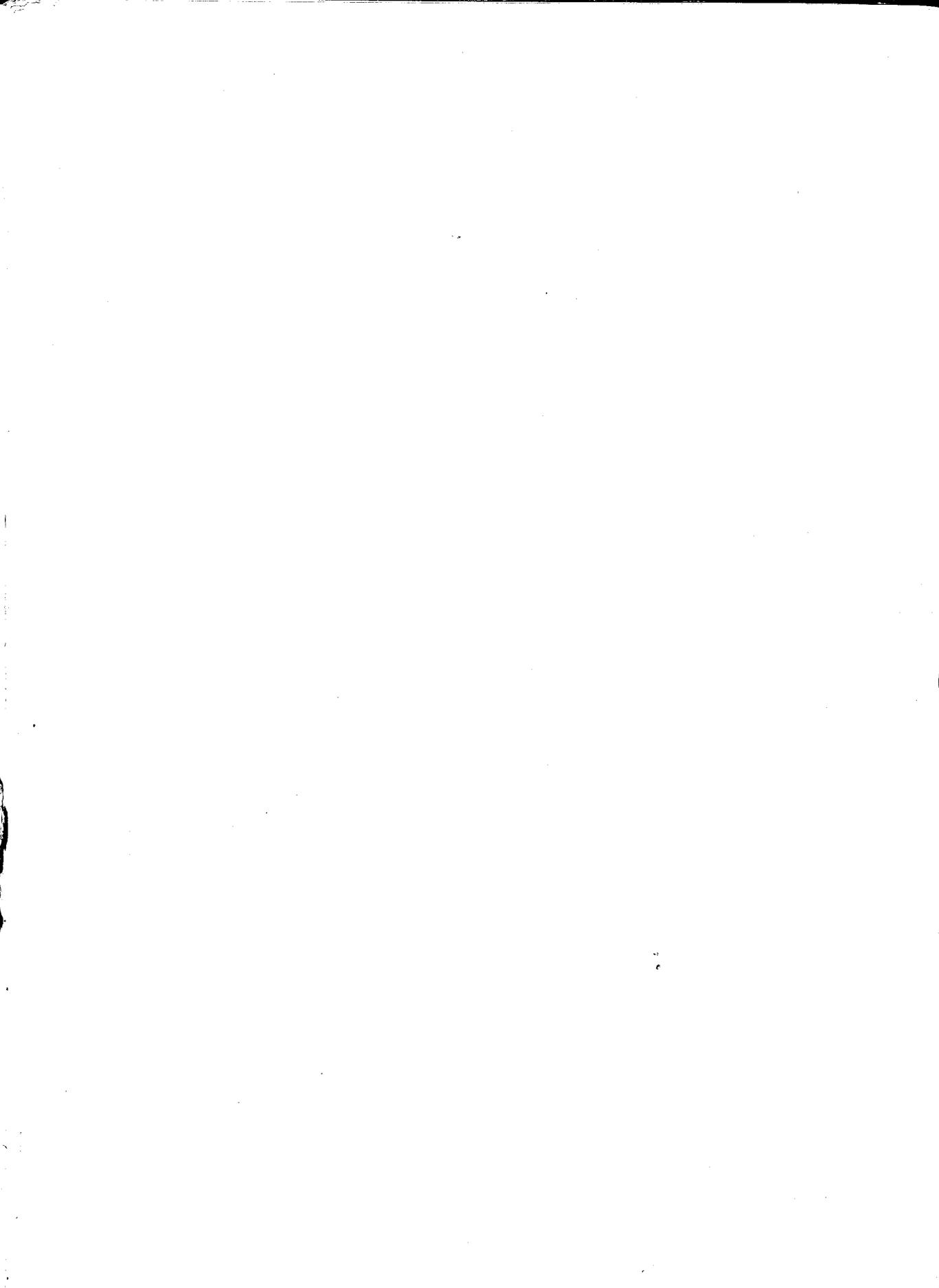
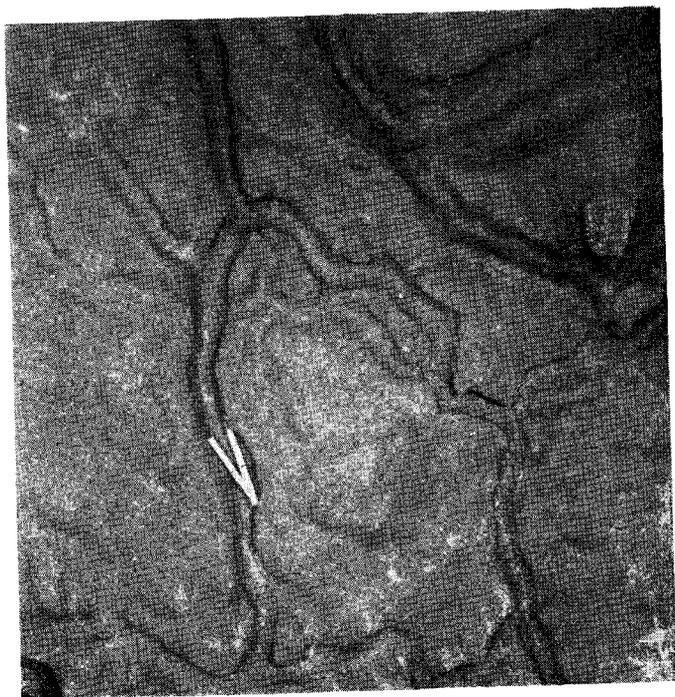


TAVOLA X

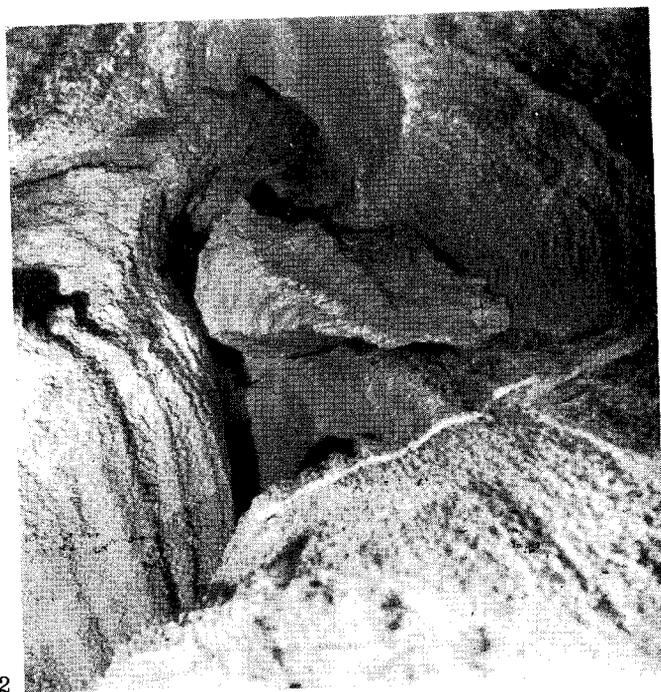
Spiegazione della Tav. X

Fig. 1 - Anastomosi di canalicoli con sezione « a ponte » sulla volta di una caverna della Risorgente dell'Acqua Fredda. (1/20 del vero).

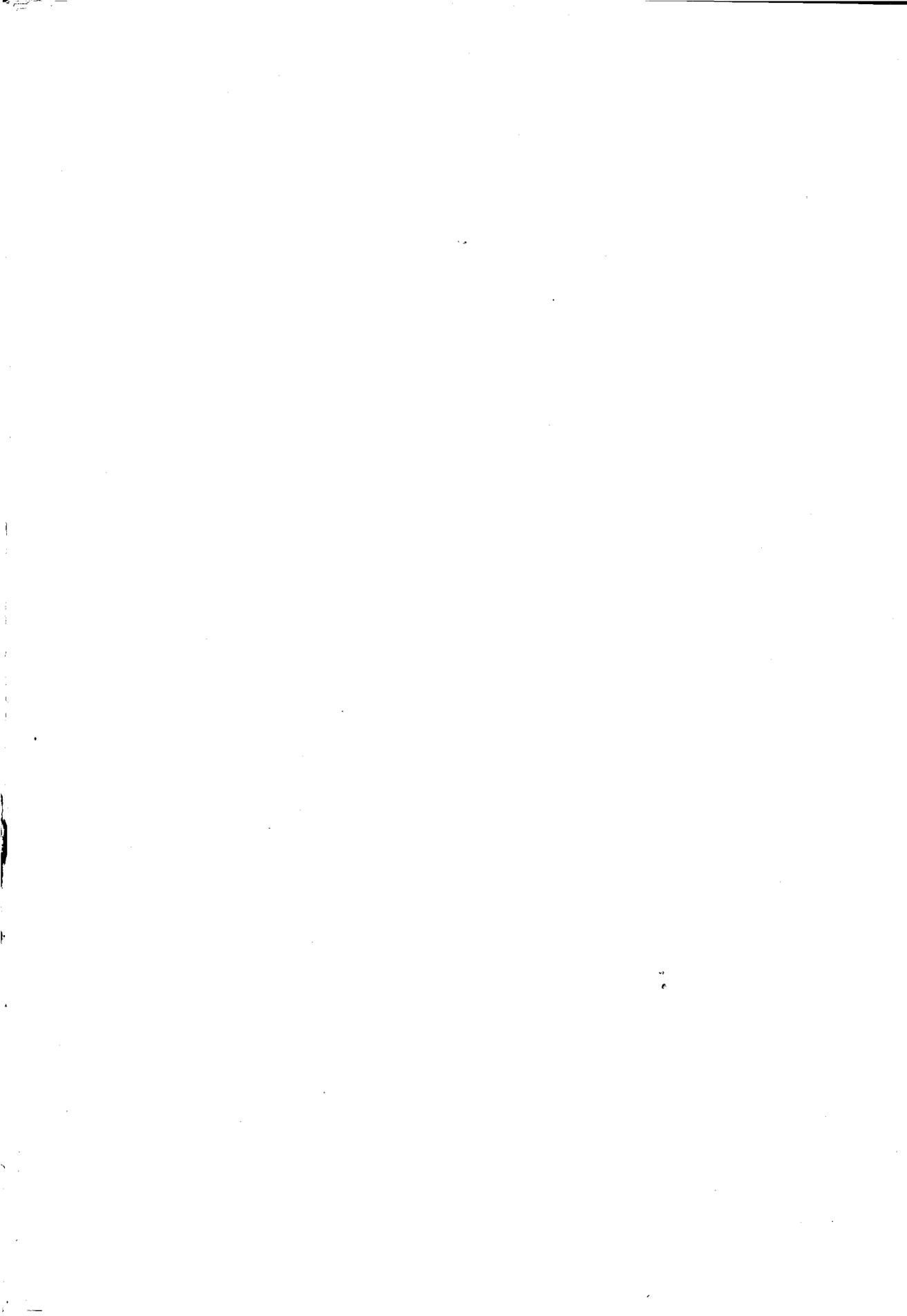
Fig. 2 - Canale meandrizzato sulla volta di un pozzo della Grotta Novella. (1/100 del vero).



1



2



Nota preliminare sul ruolo speleogenetico dell'erosione « antigравitativa »⁽¹⁾

RIASSUNTO

L'Autore ha riscontrato che l'andamento suborizzontale di alcune grotte del Pe-deapennino Bolognese risulta notevolmente discordante con la giacitura dei giunti di stratificazione e delle maggiori fratture, in contrasto con quanto ammettono le principali teorie speleogenetiche. Per spiegare l'origine di queste grotte l'Autore suppone che, in certi casi, le correnti sotterranee circolanti inizialmente in condotti freatici impiantati su giunti e fratture siano state costrette dai sedimenti accumulati sul fondo di tali condotti a scorrere a livelli sempre più alti, fino a raggiungere la superficie dei carichi (Ipotesi speleogenetica dell'erosione antigравitativa).

ABSTRACT

The Author could point out that the subhorizontal pattern of some caves of Pe-deapennine near Bologna is remarkably discordant with bedding planes and major fracture-joints, differently from what is admitted by main speleogenetic theories. In order to explain the origin of such caves the Author supposes that, in some cases, subterranean currents, previously circulating in phreatic channels following bedding planes and fracture-joints, were induced to flow at ever higher levels by sediments deposited at the bottom, until the hydrostatic level surface was reached. Such process is referred to as « speleogenetic hypothesis of antigравitational erosion ».

ZUSAMMENFASSUNG

Im Gegensatz zu den bedeutsamen speleogenetischen Theorien, wird hier gezeigt, dass die subhorizontale Lage einiger Höhlen des bologneser Vorappennin mit den Schichtungs- bzw. wichtigsten Kluffflächen diskordant ist. Um diesem Vorfall eine genetische Deutung zu geben, nimmt der V. an dass, in manchen Fällen, die unterirdischen Strömungen, die zunächst die Schichtungs- bzw. Kluffflächen folgende Efflorationsgänge entlang laufen, werden gezwungen, durch Ablagerung auf dem Grund solcher Gänge, zu immer höheren Niveaus zu laufen, bis sie das piezometrischen Niveau erreichen (Speläogenetische Hypothese der antigравitativen Erosion).

(1) Ricerche effettuate con il contributo dell'Istituto Italiano di Speleologia e dell'Istituto di Geologia e Paleontologia della Università di Bologna.

PREMESSA

I principali Autori che si sono occupati di speleogenesi ammettono che l'andamento dei condotti naturali di origine carsica dipenda sempre dalla tettonica della zona in cui questi condotti si sono sviluppati. Gli assi delle gallerie, dei cunicoli e dei pozzi che costituiscono gli elementi strutturali delle grotte di un certo massiccio carsico dovrebbero cioè avere un orientamento e una inclinazione dipendenti dalle direzioni e dalle pendenze dei giunti di stratificazione, delle diaclasi e delle faglie di quel massiccio.

Che esista in generale una stretta relazione tra l'andamento dei condotti carsici e la tettonica di una zona è dimostrato da numerose osservazioni. GÈZE (1965) ha riscontrato che nelle regioni calcaree con strati a debole pendenza le grotte presentano prevalentemente tratti suborizzontali e subverticali: i primi si sono sviluppati lungo i giunti di strato, i secondi lungo le diaclasi perpendicolari ai giunti. Da una statistica effettuata su 525 « cavità semplici » della Venezia Giulia apertisi in zone a stratificazione poco inclinata risulta che circa il 50% di queste grotte è rappresentato da pozzi verticali, la maggioranza delle restanti sono gallerie aventi una pendenza media compresa fra 0° e 30°, mentre pochissimi sono i condotti con pendenza media compresa fra 35° e 70° (MAUCCI 1952). Viceversa nelle rocce a stratificazione notevolmente inclinata le grotte presentano in genere gallerie con pendenza assai maggiore: è il caso del « Gouffre Berger » (Vercors, Francia) la più profonda voragine della Terra, del « Trou qui souffle » (Isère, Francia), dell'« Arma del Lupo inferiore » (Alpi Marittime) e di molte altre notissime grotte.

Questa corrispondenza tra l'andamento dei condotti ipogei e la tettonica di una regione carsica è facilmente spiegabile se si tien conto della normale evoluzione speleogenetica. L'acqua infatti circola inizialmente entro le rocce carsogene seguendo il reticolo formato dai giunti di stratificazione, dalle diaclasi e dalle faglie. Queste fessure, allargate dalla corrosione e dall'erosione, si trasformano in gallerie funzionanti da condotte forzate (*fase freatica*). In un secondo tempo le gallerie sono percorse da correnti a pelo libero, formanti veri e propri torrenti sotterranei, che ne erodono il fondo (*fase vadosa*) (1). Questi torrenti, come quelli epigei, tendono a raggiungere un profilo di equilibrio, ma ciò è generalmente impedito dalla fessurazione della roccia; le fessure infatti danno luogo a frequenti « cature » sotterranee che, richiamando le acque a livelli sempre più bassi, le costringono a scavare altre gallerie impiantate lungo giunti, diaclasi e faglie.

Effettuando ricerche sul carsismo dei gessi messiniani del Pedepennino Bolognese ho notato che esistono grotte o tratti di grotte la cui origine

(1) Per *fase freatica* dell'evoluzione di una grotta si intende quella in cui la grotta è percorsa da correnti in pressione, per *fase vadosa* quella caratterizzata da circolazione di acque a pelo libero. Quindi i condotti scavati da acque in pressione si dicono *freatici*, quelli scavati da acque circolanti a pelo libero *vadosi*.

non sembra spiegabile secondo la classica teoria speleogenetica sopra accennata. Si tratta di cavità a sviluppo suborizzontale, con pareti e volta intensamente modellate dall'erosione e con fondo detritico. In sezione longitudinale queste cavità appaiono in genere come cunicoli o gallerie dal soffitto e dal pavimento molto regolari e paralleli, inclinate di pochi gradi e non interrotte da pozzi. Condotti di questo tipo dovrebbero trovarsi, secondo la teoria suddetta, in zone a stratificazione suborizzontale o interessate da importanti faglie o diaclasi suborizzontali. Possono svilupparsi condotti del genere anche in rocce che presentino giunti e fratture molto inclinati: in tal caso gli assi dei condotti dovrebbero teoricamente appartenere ai piani di stratificazione o di fratturazione, e coincidere o formare angoli minimi con le direzioni di questi piani. Le cavità suborizzontali da me osservate si trovano però in condizioni completamente diverse, in quanto i loro assi non appartengono ai piani costituiti dai giunti di stratificazione e dalle fratture, ma formano con tali piani angoli più o meno ampi, che possono raggiungere i 60° - 70° .

Si tratta dunque di *condotti carsici apparentemente del tutto indipendenti dall'andamento dei giunti di stratificazione e delle fratture e che, perciò, sembrano perforare direttamente la roccia.*

L'esempio più significativo del fenomeno è costituito dalla *Grotta del Tunnel*, situata sulla sinistra idrografica del torrente Zena, presso Il Farneto (1). La Grotta del Tunnel consta di una caverna di circa 150 mq. di superficie che prosegue verso Est in un corridoio alto e stretto (v. PASINI 1967 fig. 11 e Tavv. VIII, IX). Il pavimento della grotta, quasi orizzontale, è formato da sedimenti argilloso-sabbiosi aventi uno spessore di almeno tre metri. La volta della caverna è suborizzontale e appare solcata da un « canale di volta » fortemente meandrizzato, che prosegue nel corridoio orientale costituendone il soffitto; anche il « canale di volta » si sviluppa su un piano suborizzontale. Le pareti della caverna e del corridoio convergono verso l'alto e presentano solchi e mensole paralleli alla volta.

La Grotta del Tunnel è interamente scavata in banchi selenitici mesiniani aventi direzione NW-SE, che immergono verso NE di 60° - 70° ; i banchi sono interrotti da diaclasi normali ai giunti di stratificazione, inclinate di 20° - 40° . L'asse principale della caverna è quasi perpendicolare alla direzione degli strati e a quella delle maggiori fratture; l'asse del corridoio orientale forma un angolo di circa 45° con queste direzioni.

Condotti con andamento indipendente dalla giacitura dei giunti di stratificazione e delle fratture sono osservabili anche nel piano attivo del sistema sotterraneo *Sipola-Acqua Fredda* (N. 3-4-5 E) (2). Il torrente Ac-

(1) Per notizie su questa grotta si veda: DONINI (1961), PASINI (1967).

(2) Il rilievo topografico parziale di questa grotta è pubblicato sul Vol. III, ser. 3.^a di « Le Grotte d'Italia » (GRUPPO SPELEOLOGICO EMILIANO 1961); per altre notizie si veda FANTINI (1934). La sigla tra parentesi si riferisce all'elenco catastale delle cavità emiliane (GRUPPO SPELEOLOGICO EMILIANO 1961, GRUPPO SPELEOLOGICO BOLOGNESE 1964).

qua Fredda, inabissandosi nella « valle cieca » omonima, corre nel sottosuolo per circa due chilometri e torna alla luce in località Siberia; sulla destra idrografia del torrente Savena, attraverso la grotta-risorgente dell'Acqua Fredda. Il suo percorso sotterraneo è costituito in gran parte da lunghi cunicoli con fondo argilloso, aventi una caratteristica sezione subellittica con diametro massimo orizzontale. Gli assi di questi cunicoli hanno una pendenza costante di circa due gradi, e formano spesso angoli più o meno ampi coi piani di stratificazione (immersi di 13° - 15° verso NE) e con quelli delle principali fratture.

Per la comprensione del meccanismo di formazione di condotti carsici aventi andamento indipendente dalla giacitura dei giunti di strato e delle fratture è risultata particolarmente interessante l'analisi del *Buco delle Gomme* (N. 56 E), cavità suborizzontale lunga una sessantina di metri situata a breve distanza dalla Grotta del Tunnel. Il particolare interesse del Buco delle Gomme a questo proposito non è rappresentato soltanto dalla discordanza dei suoi assi rispetto ai piani di stratificazione (immersi di 60° - 70° verso NE) e di fratturazione, ma, come si vedrà più avanti, dalla presenza di un grande condotto ostruito che si trova al di sotto della grotta. Questo condotto, messo in luce casualmente da uno scavo artificiale, ha un'ampiezza molto maggiore del Buco del Gomme (v. Tav. XII). Esso è interamente riempito da sedimenti argillosi e sabbiosi includenti rari ciottoli di piccole dimensioni (4 cm. di diametro massimo), e si restringe verso l'alto congiungendosi col Buco delle Gomme.

Di un certo interesse è anche la morfologia del Buco delle Gomme (v. Tav. XI), che inizia con una galleria dal pavimento suborizzontale lunga 41 metri, la quale prosegue in un cunicolo molto basso con fondo argilloso e sezione subellittica, del tutto simile a quelli osservati nel Sistema Spipola-Acqua Fredda. Il profilo longitudinale di questo cunicolo risulta leggermente concavo verso l'alto, cioè a forma di « sifone rovescio ». Dopo 12 metri il cunicolo si amplia formando una galleria lunga m. 6, che sale con una pendenza di 7° . La galleria termina in una cavernetta di m. $5 \times 3,50$ da cui si diparte un secondo cunicolo impraticabile a sezione subellittica, che sembra avere lo stesso andamento a « sifone rovescio » del primo.

Il pavimento della grotta è costituito da ghiaia con ciottoli fino a 13 cm. di diametro, legata da una matrice argilloso-sabbiosa; in corrispondenza dei due cunicoli la ghiaia è sostituita da argilla.

Il soffitto del Buco delle Gomme coincide in gran parte con un « canale di volta » a fondo spianato o leggermente arcuato; questo « canale » non si sviluppa su un unico piano, ma presenta lunghi tratti suborizzontali situati a quote diverse, collegati da tratti più brevi e molto ripidi. A una quarantina di metri dall'ingresso la volta del « canale » si abbassa gradualmente congiungendosi con quella del primo cunicolo.

Il Buco delle Gomme presenta, in corrispondenza delle gallerie, solchi e mensole parietali meno marcati di quelli osservabili alla Grotta del Tunnel.

L'esistenza della grande galleria ostruita al di sotto del Buco delle Gomme e il fatto che i sedimenti argillosi e argilloso-sabbiosi che costituiscono il pavimento delle altre due grotte presentino localmente una potenza di alcuni metri, mi hanno suggerito una nuova ipotesi speleogenetica, l'*ipotesi dell'erosione antigравitativa*, che consente di spiegare l'origine di certi condotti carsici il cui andamento sembra essere indipendente da quello dei giunti di stratificazione e delle fratture.

La Grotta del Tunnel, il piano attivo del Sistema Spipola-Acqua Fredda e il Buco delle Gomme si sono in parte formati, a mio avviso, per effetto dell'erosione antigравitativa. La loro morfologia è stata però complicata, come vedremo, dall'intervento di altri fattori speleogenetici, per cui, prima di analizzarla in dettaglio e di interpretarla, credo sia opportuno esporre l'ipotesi dell'erosione antigравitativa e vedere a quali forme essa dia origine.

IPOTESI DELL'EROSIONE ANTIGRAVITATIVA (1)

Ammettiamo, per semplicità, di avere una massa carsogena in cui la quota della zona di assorbimento e il livello di base locale restino costanti nel tempo. Entro tale massa *le acque circolavano inizialmente seguendo le soluzioni di continuità della roccia*, come ammette la classica teoria speleogenetica. *Si sviluppò così un sistema di tubi freatici (2) impiantati su giunti e fratture*, formanti condotti con tratti discendenti e ascendenti variamente orientati e inclinati (Tav. XIII fig. a). Alcuni di questi condotti passavano al di sotto delle grotte in esame non ancora formate. *Essi furono sede di un'attiva sedimentazione, in prevalenza argillosa e sabbiosa*, dovuta essenzialmente all'accumulo dei materiali trasportati dall'acqua (alluvionamento) e, in misura molto minore, a quello dei residui insolubili della roccia. L'alluvionamento doveva essere più intenso nei tratti a « sifone rovescio », dove facilmente si accumulavano i materiali più grossolani (3).

(1) Viene qui definito « *antigравitativo* » un particolare fenomeno di erosione idrica che si svolge dal basso verso l'alto, contrariamente ai comuni fenomeni di erosione idrica che, come è noto, sono regolati dalla forza di gravità. Usato in tal senso, questo termine non ha nessuna relazione col concetto dell'*antigравità*, come è inteso in Fisica.

(2) Cfr. nota 1 pag. 76.

(3) Nei tratti inclinati di un condotto sotto pressione i materiali trasportati sono soggetti, oltre che alla forza della corrente, alla componente tangenziale della gravità, il cui valore si somma alla forza della corrente nei tratti discendenti e si sottrae da essa nei tratti ascendenti, favorendo l'accumulo di questi materiali sul fondo dei « sifoni rovesci ».

Questa sedimentazione aveva due conseguenze fondamentali:

- 1) proteggeva il fondo dei primitivi condotti da un'ulteriore erosione. Al di sotto dei sedimenti argilloso-sabbiosi anche l'azione corrosiva doveva essere pressoché nulla, poiché l'acqua a contatto con la roccia, dato il lentissimo ricambio, si saturava immediatamente. Perciò *la presenza dei sedimenti impediva l'evoluzione del fondo dei condotti, conservandone la primitiva morfologia;*
- 2) riduceva la sezione drenante dei condotti, causando un aumento della velocità della corrente, e quindi del suo potere erosivo. Questo aumento di velocità non doveva però essere tale da consentire alla corrente di asportare i sedimenti dal fondo (1).

In queste condizioni *i condotti, ancora percorsi da acque sotto pressione, tendono a svilupparsi verso l'alto* (2), con velocità maggiore nei tratti a «sifone rovescio», dove il più intenso alluvionamento causa una maggiore riduzione della sezione drenante e quindi un più sensibile aumento della velocità della corrente.

Il processo di erosione ascendente può continuare fino a quando il livello di scorrimento dell'acqua non abbia raggiunto la superficie dei carichi, praticamente coincidente in questo caso con la superficie piezometrica (3). Durante questo processo, anche se la quota della zona di assorbimento e il livello di base restano invariati, la superficie piezometrica al di sopra dei condotti si modifica. Inizialmente, quando l'acqua circola nel primitivo condotto freatico impiantato su giunti e fratture, la superficie piezometrica ha un andamento sensibilmente ondulato a causa delle disomo-

(1) La velocità media di scorrimento delle acque carsiche risulta, da diverse misurazioni, inferiore a 10 cm/sec (MARTINI 1960); se si considera che la riduzione della sezione drenante causa anche un aumento delle resistenze al moto della corrente, si può pensare che la velocità dell'acqua nelle condizioni suddette, pur discostandosi da questo valore, fosse dello stesso ordine di grandezza. D'altra parte nei casi osservati i sedimenti accumulatisi sul fondo dei condotti erano prevalentemente argillosi e, com'è noto, la velocità minima che una corrente deve avere per erodere le argille è di 100-300 cm/sec (HJULSTRÖM 1955). Questa velocità minima aumenta se le acque trasportano materiali fini in sospensione.

(2) L'intenso alluvionamento dei condotti sotterranei è analogo al sovralluvionamento che si verifica in certi tratti dei corsi d'acqua epigei in quanto entrambi determinano un innalzamento del livello di scorrimento delle acque.

(3) Se chiamiamo d la distanza tra la superficie dei carichi e la superficie piezometrica misurata lungo una verticale, risulta:

$$d = \frac{\alpha U^2}{2g}$$

dove: α è un coefficiente che, in questo caso, vale circa 2; U è la velocità media locale dell'acqua; g è l'accelerazione di gravità. Per velocità dell'acqua relativamente basse, come si hanno nelle correnti sotterranee, d assume valori del tutto trascurabili.

genità di sezione del condotto (Tav. XIII fig. a) (1). Durante lo sviluppo del processo si attenuano sempre più le ondulazioni in senso verticale del condotto drenante (essendo l'erosione ascendente più rapida nei tratti a « sifone rovescio ») e le irregolarità di sezione, per cui diminuiscono anche le ondulazioni della superficie piezometrica (Tav. XIII fig. b). Nella fase più avanzata del processo si avrà una superficie piezometrica priva di ondulazioni e quindi praticamente piana. Il processo di erosione ascendente può continuare fino a quando la volta del condotto drenante non abbia raggiunto questa superficie piana (Tav. XIII fig. c).

Quindi al termine del processo di erosione ascendente sarà libera da detriti una galleria con tratti variamente orientati i cui assi appartengono a un unico piano; questo piano è parallelo alla superficie piezometrica ed ha generalmente una giacitura del tutto indipendente da quella dei giunti di stratificazione e delle fratture. Tale galleria ha in genere una sezione trasversale subellittica (Tav. XIII, sez. CC') o semicircolare simile a quella di un normale condotto freatico col fondo mascherato da detriti. La sezione trasversale dell'« Evakuationsraum » (KYRLE 1923), cioè dell'intera cavità limitata dalla roccia in posto, risulta invece allungata in senso verticale. Il fondo dell'« Evakuationsraum » è arcuato, coincidendo con la parte inferiore del primitivo condotto freatico; le pareti sono generalmente piane e parallele; la volta è anch'essa arcuata (Tav. XIII sez. CC'). I sedimenti che costituiscono il pavimento della galleria originatisi per erosione ascendente possono raggiungere uno spessore notevole, che equivale al dislivello tra il pavimento stesso e il fondo dell'« Evakuationsraum ». Poichè questa galleria rappresenta, secondo l'ipotesi, il limite a cui tende l'evoluzione del primitivo condotto freatico, essa ha un significato analogo al profilo di equilibrio di un corso d'acqua superficiale, con la differenza che la sua evoluzione avviene dal basso verso l'alto.

Se la superficie dei carichi non si innalza, la corrente non può più erodere il soffitto della galleria, la quale potrà solo allargarsi. Può avere così inizio la fase *vadosa* o di scorrimento a pelo libero, a cui segue, in genere, la *fossilizzazione* della grotta (2), determinata da cause diverse (abbassamento del livello di base locale, diminuzione della portata, catture superficiali e sotterranee, ecc.).

I condotti sotterranei ampliatisi verso il basso per l'erosione normale di un torrente, che ha inciso il fondo di un vano preesistente lasciandone intatta la volta, vengono chiamati comunemente « condotti gravitativi » (meglio che « gravitazionali »). Per analogia le gallerie di cui sopra abbiamo descritto la genesi, essendosi formate per un processo erosivo che ha inciso la volta di un condotto preesistente lasciandone intatto il

(1) La caduta del carico piezometrico per unità di percorso cresce, a parità di portata, con il diminuire delle dimensioni del condotto.

(2) Si dicono «fossili» o «inattive» le grotte non più percorse da acque incanalate.

fondo, possono essere definite *condotti antigravitativi*. L'erosione che le ha originate è un'erosione *antigravitativa* in quanto procede in senso contrario alla gravità.

All'ipotesi dell'erosione antigravitativa suesposta ho fatto cenno in un lavoro precedente (PASINI 1967), tentando di spiegare con essa la strana morfologia della Grotta del Tunnel e l'origine dei « canali di volta per alluvionamento di condotte forzate ». Ritenevo però che l'erosione antigravitativa avesse un'importanza assai modesta nello sviluppo delle grotte, limitandosi in genere a originare forme secondarie come i « canali di volta ». Successive osservazioni mi hanno convinto che, viceversa, *almeno nei gessi bolognesi l'erosione antigravitativa ha avuto un importante ruolo speleogenetico*.

Evidentemente il processo di erosione antigravitativa non si attua sempre secondo lo schema sopra illustrato. Anzitutto tale processo può avere uno sviluppo incompleto; può accadere per esempio che esso sia interrotto da un prematuro abbassamento della superficie piezometrica. In questo caso al termine del processo di erosione antigravitativa si avrà un *condotto antigravitativo abortito*, con assi aventi diverso orientamento e non appartenenti allo stesso piano. I tratti rettilinei di questo condotto saranno però meno inclinati rispetto alla superficie piezometrica dei tratti del primitivo condotto freatico ad essi corrispondenti (1), perciò i loro assi avranno un andamento discordante rispetto a quello dei giunti e delle fratture (Tav. XIII fig. b). Questo *condotto antigravitativo abortito* si discosterà tanto meno dalla superficie piezometrica quanto più avanzato era il processo di erosione antigravitativa al momento della sua interruzione.

Altri fenomeni che possono complicare più o meno il processo di erosione antigravitativa sono gli innalzamenti discontinui della superficie piezometrica e le variazioni della portata idrica. Se la superficie piezometrica subisce un innalzamento discontinuo quando il condotto antigravitativo l'ha ormai raggiunta, il processo di erosione ascendente prosegue e l'« Evakuationsraum » si amplia verso l'alto secondo un meccanismo particolare che porta alla formazione di *solchi e mensole longitudinali sulle pareti* (2). Se invece durante l'evoluzione del processo si ha una graduale diminuzione della portata idrica, le pareti dell'« Evakuationsraum » non saranno parallele, ma convergenti verso l'alto. Viceversa, nel

(1) Ciò è dovuto al fatto che l'erosione antigravitativa procede con velocità maggiore nei « sifoni rovesci » (cfr. pag. 80).

(2) Cfr. PASINI 1967, pagg. 38-40.

caso di un graduale aumento della portata, le pareti dell'«Evakuationsraum» risulteranno divergenti verso l'alto (1).

La morfologia di un condotto antigravitativo può venire modificata, in molti casi, da fenomeni posteriori alla sua formazione, quali l'erosione normale e i crolli.

ANALISI MORFOGENETICA DELLA GROTTA DEL TUNNEL, DEL PIANO ATTIVO DEL SISTEMA SPIPOLA-ACQUA FREDDA E DEL BUCO DELLE GOMME.

Riprendiamo ora in esame le tre grotte prima descritte, che rappresentano gli unici casi finora studiati di condotti evolutisi per erosione antigravitativa, per cercare di interpretarne la morfologia.

I lunghi cunicoli suborizzontali a fondo argilloso e sezione subellittica che costituiscono gran parte del piano attivo del *Sistema Spipola-Acqua Fredda* rappresentano un esempio di condotti antigravitativi completamente sviluppati (cfr. Tav. XIII fig. c e sez. CC'); ciò è provato dal fatto che questi cunicoli appartengono praticamente a un unico piano, immerso verso N-NW di 2°-3°, che forma un certo angolo coi giunti di stratificazione (immersi verso NE di 13°-15°) e con le fratture, perpendicolari ai giunti. La suborizzontalità di questi cunicoli si spiega considerando che il dislivello tra la principale zona di assorbimento (Buca dell'Acqua Fredda) e la risorgente del sistema sotterraneo a cui appartengono è sempre stato piccolo in rapporto alla loro distanza, come risulta dalle osservazioni geomorfologiche, per cui la superficie piezometrica ha sempre avuto un'inclinazione di pochi gradi (2). Al termine del processo di erosione antigravitativa questi cunicoli sono divenuti sede di una circolazione a pelo libero, che ne ha provocato l'allargamento senza modificarne eccessivamente la morfologia.

Il « canale di volta » della *Grotta del Tunnel* corrisponde morfologicamente ai cunicoli suddetti, nel senso che, al termine del processo di erosione antigravitativa che interessò questa grotta, quello che oggi risulta essere un « canale di volta » era l'unica parte libera da detriti. Questo « canale di volta » rappresenta quindi un condotto antigravitativo completamente sviluppato. La suborizzontalità del piano a cui appartengono gli assi del « canale » è da attribuire, anche in questo caso, alla minima inclinazione

(1) Esponendo l'ipotesi dell'erosione antigravitativa ho preferito non tener conto, per semplicità, delle oscillazioni periodiche della superficie piezometrica connesse con le variazioni di portata. È evidente però che la volta dei condotti antigravitativi completamente sviluppati (cioè non « abortiti ») coincide con la superficie piezometrica corrispondente ai periodi di portata massima.

(2) Il fondo della « valle cieca » denominata Buca dell'Acqua Fredda si trova attualmente a 165 m. s. l. m., la risorgiva del Sistema Spipola-Acqua Fredda a 85 m. s. l. m.. I due punti distano tra loro circa 1650 m.

della superficie piezometrica (1) e al completo sviluppo del processo di erosione antigrafitativa.

Il fatto che nella Grotta del Tunnel la parte attualmente libera da detriti, e quindi praticabile, non sia costituita da un condotto a sezione subellittica (cioè dal solo « canale di volta ») ma da una galleria alta e stretta e da una caverna a sezione irregolare, indica che i sedimenti accumulatisi durante il processo di erosione antigrafitativa sono stati parzialmente asportati. Probabilmente, cessato tale processo, nel condotto antigrafitativo circolò una corrente a pelo libero dotata di un forte potere erosivo, che asportò dal fondo i detriti argilloso-sabbiosi e rese praticabile una parte molto maggiore dell'« Evakuationsraum ».

La presenza di solchi e mensole parietali e il restringimento verso l'alto delle sezioni trasversali della Grotta del Tunnel si possono spiegare ammettendo che, durante l'ultima fase del processo di erosione antigrafitativa, si siano avuti innalzamenti discontinui della superficie piezometrica, accompagnati da una graduale diminuzione di portata delle correnti sotterranee. I solchi e le mensole si sarebbero dunque formati durante il processo di erosione antigrafitativa, e sarebbero stati dissepoliti durante la fase di erosione normale (2).

L'interpretazione del *Buco delle Gomme* risulta essere più complessa. L'ampio condotto riempito da sedimenti argilloso-sabbiosi che si trova sotto il suo ingresso rappresenta una parte dell'« Evakuationsraum » di questa grotta; tale condotto è quindi più antico del *Buco delle Gomme*. Il fatto che la cavità obliterata abbia dimensioni molto maggiori della grotta praticabile indica che durante il processo di erosione antigrafitativa si ebbe una sensibile diminuzione di portata. I solchi e le mensole osservati sulle pareti del *Buco delle Gomme* potrebbero essere dovuti a innalzamenti discontinui della superficie piezometrica.

Come si è detto, la volta del *Buco delle Gomme*, costituita in gran parte da « canali » a fondo spianato o leggermente arcuato, non risulta tangente a un piano, contrariamente ai due casi sopra citati, ma presenta tratti suborizzontali situati a quote diverse e collegati da tratti più brevi con forte inclinazione. Ciò è dovuto al fatto che il processo di erosione

(1) La Grotta del Tunnel fa parte di un complesso sistema idrografico sotterraneo avente per inghiottitoio principale la Buca di Budriolo, il cui fondo si trova a 156 m. s. l. m.. Le acque di questo sistema risorgono presso l'Osteriola (86 m. s. l. m.), sulla sinistra idrografica del torrente Zena. L'inghiottitoio dista dalla risorgiva circa 1 km.

(2) Si può anche ritenere che i solchi e le mensole parietali siano dovuti all'erosione normale che, oltre ad asportare parte dei sedimenti argilloso-sabbiosi obliteranti, avrebbe potuto erodere le pareti dell'« Evakuationsraum ». Anche la divergenza delle pareti verso il basso potrebbe essere spiegata come conseguenza dell'erosione normale. Accettando questa ipotesi è però necessario ammettere una seconda fase di alluvionamento posteriore a quella di erosione normale; infatti, in corrispondenza di uno sterro artificiale, si può osservare che, al di sotto del pavimento argilloso-sabbioso della grotta, le pareti dell'« Evakuationsraum » presentano solchi e mensole per un'altezza di almeno tre metri.

antigravitativa non potè svilupparsi completamente; in altri termini il « canale di volta » di questa grotta e i due cunicoli in cui esso si continua rappresentano un « condotto antigravitativo abortito ».

Dopo l'interruzione del processo di erosione antigravitativa anche il Buco delle Gomme fu percorso da correnti a pelo libero, che allargarono il condotto antigravitativo abortito spianandone localmente la volta. Le acque vadose provocarono anche un'erosione normale che asportò parte dei sedimenti oblitteranti, facendo aumentare notevolmente l'altezza del condotto praticabile (1). L'erosione normale non riuscì ad abbassare il pavimento della grotta a sufficienza perchè l'acqua scorresse dovunque a pelo libero; perciò certi « sifoni rovesci » risultavano « innescati » anche nella fase più avanzata dell'erosione normale. In questi sifoni i detriti non solo non venivano asportati, ma anzi continuavano ad accumularsi (2), consentendo un ulteriore sviluppo dell'erosione antigravitativa. Ciò spiega l'esistenza di bassi cunicoli a sezione subellittica in corrispondenza dei tratti a « sifone rovescio » del Buco delle Gomme.

Le ghiaie di cui è formato in gran parte il pavimento del Buco delle Gomme furono trasportate dalle acque vadose; esse hanno uno spessore molto modesto e ricoprono i sedimenti argilloso-sabbiosi accumulatisi durante la fase di erosione antigravitativa e risparmiati dall'erosione normale (3). Resta da spiegare perchè in corrispondenza dei cunicoli le ghiaie siano sostituite da sedimenti argillosi; è probabile che questi sedimenti sovrastino le ghiaie, che dovevano raggiungere il massimo spessore proprio nei tratti a « sifone rovescio ». L'origine di queste argille è attribuibile al fatto che il Buco delle Gomme, prima di fossilizzarsi, doveva essere idricamente attivo nei periodi di portata massima, funzionando probabilmente da « sfioratore di eccedenza ». Al termine delle piene l'acqua ristagnava nella grotta solo in corrispondenza dei « sifoni rovesci »; questi si prosciugavano lentamente e l'acqua vi abbandonava i materiali in sospensione che, accumulandosi col tempo, finivano per mascherare le sottostanti alluvioni ghiaiose.

Il Buco delle Gomme, pur essendosi evoluto per erosione antigravitativa, presenta un lungo tratto con asse subparallelo alla direzione degli strati (v. Tav. XI). Ciò si spiega ammettendo che l'asse del primitivo condotto freatico che passava inizialmente sotto questo tratto appartenesse

(1) La circolazione a pelo libero, determinata dall'abbassamento della superficie dei carichi, interessò dapprima solo i tratti più alti del condotto antigravitativo abortito. Col procedere dell'erosione normale le acque poterono circolare a pelo libero in tratti via via più bassi.

(2) V. nota 3 pag. 79.

(3) La presenza di queste ghiaie, formate da ciottoli molto arrotondati con diametri massimi che raggiungono i 13 cm., ci dà un'idea dell'alta velocità di cui era dotata la corrente vadosa, e quindi della sua capacità di erodere i sedimenti argilloso-sabbiosi.

a un piano verticale parallelo alla direzione degli strati, e che, durante il processo di erosione antigравitativa, la superficie piezometrica fosse anche in questo caso suborizzontale.

Il Buco delle Gomme è stato poi parzialmente modificato, specie nel tratto iniziale, dall'azione di acque di percolazione che hanno determinato localmente l'ampliamento delle fratture e dei giunti e la formazione di piccoli condotti (1).

CONCLUSIONI

Benchè io abbia potuto riscontrare la presenza di grotte evolute per erosione antigравitativa solo nei gessi selenitici del Pedeappennino Bolognese, a cui ho limitato finora le mie ricerche geomorfologiche, è logico pensare che grotte di questo tipo si trovino in numerose altre zone carsiche, sia di natura gessosa che di natura calcarea. Infatti *la condizione determinante per lo sviluppo di condotti antigравitativi è un forte alluvionamento, capace di obliterare progressivamente i condotti freatici durante la loro evoluzione.* Tale alluvionamento è funzione della portata solida delle correnti sotterranee.

Evidentemente la quantità di materiale che si trova in sospensione in una corrente sotterranea dipende dalla sua velocità e dalla natura dei terreni che le sue acque hanno precedentemente attraversato. L'alluvionamento dei condotti sotterranei e, quindi, lo sviluppo dell'erosione antigравitativa saranno perciò favoriti nelle regioni in cui le rocce carsificabili sono intercalate o a contatto con rocce facilmente erodibili, costituire in prevalenza da minerali o elementi clastici quasi insolubili. Questo è ciò che si verifica appunto nei piccoli altipiani carsici del Pedeappennino Bolognese, dove i gessi selenitici messiniani sono intercalati da potenti banchi argilloso-marnosi e si trovano a contatto inferiormente con marne argillose del Tortoniano - Messiniano, e superiormente con siltiti del Messiniano superiore, sovrastate da marne messiniane e plioceniche (2).

Concludendo, *si possono verificare fenomeni di erosione antigравitativa in tutte le zone carsiche in cui le condizioni geologiche e morfologiche consentano alle acque circolanti di caricarsi sufficientemente di materiali in sospensione.*

(1) Nella zona in cui si aprono la Grotta del Tunnel e il Buco delle Gomme ho osservato, sulle pareti di una cava, solchi d'erosione verticali, larghi 15-20 cm. e alti fino a m. 1,50, sviluppati verso l'alto a partire da fratture allargate dall'acqua (cfr. PASINI, *ibid.*, Tav. VI). Questi solchi sono riempiti da sedimenti argillosi includenti piccoli ciottoli. Essi costituiscono un chiarissimo esempio di condotti sviluppati per erosione antigравitativa, in seguito all'alluvionamento di cavità freatiche embrionali. In questi condotti l'« Evakuationsraum » è visibile per tutta la sua altezza.

(2) Nelle zone di assorbimento delle aree carsiche bolognesi affiorano anche altre formazioni discretamente erodibili, come le marne elveziene.

I condotti interessati dal fenomeno dell'erosione antigraavitativa possono avere, in teoria, qualunque lunghezza. In certi casi il fenomeno può svilupparsi lungo tutto un sistema sotterraneo e avere quindi un ruolo di prim'ordine nell'evoluzione del medesimo. In altri casi può verificarsi solo in alcuni tratti di una grotta: ciò accade per esempio nelle cavità con « si-foni rovesci » percorsi da acque in pressione aventi una certa capacità di sedimentazione.

Per riconoscere grotte o parti di grotte evolutesi per erosione anti-gravitativa si deve tener presente che :

- 1) *I condotti antigraavitativi in avanzata fase di sviluppo hanno in genere una modesta inclinazione e sono privi di pozzi.*
- 2) *Gli assi dei condotti antigraavitativi, sia completamente sviluppati che « abortiti », sono normalmente discordanti rispetto alla giacitura degli strati e delle principali fratture (1), cioè formano angoli più o meno ampi coi piani di stratificazione e di fratturazione. Tale discordanza costituisce un elemento sufficiente per diagnosticare l'origine antigraavitativa di un condotto, ma non necessario. Infatti è possibile, anche se improbabile, che la superficie piezometrica che il condotto raggiunge sviluppandosi verso l'alto fosse parallela o coincidesse, per esempio, con un giunto di stratificazione; oppure che alcuni tratti del primitivo condotto freatico avessero un orientamento uguale a quello delle linee di intersezione tra la superficie piezometrica e i giunti di stratificazione (o le principali fratture), per cui gli assi dei condotti antigraavitativi derivati dall'evoluzione verso l'alto di questi tratti risultano paralleli ai giunti di stratificazione (o ai piani di fratturazione) e, talora, casualmente coincidenti con essi.*
- 3) *I condotti antigraavitativi hanno sempre un fondo detritico, costituito prevalentemente, in genere, da sedimenti lutitico-arenitici. La presenza di tali sedimenti (che possono risultare mancanti in alcuni tratti essendo stati completamente erosi da acque vadose, o venire mascherati da altri sedimenti più grossolani di varia origine) è necessaria ma, ovviamente, non sufficiente per affermare che un condotto è di origine antigraavitativa (2).*

Istituto di Geologia e Paleontologia della Università — Bologna, 17 giugno 1967.

(1) La discordanza tra l'andamento degli assi dei condotti e la giacitura degli strati e delle fratture potrà essere rilevata mediante osservazioni dirette o confrontando il rilievo topografico di una grotta con la tettonica della zona in cui essa è scavata, che dovrà essere studiata dettagliatamente.

(2) Si tenga presente che la parte di un condotto antigraavitativo accessibile all'indagine diretta, cioè la parte libera da detriti, non presenta caratteri morfologici tipici, a parte il suo andamento, che permettano di riconoscerne l'origine. In molti casi essa può essere scambiata, come si è detto, per un normale condotto erosivo a fondo detritico scavato da acque sotto pressione o a pelo libero.

Opere citate

- DONINI L., 1961 — *Nuove scoperte speleologiche nel Bolognese*. Natura e Montagna, (2), 1, n. 3, Bologna.
- FANTINI L., 1934 — *Le grotte bolognesi*. Officine Grafiche Combattenti, Bologna.
- GÈZE B., 1965 — *La Spéléologie scientifique*. Éd. du Seuil, Paris.
- GRUPPO SPELEOLOGICO BOLOGNESE, 1964 — *Elenco delle cavità della Emilia-Romagna*. Sottoterra, Boll. inf. Gr. Spel. Bol. C.A.I. e Speleo-Club Bologna, 7, Bologna.
- GRUPPO SPELEOLOGICO EMILIANO, 1961 — *Le cavità naturali della Emilia-Romagna*. Le Grotte d'Italia, (3), 3 (1959-60), Castellana Grotte.
- HJULSTRÖM F., 1955 — *Transportation of detritus by moving water*. In: *Recent Marine Sediments*. A symposium. Soc. Ec. Paleont. and Mineral., Spec. Publ. 4, Tulsa.
- KYRLE G., 1923 — *Grundriss der theoretischen Speläologie*. Wien.
- MARTINI J., 1960 — *Note sur l'érosion inversée*. Stalactite (Organo della Società Svizzera di Speleologia), 4, n. 5.
- MAUCCI W., 1952 — *L'ipotesi dell'« Erosione inversa », come contributo allo studio della speleogenesi*. Boll. Soc. Adr. Sc. Nat., 46 (1951-52), Trieste.
- PASINI G., 1967 — *Osservazioni sui canali di volta delle grotte bolognesi*. Le Grotte d'Italia, (4), 1, Castellana Grotte.

TAVOLE XI - XIII

Spiegazione della Tav. XI

Rilevamento topografico del « Buco delle Gomme ».

Nella sezione trasversale AA' è visibile la volta del grande condotto riempito da sedimenti argilloso-sabbiosi che si trova sotto il « Buco delle Gomme » (cfr. Tav. XII).

Spiegazione della Tav. XII

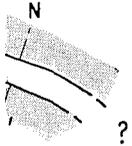
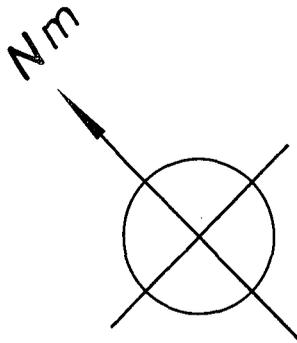
Ingresso del « Buco delle Gomme » (indicato dalla freccia).

Più in basso si nota la parte superiore del grande condotto interamente ostruito da sedimenti, che fu messo in luce casualmente da uno scavo artificiale. Questo condotto, la cui ampiezza è certamente molto maggiore di quella visibile, si congiunge superiormente col « Buco delle Gomme ». In alto a destra si osservano due giunti di stratificazione, che danno un'idea della forte inclinazione dei banchi gessosi. La superficie chiara situata a sinistra, all'altezza dell'ingresso, è il tetto di uno strato.

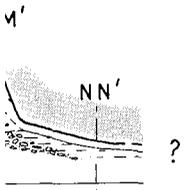
Spiegazione della Tav. XIII

Schema di formazione di un condotto antigrafitativo.

La fig. a) rappresenta, in sezione longitudinale, un tratto di un normale sistema di condotti freatici, formatisi per allargamento di giunti di strato e di fratture. Le figg. b) e c) mostrano l'evoluzione di tali condotti rispettivamente in una fase intermedia e al termine del processo di erosione antigrafitativa.



L e g e n d a



Gessi selenitici del Messiniano



Ghiaia con matrice argilloso-sabbiosa



Argilla sabbiosa



Argilla



Probabile andamento del condotto anti-gravitativo abortito.

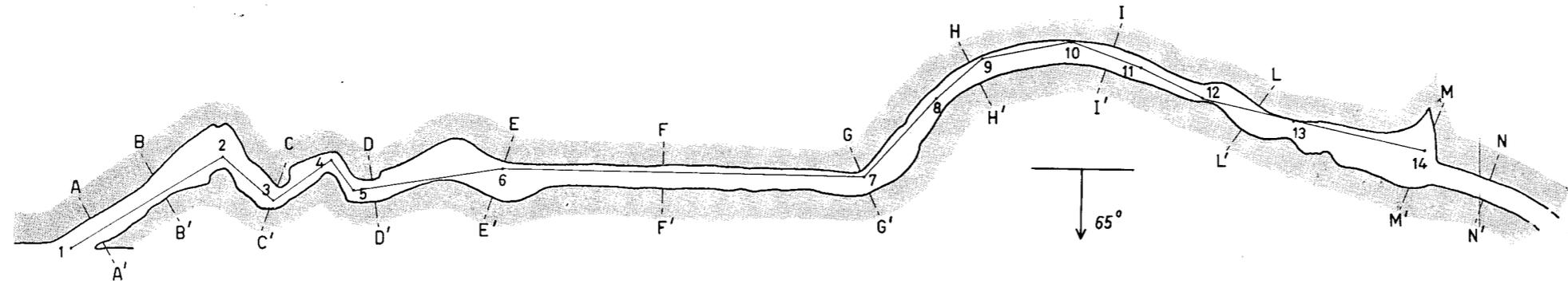


Giacitura degli strati gessosi



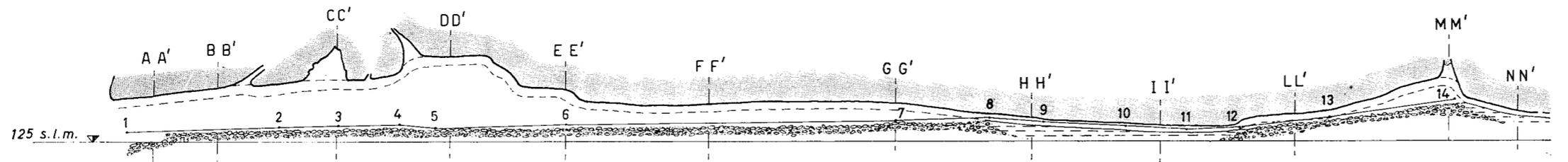
"BUCO DELLE GOMME" (N. 56 E.)

Pianta

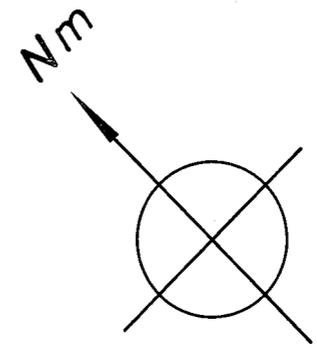
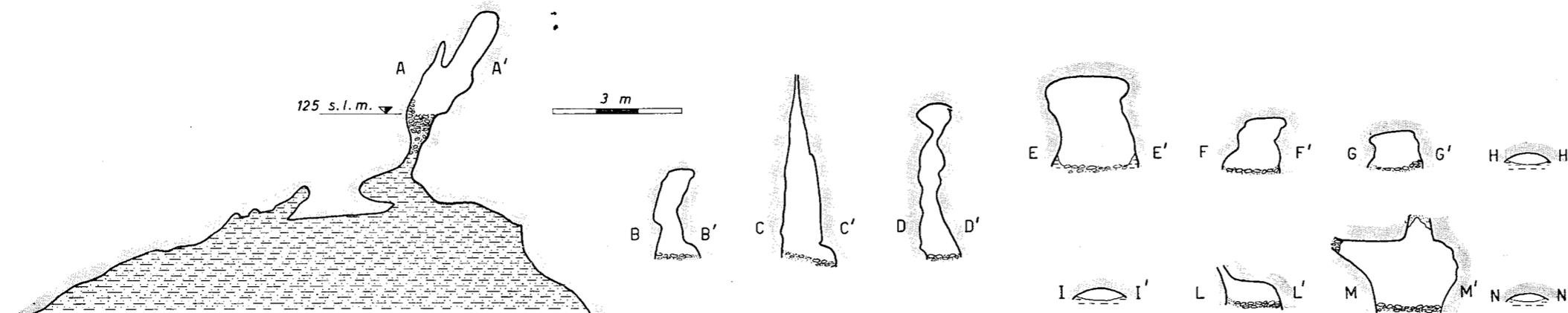


5 m

Sezione longitudinale



Sezioni trasversali

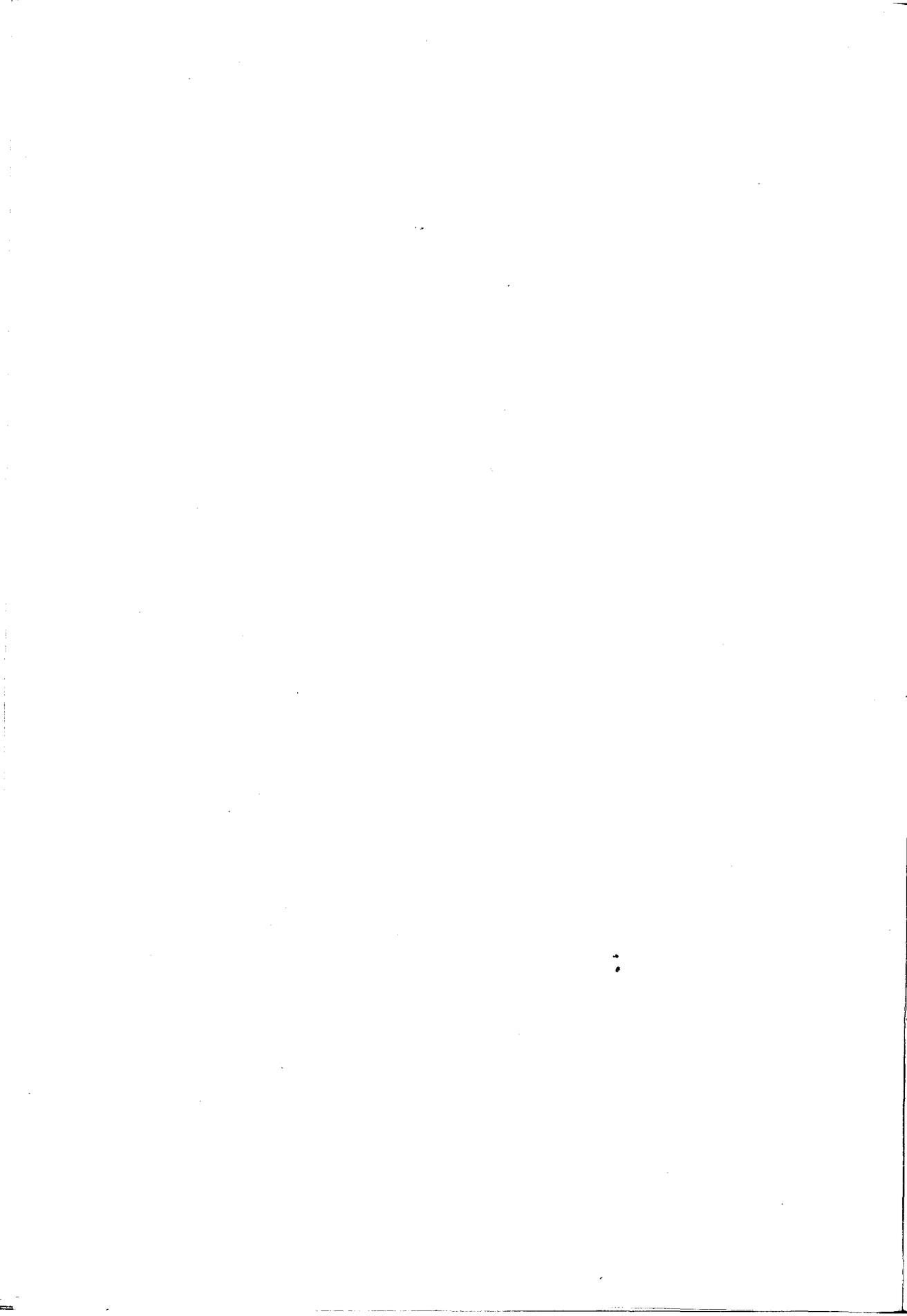


Legenda

-  Gessi selenitici del Messiniano
-  Ghiaia con matrice argilloso-sabbiosa
-  Argilla sabbiosa
-  Argilla
-  Probabile andamento del condotto anti-gravitativo abortito.
-  Giacitura degli strati gessosi



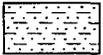




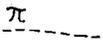
L E G E N D A



Calccare con fratture



Sedimenti argilloso-sabbiosi



Traccia della superficie piezometrica

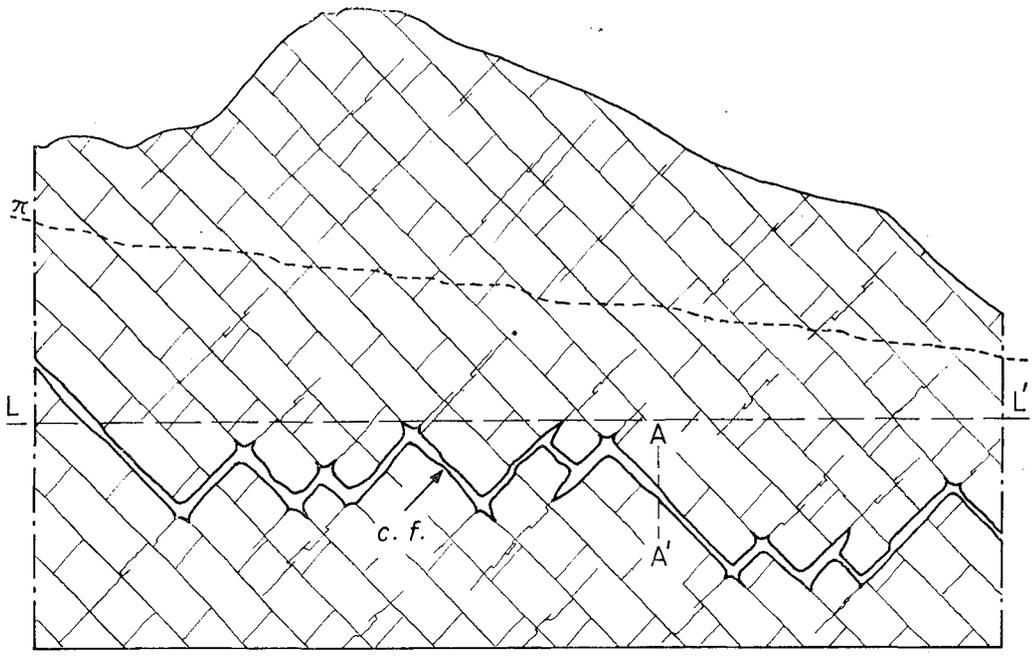


Livello di base locale

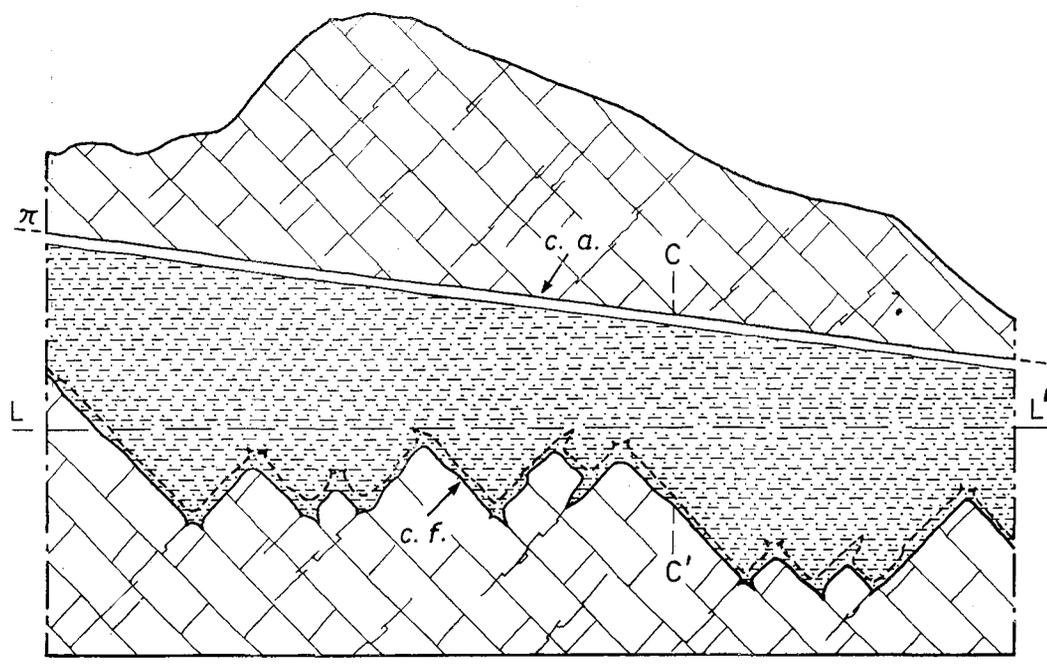
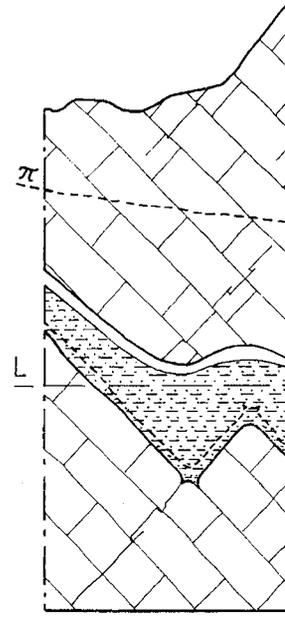
c. f. Primitivo condotto freatico,

c. a. Condotto antigравitativo

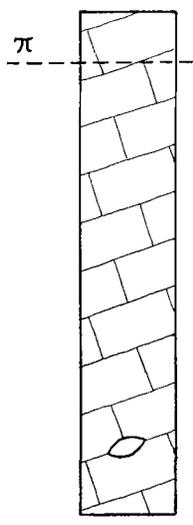
N. B. - *Le sezioni trasversali A A', B B', C C', sono state rappresentate in scala doppia rispetto alle figure a, b, c.*



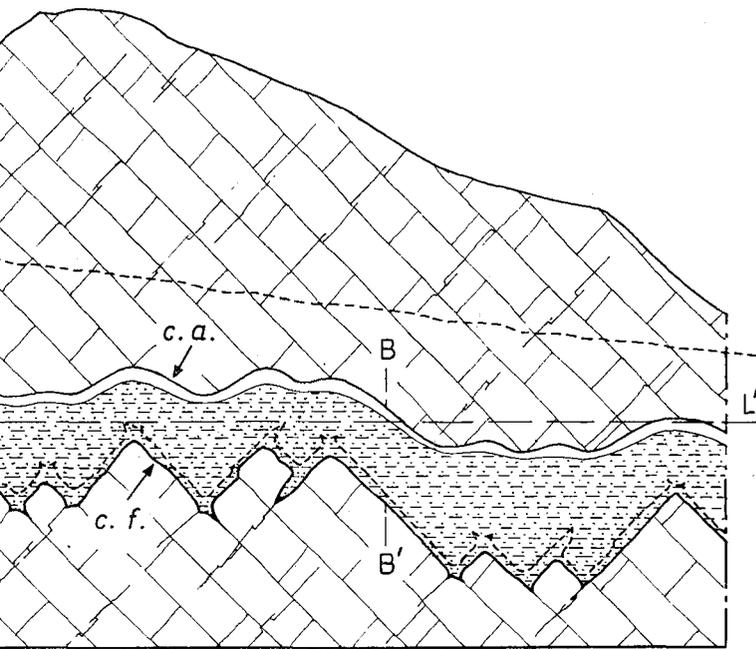
a)



c)

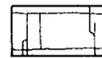


Sez. A A'

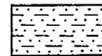


b)

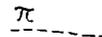
L E G E N D A



Calcare con fratture



Sedimenti argilloso-sabbiosi



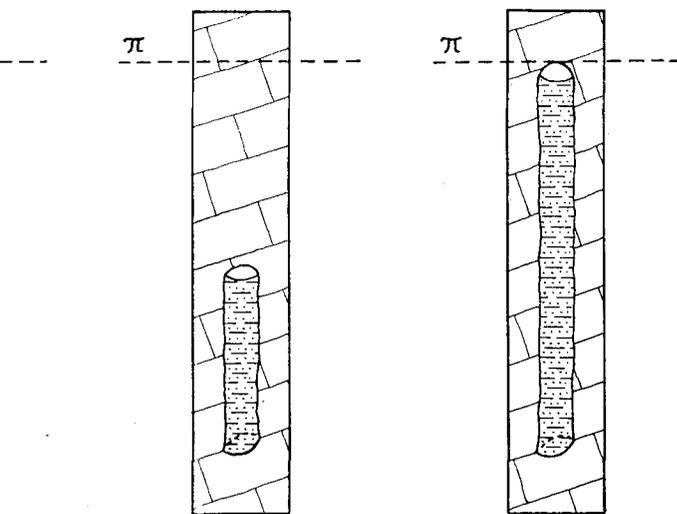
Traccia della superficie piezometrica



Livello di base locale

c. f. Primitivo condotto freatico

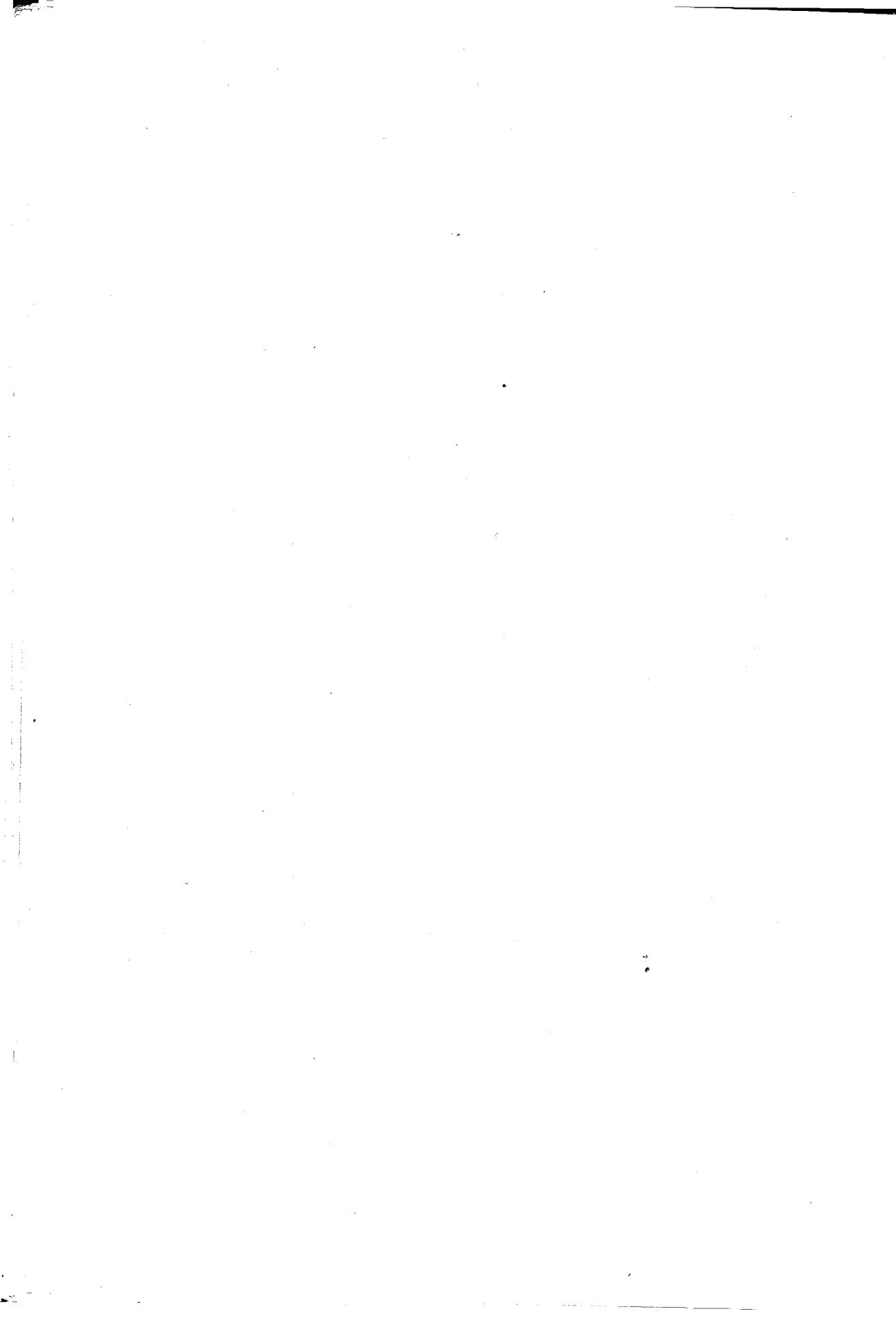
c. a. Condotta antigrafitativo



Sez. B B'

Sez. C C'

N. B. - Le sezioni trasversali A A', B B', C C', sono state rappresentate in scala doppia rispetto alle figure a, b, c.



PAOLO COLANTONI

Morfologia e sorgenti lungo la costa del golfo di Orosei e fondali antistanti

RIASSUNTO

Vengono date notizie sulla campagna di ricerca condotta mediante l'immersione subacquea lungo un tratto di costa del Golfo di Orosei. Si riportano le caratteristiche morfologiche della parte emersa e di quella sommersa oltre a dati sul carsismo e sulle numerose sorgenti sottomarine scoperte. Si segnalano inoltre le tracce di diverse variazioni della linea di riva che, datate mediante metodi di controllo eustatici e correlazioni con livelli fossiliferi segnalati da diversi Autori, permettono di riportare al pre-Tirreniano e dubitativamente al Milazziano II la colata basaltica che ha interessato la zona di Cala Gonone.

SUMMARY

The report includes some information about a research carried out by means of diving along a stretch of coast in the Gulf of Orosei (East Sardinia). The morphological characteristics of the parts both above and below water level are reported, in addition to data about Karst phenomena and the numerous undersea springs discovered. The report also talks about evidence of a number of variations in the coastline that, having been dated by eustatic checking methods and correlation with fossiliferous levels mentioned by various authors, make it possible to refer the basaltic flow which covered the zone of Cala Gonone to the pre-Tyrrhenian and doubtfully to the Milazzian II.

INTRODUZIONE

In questa nota vengono esposti i risultati di una campagna di ricerca condotta con i moderni mezzi di immersione subacquea nel Golfo di Orosei (Sardegna orientale) e precisamente nel tratto di costa compreso fra Calletta di Cartoe e Cala di Luna (tav. Dorgali F. 208 IV NE dell'I.G.M.I.). Detta ricerca mi era stata affidata dall'Istituto Italiano di Speleologia, sezione dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bologna, tramite il gentile interessamento del Dott. C. Cantelli ed è stata svolta sotto la direzione del Prof. Raimondo Selli cui sento il dovere di esprimere la mia riconoscenza per i suoi consigli ed il suo aiuto che hanno permesso la pubblicazione di questo lavoro.

CENNI GEOLOGICI

Lungo tutto l'arco del Golfo di Orosei affiora una larga fascia di terreni calcarei e calcareo-dolomitici appartenenti, secondo i recenti studi di AMADESI, CANTELLI, CARLONI e RABBI, 1960, al Malm superiore.

Sono tipici depositi di bioherma a stratificazione spesso indistinta con abbondanti resti fossili e frequenti passaggi laterali e verticali di facies. Il loro colore è generalmente biancastro ma localmente anche bruno e grigio.

La giacitura di questa formazione corrisponde in generale ad una monoclinale regolarmente immergentesi verso il mare e solcata da numerose faglie con andamento sub-parallelo alla costa.

Sopra i calcari, nella zona di Cala Gonone, poggiano delle alluvioni quaternarie antiche costituite da ciottoli calcareo-dolomitici di dimensioni varie spesso fortemente legati da un cemento calcareo-argilloso rossiccio.

Queste alluvioni, come pure i calcari sopra ricordati, sono poi ricoperte a tratti da espandimenti lavici riversatisi nella zona in tempi recenti. Come ha dimostrato LAURO, 1939, si tratta di basalti olivinici con frequenti fenocristalli pirossenici e plagioclasti.

Le vulcaniti affiorano in vari lembi in prossimità della costa e provengono da diverse bocche eruttive in relazione col sistema di faglie che interessa la zona.

Le formazioni sopra citate sono logicamente molto diverse dal punto di vista della permeabilità ed hanno un comportamento diverso rispetto alla degradazione meteorica, ma l'idrologia e la morfologia della zona sono sempre condizionate fondamentalmente dai calcari.

Questi danno dei declivi abbastanza dolci, con una generale immersione verso mare, interrotti da altipiani irregolari, nell'insieme quasi pianeggianti, ma molto tormentati nei particolari. Le valli sono incassate con profonde gole ma raramente nei loro greti scorre acqua. Le rocce fortemente fratturate hanno permesso un carsismo molto sviluppato con campi solcati e diversi inghiottitoi, frequenti specialmente lungo il corso di Codula de Luna. Molte le grotte, fra cui nota per le sue concrezioni la Grotta Nuova o di Toddeitto che si apre a 166 metri sul livello marino poco ad Ovest delle Grotte del Bue Marino, con uno sviluppo di 450 metri, e la Grotta sa Gatteddia, poco a Sud di Cala Luna, di entità inferiore.

Le colate basaltiche si sono adattate alla morfologia preesistente ed in genere addolciscono i pendii trattandosi di estravasazioni molto fluide

MORFOLOGIA COSTIERA

La caratteristica saliente di questo tratto di costa esplorato è la presenza di pareti strapiombanti che difficilmente permettono approdi. I pendii ed i pianori interni sono infatti bruscamente tagliati sul mare da una faglia praticamente continua che segue quasi tutta l'arcata costa del Golfo di Orosei.

Questo taglio sub-verticale raggiunge quote molto diverse ma anche rilevanti. Sulla Ripa sa Tintura (v. fig. 1) va dai pochi metri, dove inizia a Nord, a quasi 200 metri nei pressi dei Grottoni di Biddiriscottai e, nel tratto di costa a Sud di Cala Fuili, si mantiene intorno ai 60-80 metri per raggiungere i 150 dopo Cala Luna.

La costa alta è quasi sempre tagliata nei calcari che hanno permesso la formazione e la conservazione della falesia. Questa si incontra subito a Sud di Caletta di Cartoe strapiombante in mare, mentre all'altezza dei Grottoni di Biddiriscottai ha al piede dei gradoni dovuti al distacco di grandi blocchi. A Sud della Grotta dei Colombi invece si arresta la falesia e la costa presenta un pianoro calcareo alto 3 metri sul livello del mare e largo fino a 40 metri. Le vera falesia si ritrova in corrispondenza dell'abitato di Cala Gonone e a Sos Dorroles dove il mare ha tagliato una scarpata di 10 metri nelle alluvioni antiche. Da Cala Fuili verso Sud si riprende la costa a picco sul mare interrotta solo dalle piccole rientranze alluvionate delle Cale.

Come si è già accennato i basalti addolciscono in genere la morfologia e dove questi raggiungono il mare la costa degrada abbastanza lentamente. Solo a Nord di Cala Gonone in un unico punto i basalti danno una parete a picco sul mare. Non mancano però i basalti pensili sui pianori tagliati dalla falesia come a N della Grotta dei Colombi, a Fuili e Cala Luna.

Diverse sono le grotte che si aprono sulla costa a diversi livelli sul mare. Sono tutte grotte di origine carsica messe a nudo dall'erosione marina che le ha spesso slabbrate, smembrate e obliterate.

Procedendo da Nord verso Sud le principali cavità che si incontrano sono :

a) *Il grottone di Biddiriscottai.* Si tratta di una grande nicchia alta 30-40 metri con una profondità pressochè uguale. Il fondo è piano, coperto di terriccio rossastro qua e là erboso e situato a 50 metri sul livello del mare.

b) *Il grottone di Biddiriscoteddu* è una cavità analoga alla precedente ma leggermente più piccola e dista da quella circa 500 metri verso Sud. Le due strutture probabilmente facevano parte di un unico complesso interessato da frane recenti che hanno cancellato ogni altra forma.

c) *Una grotta* il cui ingresso è nascosto da diversi massi franati si apre a 3 metri circa sul livello del mare fra le due cavità prima ricordate. È larga 1-2 metri ed è percorribile per almeno 70 metri. Si è instaurata in una diaclasi con direzione Est-Ovest ed immergentesi verso Nord.

d) *La grotta dei Colombi* situata 1700 metri a Nord dell'abitato di Cala Gonone. Vi si accede per un'erta sabbiosa ed il suo ingresso si apre tra i 10 e i 15 metri sul livello del mare. Il vano osservabile è molto alto e vasto ma ben poco profondo. Esso è infatti oblitterato e accecato da una sabbia grossolana in parte cementata che ricopre anche il fondo e segue quindi il pendio antistante. Nella sabbia sono frequenti i pezzi di stalattiti e di incrostazioni alabastrine oltre a scarsi frammenti di conchiglie.

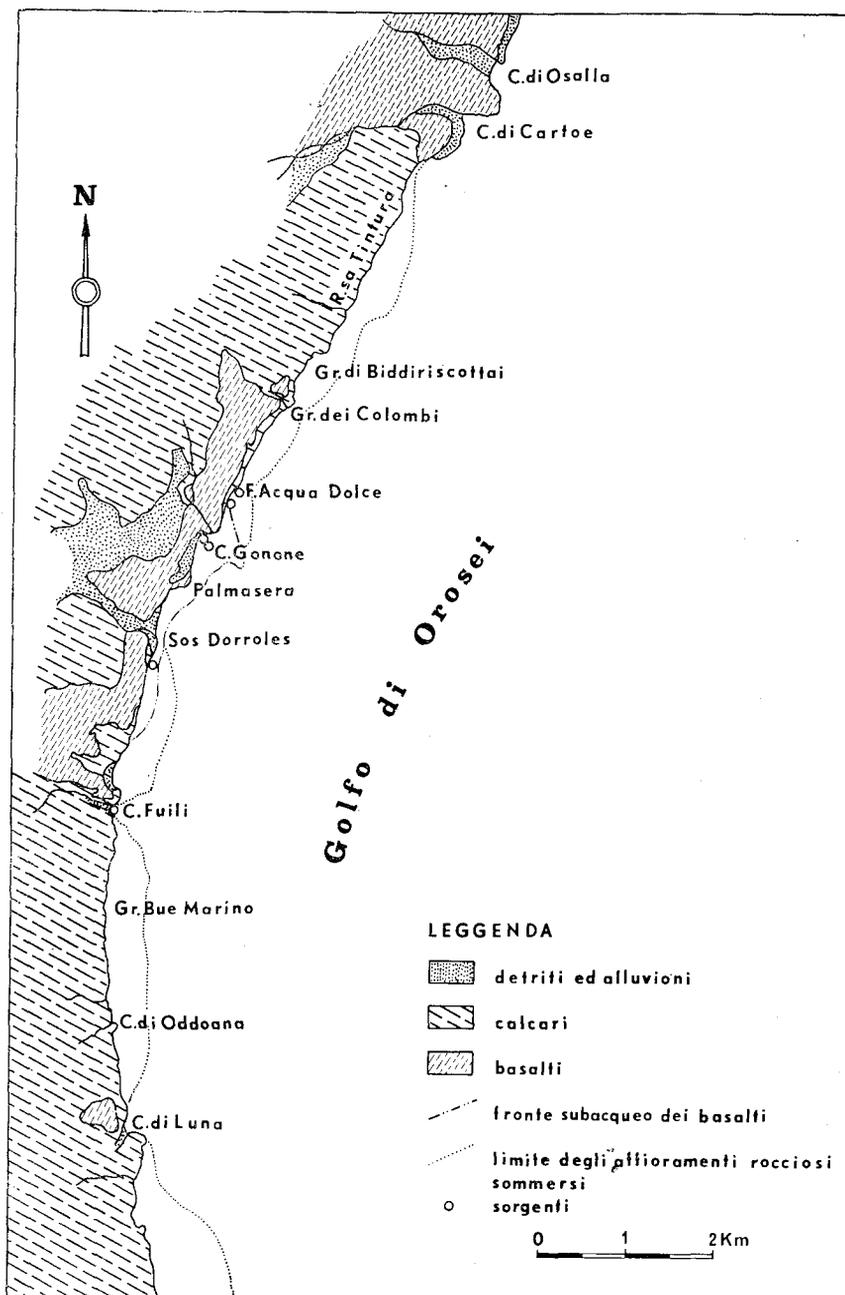


Fig. 1 — Schema geologico della zona studiata.

e) *Le grotte di Fuili* sono quattro cavità nello spuntone che delimita a Nord la piccola Cala e distano fra loro pochi metri. Sono instaurate in corrispondenza di diaclasi orientate NNE-SSO. Il loro fondo è situato a quote diverse che aumentano da Sud a Nord tanto che la grotta più meridionale ha il fondo a — 2,5 metri circa e quella più a Nord a circa + 3 metri sul livello del mare. La grotta maggiore è quella più meridionale: la sua volta è a 12 metri circa, è lunga 70 metri e larga all'ingresso 5 metri. Ha una lieve pendenza verso mare ed è invasa dalle acque per circa la metà della sua lunghezza. Tanto la parte emersa quanto quella sommersa conservano classiche forme di corrosione ad opera di acqua dolce che doveva fluirvi in notevole quantità; attualmente il vano è ostruito da terra rossa con materiale detritico fine con accenno di stratificazione. Tutte le pareti emerse della grotta sono forate da Litodomi fin quasi sulla volta.

f) *Il complesso delle grotte del Bue Marino* (v. Tav. XIV, fig. 2) occupa una larga porzione della costa a Sud della Cala Fuili e costituisce un insieme di cavità molto vaste praticabili per lunghi tratti e comunicanti fra loro per vie subacquee. La loro esplorazione richiederebbe lungo tempo e si rimanda ai diversi lavori pubblicati su queste celebrate grotte ricche di bellissime concrezioni (COLUMBU, 1956 e TRAVERSI, 1960).

g) *Una piccola grotta* alta circa due metri e fortemente slabbrata dal mare si apre sulla costa a picco subito a Sud della Caletta di Oddoana. Il fondo è occupato da materiale detritico grossolano continuamente rimaneggiato dal mare.

h) *Le grotte di Cala Luna* (v. Tav. XV, fig. 1) sono cinque cavità principali accompagnate da altre strutture minori che si aprono sulla porzione settentrionale della spiaggia della Cala. Uguali nella loro struttura a doppio arco convesso, sono instaurate in corrispondenza di diaclasi orientate NNE-SSW. Il fondo è coperto da ciottoli e sabbia grossolana ed è raggiunto ancora dal mare nelle mareggiate più violente. Dalla volta delle cavità pendono diverse concrezioni stalattitiche mentre le pareti sono spesso segnate da fori di Litodomi.

i) *La grotta della Biglietteria* (v. Tav. XV, fig. 2) è il nome recentemente dato dai frequentatori di questo tratto di costa ad un complesso di cavità invase dal mare che si aprono sulle ripide pareti a Sud di Cala Luna. La grotta maggiore ha infatti a fianco dell'ingresso largo 2 metri, un piccolo vano a mo' di finestrella. Le strutture sono lunghe pochi metri ed il loro fondo è coperto da massi.

Sulle pareti a picco del Golfo di Orosei si possono ancora notare interessanti solchi di erosione che documentano livelli marini più alti dell'attuale. Così sulla Ripa sa Tintura si può seguire per lunghi tratti un netto solco del battente alto 12 metri sul mare che si collega perfettamente con le sabbie grossolane del riempimento della Grotta dei Colombi. Questo stesso solco si ritrova oltre Cala Gonone sul promontorio di Cala Fuili ove segna la sommità delle grotte che qui si aprono.

Il solco del battente si presenta ancora a tratti sulla costa interessata dal complesso delle Grotte del Bue Marino e ritorna ben evidente nei pressi di Cala Luna. Ancora più a sud è ben marcato ma discontinuo.

All'altezza della Grotta della Biglietteria vi sono inoltre tracce di un altro solco del battente meno netto del precedente, ma ben evidente. La sua quota è di metri 3,5.

Anche l'attuale livello marino ha scavato dei solchi netti specie a Nord di Cala Gonone ove si possono notare anche alcuni scogli a fungo e superfici piatte di abrasione marina larghe fino a due metri.

Non mancano infine spiaggette, in genere ripide, a ciottoli e scarsa sabbia grossolana in corrispondenza delle Cale di Osalla e Cartoe, a Cala Gonone, dove la spiaggia è lunga circa 200 metri e larga 20, e alle Cale di Fuili e di Luna.

MORFOLOGIA DELLA PARTE SOMMERSA

I terreni che affiorano nei fondali del Golfo di Orosei sono gli stessi che costituiscono i rilievi della costa e cioè i calcari del Malm superiore e i basalti.

Verso il largo si ha una copertura continua di sabbie molto grossolane prevalentemente calcareo-dolomitiche.

Riporto qui sotto i risultati dell'analisi granulometrica di due campioni raccolti davanti a Cala Gonone che possono considerarsi tipici per queste sabbie (fig. 2). Per la loro esatta ubicazione si veda la fig. 3.

Come si può vedere dall'unita cartina (fig. 1) le rocce affioranti costituiscono una fascia abbastanza uniforme larga circa 400-500 metri e rotta solo da rientranze delle sabbie in corrispondenza delle cale. Le profondità massime alle quali si incontra roccia verso il largo si aggirano di media sui 20 metri.

I calcari si trovano direttamente esposti in una larga fascia che va dalla Grotta del Colombi alla Fonte Acqua Dolce, nei pressi di Sos Dorroles e a Fuili. Nelle rimanenti zone essi si presentano a blocchi di dimensioni varie e coperti a tratti da lingue di sabbia e praterie di Posidonie.

Interessanti gli affioramenti di basalto che, come mostra la cartina allegata, non si arrestano alla costa, ma si protendono in mare fino ad una profondità massima di 26 metri davanti a Cala Gonone. In questa zona le lave sono in colata abbastanza uniforme, con superfici segnate solo da piccole scabrosità e mostrano una netta fessurazione prismatica. Nelle parti marginali e verso il largo, i basalti sono invece a blocchi e terminano bruscamente, con un salto di circa 1 metro, sul fondale circostante.

È da notare come gli affioramenti rocciosi sommersi presentino una morfologia abbastanza tormentata.

Il pianoro calcareo che si estende dalla Grotta dei Colombi alla Fonte Acqua Dolce presenta infatti delle profonde incisioni che conti-

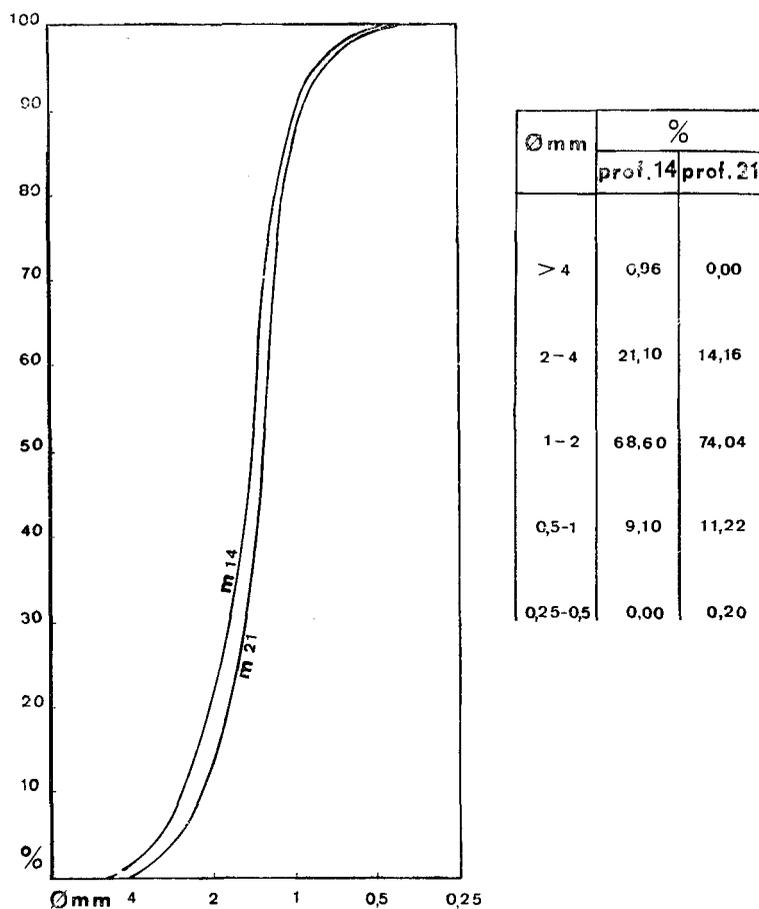


Fig. 2 — Analisi granulometrica di due campioni raccolti sul fondo marino davanti a Cala Gonone alla profondità di m 14 e m 21. Per l'ubicazione vedi Fig. 3.

nuano sott'acqua fino al piede della piccola scarpata. Qui, a tre metri di profondità, delle altre incisioni, dei solchi profondi fino a 2 metri attraversano i calcari perpendicolarmente alla costa e con andamento prevalente NNO-SSE dirigendosi cioè verso l'attuale centro del Golfo di Orosei.

Anche i basalti, poco a Sud, presentano dei canali con pareti a picco alte fino a 4 metri con il fondo occupato da ciottoli.

Queste incisioni mettono a nudo la struttura interna delle lave che mostrano la classica fratturazione colonnare. Ciò dimostra che i basalti

non solo si sono raffreddati in ambiente sub-aereo, ma hanno anche subito un'erosione mentre il mare si trovava ad un livello più basso dell'attuale (Tav. XIV fig. 1).

Delle vere superfici di erosione marina si notano inoltre, a tre metri di profondità, nella già citata zona di Grotta dei Colombi-Fonte Acqua Dolce, nella parte meridionale della Cala di Sos Dorroles, dove l'erosione dei basalti ha messo a nudo un affioramento di calcari, e tutt'intorno allo spuntone Nord della Cala di Fuili. Qui il fondo è ancora calcareo, abraso e spianato a 3,5-4 metri di profondità e presenta anche qualche canalicolo poco profondo di origine subaerea.

Sempre attorno a Fuili un'altra superficie di abrasione marina ha determinato un piccolo pianoro molto tormentato largo una decina di metri alla profondità di 1,6 metri.

SORGENTI SOTTOMARINE

Il problema dell'approvvigionamento d'acqua potabile è comune a molte popolazioni sarde ma esso è particolarmente sentito in questa zona del Nuorese ove il carsismo che interessa le masse calcaree non permette il normale svolgersi dell'idrografia superficiale.

Le acque scorrono infatti in condotti profondi e si manifestano non solo al livello del mare, ma anche sotto di esso, in corrispondenza di antichi livelli di base.

Le manifestazioni sorgentifere più importanti sono localizzate nelle seguenti zone:

1) *Fonte Acqua Dolce*. Con questo nome si indica la sorgente che fornisce la maggior quantità di acqua potabile a Cala Gonone e che è situata presso la costa poco a Nord dell'abitato. Nasce dai calcari immediatamente sotto al contatto con i basalti a circa 3,5 metri sul livello del mare, mentre diverse infiltrazioni si riscontrano anche in mare nella zona antistante.

Una vera sorgente sottomarina si incontra invece poco più a Sud a 2,30 metri di profondità, procedendo in mare con direzione 172° per 25 metri dal piccolo fabbricato della Fonte. La sua temperatura all'uscita rilevata al contatto del fondo, era di 17°C mentre l'acqua del mare ne misurava 22 (26-VII-1960 ore 11).

L'acqua dolce sale dal fondo con una colonna del diametro alla base di 50 cm e si spande quindi in superficie in un sottile velo. E' individuabile abbastanza facilmente perchè in essa la visibilità è molto ridotta.

La sorgente scaturisce da una piccola depressione ripiena di ciottoli in un ripiano scavato nei calcari messi a nudo dall'erosione dei basalti che, come è già stato detto, in questa zona appaiono solcati da profonde incisioni.

Si tratta quindi di una sorgente carsica alimentata da un antico condotto scavato quando il livello del mare era più basso dell'attuale.

2) *Cala Gonone*. Come già è stato ricordato, nella zona di Cala Gonone affiora una fascia detritico - alluvionale. Questa contiene una falda idrica le cui manifestazioni sono però condizionate dai basalti che, ricoprendola quasi interamente, si spingono sotto il livello del mare.

Una prima sorgente si incontra sulla battigia dove le lave sono state erose durante la formazione dell'attuale falesia. Un piccolo pozzo scavato sulla spiaggia ha incontrato acqua dolce ad un livello di pochissimo superiore a quello marino. Evidentemente la modesta falda freatica si manifesta in quanto l'acqua dolce è portata a galleggiare su quella marina che tende ad infiltrarsi verso terra al di sotto di essa.

Altre sorgenti sono sotto il livello marino dove la colata perde la sua compattezza ed il suo carattere di copertura continua. In particolare a 4 e 11 metri di profondità in corrispondenza di un'incisione che interessa i basalti nella parte centrale del porto, e a 14 metri di profondità dove cessano gli affioramenti.

L'acqua dolce scaturisce sempre da piccole zone depresse con sabbie e ciottoli quasi del tutto prive di alghe e fauna fissa cui fanno riscontro le zone circostanti ricoperte da diversi organismi incrostanti fra cui spiccano molluschi e briozoi.

Le scaturigini, anche piccole, si notano per un certo tremolio della luce e per la loro temperatura che si aggirava, al mattino del 24-VII-1960, sui 19°C mentre quella del mare era di 23°C.

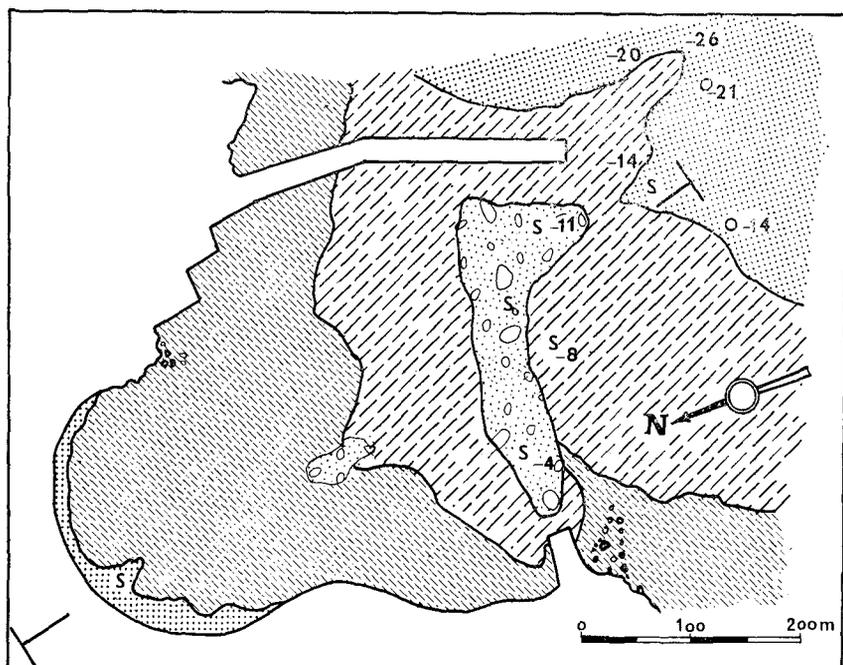
Per illustrare l'interessante zona di Cala Gonone penso sia sufficiente lo schizzo allegato con relativo profilo (fig. 3). Mi pare comunque chiaro che anche le sorgenti sottomarine derivano dalla stessa falda idrica sopra ricordata e che le acque, impedito nello sbocco al livello del mare, si manifestano dove la copertura lavica cessa e dove questa comunque è interrotta, per cui assumono una certa artesianità.

3) *Sos Dorroles*. In questa zona affiorano ancora alluvioni antiche come a Cala Gonone, ma la falda ivi contenuta non ha l'importanza di quella prima ricordata. Modeste scaturigini di acqua dolce si hanno però in corrispondenza dell'alveo secco dell'attuale torrente al livello del mare e a 5 metri di profondità, ed inoltre un poco più a Sud, a 4 metri di profondità.

Più interessante una sorgente carsica che nasce 200 metri a Sud della Cala, ove una fascia di calcare spunta dai basalti erosi. L'acqua esce da un'incisione profonda circa 3 metri e si spande in un sottile velo in superficie. La sua temperatura era di 18°C.

Il fondo circostante è per breve tratto calcareo con frequenti segni di corrosione subaerea a 3 metri di profondità.

4) *Cala Fuili*. Questa è forse la zona più ricca di acqua potabile facilmente sfruttabile. Ai due lati della spiaggia ciottolosa infatti, dalle ai-



LEGGENDA



Y traccia della sezione

S = sorgenti

O = campioni raccolti

Fig. 3 — Fondali di Cala Gonone: 1 - Basalto in colata; 2 - Basalto a blocchi; 3 - Sabbia e ciottoli; 4 - Sabbia.

luzioni attuali del torrente, nascono due sorgenti di entità abbastanza notevole. Sono logicamente delle manifestazioni della falda subalvea portata a galleggiare sull'acqua del mare che tende ad infiltrarsi verso terra. Risalendo la « codula » infatti, solo ad una distanza dal mare di un centinaio di metri, basta scavare un poco fra i ciottoli, che affiora l'acqua dolce.

Manifestazioni sorgentifere di scarsa importanza sono anche in mare di fronte al centro della spiaggia a 4 metri di profondità e a 2 metri nella parte più meridionale di questa.

5) *Grotte del Bue Marino*. Da questo complesso esce una notevole quantità d'acqua dolce ma queste grandi cavità, come è già stato detto, non sono state oggetto di particolare ricerca.

6) *Cale di Oddoana e di Luna*. In questa zona è stata riscontrata presenza di acqua dolce, ma in minima quantità e senza polle ben definite.

Se si vogliono riallacciare fra loro le varie sorgenti segnalate e tracciare degli allineamenti, appare chiaro come vi siano dei livelli sorgentiferi ben delineati e corrispondenti a diversi livelli di base.

Così, oltre all'attuale livello del mare, segnato dalle sorgenti di Cala Gonone, Sos Dorroles e Fuili, si può notare il livello di base a 3,5 metri della Fonte Acqua Dolce e quello fra i 3 ed i 5 metri di profondità marcato dalle sorgenti a Sud della Fonte Acqua Dolce, di Sos Dorroles e Fuili

OSCILLAZIONI DELLA LINEA DI RIVA

Riassumendo le osservazioni morfologiche della parte emersa e sommersa di questo tratto di costa, si possono riconoscere agevolmente alcune antiche linee di riva (v. fig. 4).

1) Il primo livello di erosione marina è posto a 12 metri sopra il livello attuale ed è testimoniato dal netto solco del battente che si nota sulle pareti calcaree di Ripa sa Tintura, a Cala Fuili, a Cala Luna ed ancora più a Sud. A questo livello si collega anche la struttura della Grotta dei Colombi e, se pur lievemente più bassa, la superficie abrasa tra Gonone e Palmasera in cui affiora una larga fascia di alluvioni sottostanti ai basalti.

2) Il secondo livello di erosione marina è il più netto ed il meglio conservato di tutti. Esso è a 3 metri di altezza ed è segnato da un terrazzo che si estende con continuità per quasi mille metri dalla Grotta dei Colombi alla Fonte Acqua Dolce e che riappare, in lembi, a Sud di Sos Dorroles e a Cala Fuili. Questo livello è marcato anche dalla sorgente della Fonte Acqua Dolce, dal fondo della piccola grotta che si apre sulla Ripa Margheddie e dal solco del battente osservabile alla grotta della Biglietteria.

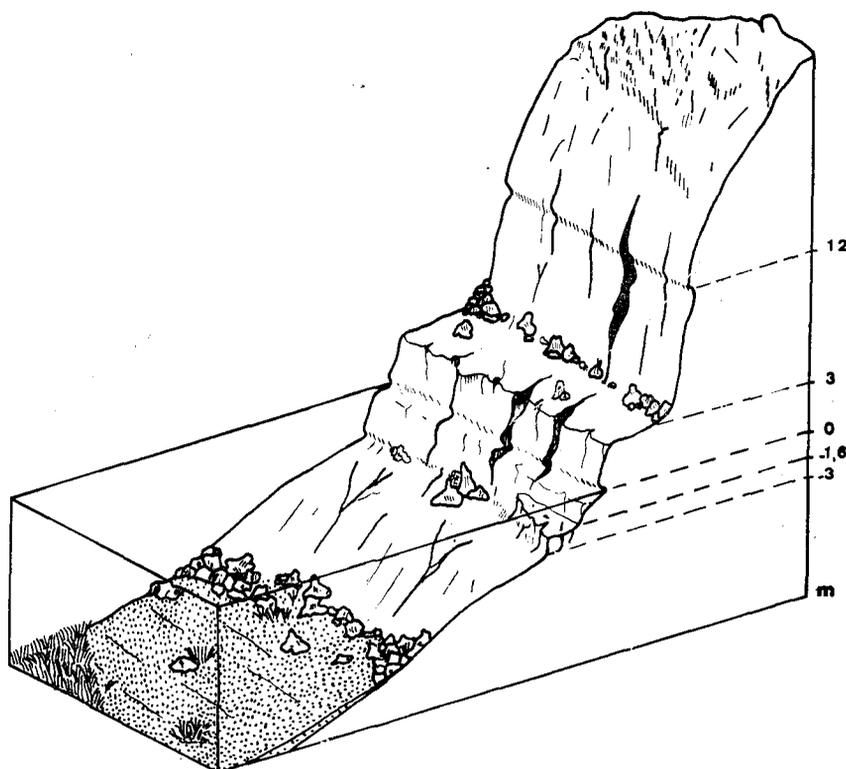


Fig. 4 — Schema delle antiche linee di riva nel tratto studiato del Golfo di Orsei.

3) Una terza linea di costa è posta a 1,6 metri di profondità ed è testimoniata solo da un terrazzo mal conservato e fortemente slabbrato che si osserva nella parte settentrionale dello spuntone di Fuili.

4) Un quarto livello molto ben marcato è posto sott'acqua a 3 metri di profondità. È segnato da una superficie praticamente piana, continua tra la grotta dei Colombi e la Fonte Acqua Dolce e a piccoli tratti a Sos Dorroles ed attorno allo spuntone di Fuili. Nei pressi della Fonte Acqua Dolce è accompagnato da un lieve solco del battente e da una sorgente subacquea. Allo stesso livello riferisco inoltre anche le sorgenti di Sos Dorroles e di Fuili.

5) Un'altra linea di riva molto più bassa dell'attuale livello marino è ancora ben osservabile senza però che si possa indicare il suo limite. A questo livello riferisco la effusione subaerea dei basalti ed i solchi di erosione che si notano nella zona della Fonte Acqua Dolce, di Cala Gonone di Sos Dorroles e di Fuili.

Data la mancanza di reperti fossili che potrebbero fornire utili indicazioni, il problema delle datazioni delle linee di riva osservate appare risolvibile solo con l'applicazione dei metodi di controllo eustatici.

Pur considerando che questi metodi, come ha posto in risalto SELLI, 1962, vanno applicati con notevole prudenza essendo spesso molto difficile distinguere le vere trasgressioni glacioeustatiche da quelle tettoniche e isostatiche, si ha ragione di credere che la regione in esame sia rimasta sufficientemente stabile, almeno nell'ultima parte del Quaternario, da permettere delle correlazioni basate solo sull'altezza dei livelli marini.

Secondo ogni verosimiglianza la linea di costa più alta da me osservata, quella cioè posta 12 m di altezza sul livello marino attuale, dovrebbe potersi riferire al Tirreniano e probabilmente al Tirreniano II (ZEUNER, 1956).

Questa mia datazione potrebbe anche essere confermata dalla segnalazione di COMASCHI CARIA, 1955, la quale cita, poco a Nord della zona da me studiata, un ritrovamento di faune Tirreniane a 5 m sul livello marino attuale raccolte però, come si può vedere dalla carta geologica allegata al suo lavoro, su di un terrazzo il cui orlo più elevato oltrepassa di poco i 10 m.

Anche l'altezza degli abbondanti fori di Litodomi di notevoli dimensioni osservati nelle Grotte di Cala Fuili e Cala Luna e in alcune zone all'interno delle Grotte del Bue Marino potrebbe indicare ancora un'età tirreniana per la linea di riva in esame.

Il terrazzo dei 3 metri sul livello marino attuale è molto sviluppato e quindi verosimilmente deve rappresentare un periodo di erosione più prolungata di quello dei 12 m.

Data la quota, le datazioni possibili sono due: o Tirreniano (Epi-Monastir di Zeuner, 1956 = Neotirreniano di Bonifay e Mars, 1959) oppure Optimum Climatico del Neolitico che, secondo FAIRBRIDGE, 1961 equivarrebbe alle due Peron Submergences.

L'assegnazione del terrazzo al Tirreniano è suffragata dalle segnalazioni di un livello marino posto a 2-3 m contenente faune tirreniane molto povere nella Sardegna settentrionale (PECORINI, 1954) e nella Corsica (OTTMANN, 1958) ma d'altra parte il suo ottimo stato di conservazione fa supporre che alla sua formazione abbia contribuito anche l'Optimum Climatico.

In definitiva quindi, considerando la morfologia e la estensione di questo terrazzo, può darsi che questo sia il risultato dell'erosione Tirreniana cui si è sommata quella Flandriana (Optimum Climatico).

Per quanto riguarda i terrazzi dei — 1,6 e — 3 m rispetto all'attuale livello del mare, questi possono essere più recenti dell'Optimum Climatico oppure anche più antichi e corrispondere a soste e ritiri della trasgressione flandriana. La questione non può essere ben definita, comunque, considerando il livello assoluto del mare, questi dovrebbero essere posteriori all'Optimum Climatico e corrispondere a qualche ritiro marino che FAIR-

BRIDGE, 1961, chiama Bahama, Crane Key, Pelham Bay, Florida e Paria Emergences.

Il terrazzo dei — 3 m però, data la sua estensione e la sua morfologia, può avere subito una sorte analoga a quello dei + 3 m con erosioni anteriori e posteriori all'Optimum Climatico.

Quindi in definitiva la successione dei terrazzi dal più recente al più antico, a mio modo di vedere, è :

— 3	<i>Olocene</i>
— 1,6	
+ 3	
— 3	
+ 3	<i>Pleistocene</i>
+ 12	

Circa il problema dell'età dei basalti è già stato fatto notare che questi si sono formati in un ambiente subaereo e sono stati erosi nella formazione del terrazzo poco a Sud di Cala Gonone che si accorda con la linea di riva a 12 m sul livello attuale del mare. Essi sono cioè sicuramente anteriori al Tirreniano II.

Si può inoltre osservare come i basalti si siano adagiati su di una morfologia poco diversa dall'attuale e come essi stessi abbiano un aspetto non eccessivamente alterato rispetto a quello che dovevano avere subito dopo la effusione.

In definitiva, i basalti debbono considerarsi pre-Tirreniani ma non molto antichi e, dovendo essersi formati durante un periodo di regressione marina, con ogni verosimiglianza si possono riferire a un glaciale.

È da considerare anche che sotto ai basalti vi sono delle alluvioni abbondanti, dovute forse ad un notevole periodo pluviale e quindi anche esse corrispondenti ad un glaciale. Per la loro morfologia comunque non possono essere anche queste molto antiche.

Dagli elementi raccolti quindi si può certamente affermare solo che i basalti e le alluvioni pre-basaltiche sono del Quaternario medio, ma, considerando anche lo stato di alterazione dei basalti si può anche avanzare l'ipotesi che questi possono corrispondere al Milazziano II, mentre per le alluvioni appare più probabile che siano Milazziane.

Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Bologna.

Opere citate

- AMADESI E., C. CANTELLI, G. C. CARLONI, E. RABBI, 1960. *Ricerche geologiche sui terreni sedimentari del foglio 208 - Dorgali*. Giorn. Geol. (2) XXVIII, 59-87, 2 Tavv., 3 figg., 1958-1959.
- BLANC A. C., 1962. *Sur le Pléistocène marin des costes Tyrrhéniennes et Ioniennes et les cultures paléolithiques associées*. Quaternaria, VI, 371-389, Roma.
- BONIFAY E., e P. MARS, 1959. *Le Tyrrénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne*. Bull. Soc. Geol. France, 7, t. I, 62-78.
- CALVINO F., I. DIENI, F. FERASIN, G. PICCOLI, 1958. *Relazione preliminare sui rilevamenti geologici del foglio n. 195 Orosei (Sardegna)* - Boll. Soc. Geol. It., LXXVII, 3, 71-89, 8 figg., 1 Tav., Roma.
- CARDINI L., 1955. *Tracce di linea di riva e indizi di abitati umani pleistocenici in grotte costiere della Sardegna Orientale*. Quaternaria, II, 310-311, Roma.
- CASTANY C., F. OTTMAN 1957. *Le Quaternaire marin de la Méditerranée occidentale*. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., I, 1, 46-55, Paris.
- CHARLESWORTH J. K., 1957. *The Quaternary Era. I-II*, 1700 pp., 300 figg., 32 Tavv., London.
- COLUMBU M., 1956. *Note preliminari sulla più lunga grotta d'Italia, Il Bue Marino e su altre cavità naturali in provincia di Nuoro*. Atti VI Congr. Naz. Speleol. Trieste 1954, 174-180, 2 figg., Trieste.
- COMASCHI CARIA I., 1955. *Prima segnalazione del Tirreniano fossilifero ad Orosei (Sardegna Orientale)*. Quaternaria, II, 99-103, 3 figg., Roma.
- D'AMICO C., P. GAZZI, R. PELLIZZER, G. SIMBOLI, 1960. *Notizie geologiche e petrografiche sui terreni eruttivi e metamorfici nel foglio Dorgali (Sardegna Orientale)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, VIII, 29, 3-4, 201-206, Roma.
- FAIRBRIDGE R. W., 1961. *Eustatic changes in sea level*. in: *Physic and Chemistry of the Earth*, 99-185, 15 figg., 2 Tavv., Pergamon Press, London.
- FAIRBRIDGE R. W., 1962. *World Sea Level and Climatic Changes*. Quaternaria, VI, 111-134, Roma.
- ISSEL A., 1914. *Lembi fossiliferi quaternari e recenti della Sardegna meridionale*. Rend. Acc. Naz. Lincei, V, XXIII, 759-770, Roma.
- LAURO C., 1939. *Studio geologico e petrografico delle rocce vulcaniche post-mioceniche della Sardegna. Nota III. I Basalti di Orosei e Dorgali*. Period. Mineralogia, X, 33-79, Roma.
- MALATESTA A., 1954. *Risultati del rilevamento del foglio 192 (Alghero Isola di Sardegna)*. I. *Note di stratigrafia quaternaria*. Boll. Serv. Geol. It., LXXV, 369-396, 17 figg., 1953, Roma.
- OTTMANN F., 1958. *Les formations pliocènes et quaternaires sur le littoral corse*. Mem. Soc. Geol. France, XXXVII, 4, m. 84, 1-176, Tav. I-VI.
- PECORINI G., 1954. *Le dune fossili e i paleosuoli del territorio di Alghero (Sardegna)*. Rendic. Acc. Naz. Lincei, 8, XVI, 735-741, Roma.
- SEGRE A., 1954. *Il Tirreniano del Golfo di Terranova Pausania (Olbia) e la sua fauna malacologica*. Boll. Serv. Geol. It., LXXVI, 45-74, 1 fig., 5 Tavv., Roma.

- SELLI R., 1952. *Le Quaternaire marin du versant Adriatique Ionien de la peninsule italienne*. Quaternaria, VI, 391-413, 4 figg., 1 carta geol., Roma.
- TRAVERSI C., 1960. *La grotta del Bue Marino e le cavità naturali del Nuorese Orientale*. L'Universo, XL, n. 6, Firenze.
- VARDABASSO S., 1956. *Il Quaternario della Sardegna*. Actes du IV Congrès INQUA, 995-1018, Tavv. I-II, Roma.
- ZEUNER F. E., 1956. *The three « Monastirian » Sea-Level*. Actes du IV Congr. INQUA, 547-553, Roma.
- ZEUNER F. E., 1959. *The Pleistocene Period*. 447 pp., 80 figg., 3 app. London.
-

TAVOLE XIV - XV

Spiegazione della Tav. XIV

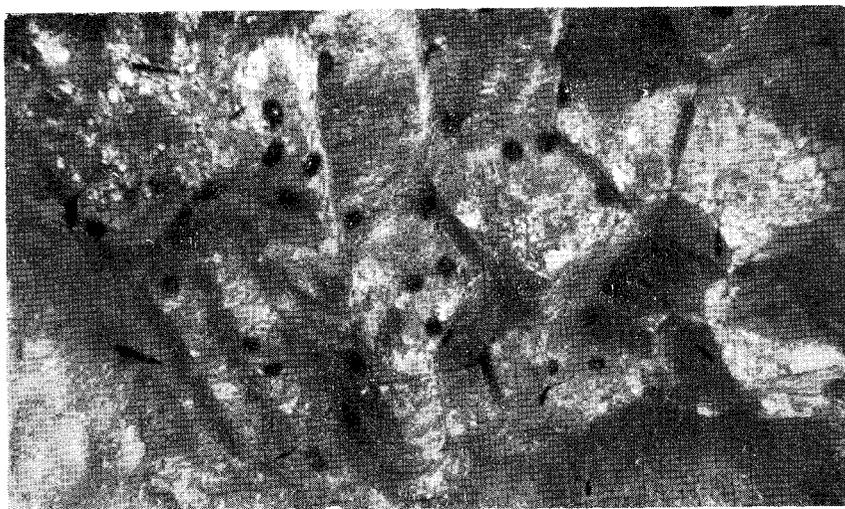
Fig. 1 - Basalti a fessurazione colonnare affioranti a 8 m di profondità poco a Nord di Cala Gonone.

Fig. 2 - Ingressi alle grotte del Bue Marino. Il netto solco del battente si trova a 12 m s. l. m.

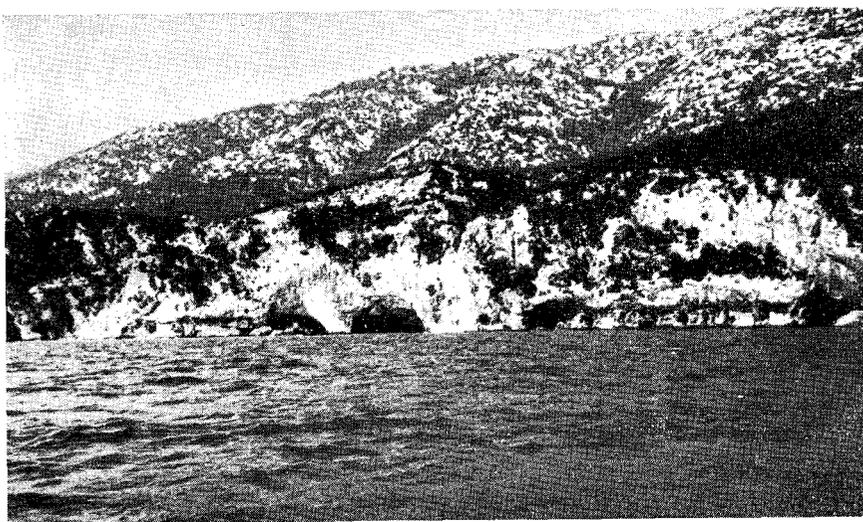
Spiegazione della Tav. XV

Fig. 1 — Ingressi alle grotte di Cala Luna: il solco del battente è a 12 m. s. l. m

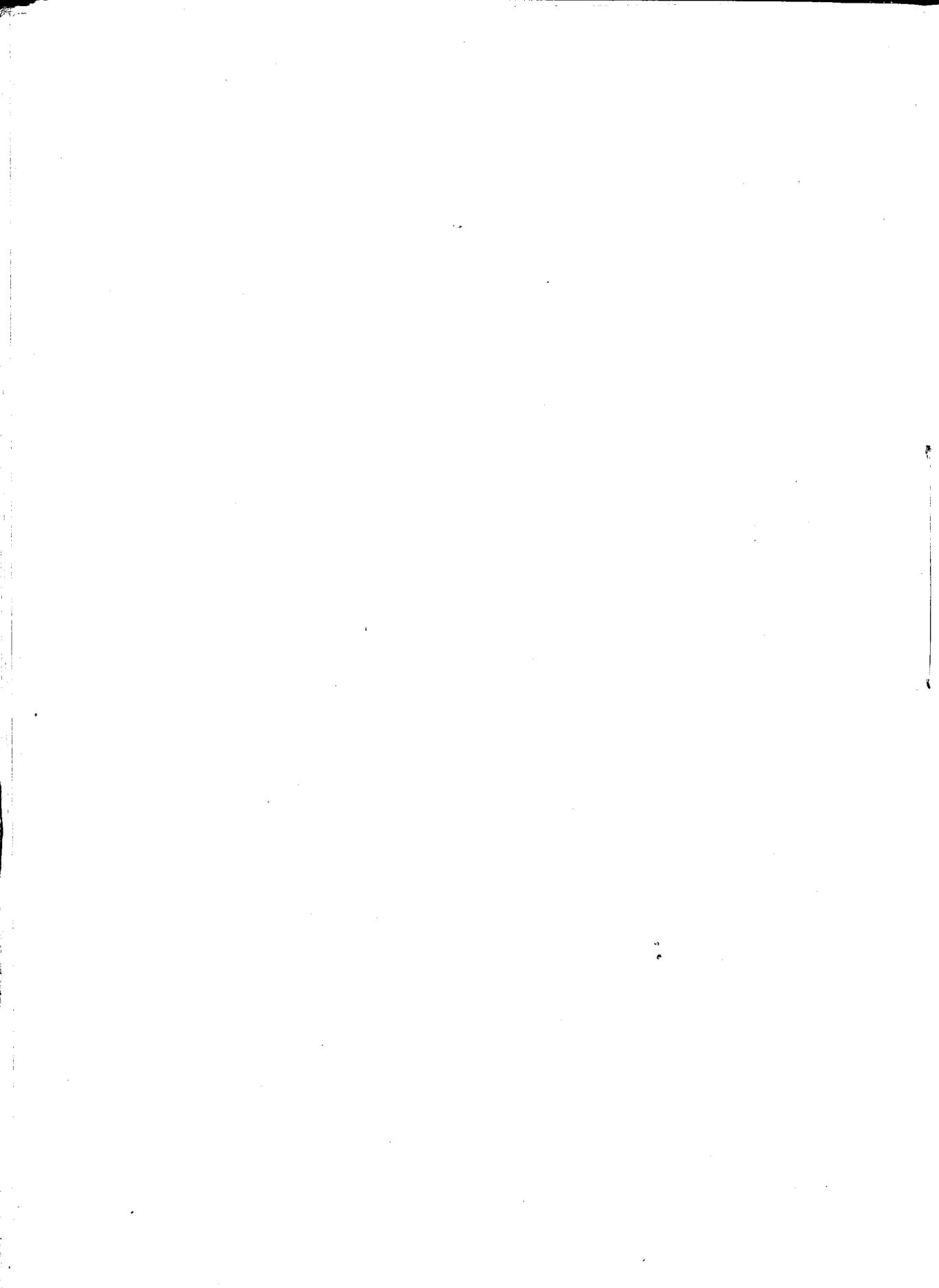
Fig. 2 — Ingresso alla grotta della Biglietteria: tracce del solco di erosione a 3 m s.l.m

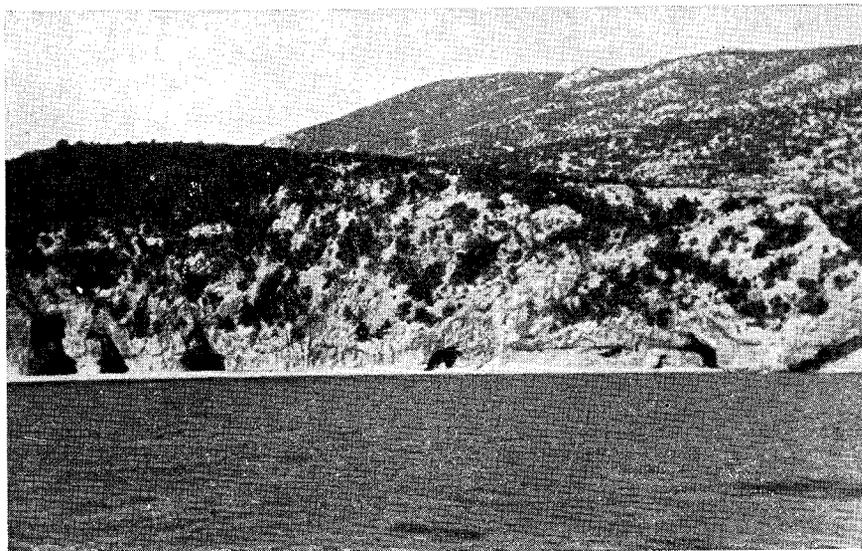


1

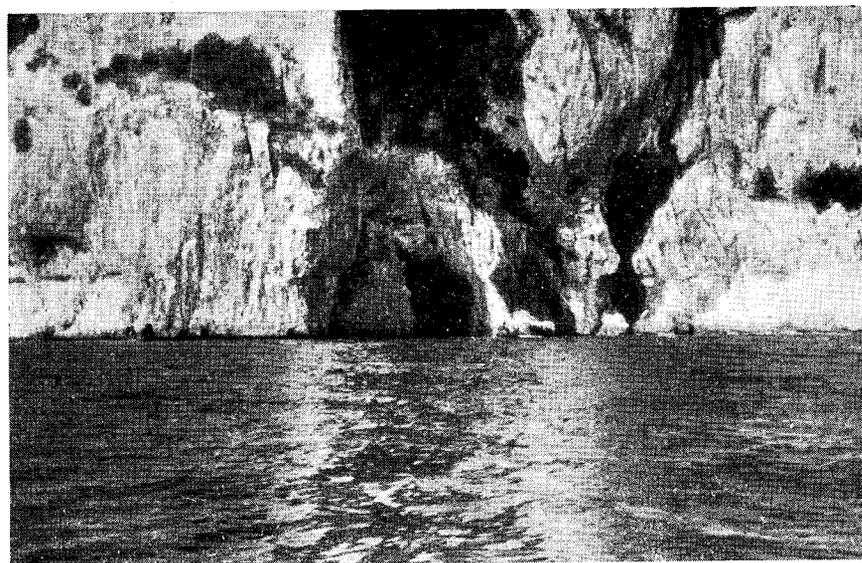


2

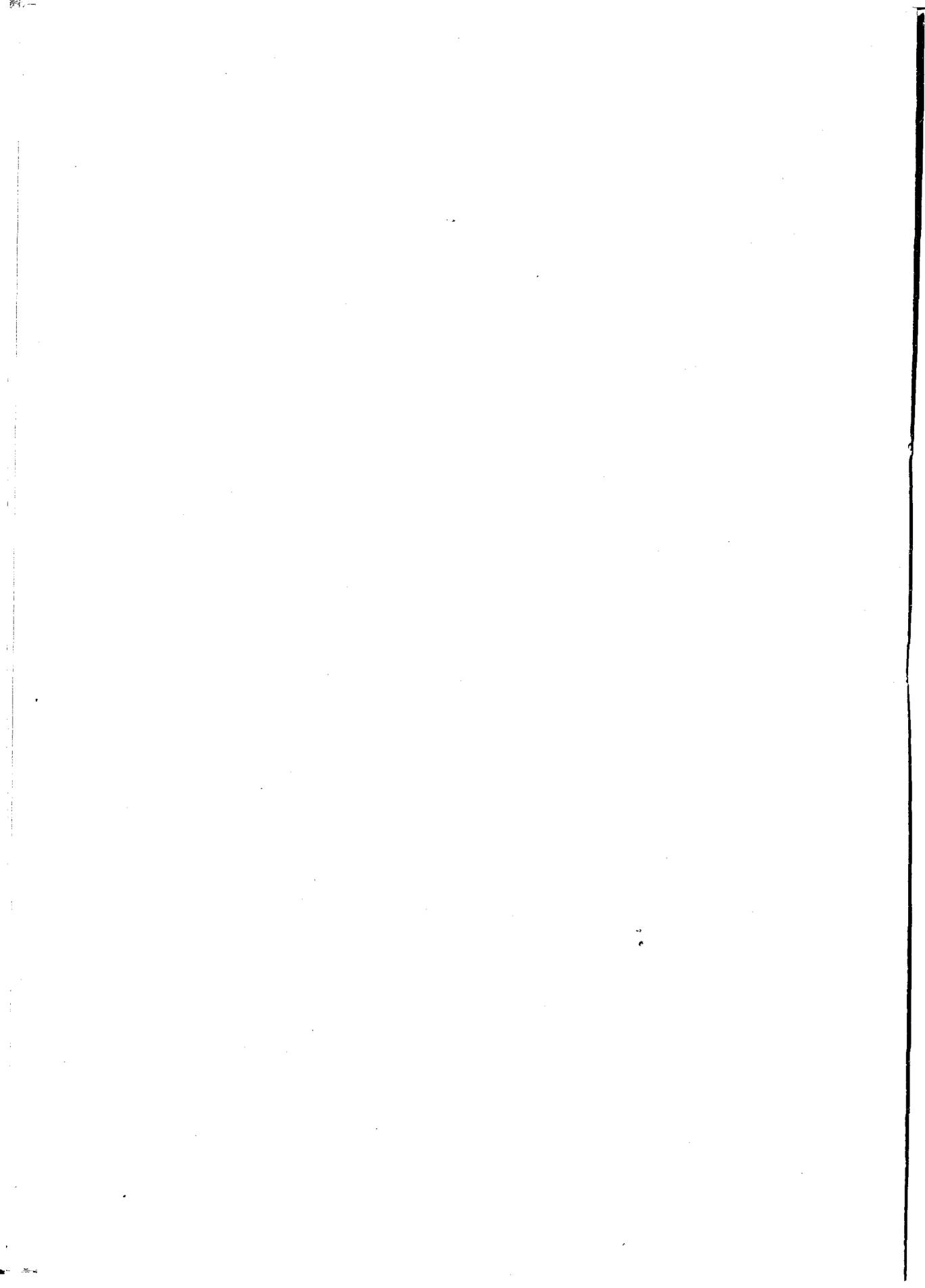




1



2



Prime osservazioni discriminatorie tra fenomeni carsici e paracarsici nella Regione Friuli - Venezia Giulia⁽¹⁾

RIASSUNTO

Gli AA. riferendosi ad una recente proposta di F. ANELLI, sono d'accordo sulla opportunità di procedere a una distinzione tra fenomeni *carsici*, *paracarsici* e *pseudocarsici* ed adottano senz'altro il nuovo termine di *fenomeni paracarsici* introdotto dal suddetto A. per indicare la ricca gamma delle manifestazioni carsiche attenuate e difformi che di solito si sviluppano in rocce sedimentarie scarsamente solubili in acqua carbonicata, quali sono le carbonatiti impure in genere e particolarmente i calcari dolomitici, le dolomie, certi conglomerati, alcune arenarie, ecc. Premesso questo, e dopo aver accennato a un nuovo metodo per lo studio del carsismo da loro ideato, espongono i primi risultati delle loro osservazioni discriminatorie eseguite in tal senso nella Regione Friuli-Venezia Giulia, intesa nei suoi confini naturali.

RÉSUMÉ

Les Auteurs, en se rapportant à la proposition de F. ANELLI, sont d'accord sur l'opportunité d'une distinction parmi les phénomènes karstiques, parakarstiques et pseudokarstiques et ils adoptent le nouveau terme de phénomènes parakarstiques introduit par l'Auteur susdit pour indiquer la riche série des différentes manifestations karstiques atténuées qui d'ordinaire se développent dans les roches sédimentaires peu solubles par les eaux riches en acide carbonique, telles les « carbonatiti » (roches carbonates) impures en général et en particulier les calcaires dolomitiques, les dolomies, certains conglomerats, quelques grès, etc.

Cela posé, et après avoir mentionné une nouvelle méthode pour l'étude des phénomènes karstiques, les Auteurs donnent les premiers résultats de leurs observations accomplies dans la région karstique du Frioul et de la Vénétie Julienne bien entendu dans les confins naturels.

(1) Lavoro eseguito con il contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

CENNI D'ORIENTAMENTO

Già nel 1959 il prof. FRANCO ANELLI, direttore delle Grotte di Castellana (Bari) avanzò una sua proposta per stabilire una nomenclatura scientifica ufficiale riguardante i fenomeni carsici, onde arrivare a più facile comprensione tra gli studiosi.

Analoghe iniziative erano state prese in precedenza anche da altri specialisti come O. MARINELLI, G. B. TRENER, C. BATTISTI, L. RICCI, R. BIASUTTI, ecc. Il tentativo fu rinnovato pure da W. MAUCCI (1960), in occasione del decennale della fondazione della Sezione Geospeleologica della Società Adriatica di Scienze di Trieste. Purtroppo, forse a causa della grandissima varietà dei fenomeni carsici epigei ed ipogei difficilmente distinguibili con un determinato appellativo, o classificabili con una certa esattezza, tutti questi tentativi non ebbero successo, al contrario di quanto era lecito ed anche logico sperare. I diversi AA. hanno infatti preferito, e preferiscono ancor oggi, terminologie piuttosto soggettive influenzate molto spesso dagli usi locali, soprattutto per quei numerosi fenomeni carsici non chiaramente specificabili che ognuno preferisce definire a proprio modo. Noi comunque non intendiamo, almeno per ora, dilungarci in questo argomento di stretta terminologia, a cui abbiamo accennato per pura incidenza; ma ci limiteremo piuttosto a trattare delle nostre osservazioni preliminari a carattere discriminatorio sui fenomeni carsici di vario tipo interessanti estesamente la Regione Friuli - Venezia Giulia, i quali possono essere inquadrati senza sforzo particolare in due grandi categorie fondamentali: cioè in quella dei *fenomeni carsici* propriamente detti e in quella dei *fenomeni paracarsici*, adottando con ciò per questa ultima categoria il termine molto opportunamente proposto da ANELLI, (1963) di cui parleremo in seguito. Eviteremo con ciò gli inconvenienti che potrebbero derivare da una eccessiva e troppo affrettata schematizzazione o classificazione ad ogni costo, di manifestazioni che la natura stessa non ha distinto nettamente le une dalle altre e che pertanto presentano in realtà passaggi e sfumature innumerevoli, con grande ricchezza di forme atipiche.

A tale proposito aggiungeremo che il compianto professore MICHELE GORTANI, recentemente scomparso, prospettava già durante il I Congresso Nazionale di Speleologia tenutosi a Trieste nel lontano 1933, l'opportunità di procedere a una distinzione tra rocce più facilmente carsificabili, come i calcari puri e i gessi (per non dire del salgemma, dei cloruri in genere e dei solfati alcalini) e quelle meno carsificabili causa la loro più scarsa solubilità, definendo queste ultime come *rocce semicarsiche*. Con ciò M. GORTANI (1933) prendeva lo spunto da un lavoro di O. LEHMAN (1932), per mettere in evidenza che la circolazione idrica ipogea avviene in maniera diversa a seconda delle caratteristiche litologiche delle rocce soggette al processo di carsificazione. Nella ricca casistica presentata allora dal GORTANI, risultava già chiaramente l'esistenza di stretti

legami tra il diverso grado di sviluppo del carsismo attuale esistente in una determinata regione e le condizioni paleogeografiche, geografiche, fisiche in generale e geologiche (intese nel più vasto significato dell'espressione) in cui erano venuti a trovarsi i relativi complessi litologici più o meno carsificabili.

Ispirandoci da molto tempo a queste verità ben conosciute, abbiamo intravisto la necessità di procedere allo studio dei fenomeni carsici in rapporto con la loro origine ed evoluzione, mediante un metodo preciso, più scrupolosamente scientifico di quanto si era fatto finora e ciò allo scopo di poter far più luce sulle intime ragioni d'esistenza di molti fenomeni speleocarsici, specie di quelli geneticamente non ancora chiariti a sufficienza.

È ovvio che il grado ed il tipo di carsificazione dei diversi complessi litologici carsificabili, variano entro limiti molto ampi, ed è altrettanto chiaro che ciò sta in relazione strettissima con un'infinità di fattori naturali. Essi portano, beninteso, ad infinite differenze e sfumature che i cultori della moderna scienza speleocarsica devono studiare minuziosamente, onde rendersi conto delle relazioni intercorrenti tra queste molteplici differenze e i predetti fattori che le hanno condizionate.

È proprio per tali considerazioni che ci siamo preoccupati di escogitare un severo sistema di accurate e pazienti indagini che sta dando, a parer nostro, ottimi frutti, diremmo quasi insperati, già in questa prima fase di carattere sperimentale. Si tratta di un sistema, non privo di originalità a nostro giudizio che dovrà permettere di porre in luce le cause e le modalità di sviluppo dei fenomeni speleocarsici, tanto diversi da luogo a luogo e da regione a regione, mediante la ricerca e l'esame minuzioso di tutti quei fattori naturali che caso per caso determinano e condizionano l'origine, l'evoluzione e il tipo del carsismo e di rivelarci *come esso abbia influito e in qual misura anche sui lineamenti macromorfologici di superficie*; verità questa che finora era rimasta inosservata o più esattamente pressochè inavvertita, nonostante la sua grandissima importanza.

Di questo metodo è in corso di stampa una relazione preliminare di C. D'AMBROSI in conformità di quanto egli ha già riferito al Consiglio Nazionale delle Ricerche nello scorso 1966. È inoltre di prossima pubblicazione uno studio di dettaglio di F. FORTI con una messa a punto dell'argomento in base a concetti del tutto nuovi i quali, applicati per la prima volta sul Carso di Trieste, non mancheranno di rivelarsi di una certa importanza nelle ricerche di morfologia carsica.

Ci rendiamo perfettamente conto che per studiare a fondo anche il solo Carso di Trieste con il « metodo Forti » che esige grande impegno, molta esperienza e molta pazienza, ci vorranno più anni. Sarà anche necessaria la collaborazione già in atto e molto fruttuosa del personale scientifico e tecnico dell'Istituto di Geologia della locale Università, diretto dal prof. G. A. VENZO, sotto i cui auspici noi operiamo. È pure nostra intenzione di estendere queste ricerche a tutto il territorio compreso entro i limiti della Regione Friuli-Venezia Giulia, grazie ad un contributo

annuo che il Consiglio Nazionale delle Ricerche assegna a C. D'AMBROSI per studi sul carsismo e sull'idrologia ipogea da svolgersi nella suddetta Regione.

L'OPPORTUNITA D'INTRODURRE IL TERMINE DI
« FENOMENI PARACARSICI »

Ne abbiamo già fatto cenno in precedenza; ma ora troviamo necessarie e soprattutto comode per il lettore alcune precisazioni.

F. ANELLI, (Loc. cit. 1963) afferma giustamente che è possibile allineare una vasta serie di manifestazioni tipiche di tipi morfologici « carsici » fondamentali, accanto a manifestazioni analoghe (meno tipiche) omologhe o addirittura difformi.

Non è difficile constatare che le manifestazioni tipiche si riscontrano comunemente nelle rocce sedimentarie più facilmente solubili e cioè, nel caso nostro, nei calcari puri e in quelli che comunque presentano un grado elevato di purezza, mentre le seconde, meno tipiche o difformi, sono proprie dei calcari impuri, di quelli grossolani in genere ed anche delle arenarie a cemento calcareo, ma soprattutto delle dolomie e dei calcari dolomitici, rocce queste dotate di minor solubilità nelle acque carbonicate di diretta provenienza atmosferica e in quelle circolanti nel sottosuolo.

Si tratta nel primo caso di rocce già conosciute da gran tempo come *rocce carsiche*, mentre nel secondo caso si ha a che fare con rocce definite dal GORTANI (Loc. cit. 1963) come *semicarsiche*: sarebbe a dire come *rocce carsificabili* e *rocce semicarsificabili*.

Prima della suddivisione proposta da F. ANELLI (Loc. cit. 1963) venivano ascritte indistintamente alla categoria delle *rocce semicarsiche* anche quelle di origine eruttiva tanto intrusiva quanto effusiva, nonché quelle metamorfiche, quali i gneiss e gli scisti in genere. Tutte le relative alterazioni arieggianti a fenomeni carsici non tipici, a cui le rocce poco solubili sovraccennate vanno più o meno soggette, venivano comprese nella vasta gamma dei *fenomeni pseudocarsici*.

Questo appellativo è stato pure adottato da C. D'AMBROSI (1960 a) per indicare alcuni fatti particolari da lui riscontrati in depositi morenici cataglaciali presso Bressanone.

Quando si tratta di rocce eruttive e metamorfiche non carbonatiche, i suddetti fenomeni sono da attribuirsi preponderantemente a processi di alterazione e disgregazione per ossidazione, idrolizzazione e gelivazione dei minerali in esse contenuti, specie dei feldspati, a cui si aggiunge l'azione in prevalenza erosiva, cioè meccanica, dell'acqua penetrante nelle fratture delle zone a minerali alterati, sicché al loro posto rimangono dei vuoti di vario aspetto.

Va detto subito che noi non intendiamo, almeno per ora, occuparci di *fenomeni pseudocarsici* di questo tipo, relativi cioè a rocce eruttive e

metamorfiche, non essendo esse presenti, nell'ambito della nostra Regione, in affioramenti di considerevole entità.

Uniformandosi, d'accordo con ANELLI, al noto principio sostenuto dal GORTANI, « che la circolazione carsica non è se non un caso particolare della circolazione idrica in rocce fessurate dotate di maggior solubilità », il termine di *pseudocarsismo* relativo a tutte le altre rocce carbonatiche e non carbonatiche soggette ad alterazioni analoghe sotto diversi aspetti, ma non identiche a quelle tipicamente carsiche, appare senz'altro inadeguato, sia sotto il punto di vista genetico, sia sotto quello morfologico.

Ben a ragione pertanto, F. ANELLI ha proposto il termine nuovo, discriminatorio di *fenomeni paracarsici* per indicare tutti quei fatti di alterazione che si sviluppano comunemente nelle carbonatiti meno solubili e in molte arenarie, e che si presentano come fenomeni carsici attenuati, atipici e comunque difformi.

È chiaro infatti che i fenomeni carsici e paracarsici, quando si tratta di carbonatiti, sono dovuti in modo preminente a un processo di decalcificazione per soluzione del carbonato di calcio, mentre i fenomeni analoghi che si riscontrano nelle rocce eruttive e metamorfiche sono di natura ben diversa, almeno in modo preponderante.

Lo stesso A. ha perciò conservato con altrettanta opportunità il termine di *fenomeni pseudocarsici* per l'altra serie di manifestazioni carsiche attenuate, atipiche, geneticamente diverse da quelle precedenti che si sviluppano appunto in rocce eruttive e metamorfiche non carbonatiche per azioni fisiche (disgregazione termoclastica, gelivazione, erosione, ecc.) e per azioni chimiche (ossidazione, idrolizzazione, idratazione ecc.); cioè nel senso che abbiamo già esposto in precedenza.

Infatti nei graniti, nelle tonaliti, nelle sieniti, nelle dioriti, nei gabri, ecc. come pure nelle corrispondenti rocce di facies effusiva, nonché nei gneiss e negli scisti, si osservano spesso depressioni doliniformi, macereti simili ai campi carreggiati e alle grize, cavernosità varie, circolazione di acque in profondità, ecc., tutti fenomeni analoghi a quelli dei complessi con manifestazioni carsiche e paracarsiche, ma non identici nè ai primi, nè ai secondi.

A queste manifestazioni, presenti in rocce eruttive o metamorfiche, dobbiamo aggiungere quelle talora grandiose generate da scolamenti lavici interni durante il processo di raffreddamento delle lave. Fenomeni questi comuni soprattutto in Islanda, ove ci sono grotte meravigliose dovute a tale processo. La più famosa e quella di Surtshellir (Grotta nera) presso Kalmanstunga. La stessa origine viene attribuita alla grotta di Fingal, nell'isola di Staffa sulla costa della Scozia. La grotta è fiancheggiata da colonnati basaltici ed è parzialmente invasa dal mare.

Grotte dovute a scolamenti lavici ed altri fenomeni pseudocarsici con forme di superficie e sotterranee apparentemente analoghe a quelle carsiche sono presenti anche da noi in Italia nelle colate laviche dell'Etna e del Vesuvio.

È per queste ben precise ragioni dunque che noi accettiamo senza riserve il nuovo termine introdotto da F. ANELLI il quale ci permette di discriminare anche nella nostra Regione la ricca gamma dei fenomeni carsici tipici da quella altrettanto ricca dei fenomeni carsici atipici, prescindendo, beninteso da tutte le sfumature e i passaggi che si manifestano tra l'una e l'altra. Sicchè in definitiva abbiamo questa classificazione che riportiamo pressochè alla lettera dal lavoro di F. ANELLI già ripetutamente nominato:

Fenomeni carsici propriamente detti: corrosione di rocce geologicamente solubili come i calcari, i gessi, nelle acque del ciclo meteorico debolmente cariche di CO₂, di acidi atmosferici e del suolo;

Fenomeni paracarsici: termine nuovo per indicare i fenomeni carsici poco sviluppati, attenuati, nei calcari grossolani, nelle arenarie a cemento calcareo o siliceo, in alcuni calcari dolomitici meno solubili dei calcari puri e nelle dolomie;

Fenomeni pseudocarsici: alterazioni prodotte da azioni fisiche (disgregazione termoclastica, gelivazione, ecc., ecc.) nei graniti, gneiss, scisti e lave, dove è possibile osservare forme analoghe a quelle dei terreni carsici: pietraie rocciose, superfici nude, solchi, depressioni doliniformi poco ampie, voragini, cavernosità, grotte, drenaggio di acque sotterranee.

FENOMENI CARSICI E PARACARSICI IN ISTRIA

Pensiamo non sia inutile accennare anzitutto alle caratteristiche più importanti ravvisabili nel vasto complesso a carbonatiti dell'Istria settentrionale e sud-occidentale, onde poter porre in evidenza certe somiglianze ed analogie ch'esse presentano rispetto a quelle da noi riscontrate presso Trieste, sia sotto l'aspetto della morfologia carsica, sia sotto quello lito stratigrafico.

Questo complesso istriano è stato lungamente osservato da C. D'AMBROSI specie tra il 1920 e il 1951 ed ora sarebbe molto interessante che venisse ristudiato con il nostro nuovo metodo. In attesa di ciò, ci limiteremo ad alcune notizie di puro orientamento, giacchè sarebbe prematuro entrare in particolari di dettaglio.

Questa successione a carbonatiti che si estende dal Titonico incluso a tutto il Paleocene, è stata descritta per la prima volta con un certo dettaglio da C. D'AMBROSI nelle Note Illustrative del Foglio Pisino 1: 100.000 (1931) e successivamente (Cretacico superiore e Paleocene) in quelle del Foglio Trieste (1952) comprendente tra l'altro l'Istria nord-occidentale con il caratteristico Carso di Buie (1).

(1) Nei lavori accennati le carbonatiti del Paleocene figurano, secondo le denominazioni allora in uso, come Daniano, Spilecciano e Luteziano inferiore; cioè Cretacico superiore, Eocene inferiore e membro basale calcareo dell'Eocene medio.

La stessa successione di strati è stata varie volte descritta con maggiori dettagli dal suddetto A. in lavori più recenti che tra l'altro hanno messo in sempre maggior evidenza le sue caratteristiche carsiche e paleocarsiche fondamentali (D'AMBROSI, 1953-54, D'AMBROSI, 1964).

Ricordiamo che nella presente e molto succinta descrizione orientativa, non spenderemo troppe parole a proposito della particolare e molto caratteristica morfologia carsica che si riscontra presso Parenzo, Orsera e Rovigno e nel settore del Canale di Leme, interessante il nucleo tironico-valanginiano e auteriviano del semiellissoide dell'Istria sud-occidentale, scoperto e studiato da C. D'AMBROSI, per il fatto che nel Carso di Trieste propriamente detto mancano affioramenti coevi. Ci limiteremo a dire pertanto che in questo settore istriano la morfologia epigea, come il carsismo in genere, risentono evidentemente l'influenza delle particolari condizioni litostratigrafiche e paleocarsiche locali (D'AMBROSI, 1960 a, D'AMBROSI 1964). Ci soffermeremo invece più a lungo sul vasto complesso stratigrafico istriano successivo, ove sono frequenti i depositi dolomitici. Il principale, alla base, rientra con qualche probabilità in parte nel Barremiano e in parte nell'Aptiano. È composto da un'alternanza alquanto capricciosa di calcari compatti bianchi e di dolomie cristalline, ha una potenza d'insieme sui 200 m, con massimi probabili di 350 m e circoscrive ad ampio arco il nucleo del suddetto semiellissoide a carbonatiti del Tironiano e del Neocomiano passante a Barremiano.

Le nude testate dei potenti e massicci banchi dolomitici sporgono spesso dal piano di campagna causa la loro minor solubilità, rispetto a quella dei calcari interposti coperti dovunque da « Terra rossa ». Esse formano pertanto zone di emergenza pressochè parallele che spiccano per la loro tinta grigio-carica, talora quasi nerastra, dovuta ad alterazione superficiale. Ciò impartisce al paesaggio un aspetto del tutto particolare. Ove prevale la facies dolomitica i fenomeni carsici risultano evidentemente più attenuati, sicchè in diversi settori si può parlare di un paracarsismo, nonostante la presenza dei banchi calcarei che ne attenuano le caratteristiche.

Segue la potente serie delle carbonatiti, che comprende in gran parte l'Aptiano, tutto l'Albiano e la massima parte del Cenomaniano. Questa serie molto eterogenea è costituita in prevalenza da una alternanza irregolare di calcari lastroidi bianchicci, di calcari compatti grigio-chiari, di conglomerati calcarei poligenici, di calcari dolomitici e dolomie più o meno impure per contenuto arenaceo e argilloso. Talora seguendo uno strato o un complesso di strati è possibile distinguere passaggi relativamente rapidi dalla facies calcarea a quella dolomitica e viceversa. Tali eteropie danno origine a strani addentellati, con relative ripercussioni sulla morfologia carsica di superficie ed ovviamente anche su quella profonda. In generale però non si può parlare di fenomeni paracarsici nel vero senso della parola, giacchè, pure essendo le assise dolomitiche relativamente frequenti, risultano di modesti spessori e intercalate nella serie prevalentemente calcarea talora con notevoli discontinuità sia nel senso dell'estensione che in quello

della potenza, in maniera da non influire sensibilmente sulla solubilità d'insieme del complesso stratigrafico dovunque intensamente fratturato.

Nonostante che questa serie sia in parte coeva a quella a facies di Co-meno, tanto estesa presso Trieste, essa non presenta in nessun posto caratteri identici o affini a tale facies. Ci troviamo pertanto al cospetto di un caso tipico di eteropia eteromesica: cioè neritica di subregione delle laminarie e delle coralline in Istria e rispettivamente intercotidale o di laguna presso Trieste, con caratteri di parziali e temporanee emersioni (D'AMBROSI 1960).

Questa serie istriana della potenza che può essere valutata approssimativamente in 600 e più metri, è chiusa da un orizzonte a dolomie fetide molto impure talora includenti breccie dolomitiche. La potenza di questa serie esclusivamente dolomitica è variabilissima ma sempre modesta, giungendo a massimi sui 60 m circa.

Evidentissime e frequentissime le eteropie con addentellati rispetto alla serie sottostante; ma che non mancano del tutto nemmeno rispetto quella successiva dei Calcari a Rudiste che rientrano in parte nel Cenomaniano. Sono frequenti pure le interruzioni anche totali di continuità, per passaggi a facies calcarea che ne è giustapposta e pertanto coeva e viceversa.

Dove questa formazione è più sviluppata, la morfologia epigea subisce evidenti influenze specie per la presenza di fenomeni paracarsici e talora anche paleocarsici sia pure appena accennati (come presso Gimino).

La serie successiva in Istria è quella ben nota dei Calcari a Rudiste a facies variabili, spesso anch'esse eteropiche, che è rappresentata da litotipi diversi, di solito riccamente fossiliferi. Comprende per lo più il Cenomaniano superiore partim, il Turoniano in toto e il Senoniano in parte.

La prevalente compattezza dei tipi litologici e la fratturazione a maglie larghe la rendono soggetta a una ricca fenomenologia tipicamente carsica a gamma epigea ed ipogea completa che su estese aree si sovrappone a quella fossile del paleocarsismo senoniano, spesso presente in superficie per estesi processi di esumazione.

Degna di particolare menzione l'eteropia di facies nel settore delle cave di Grisignana, (Carso di Buie) ove le brecciole calcaree fossilifere invadono buona parte della serie dei calcari a Rudiste che nel complesso raggiungono potenze sui 300 m.

Per quanto riguarda la serie a carbonatiti paleoceniche nell'ambito di quella parte dell'Istria da noi presa in considerazione, c'è ben poco da dire, causa la sua scarsa potenza. Queste carbonatiti sono particolarmente presenti al margine nord-orientale in flessura dell'anticlinale di Buie.

Le acque dei numerosi torrenti e rigagnoli che provenendo dalla zona a Flysch fiancheggiante la suddetta anticlinale incontrano le rispettive assise paleoceniche, possono perforarle senza difficoltà per raggiungere quelle cretatiche, creandovi fenomeni tipicamente carsici, come inghiottitoi diretti, gallerie ed altri vuoti bene sviluppati anche se finora poco o punto esplorati.

Si tratta di una zona in tipica fase castelnoviana (MAUCCI 1953)

Analoghi fenomeni sia pure assai meno vistosi ma molto interessanti che meriterebbero ricerche accurate, si riscontrano anche lungo la flessura al lato sud-occidentale dello stesso Carso di Buie, tettonicamente più tormentato del primo, il quale si trova pure in fase castelnoviana, come già messo in evidenza da C. D'AMBROSI (1954).

FENOMENI CARSICI E PARACARSICI NELL' AMBITO
DEL CARSO DI TRIESTE

Il Carso di Trieste è stato sempre definito come un *olocarso*, cioè carso completo o carso totale: uno dei più caratteristici olocarsi che si conoscano. Le nostre osservazioni hanno valso a constatare la parziale inesattezza di tale attribuzione, inesattezza dovuta soprattutto alla presenza di una estesa e potente serie di calcari dolomitici, ma soprattutto di dolomie poco solubili e pochissimo carsificabili nonostante l'intensa fratturazione delle compagini rocciose con prevalenza delle fratture incrociate in senso dinarico ed in senso alpino.

A proposito del Carso di Trieste propriamente detto, che consideriamo in questo lavoro, sarà opportuno ricordare anzitutto che esso è tettonicamente un'anticlinale abrasa ad altopiano a superficie ondulata, sicchè le sue formazioni più antiche vengono ad affiorare in corrispondenza della sua zona assiale, mentre verso i margini affiorano via via orizzonti litologici più recenti fino al Flysch eocenico e alla pianura alluvionale isontina.

Volendo fare qualche confronto con il poderoso complesso a carbonati della vicina penisola istriana, possiamo rilevare, anche dall'interpretazione degli studi di C. D'AMBROSI dianzi accennati, alcune analogie di notevole interesse tanto dal lato stratigrafico, quanto da quello speleocarsico e tentare qualche parallelismo in via provvisoria.

Secondo le recenti constatazioni micropaleontologiche di M. MASOLI eseguite su campioni di roccia raccolti da F. FORTI e T. TOMMASINI lungo la sezione Monte Lanaro - Cedas, presso il confine di Stato Italo-Jugoslavo che decorre a qualche Km a SW della zona assiale dell'anticlinale triestina, risultano presenti l'Aptiano - Albiano in una serie di strati facenti parte del « Calcare lastroide di Comeno », là dove finora l'Albiano era stato soltanto sospettato da C. D'AMBROSI (1960). Si tratta in realtà secondo M. MASOLI di un orizzonte a caratteri micropaleontologici misti aptiano-albiano, senza che vi si possano avvertire due membri distinti. Avvertiamo che il lavoro del MASOLI è ancora in corso di sviluppo e sarà pubblicato quanto prima. Ringraziamo quest' A. per il cortese anticipo che ci ha gentilmente concesso.

Questi che sono gli strati più antichi accertati fino a oggi in territorio triestino, risultano presenti anche in altre zone della catena a colline del Lanaro sempre al disotto della sunnominata poderosa formazione a dolomie impure. La formazione dolomitica in oggetto, raggiunge spessori

massimi valutati a 600 m. Data la presenza dei sottostanti calcari aptiano-albani è ammissibile che detta formazione sia in parte coeva a quella istriana delle dolomie cristalline alternate con i calcari compatti presso Parenzo, Orsera e Rovigo e ciò nonostante la netta diversità di facies. Essa però, presso Trieste, dovrebbe spingersi molto più in alto, sì da interessare in parte considerevole anche il Cenomaniano in maniera che le sue assise superiori sarebbero cronologicamente corrispondenti all'orizzonte delle dolomie fetide istriane che, come detto, chiude la serie eterogenea istriana a facies neritica costiera e di mare poco profondo (subregione delle laminarie e subregione delle coralline).

La stessa catena del Lanaro deve la sua origine almeno in senso prevalente all'esistenza di questo poderoso complesso a dolomie e a calcari dolomitici pressochè omogeneo, per cui la sua morfologia è movimentata e presenta le caratteristiche peculiari dei terreni scarsamente solubili e poco permeabili, con ricchezza di valli e vallette e solchi di erosione, segni questi di abbondanti scorrimenti idrici superficiali, certamente intensissimi negli eccessi pluviali del Pleistocene, ma considerevoli anche oggidì durante i frequenti acquazzoni. Ove le dolomie e i calcari dolomitici sono più sviluppati in potenza, gli scarsi fenomeni carsici, quando ci sono, presentano manifesti caratteri di paracarsicità, con presenza di depressioni doliniformi atipiche nelle quali per giunta l'inghiottimento delle acque meteoriche avviene con evidente difficoltà tanto più che le masse d'acqua ivi affluenti dagli estesi versanti impermeabili o semimpermeabili sono cospicue. Lo stesso laghetto di Valcalda presso il Lanaro, ne rappresenta un caso interessante. Soltanto dove la formazione dolomitica si assottiglia o dove questa viene a contatto con i calcari meno impuri, affioranti di solito ai piedi dei rilievi collinari o al fondo delle depressioni più accentuate, i fenomeni carsici acquistano gradualmente manifesti caratteri di tipicità. Il caso è frequente ai piedi dei versanti di S-W della stessa catena. Qui vi esistono vaste depressioni doliniformi arieggianti spesso a uvala con estesi accumuli di «terra rossa» a forte componente silicea che ne occupano i fondi coltivati.

Ci è stato possibile intravedere anche in questi settori notevoli eteropie di facies tra dolomie e calcari, con sensibili riflessi morfologici e paesaggistici in genere e con relative diversità speleocarsiche.

Naturalmente lo studio di queste dolomie, e dei loro rapporti con i calcari, riveste particolare importanza anche agli effetti pratici, per la conoscenza dei deflussi idrici ipogei. A tale scopo sono state fatte da noi delle osservazioni anche in territorio jugoslavo specie lungo il Solco di Castelnuovo (Valsecca), le quali hanno valso a confermare in linea di massima le idee espresse in precedenti lavori da C. D'AMBROSI (1962 a).

Passando alla serie successiva, il Cenomaniano superiore a Rudiste dell'Istria e una parte del Turoniano inferiore sarebbero sostituiti presso Trieste in maniera tutt'altro che trascurabile, sia in estensione che in potenza, dai calcari fossiliferi più o meno brecciati e dalle breccie di Monrupino, da cui si estraggono i famosi tipi litologici pregiati, alle volte considerati

impropriamente come marmi per la loro particolare bellezza, quali il Repen classico, il Fior di mare, il Repen Zolla, il Repen piccolo fiorito, ecc.

I tipici fenomeni carsici presso Trieste si riscontrano soprattutto nella zona d'affioramento della poderosa serie dei Calcari a Rudiste che può definirsi veramente come olocarsica. Questi si presentano con facies diverse, spesso analoghe o identiche a quelle presenti in Istria nell'estesissimo ambito di affioramento della stessa serie. Qui, come in Istria, la gamma dei fenomeni carsici tipici è completa e ricca di forme epigee ed ipogee. Il fatto è dovuto alla prevalente purezza dei calcari (fino al 99,5% di CaCO_3), alla scarsità o assenza di assise a dolomie e a calcari dolomitici, o a calcari lastroidi (calcare nero lamellare presso Trieste), nonchè alla predominante compattezza delle rocce e alla potenza dei banchi, spesso enorme. Date queste caratteristiche litostratigrafiche fondamentali, il complesso ha opposto maggior resistenza alle spinte orogenetiche alpino-dinariche, per cui la sua fratturazione è risultata del tipo a larghe maglie. Ne conseguono in superficie punti e zonule di assorbimento idrico più o meno distanziati e relativa formazione di doline d'ogni dimensione, spesso molto grandi, talora disposte in allineamenti tipici, secondo le fratture, di uvala, di baratri, di orifici di pozzi e di grotte di frattura e d'interstrato, ecc. Sono pure presenti estesi e caratteristici carreggiati carsici (campi carreggiati, campi solcati, Karren, Lapiaz) e loro relitti, cioè massi ruiformi e grize. Molto diffusi risultano i massi e le superfici rocciose scanalate di bellissimo effetto. Sono presenti anche le cosiddette doline di crollo, ossia *pseudodoline*, secondo la definizione proposta da C. D. AMBROSI (1960 b), pienamente giustificata dalla diversa genesi e dalle diverse caratteristiche morfologiche. Risultano frequenti anche i circhi di roccia arieggianti a doline che possono essere interpretati come probabili resti rielaborati di antiche doline di crollo. Per non dire di altre forme carsiche di superficie, ci limiteremo a ricordare ancora i laghi di Doberdò, di Pietrarossa e di Sablici, quali esempi di laghi carsici a carattere freatico o laghi di trapasso.

Per quanto riguarda il carsismo ipogeo di questo complesso classicamente olocarsico, ricorderemo oltre i pozzi talora profondissimi e complicatissimi, le gallerie, le grotte famose, come quella di Trebiciano (N. 17 V. G.) con il relativo sistema di pozzi di accesso, e la grandiosa Grotta Gigante (N. 2 V. G.) ecc. La gamma del carsismo ipogeo è dunque rappresentata veramente al completo, compresi i corsi d'acqua sotterranei, in relazione con l'acqua di fondo, come il Timavo che s'inabissa nella Grotta di San Canziano per riapparire alla luce presso S. Giovanni di Duino dopo un percorso ipogeo di 41 Km in linea d'aria, in gran parte ignoto ma certamente molto complicato per un gran numero di ramificazioni almeno sospettabili.

Giova far presente che i calcari di questa poderosa serie, dello spessore complessivo valutabile su massimi di 7-800 m, affiorano per lo più lungo il Solco di Aurisina che corrisponde al più antico corso epigeo del Paleotimavo il quale vi ha lungamente divagato prima di sprofondarsi

per carsismo, lasciandovi qua e là depositi di sabbia silicea in cavità carsiche che sono in gran parte da attribuire probabilmente al Miocene. Queste cavità presentano le caratteristiche di un paracarsismo iniziale. È ammissibile pertanto che le torbide del fiume, scorrente allora in superficie, intasando le fratture ancora non allargate dall'erosione e corrosione, abbia per qualche tempo ridotta la permeabilità del complesso stratigrafico. Sarebbe stato con ciò favorito lo sviluppo di un paracarsismo che possiamo considerare come fossile, essendosi il vero carsismo sviluppato più tardi specie in seguito agli eccessi climatici del Pleistocene, dei quali s'intravedono testimonianze indubbie e addirittura imponenti che ora stiamo studiando.

Tracce del paleocarsismo senoniano sulle quali si è sovrapposto il carsismo recente relativo alla fase di emersione successiva all'Oligocene, le abbiamo scoperte con certezza in alcune zone del Carso Triestino, soprattutto presso Basovizza, Monte Spaccato, Prosecco, Santa Croce, ecc., ma le più evidenti sono state avvertite già da C. D'AMBROSI (1955) nelle vicinanze del Monte San Michele allo estremo N dell'anticlinale triestina. Indizi di altri paleocarsismi antecedenti al Senoniano non mancano però nemmeno in diversi livelli della poderosa serie stratigrafica del Cretacico triestino, con fenomeni di paracarsismo.

Nel procedere delle nostre ricerche di cui tratta la presente nota, si procurerà di far luce anche su queste interessanti manifestazioni paleocarsiche e paleoparacarsiche.

Il complesso stratigrafico a carbonatiti si chiude anche presso Trieste, come in Istria, con la serie calcarea del Paleocene ed Eocene affiorante lungo i margini dell'anticlinale triestina, ove però raggiunge potenze massime di alcune centinaia di metri. Essa è stata finora studiata in dettaglio da F. FORTI e T. TOMMASINI (1962) soltanto nella zona del Monte Spaccato. Recentemente è apparso un lavoro di A. CASTELLARIN e M. L. ZUCCHI (1966), in cui viene illustrata la serie calcarea Terziaria in base ai micro- e macroforaminiferi.

Data l'impurezza delle sue carbonatiti, nonchè in causa della loro fitta e irregolare stratificazione, talora incrociata, a cui va aggiunta una fratturazione spesso comminuta, essa va soggetta per lo più a fenomeni carsici attenuati, poco appariscenti, salvo alcune cavità di grande sviluppo come la Grotta di Padriciano (N. 12 V. G.), la Grotta dei Morti (N. 15 V. G.), la Grotta Faccanoni di recente scoperta ed esplorata, ecc. In superficie si tratta quasi sempre di un paracarsismo dovuto soprattutto all'esistenza di moltissimi punti di assorbimento idrico ravvicinati che impartiscono alla superficie del suolo una forte e diffusa capacità assorbente, per cui non possono svilupparsi depressioni doliniformi di notevole estensione e di considerevole profondità. Si tratta dunque di un paracarsismo del tutto particolare ben diverso come origine da quello cui vanno soggette le rocce poco solubili e poco permeabili: qui si tratta anzi di un eccesso di permeabilità secondaria in calcari impuri.

A conclusione di quanto è stato esposto per il Carso di Trieste si può

affermare che i veri e tipici caratteri di olocarsismo si possono riscontrare per lo più soltanto nell'ambito degli affioramenti della serie dei Calcari a Rudiste in conseguenza delle loro peculiari qualità litostratigrafiche e conseguentemente tettoniche.

Passando alla serie marnoso-arenacea del Flysch eocenico, abbiamo osservato presso Pisino, in Istria, una piccola grotta orizzontale profonda circa 8 m, larga 6 e alta 4 all'imboccatura, scavata in un potente bancone di conglomerato calcareo intercalato presso la base della serie fliscioide tra marna e Flysch. Questa cavità, ed altre consimili scavate nei conglomerati eocenici istriani o in detriti di falda cementati, vanno senz'altro ascritti alla categoria delle manifestazioni paracarsiche.

Pure di carattere paracarsico riteniamo sia da considerarsi una dolina che sta formandosi presso Trieste in località Draga Sant'Elia, nella sottile copertura arenacea di età eocenica giacente su base calcarea paleocenica, segnalata per la prima volta da A. CUCAGNA (1961).

FENOMENI PARACARSICI NEL FRIULI

Passando al Friuli diremo che fenomeni carsici e paracarsici di carattere particolare si osservano nel settore dello pseudoellissoide del Monte Bernadia (m 865), là dove i Calcari a Rudiste presso Villanova si trovano sotto lieve copertura fliscioide. Quivi, come è noto, si delineano alcune doline proprio nel mantello fliscioide, come conseguenza di una attività carsica e paracarsica che si sta sviluppando nei sottostanti calcari, con la cooperazione dei banchi di conglomerato calcareo poligenico, intercalati nella locale serie fliscioide.

Tra le suddette doline se ne vedono parecchie a pieno sviluppo; mentre numerose altre sono in fase iniziale, talora embrionale a caratteri paracarsici. Altre infine sono ormai in via di degradazione o distruzione. Oggi se ne sta occupando anche la signorina M. MOVIA per la sua tesi di laurea su « Il paesaggio carsico nelle Prealpi Giulie e la sua origine » (relatore: C. D'AMBROSI).

Più a N del Monte Bernadia, dove la copertura eocenica va facendosi via via più potente, sono noti i fenomeni carsici di Villanova, fra cui è ormai celebre la Grotta di Villanova che come altre di questa zona si sviluppa in banconi di conglomerato calcareo poligenico intercalati nel Flysch di cui il FERUGLIO (1954) ci ha dato un'esauriente descrizione.

Del resto fenomeni carsici con manifestazioni intermedie di transizione sono molto comuni in estese zone montuose alpine e prealpine della Regione Giulia e di quella friulana a seconda della solubilità delle carbonatiti affioranti. Citiamo, ad esempio, l'altopiano del Cansiglio, la zona compresa tra il Cellina e il Tagliamento, quella ora in corso di esplorazione da parte della Commissione Grotte « E. BOEGAN » della Società Al-

pina delle Giulie del C. A. I. di Trieste, che comprende il massiccio del Monte Canin, tra il Fella e l' Isonzo, ecc.

Beninteso, lo sviluppo di un paracarsismo non è sempre imputabile esclusivamente alla scarsa solubilità di certe carbonatiti, ma dipende anche da altri fattori, specie dal tempo durante il quale dette rocce sono state esposte agli agenti atmosferici. Infatti, un carsismo iniziale anche in calcari puri e carsificabili, presenta per lo più caratteri paracarsici. Ciò vale, come abbiamo già accennato, anche per il Carso di Trieste, in riferimento a quelle sue manifestazioni paracarsiche fossili che d'accordo con F. LEGNANI abbiamo attribuito al Miocene e al Pliocene. Tali manifestazioni sono state da noi definite appunto come testimonianze di un paleoparacarsismo iniziale.

FENOMENI PARACARSICI NELLA CONCA DOLOMITICA DI SAPPADA (CADORE)

Riteniamo utile accennare anzitutto a questa zona osservata con particolare attenzione da F. FORTI, in considerazione che gli stessi fenomeni sono molto diffusi in tutta la regione dolomitica.

La Conca di Sappada posta appena fuori dai confini politici della Regione Friuli - Venezia Giulia, tra la Carnia ed il Comelico, presenta infatti una vasta gamma di manifestazioni paracarsiche che si sono instaurate nei suoi massicci montuosi costituiti diffusamente da dolomie e calcari dolomitici in potenti masse molto compatte.

Si tratta di formazioni di scogliera ladino-carniche (dolomia infrarai-bliana o dello Sciliar [Schlern]) che costituiscono quasi tutte le montagne che dividono i solchi del Degano e del Piave dalla Val Pesarina e che circondano come una collana la Conca di Sappada: il Pleros (m 2314), il Cimmon (m 2425), il Siera (m 2448), la Cresta alta di Mimosias (Enghe) (m 2413), la Terza Piccola (Eichenkorel - m 2333), i versanti S del Monte Rinaldo (m 2471), il Monte Ferro o Eisenberg (m 2348) ed il Flächkofel (m 2162).

Sopra queste formazioni di scogliera ladino-carniche, si estende la Dolomia Principale o norica, che completa la collana dei monti della Conca di Sappada con la Terza Seconda (m 2453) e la Terza Grande (m 2585). In quest'ultime due montagne i fenomeni paracarsici non sono riconoscibili come si vedrà meglio in seguito.

La massa dolomitica appoggia su terreni ladinici composti prevalentemente da arenarie tufacee oscure, marne scistose oscure o giallastre, calcari nodulosi (Strati di Wegen), oppure su calcari selciferi a strati sottili, marne con ftaniti, diaspri verdi e arenarie tufacee (porfiritiche) verdognole (Strati di Buchenstein). Queste formazioni dolomitiche ladino-carniche corrispondono pure alla « dolomia metallifera » con concentrazioni di blenda e galena. Vi si rinvencono inoltre tracce di argento, mercurio e talvolta è

presente anche il ferro che veniva scavato dai fianchi del Monte Ferro già dai primi abitatori della valle. La dolomia metallifera è in genere molto estesa nel Bellunese e si rinviene pure nella Carinzia e nel Friuli - Venezia Giulia (Miniere di Raibl).

La Conca di Sappada ha un orientamento E-W, subparallelo alla direzione della stratificazione che nel versante meridionale della Conca ha una netta immersione a N. I piani delle principali faglie e fratture hanno pure direzione E-W e sono ben visibili lungo i pendii dei monti che formano il lato S della Conca (Monte Siera).

Si crede in genere che la formazione di scogliera ladino-carnica della Regione dolomitica sia prevalentemente di età Ladinica. Talora si ha un'unica enorme massa dolomitica (potente in qualche zona anche oltre il migliaio di metri) che si estende dall'Anisico superiore fino al Carnico, e talvolta, si passa direttamente alla Dolomia Principale di età Norica senza l'intercalazione raibliana. Si tratta di una serie eteropica di scogliera, tipica delle Alpi Meridionali. Sono dolomie e calcari dolomitici chiari, per lo più biancastri e rosei oppure grigiastri. Di solito la roccia non è stratificata o presenta soltanto qualche debole accenno alla stratificazione. Una parte cospicua, ma non esclusiva, di queste dolomie è dovuta all'attività di innumerevoli coralli costruttori e di altri organismi che vi hanno cooperato, come ad esempio le alghe calcaree (diplopore). L'enorme potenza di questi depositi rivela che il fondo del mare doveva abbassarsi contemporaneamente al progredire della sedimentazione (subsidenza).

La descrizione litostratigrafica di queste formazioni di scogliera è stata necessaria perchè la costituzione litologica delle rocce è una condizione molto importante per la definizione e lo studio dei fenomeni sia carsici che paracarsici, come abbiamo più volte fatto notare in altri lavori relativi ai fenomeni carsici presso Trieste.

Altro fatto importante è da ravvisare nella preparazione tettonica che di regola è a sua volta condizionata dalla natura litologico-stratigrafica del sedimento, come abbiamo potuto constatare più volte.

Le forze orogenetiche che sollevarono queste masse dolomitiche rigide e compatte, poco o punto stratificate, non potendo produrre delle pieghe, altro che a largo raggio, le frantumarono creandovi una rete di fratture principali disposte per lo più secondo l'asse (B) della piega (E-W) e normali ad esso (N-S). Però se noi osserviamo una qualunque di queste « scogliere dolomitiche » a prescindere dalle fratture principali notiamo lungo i fianchi della montagna una vasta e fitta rete di fratture secondarie che la interessa in tutti i sensi. Sono più frequenti le fratturazioni subverticali, ma non ne mancano di suborizzontali, con accenni a scorrimenti più o meno manifesti.

Come abbiamo già fatto notare nei lavori di geomorfologia carsica eseguiti sul Carso Triestino, la fratturazione è più marcata laddove vi sono rocce compatte, poco o punto stratificate. La più o meno fitta stratificazione conduce ad una fratturazione e fessurazione comminuta della compagine calcarea o dolomitica.

In queste rocce ladino-carniche le fratture sono in genere piuttosto ampie e decise e in esse si è instaurata una circolazione idrica talvolta anche abbastanza intensa. Le dolomie e in genere i calcari dolomitici sono considerati dagli AA. come rocce semipermeabili e semicarsiche, per cui vi si manifesta una circolazione idrica particolare, condizionata dai giunti di stratificazione e dai piani di frattura, talvolta anche a più livelli idrici e sorgentiferi sovrapposti, dipendenti dalla maggiore o minore permeabilità secondaria ed alla variabilità delle condizioni pluviometriche.

Con l'andar del tempo le fratture vengono ampliate dall'azione erosiva e corrosiva dell'acqua e da manifestazioni crioclastiche e termoclastiche. Per di più le acque scorrenti lungo i piani di frattura rimuovono un po' alla volta quelle parti della roccia che sono state isolate e mobilitate dai suddetti fenomeni (da minute schegge fino a pezzi del volume di qualche dm^3). Se la frattura si sviluppa lungo una parete rocciosa ai fianchi della montagna, l'ampliamento sarà più rapido e più vistoso a causa del rotolamento dei suddetti frammenti rocciosi i quali, anziché rimanere incastrati nella frattura per un tempo più o meno lungo, andranno a finire nei sottostanti conoidi detritici. Come conseguenza diretta di tale fenomeno si avrà una progressiva slabbratura lungo la frattura stessa. Non dobbiamo dimenticare che il gelo contribuisce notevolmente alla degradazione delle superfici rocciose lungo i fianchi di una montagna, massime poi in corrispondenza di una zona di più intensa fratturazione ove la circolazione idrica è in genere più attiva soprattutto nei periodi invernali a causa della fusione della coltre nevosa. Ove la frattura giunge all'esterno l'acqua gelerà e contribuirà in tal modo alla rapida disgregazione della roccia, sempre nel medesimo punto. Durante l'inverno, specie sui versanti esposti a N, si osservano infatti enormi colate di ghiaccio, soprattutto in corrispondenza di fratture tendenti alla suborizzontalità, fuoriuscire ed allungarsi sulle pareti sottostanti per decine di metri. In genere, come abbiamo già fatto notare, questi livelli sorgentiferi si trovano a varie altitudini della massa dolomitica esposta, ma i più vistosi si trovano al piede della stessa, poco sopra il passaggio litologico ai terreni ladinici tufacei ed arenacei sottostanti. In questi terreni la circolazione idrica è per lo più superficiale, essendo essi in genere pochissimo permeabili e molto erodibili. Quivi le acque selvagge che scendono dai fianchi, dalle gole e dalle fratture delle masse dolomitiche soprastanti al contatto con questi terreni facilmente erodibili, vi si sono incanalate e vi hanno scavato degli alvei torrentizi molto vistosi con sezione a V bene pronunciata.

L'ampliamento delle fratture per i fatti erosivi e corrosivi sunnominati è dunque un fenomeno condizionato dalla circolazione idrica che però non riesce qui a creare forme tipiche come quelle dovute ad un ciclo carsico normale. In genere le dolomie ed i calcari dolomitici resistono abbastanza bene agli agenti atmosferici non essendo tanto facilmente solubili in acqua carbonicata quanto i calcari, specie se puri. L'ampliamento delle fratture nelle rocce dolomitiche avviene in determinate zone più solubili

oppure si verifica quando un incrocio di fratture che rende la roccia meno resistente viene a trovarsi in posizione esposta su una parete rocciosa e pertanto facilmente attaccabile dagli agenti esogeni. Allora vi si viene un pò alla volta a cercare una cavità dovuta parzialmente a fenomeni dissolutivi e prevalentemente a fenomeni clastici. Queste cavernosità hanno forma per lo più allungata, in genere subellittica a contorni talvolta molto regolari. Si trovano sempre in corrispondenza delle principali linee di frattura che intersecano la massa dolomitica; la posizione spaziale di queste cavernosità è condizionata dall'orientamento della frattura principale. Talora si notano pure vaste cavernosità in corrispondenza di giunti stratigrafici particolarmente beanti. Sono talvolta piuttosto ampie: secondo l'asse maggiore arrivano a 10 ad anche 20 metri, mentre secondo l'asse minore variano dai 5 ai 10 metri. Non sono in genere molto profonde, da un paio di metri ad una misura pressochè pari all'asse minore. Non presentano alcuna continuazione percorribile all'interno della massa rocciosa; sono visibili pertanto le tracce delle fratture che le hanno condizionate. Queste sono debolmente ampliate soltanto laddove la circolazione idrica è piuttosto intensa. Le pareti che delimitano queste cavernosità non presentano il minimo cenno di anse, nicchie levigate, marmitte od altro, per contro sono profondamente alterate da fenomeni clastici, per cui avviene che pezzi di roccia si rimuovano a cadano con facilità.

È frequente osservare, soprattutto nel caso di cavernosità suborizzontali che un rivoletto d'acqua fuoriesca e scorra poi lungo le pareti sottostanti, creando talvolta delle cascatelle. Queste acque provengono dal sistema di fratture esistente all'interno del vano e derivano da quella circolazione idrica di cui si è parlato più sopra. Si tratta dunque di fenomeni carsici attenuati, malgrado la maestosità di alcune di tali caverne, le quali tuttavia non sono classificabili tra i fenomeni carsici sia per quanto riguarda la loro genesi, sia per la loro morfologia.

La Dolomia principale o Norica (Hauptdolomit) essendo in genere molto e regolarmente stratificata non dà luogo a tali fenomeni. Qui la circolazione idrica oltre ad essere condizionata dalle fratture è in modo prevalente determinata dai giunti di stratificazione, di solito beanti. I fenomeni di ampliamento avvengono anche in queste rocce, ma, a causa dell'alto grado di dispersione idrica, sono meno intensi e là dove si formano sono ben presto obliterati e cancellati o comunque distrutti da crolli, essendo la struttura della cavità molto instabile causa l'incrocio talvolta reticolare e fitto dei giunti stratigrafici con i piani delle fratture. Qui le rare cavità che si possono osservare hanno per lo più una forma quadrangolare. Il tetto, in genere, è costituito dal piano inferiore di uno strato.

Un altro fenomeno importante che rientra in queste manifestazioni paracarsiche è dovuto al corso stesso del Piave che tra la località Granvilla (Sappada) e lo imbocco della Val Visdende, scorre in una forra (Orrido dell'Acquatona) scavata nelle dolomie ladino-carniche. È una tipica forra con accenni anche qui a cavernosità subcircolari arieggianti a nicchie lungo le

pareti della forra che non si prolungano nè si diramano nemmeno in questo caso nella massa rocciosa. Il Piave ha inciso questa forra sfruttando una serie di fratture subparallele che esso ha incontrato, trovando con ciò la possibilità di allargarle in maniera più vistosa, data la sua massa d'acqua senz'altro enormemente maggiore di qualsiasi circolazione idrica d'intrafrattura o d'interstrato. Queste cavità non hanno nulla a che vedere con le comuni marmitte di erosione fluviale.

Concludendo, è dunque da ritenere che queste cavernosità si trovino solamente lungo le pareti esterne delle montagne, mentre tale fenomeno subirebbe un rapido smorzamento verso l'interno della massa rocciosa. Non è noto comunque se all'interno della compagine dolomitica siano presenti analoghi fenomeni. Ci sembra però di poter negare la loro esistenza, considerata la genesi totalmente epigea di tali manifestazioni (1). All'interno della massa dolomitica non può esistervi altro che il sistema di fratture soltanto debolmente ampliato dalla circolazione idrica ipogea. Ciò può essere confermato anche dal carattere variabile delle risorgive di frattura e d'interstrato. La presenza di fuoriuscite d'acqua a varie quote della massa rocciosa in dipendenza dei periodi più o meno intensi di piovosità ci indica innanzitutto che le ritenute idriche nelle dolomie ladino carniche sono scarse a confronto con quelle delle zone calcaree, nelle quali le varie cavernosità più o meno ampie trattengono per tempi anche molto lunghi imponenti masse idriche, le quali alimentano in periodi di siccità le risorgive carsiche poste ai piedi dei massicci calcarei per lo più in corrispondenza con il livello del mare o con una pianura alluvionale a terreno impermeabile. Raramente nei terreni calcarei abbiamo risorgive a varie altezze e se ci sono, debbono per forza corrispondere ad una circolazione particolare d'interstrato che in tali casi rientra più tra i fenomeni paracarsici che carsici.

Trieste, 1 settembre 1967

(1) Precisiamo che il Prof. G. A. VENZO (1965) ha segnalato e descritto una grotta con tipici caratteri carsici scoperta nell'estate dello stesso anno e ricavata in tutto il suo sviluppo entro la formazione della Dolomia principale del Trias superiore. Egli assicura che la dolomia stessa ha avuto origine secondaria da un iniziale sedimento calcareo con intercalazioni marose.

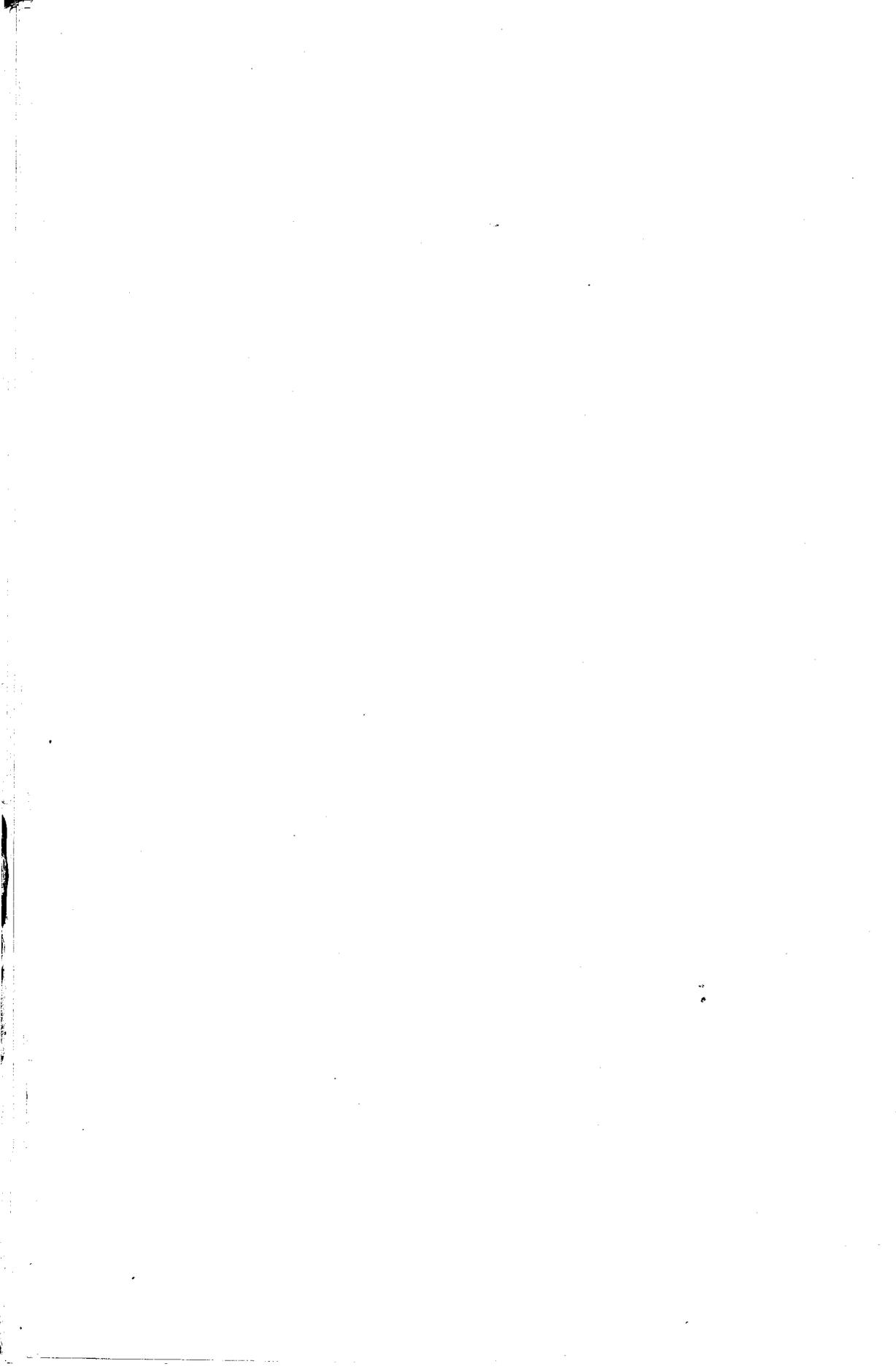
Bibliografia

- ANDREOLOTTI S., 1965 — *I depositi di riempimento nelle cavità del Carso Triestino, osservazioni sulla loro genesi e successione*. Atti Mem. Soc. Alp. Giulie, Comm. Grotte E. Boegan, 5, Trieste, 49-71.
- ANELLI F., 1957-1958 — *Nomenclatura italiana dei fenomeni carsici*. Grotte d'Italia, (3), 2, Castellana-Grotte, 5-36.
- ANELLI F., 1963 — *Fenomeni carsici, paracarsici e pseudocarsici*. Giorn. Geologia, Ann. Museo Geol. Bologna (2), 31, 11-25.
- ANELLI F., 1964 — *Fenomeni paracarsici nei calcari grossolani terziari e quarternari delle Murge e del Salento in Puglia*. III Intern. Kongr. Speläol. 2, Wien, 199-206.
- BLASIG F., 1930 — *Appunti geogrologici della provincia di Trieste*. Azienda G. Caprin, Trieste.
- BOEGAN E., 1930 — « *Il Timavo* ». *Studio sull'idrologia carsica subaerea e sotterranea* Me.n. Istit. Ital. Speleol., Serie geologica e geofisica, 2, Trieste, 1-251.
- CASTELLARIN A., ZUCCHI M. L., 1966 — *La successione stratigrafica paleocenica ed eocenica dei dintorni di Opicina*. Studi Trentini Sc. Nat., Sezione A, 43, 2, Trento e Univ. Studi Trieste, Fac. Sc., Istit. Geol., 36, Trieste, 275-325.
- CASIGLIONI G. B., 1964 — *Forme del carsismo superficiale sull'altipiano del Cansiglio*. Atti Ist. Veneto Sc., Lett., Arti, 122, Cl. Sc. Mat. Nat., Venezia, 327-344.
- CUCAGNA A., 1961 — *Le industrie minerarie, metallurgiche e meccaniche del Cadore, Zoldano e Agordino durante i secoli passati — Saggio di geografia storica*. Univ. Studi Trieste, Fac. Econ. Comm., Istit. Geografia, 4, Trieste 1-77.
- CUCAGNA A., 1961 a — *Guida all'escursione B sul Carso Triestino*. Atti XVIII Congr. Geogr. Ital., Trieste.
- CUCAGNA A., 1965 — *La conca di Sappada, una piccola subregione tra la Carnia ed il Comelico*. Universo, 45, 1.
- CVIJIC J., 1960 — *La Géographie des terrains calcaires*. Monograph. Acad. Serb. Sciences Arts, 341, Cl. Sc. Matém. et Nat., 26 Belgrado.
- D'AMBROSI C., 1931 — *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio Pisino, 1: 100000 e Note Illustrative*. Uff. Idgr. Magistrato Veneto Acque, Sez. Geol., Istit. Geol. Univ. Padova.
- D'AMBROSI C., 1952 — *Osservazioni geoidrologiche preliminari presso Trieste*. Boll. Soc. Adriat. Sc. Nat., 46, Trieste, 75-90.
- D'AMBROSI C., 1953-1954 — *Nuovi ragguagli in merito alla stratigrafia del Cretaceo istriano*. Boll. Soc. Adriat. Sc. Nat., 47, Trieste, 82-98.
- D'AMBROSI C., 1954 — *Paleoidrografia miocenica in Istria e sua successiva trasformazione in rapporto con lo sviluppo del carsismo*. Atti VI Congr. Naz. Spel., Trieste, 144-173.
- D'AMBROSI C., 1955 — *Sulle possibilità di esistenza di bauxite sotto copertura eocenica nel territorio di Trieste*. Tecnica Ital. Riv. Ing. Sc., 10, 3, Trieste.
- D'AMBROSI C., 1955 a — *Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Trieste, 1: 100000 e Note Illustrative*. Uff. Idrogr. Magistrato Veneto alle Acque, Sez. Geol. Ist. Geol. Univ. Padova.

- D'AMBROSI C., 1960 — *Lo stato attuale delle conoscenze sull'idrologia e sull'idrografia del Carso di Trieste*. Boll. Soc. Adr. Sc. Trieste, 51, 1, (N. S.), Trieste, 83-97.
- D'AMBROSI C., 1960 a — *Sviluppo e caratteristiche geologiche della serie stratigrafica del Carso di Trieste*. Ibidem, 38-58.
- D'AMBROSI C., 1960 b — *Sull'origine delle doline carsiche nel quadro genetico del carsismo in generale*. Le Grotte d'Italia, (3), 3, 1959-60 e Boll. Soc. Adr. Sc. Trieste, 51, 1, (N. S.), Trieste.
- D'AMBROSI C., 1960 c — *Il laghetto pseudocarsico di Varna presso Bressanone (Alto Adige) nel quadro di alcune osservazioni preliminari sul morenico della bassa Pusteria e della valle del medio Isarco*. Univ. Studi Trieste, Fac. Scienze, Ist. Mineralogia, 8, Trieste, 1-45.
- D'AMBROSI C., 1962 — « *La Cava Romana* » — *Marmi e pietre del Carso e dell'Istria* (in collab. con G. SONZOGNO). S. A. Cava Romana, Aurisina, Trieste.
- D'AMBROSI C., 1962 a — *Le acque del Carso ed il problema del rifornimento idrico della città di Trieste e della sua zona industriale — Contributi alle conoscenze geoidrologiche della piana di Zaula*. Tecnica Italiana, 27, 1-2, Trieste.
- D'AMBROSI C., 1963 — *In merito all'assenza di depositi ghiaiosi paleofluviali sulle superfici carsiche della Venezia Giulia*. Atti Museo Civ. St. Nat. di Trieste, 23, 2, 2-3, Trieste, 81-95.
- D'AMBROSI C., 1964 — *Nuove precisazioni sull'origine delle bauxiti e delle « terre rosse » dell'Istria e dei dintorni di Trieste*. Atti Museo Civ. St. Nat. di Trieste, 24, 1, 1, Trieste, 1-32.
- D'AMBROSI C., LEGNANI F., 1965 — *Sul problema delle sabbie silicee del Carso di Trieste*. Boll. Soc. Adr. Sci., 53, Trieste, 211-220.
- D'AMBROSI C., 1965 a — *Considerazioni sull'origine e sul periodo di svolgimento del ciclo carsico in atto nella Venezia Giulia con particolare riguardo all'Istria e al Carso di Trieste*. Atti Mem. Soc. Alp. Giulie, Comm. Grotte E. Boegan, 5, Trieste, 29-47.
- D'AMBROSI C., 1966 — *Contributo alla risoluzione del problema istitutivo di un parco carsico — Nota geologica*. Atti Museo Civ. St. Nat. di Trieste, 25, 3, 3, Trieste, 39-71.
- FERUGLIO E., 1954 — *La regione carsica di Villanova in Friuli*. Pubbl. Ist. Geol. Univ. Torino, 2, 1-68.
- FORTI F., 1954 — *Le doline di crollo da cavità preesistenti nel Carso Triestino*. Atti VI Congr. Naz. Spel., Trieste, 34-39.
- FORTI F., TOMMASINI T., 1962 — *Uno sguardo all'andamento delle acque sotterranee carsiche dall'Altopiano di S. Servolo all'Antro delle Sorgenti di Bagnoli*. Atti Mem. Soc. Alp. Giulie, Comm. Grotte E. Boegan, 2, Trieste, 91-135.
- FORTI F., TOMMASINI T., 1964 — « *Il Carso del Monte Spaccato* », *osservazioni di geomorfologia carsica in rapporto con la litostratigrafia e tettonica*. Atti Mem. Soc. Alp. Giulie, Comm. Grotte E. Boegan, 4, Trieste, 29-77.
- GORTANI M., 1933 — *Per lo studio idrologico e morfologico delle regioni carsiche e semicarsiche italiane*. Atti I Congr. Naz. Spel., Trieste, 109-115.
- GORTANI M., 1937 — *Per lo studio delle aree carsiche e semicarsiche italiane*. Atti XIII Congr. Geogr. Ital., 1, Udine, 122-126.
- GORTANI M., 1948 — *Compendio di Geologia — Geodinamica esterna (Geologia esogena)*. Del Bianco ed., 2, Udine, 203-284.

OSSERVAZIONI DISCRIMINATORIE TRA FENOMENI CARSICI E PARACARSICI

- GORTANI M., DE TONI A., ZENARI S., 1933 — *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio Ampezzo, 1: 100000*. Sez. Geol. Uff. Idrogr. Ist. Geol. Univ. Padova, Firenze.
- LEHMAN O., 1932 — *Die Hydrographie des Karstes*. Enzyklopädie Erdkunde F. Deuticke, ed. Leipzig u. Wien.
- MAUCCI W., 1953 — *Inghiottitoi fossili e paleoidrografia epigea del Solco di Aurisina (Carso Triestino)*. Atti I Congr. Int. Spél., 1, Paris, 155-199.
- MAUCCI W., 1960 — *Contributo per una terminologia speleologica italiana*. Boll. Soc. Adr. Sc. Trieste, 51, Trieste, 203-228.
- VENZO G. A., 1965 — *La Grotta 4650 Valduga in Val Terragnolo (Trento)*. Atti IX Congr. Naz. Spel., Trieste, 129-135.
- VENZO G. A., FUGANTI A., 1965 — *Analisi strutturale delle deformazioni tettoniche del Carso Goriziano (Gorizia)*. Studi Trent. Sc. Nat., Sez. A, 42, 2, Trento, 335-360.



Aspetti microbiologici nella genesi delle vermicolazioni argillose delle Grotte di Castellana (Murge di Bari)

RIASSUNTO

Dopo una premessa sui diversi tipi di formazioni vermicolari delle grotte, si descrivono le vermicolazioni argillose delle Grotte di Castellana (provincia di Bari).

Mucor racemosus FRES. è stato costantemente isolato dalle vermicolazioni di Castellana. Si pensa che la presenza di questo fungo abbia importanza nella genesi delle vermicolazioni stesse.

La formazione degli aloni bianchi è messa in rapporto alla diffusione di acidi organici prodotti dal fungo, che inibiscono lo sviluppo delle alghe verdi e di altri organismi sulla roccia.

RÉSUMÉ

Après un avant-propos sur les différents types de formations vermiculaires des grottes, on y décrit les vermiculations argileuses des Grottes de Castellana (Province de Bari, Pouille, Italie du Sud).

Puisque *Mucor racemosus* FRES. a été constamment isolé des vermiculations de Castellana, on suppose que la présence du champignon soit importante, surtout en ce qui concerne l'origine des vermiculations.

La formation des halos blancs est mise en rapport à la diffusion d'acides organiques produits par le champignon qui empêchent le développement des algues vertes et d'autres organismes sur la roche.

LE « VERMICOLAZIONI ARGILLOSE »

Le « vermicolazioni argillose » sono depositi discontinui e irregolarmente segmentati di materiale argilloso o limoso, aventi forma e dimensioni molto varie e irregolari, che si notano sovente sulle pareti di alcune grotte carsiche o comunque di cavità naturali o artificiali scavate in rocce calcaree.

Esse sono state osservate e descritte più volte in vari Paesi (si vedano, ad esempio: JEANNEL e RACOVITZA, 1929; DE JOLY, 1934; WALDNER, 1936; RENAULT, 1953, 1953a, 1959; CHOPPY, 1955, WARWICK, 1959; MONTORIOL POU, 1962; CIGNA, 1961; PARENZAN, 1961 e 1963).

Le diverse *facies* di vermicolazioni descritte e talora classificate (1) possono essere ricondotte a pochi tipi morfologici, cioè a:

- 1) forme lineari, brevi, ondulate o sinuose, di solito disposte in serie orizzontali (« vermicolazioni » propriamente dette);
- 2) forme geroglifiche e dendritiche, irregolari, grossolanamente filamentose, talora reticolate (WALDNER, 1936);
- 3) forme circolari, irregolari e anulari con aspetto di macchie o chiazze (« piel de leopardo »). (MONTORIOL POUS, 1962);
- 4) forme discoidali, circolari o ellittiche (POMMIER e GARNIER, 1955) con aspetto di piccole macchiettature (« forme maculate » di PARENZAN, 1961) (2).

La genesi di tali formazioni è stata variamente interpretata dai vari Autori, che però sono concordi nell'ammettere un'origine fisica del fenomeno.

(1) Un tentativo di classificazione delle vermicolazioni è stato fatto da RENAULT (*loc. cit.*) che distingue « vermicolazioni deposte » e « vermicolazioni incise ». Tra le prime include le « vermicolazioni di calcite », che sono da escludere dalle formazioni oggetto della presente Nota, come sono da escludere le sottili « dendriti di manganese », costituite da ossidi di manganese e di ferro, simili ad esili fioriture nerastre, deposte da acque in lentissima percolazione sulle pareti di fessure di rocce sedimentarie.

Tra le seconde, le « vermicolazioni alveolari », quali le forme alveolari incise osservate dal RENAULT nel « Grande Aven » di Canjuers in Francia, accanto alle tipiche vermicolazioni argillose, sembrano non assimilabili a queste ultime, essendo dovute a processi di corrosione idrica da parte di acque di condensazione interna o di acque di cava affioranti, sulle pareti calcaree, dove delimitano piccole cupole alveolari senza deposito di residui argillosi.

PARENZAN (1961) ha diviso le formazioni argillose in due distinti gruppi: le « maculazioni » e le « vermicolazioni » argillo-limose, che dovrebbero comprendere tutte le forme finora note nelle grotte e in cavità artificiali.

(2) Occupandosi delle formazioni argillose vermicolari sulle pareti della grotta di S. Angelo di Statte (Taranto), nel versante meridionale delle Murge, PARENZAN (1963) ha segnalato, assieme a quelli già noti in geroglifici e in grumi orizzontalmente serati, alcuni tipi particolari di vermicolazioni (« formazioni vermicolari fossili » rivestite di una sottile crosta calcitica; « vermicolazioni pietrificate » per impregnazione di carbonato di calcio; « vermicolazioni di latte di monte » di color bianco o paglierino, per degradazione della roccia calcarea, presenti anche nella grotta del Cuoco, nelle Murge sud-orientali; « vermicolazioni limo-argillose concrezionate » in superficie da granulazioni giallicce).

Non si ritiene, però, che possano essere incluse nel novero-delle « vermicolazioni argillose » le formazioni costituite in prevalenza da calcite, deposte da acque calcaree di stillicidio, in lentissimo movimento irregolare sotto la volta sub-orizzontale di grotte o cavità artificiali scavate nei calcari puri.

Forme analoghe a quelle osservate da PARENZAN nella grotta di S. Angelo di Statte si sono formate ad esempio, nel corso di poco più di un decennio, nelle Grotte di Castellana, sotto la volta della breve galleria scavata nel 1954 per l'accesso alla stazione inferiore degli ascensori. Si tratta dei comuni fenomeni di concrezionamento che si svolgono nell'interno delle cavità sotterranee di rocce carsiche calcaree.

Le vermicolazioni argillose della grotta Pesterea Mare in Romania, sarebbero, secondo JEANNEL e RACOVITZA (*loc. cit.*) forme molto semplici di deposito lasciate dal lento scorrere delle acque su pareti relativamente lisce e uniformi.

Le estese superfici vermicolari osservate da DE JOLY (1934) nel tratto settentrionale delle Grotte di Postumia attraversato dal fiume Piuca, là dove sbocca una galleria artificiale scavata nel 1925 per collegare la « Grotta Nera » con l' « Abisso della Piuca », sarebbero state formate dal lento, progressivo sfaldamento degli straterelli argillosi ivi depositi dalle torbide acque della Piuca durante il loro ritiro nell'alveo normale di scorrimento, dopo le morbide e le piene (1).

Una genesi per molti versi simile e quella supposta per le grotte di Postumia (cfr. la nota 1) è attribuita alle vermicolazioni della « Cueva del Reguerillo » presso Madrid. Di esse, MONTORIOL PONS distingue tre aspetti distinti, che corrispondono al altrettanti stadi o fasi di un processo continuo che per contrazione, disseccamento e sfaldatura di strati d'argilla, porta alla formazione di piccole masse argillose (2).

(1) Sull'origine di tali sottili strati d'argilla non si può escludere la possibilità che essi possano essere giunti nelle grotte direttamente dall'esterno attraverso qualche estesa diaclasi. In ogni caso, il loro sfaldamento non potrebbe essere attribuito alle acque di condensazione, bensì ad alterne variazioni di tensione del vapore contenuto nell'aria sotterranea. Alterni scambi termici stagionali si ripetono difatti fra l'aria sotterranea e le acque correnti del fiume, che ivi giungono dall'esterno dopo un percorso sotterraneo di oltre 3 Km. attraverso ampie caverne e bassi sifoni.

Mentre nelle parti interne delle Grotte di Postumia non attraversate dalla Piuca, la temperatura dell'aria è costantemente di 8° C (CRESTANI e ANELLI, 1939), in prossimità della parete coperta di argilla la temperatura dell'aria ha un'escursione termica di parecchi gradi. Nel 1933, ad esempio sono stati misurati 5° C in febbraio e 12° C in agosto (CRESTANI e ANELLI, *loc. cit.*).

L'escursione termica delle acque del fiume sotterraneo a soli 500 m più a valle è però molto più ampia (nel 1933 vi furono un minimo di 1° C in gennaio e un massimo di 19° 5 in luglio) e ancor più lo è quella del fiume all'esterno delle grotte (poco a monte dell'inghiottitoio sono state registrate, sempre nel 1933, temperature di 0° 1 in gennaio e 24° 1 in luglio).

Il disseccamento dei depositi argillosi parietali, che precede il loro sfaldamento e distacco, dovrebbe dunque avvenire in inverno, quando, per l'abbassamento della temperatura dell'acqua e dell'aria nell'interno delle grotte, l'umidità relativa dell'aria diminuisce favorendo l'evaporazione dell'acqua dai depositi argillosi.

(2) Il primo stadio (fase delle « vermicolaciones negativas ») è dato da uno strato di argilla originariamente molto idratata, dal quale, per fenomeni di contrazione volumetrica, si staccerebbero numerose particelle secondo linee irregolari sinuose.

Questo stadio rappresenta come « il negativo fotografico » dello stadio finale. Nel secondo stadio (fase di « piel de leopardo »), un'ulteriore contrazione dello strato argilloso provocherebbe successivi distacchi di frammenti e conferirebbe alla roccia un caratteristico aspetto maculato per la presenza delle residue aree argillose aventi forma irregolarmente subcircolare e colore oscuro, che appunto ricordano la pelle del felino. Nel terzo stadio infine (fase delle « vermicolaciones arcillosas »), i progressivi fenomeni di contrazione e di distacco per ulteriori perdite dell'acqua di impregnazione dell'originaria coltre argillosa riducono le croste rimaste sulle pareti delle grotte a sottili grumi irregolarmente sinuosi, vermicolari.

Le forme concrezionate calcitico-argillose in forma di geroglifici che come reticolati a grandi maglie irregolari, ricoprono intere pareti della « Grotta dei nomi antichi », nelle Grotte di Postumia, sono state considerate da WALDNER (*loc. cit.*) residui della dissoluzione di calcari impuri.

Le formazioni della stessa natura, più uniformi, disposte in ritmica successione orizzontale sulle pareti della stessa grotta, sono attribuite dall'Autore a movimenti ondosi di masse d'aria molto umide circolanti nelle cavità sotterranee, ove attive correnti d'acqua generano squilibri termici locali. Le masserelle argillose si deporrebbero sulle pareti laddove il ventre dell'onda, venendo a contatto della roccia, genera nuclei di adesione del materiale argilloso.

RENAULT (*loc. cit.*) attribuisce la causa delle vermicolazioni argillose al differente grado di solubilità dei calcari, alla presenza di minute leptoclasti e alla porosità della roccia, che determinerebbero un accumulo localizzato dei residui argillosi della decalcificazione.

Nel caso particolare delle vermicolazioni lineari del « Grande Aven » di Canjuers, l'Autore riconosce un evidente legame con le microfessure della roccia calcarea, costituenti linee di deposizione e di accumulo del materiale argilloso, di cui sarebbe prova l'aspetto reticolare dei depositi. Dove le fessure delle pareti dei grandi pozzi carsici sono molteplici e relativamente aperte, l'acqua che vi affiora deporrebbe concrezioni calcitiche. Nelle rocce compatte attraversate da gallerie naturali, l'acqua, pur circolando lentamente per capillarità (« acqua di cava »), sboccando non satura di bicarbonato di calcio, anziché concrezioni calcitiche lascerebbe un deposito argilloso.

Secondo POMMIER e GARNIER (1955), le vermicolazioni in forma di piccoli discoidi circolari o ellittici, date da depositi argillosi di 8-30 mm di diametro, spessi al centro fino a 4 mm e assottigliati alla periferia, osservate nel « Grande Aven » di Canjuers e in altre grotte francesi nel Vercor e nelle Cevenne, sarebbero originate dalle lente variazioni di livello di acque contenenti argilla in sospensione. Le acque, ritirandosi, lascerebbero flocculi argillosi discoidali sulle pareti della roccia.

CIGNA (1961), in base ad osservazioni compiute nelle Grotte di Bوسة, attribuisce all'azione di trasporto dell'acqua di condensazione i depositi argillosi parietali noti col nome di pelli di leopardo.

Infine, PARENZAN (*loc. cit.*) ritiene che le vermicolazioni abbiano origine fisica per l'accumulo di materiali portati da stillamento, ruscellamento e percolamento attraverso anfrattuosità e microfessure, contenenti elementi reperibili nel terreno soprastante alla grotta o nei materiali di antico riempimento di nicchie e fessure, ai quali sono talora frammisti elementi guanici. Nel processo di formazione delle vermicolazioni, l'Autore esclude l'intervento di fattori chimici, ma non di quelli biologici (« fattore di mantenimento »), almeno per quei casi in cui i depositi argillosi sono ricchi di elementi biologici (batteri, funghi, protozoi).

LE « VERMICOLAZIONI ARGILLOSE » DELLE GROTTI DI CASTELLANA.

Nelle Grotte di Castellana, le vermicolazioni argillose sono presenti sulle pareti rocciose solo in due punti: nel vano artificialmente scavato nel 1953 alla base del pozzo per gli ascensori e nel « Cavernone dei monumenti », dove sbocca la bassa galleria naturale di comunicazione con la « Grotta nera » (1). Entrambi i punti si trovano in vicinanza della « Grave », l'amplessima caverna d'ingresso alle grotte, alta una sessantina di metri e aperta alla luce del giorno attraverso un lucernario naturale di circa 150 m².

Le osservazioni che si espongono qui di seguito sono state compiute nel vano artificiale costituente il vestibolo della stazione inferiore degli ascensori, dove le vermicolazioni sono più estese. La cavità è alta circa 3 metri ed ha base rettangolare di m 8 x 6. Al centro, è stata costruita una cabina in muratura che raggiunge la volta della cavità: nella cabina sono alloggiati gli ascensori per il trasporto dei visitatori. Il vano è illuminato per parecchie ore del giorno da due lampade ad incandescenza di 100 W.

La temperatura dell'aria in questa cavità artificiale ha un'escursione media annua di oltre 9° C, passando da 5° C nella stagione fredda ad oltre 14° C sulla fine dell'estate. Il grado di umidità dell'aria è molto elevato e raggiunge spesso la saturazione durante l'inverno, quando l'aria relativamente calda proveniente dal ramo nord-occidentale delle grotte attraverso un basso passaggio naturale, si raffredda mescolandosi con l'aria stagnante al fondo della « Grave » e con quella, ugualmente fredda, scendente dall'esterno lungo il pozzo degli ascensori.

Le pareti della cavità artificiale ove si trovano le vermicolazioni mostrano in sezione i banchi rocciosi calcarei (calcarei biancastri quasi puri del Cretaceo superiore, i notissimi « calcari a rudiste » o « calcari ippurici »), sbancati con impiego di mine e successivamente scalpellati per attenuare le irregolarità delle pareti. Estese fratture sub-verticali (alcune con riempimenti di argilla e breccia di frizione) attraversano i banchi calcarei, ai quali sono intercalati strati orizzontali di calcite dello spessore di 20-30 cm, depositi da acque fortemente calcaree in lenta penetrazione dall'esterno attraverso fessure e giunti di stratificazione. Sotto la volta piana del vestibolo degli ascensori si riconoscono facilmente tasche di calcite bianca della stessa origine. Sottilissimi veli argillosi, arrossati da ossido e da idrossido di ferro, tingono irregolarmente le superfici di frattura della roccia calcarea.

L'elevato grado di umidità dell'aria sotterranea, la mite temperatura e l'intensa illuminazione artificiale hanno consentito l'insediamento

(1) Formazioni argillose analoghe alle vermicolazioni si osservano anche sulla parete occidentale della galleria artificiale d'ingresso alle grotte, a pochi metri dal cancello esterno.

di una flora di briofite e di alghe sulla roccia calcarea e sulla calcite, con manifesta preferenza per le minute fessure e per i giunti di strato, dove si raccolgono esili depositi argillosi. Tali vegetazioni conferiscono alle pareti stesse un aspetto patinato o vellutato e un colore verde oscuro. Sotto la volta della cavità, sul lato settentrionale, si notano estese macchie gocciolari di un pigmento rosso vivo, un ematocroma, secreto da un' alga, mentre sulla parete settentrionale, più illuminata delle altre dalla luce artificiale, si osservano con frequenza punteggiature nerastre date dalle deiezioni cilindroidi, lunghe meno di un millimetro, di un crostaceo isopodo troglifilo (*Chaetophiloscia cellaria* DOLLF.) (1).

Le vermicolazioni delle Grotte di Castellana si presentano come grumi di limo argilloso nerastro o bruno, circondati da aloni chiari (Tav. XVI, XVII, XVIII) e disseminati sulle pareti calcaree fin quasi dalla base fino a raggiungere la volta, sulla quale però si trovano raramente.

Esse appartengono in prevalenza al tipo morfologico delle forme geoglifiche e dentritiche irregolari, alle quali si associano forme più semplici, lineari, brevi, ondulate, verticali od oblique, che seguono per lo più le piccole asperità della superficie e le impercettibili fratture della roccia calcarea (2). Esili depositi argillosi si raccolgono anche lungo le striature delle superfici spatiche dei cristalli di calcite, a contatto con i piani di sfaldatura.

Osservate a modesto ingrandimento, con uno stereomicroscopio (Tav. XIX), tali vermicolazioni risultano costituite da piccoli cumuli di particelle minerali riunite in grumi e frammiste a detriti organici, tra cui si distinguono esili filamenti micelici. Tutto attorno a questi depositi, che hanno dimensioni varie (da 2-3 mm a 3-4 cm di lunghezza per 1-3 mm di larghezza), è presente, a guisa di alone, una zona larga da alcuni millimetri a 1-2 centimetri, di color biancastro, data dalla superficie della roccia non colonizzata dalle vegetazioni di alghe e di altri organismi presenti sul resto della parete rocciosa, né arrossata o imbrunita per fenomeni chimici o per azioni microbiche (Tav. XX).

ASSOCIAZIONE DI *MUCOR RACEMOSUS* FRES. CON LE VERMICOLAZIONI

Isolamenti microbici, eseguiti seminando direttamente sulla superficie di piastre di agar-acqua, agar-Czapek o agar contenente rosa bengala e streptomina piccole porzioni dei detriti costituenti la parte centrale delle vermicolazioni, hanno dato costantemente origine a un gran numero di co-

(1) Deiezioni cilindroidi minutissime di isopodi sono state osservate anche nelle Grotte di Postumia, dove sono attribuite all'oniscoide *Titanethes albus* SCH. (WALDNER, 1936).

(2) Queste formazioni argillose più semplici, di evidente minore importanza rispetto alle precedenti, possono essere riferite al tipo ricordato da RENAULT (1953).

lonie di una mucoracea dotata di rapido sviluppo, che in pochi giorni ha riempito con le sue colonie tutte le piastre.

I caratteri di questo fungo sono stati seguiti in piastra su diversi substrati nutritivi e in colture su vetrini.

Esso forma colonie dapprima bianche, poi grigio-avellanee, alte sulla superficie della piastra, brune sul rovescio, costituite da micelio aereo formato in gran parte da conidiangiofori dritti, continui, sorgenti direttamente dal micelio superficiale, privi di rizoidi o stoloni, e da abbondante micelio immerso, ramificato, lassamente feltroso.

I conidiangiofori, assai lunghi, spessi μ 8-24, hanno crescita definita terminando in un conidiangio globoso e, molto al di sotto di esso, specialmente a contatto con il substrato, portano frequenti rami laterali, di lunghezza assai varia, terminanti anch'essi in un conidiangio (Tav. XXI, fig. 1).

Le dimensioni dei conidiangi sono molto variabili (μ 50-100 x μ 30-80; però alcuni raggiungono i μ 200). I più grandi hanno parete lievemente bruna, trasparente e columella globosa, ovoidale, più spesso campanulata (Tav. XXI, fig. 2) ben sviluppata (μ 27-40 x μ 18-37), alla cui base, dopo la rottura della parete, resta un collareto formato da brandelli della parete stessa (Tav. XXI, fig. 2). I più piccoli, che sono in genere portati dai rami laterali dei conidiangiofori principali, hanno parete più resistente e columella ridotta.

Tutti i conidiangi contengono conidi clorini, di forma varia: globosa, ovoidale, ellissoidale o irregolare, misuranti (in acqua) μ 2-12 di diametro (in media, μ 4,5 x 4,2).

Lungo i conidiangiofori, e ancor più lungo le ife miceliche, si differenziano numerosissime clamidospore di forma diversa (cilindrica, botuliforme, globosa) ialine o clorine, con parete liscia, misuranti μ 8-20 di diametro per μ 10-25 di lunghezza.

Non sono state trovate zigospore.

Per i suoi caratteri, il fungo isolato è facilmente riferibile a *Mucor racemosus* FRES. Colture di *M. racemosus* ottenute dal Centraalburcau voor Schimmelcultures di Baarn, coltivate in parallelo su diversi substrati con alcuni isolati monoconidici o misti del fungo delle grotte, sono apparse del tutto identiche a questi ultimi.

Allevato in coltura liquida, su liquido di Czapek contenente o no carbonato di calcio, isolati di *M. racemosus* provenienti da Castellana hanno acidificato fortemente il mezzo di coltura (pH 2,5-3, corrispondente a un'acidità fissa espressa come acido lattico di circa l'1%). Nel filtrato colturale sono state identificate notevoli quantità di acidi succinico e lattico (1).

(1) Gli Autori sono grati al Prof. A. Ballio dell'Università di Napoli per l'identificazione cromatografica degli acidi organici dei filtrati colturali del fungo.

LE AZIONI MICROBICHE NELLA GENESI DELLE VERMICOLAZIONI

I processi essenzialmente fisici e chimici, quali i fenomeni di tensione superficiale e di azione solvente delle acque di condensazione parietale, ricordati all'inizio di questa Nota, possono certo avere importanza determinante nella genesi di alcuni tipi di vermicolazioni. Sembra però che essi non siano sufficienti a spiegare, da soli, la formazione di altri tipi, ad esempio le forme geroglifiche e dendritiche qui considerate.

Non sembra neppure sia stata mai data alcuna interpretazione delle caratteristiche areole chiare che circondano i depositi vermicolari limosi o argillosi.

La costante associazione di *M. racemosus* con i depositi vermicolari delle Grotte di Castellana, fa ritenere probabile che questo fungo abbia importanza nell'origine di tali formazioni.

Si può supporre difatti che particelle minerali (1) ed organiche portate dalle correnti aeree o trasportate nei veli di condensazione idrica, siano state accumulate in punti determinati della parete argillosa, corrispondenti in genere a solchi o a scabrosità della superficie. Nell'ambiente umido delle grotte, tali detriti sarebbero stati rapidamente colonizzati da microrganismi diversi, trasportati anch'essi dagli stessi vettori, e soprattutto da *M. racemosus*, specie ubiquitaria comune abitatrice del terreno.

L'intrico di ife del fungo avrebbe ancor più favorito l'arresto e l'accumulo di altre particelle, a formare i caratteristici rilievi delle vermicolazioni.

Gli acidi organici prodotti da *M. racemosus*, assieme ai diversi metaboliti escreti da questo e da altri microrganismi sviluppatisi sui depositi vermicolari, si sarebbero gradualmente diffusi nel film di condensazione idrica, sulla superficie della roccia circostante i depositi stessi. Tale diffusione avrebbe determinato un ambiente inadatto od ostile allo sviluppo degli organismi responsabili delle vegetazioni superficiali e delle colorazioni verdi e rosse della roccia, e, allo stesso tempo, avrebbe causato una lieve corrosione superficiale con formazione di sali o composti organici non colorati del ferro.

Il risultato di tale duplice azione sarebbe appunto rappresentato dall'alone biancastro, pulito, privo di vegetazioni crittogamiche, caratteristico delle vermicolazioni di Castellana.

È possibile che, accanto al processo sopra schematizzato, alla genesi delle vermicolazioni abbiano concorso altri fattori, microbici o abiotici. Pur non escludendo tale possibilità, le azioni microbiche ricordate sem-

(1) Il terreno della zona di Castellana (prov. di Bari) è una « terra rossa » da calcare, prevalentemente argillosa.

brano dare una spiegazione ragionevolmente accettabile della natura di queste formazioni vermicolari areolate, le quali, come si è accennato, non sembrano dipendere esclusivamente da fenomeni fisici o fisico-chimici, da processi di accumulo e di contrazione di materiali limo-argillosi di trasporto idrico o da dissoluzione *in situ*.

Istituto Italiano di Speleologia, Castellana - Grotte (Bari).
Istituto di Microbiologia Agraria e Tecnica dell'Università - Bari.

Bibliografia

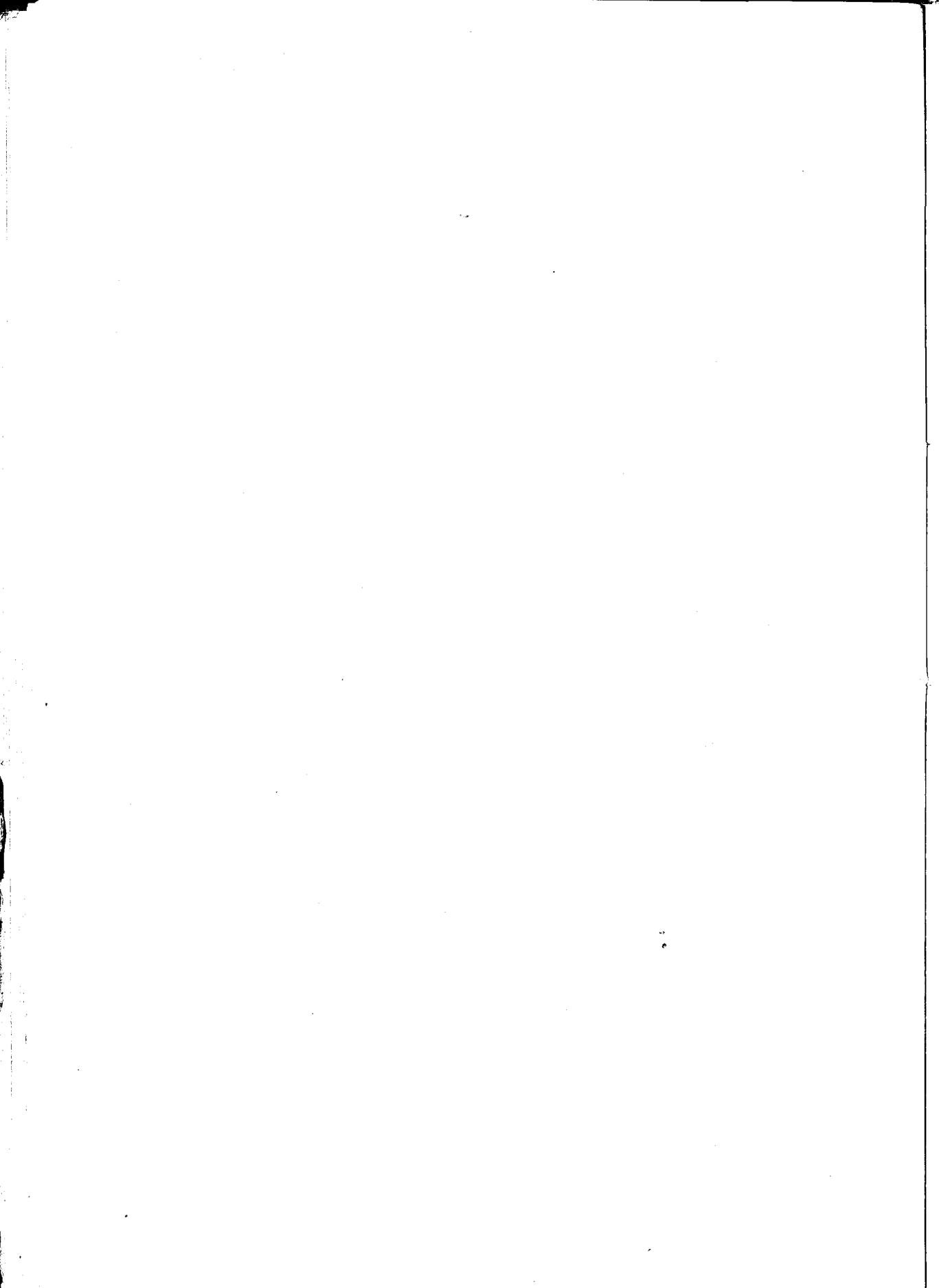
- CHOPPY J., 1955. *Vermiculures d'argile sur une coulée stalagmitique*. Bull. Com. Nation. Spéleol. 5, 3, 6.
- CIGNA A., 1961. *La meteorologia nelle grotte*. Atti Convegno Spel. « Ialia 61 », Torino, 89-98.
- CRESTANI S. - F. ANELLI, 1939. *Ricerche di meteorologia ipogea nelle Grotte di Postumia*. Pubbl. 143, Uff. Idr. Magistrato Acque. Roma, 27.
- DE JOLY R., 1934. *Ruissellement et percolation*. Congr. d'Erfoud (Maroc), Comité d'Etudes des Eaux Souterraines, p. 54-56.
- JEANNEL R. - E. G. RACOVITZA, 1929. *7me Enumeration des grottes visitées*. Biospeleologica, 54, 431.
- MONTORIOL POUS J., 1962. *Sobre el origen de las vermicolaciones arcillosas*. Actes 2me Congr. Intern. Spéleol. 2, Castellana-Grotte, 389-395.
- PARENZAN P., 1961. *Sulle formazioni argillo-limose dette vermicolari*. Atti Symp. Intern. Speleol., Villa Monastero-Varenna, 1, 120-125. (1960).
- PARENZAN P., 1963. *Le formazioni vermicolari della Grotta di S. Angelo di Statte (Taranto)*. Atti IX Congr. Naz. Speleol., Trieste, 2, 101-104.
- POMMIER C. e J. J. GARNIER, 1955. *A propos des « Vermiculations Argileuses »*. Bull. Com. Spéleol., 5, 1, p. 7-8.
- RENAULT P., 1953. *Exploration de Grand Aven de Canjuers*. Bull. Com. Nation. Spéleol., 3, 4, 72-79.
- RENAULT P., 1953a. *Dépôts vermiculés d'argile de décalcification*. Actes I Congr. Intern. Spéleol. 2, Paris, 364-369.
- RENAULT P., 1959. *Etat de parois en cavernes. Vermiculations argileuses et cristallisations de gypse*. Rev. crit. Annales de Spéleol. 14, 249-252.
- WALDNER F., 1936. *Contributo alla morfologia del limo argilloso delle caverne. Osservazioni fatte nelle Grotte di Postumia*. Le Grotte d'Italia (2), 1, Trieste, 55-60.
- WARWICK G. T., 1959. *Vermiculations*. New Letter of Cave Researches Club of Great Britain, 79-80, 14-17.

TAVOLE XVI - XXI



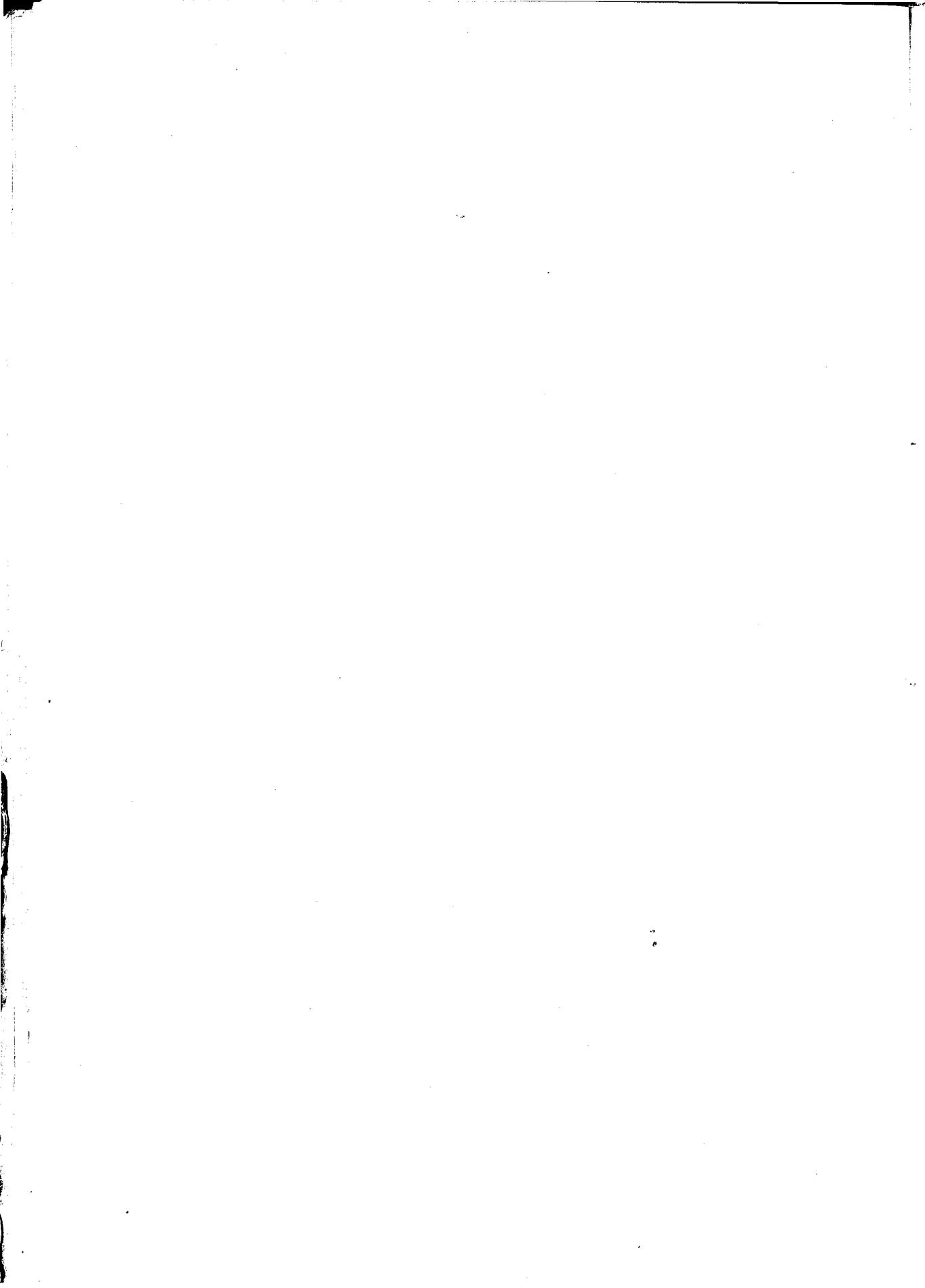


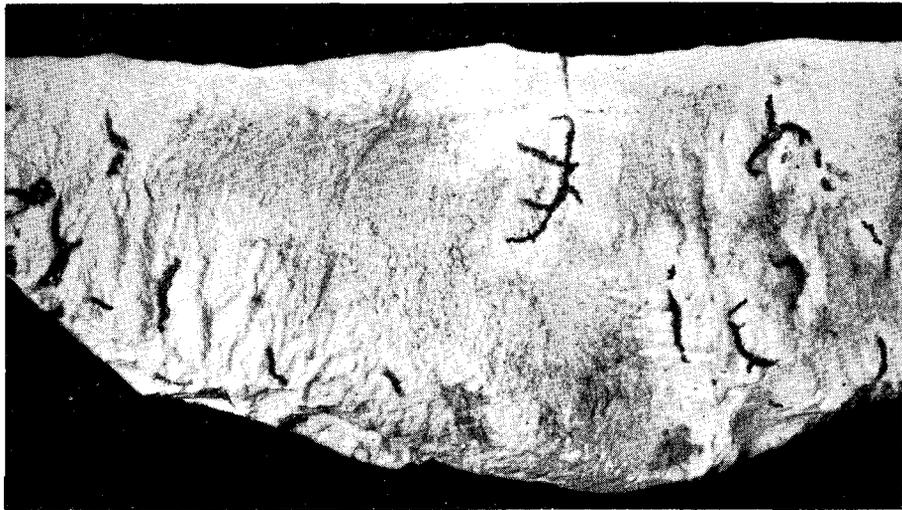
« Vermicolazioni » brune alla base del vestibolo di accesso alla Grave nelle Grotte di Castellana; l'illuminazione elettrica ha favorito lo sviluppo di briofite sulla parete rocciosa calcarea.



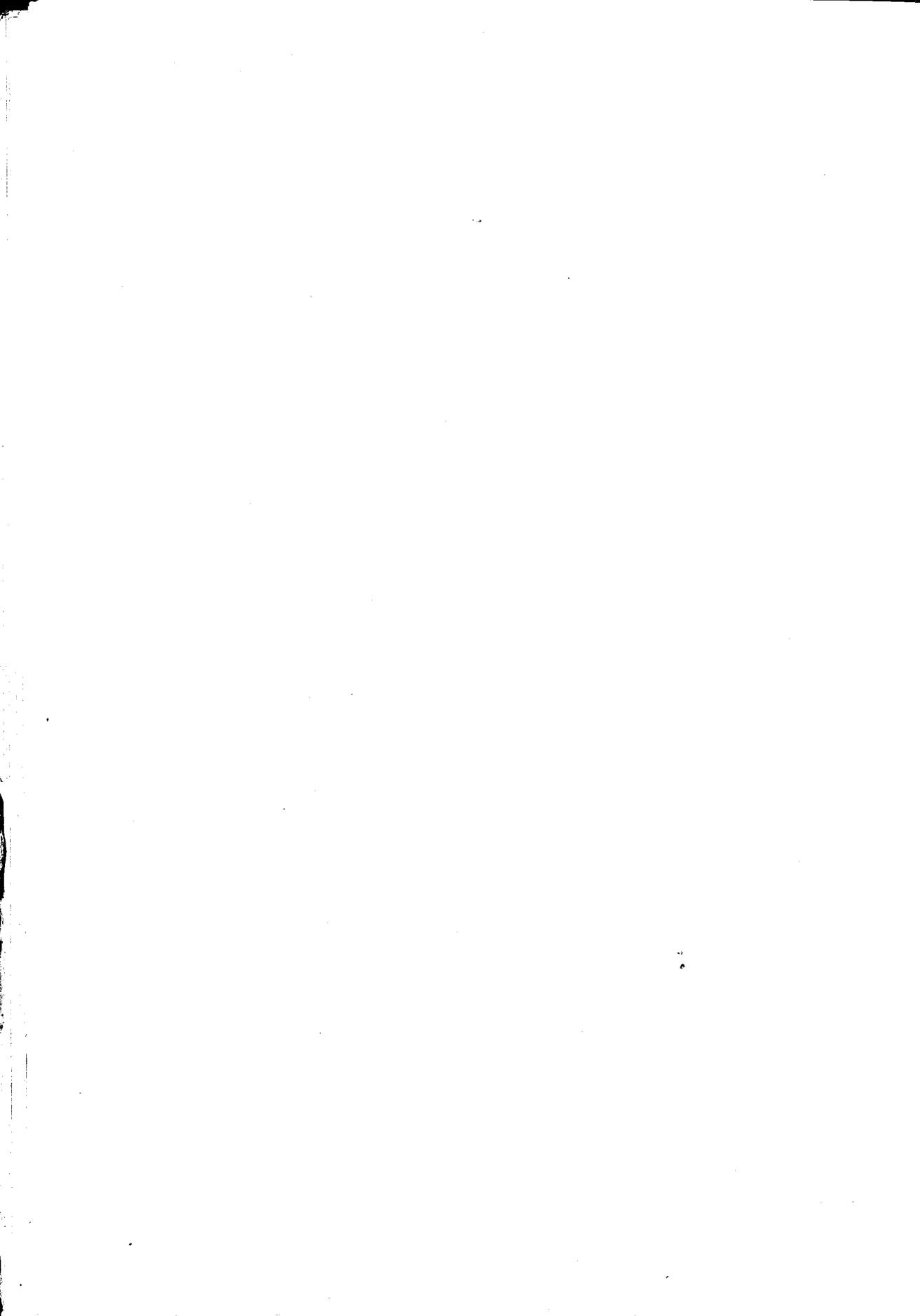


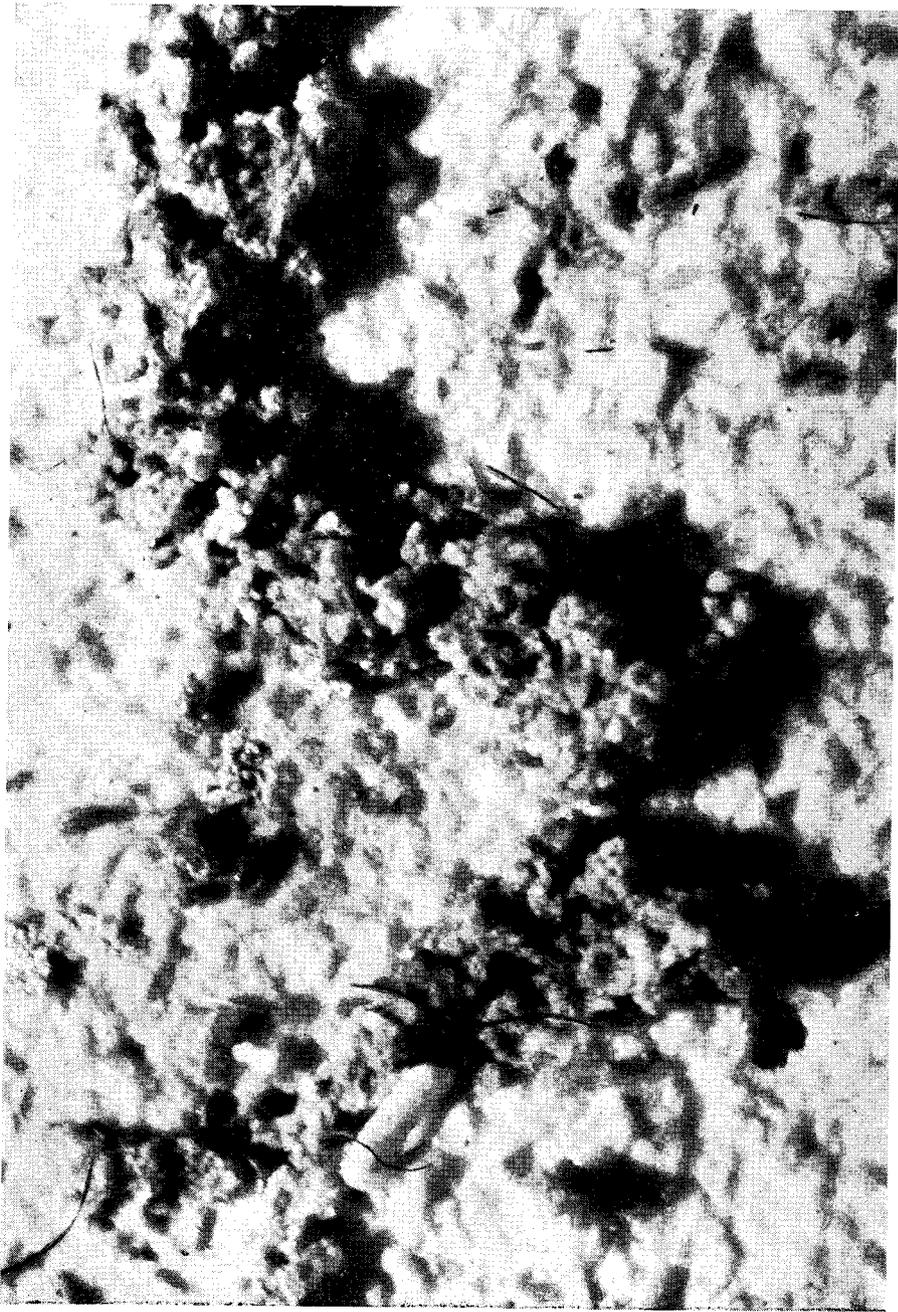
Aspetto di una parete calcarea del vestibolo di accesso alla « Grave » delle Grotte di Castellana, con le caratteristiche « vermicolazioni ».



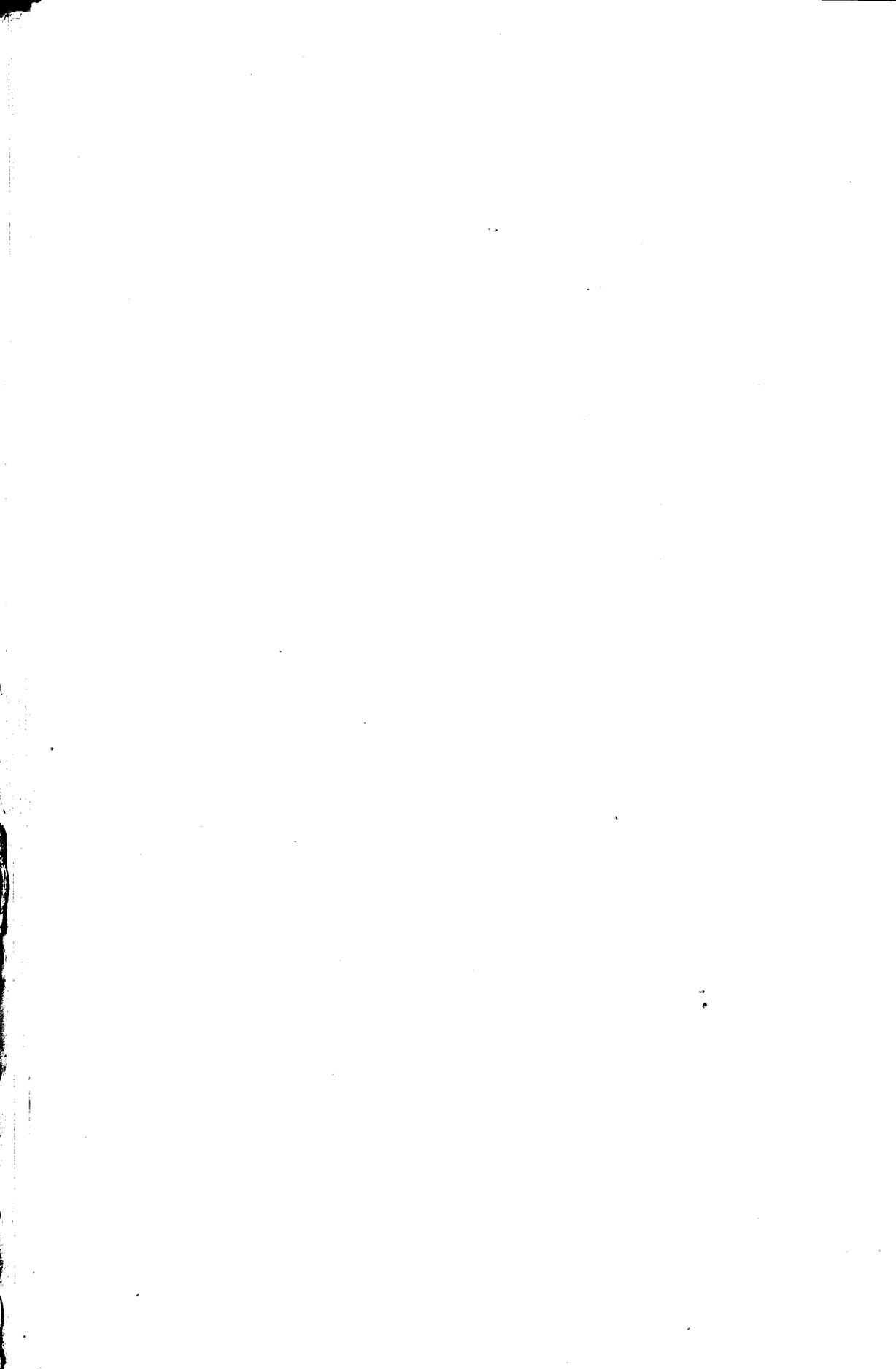


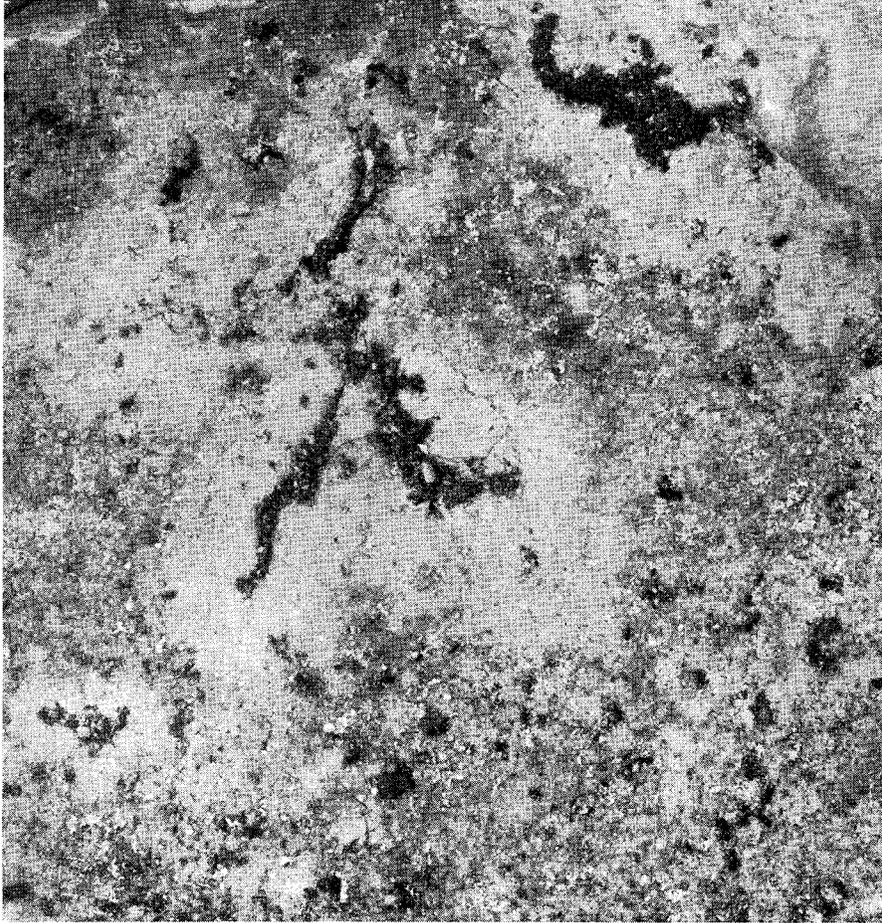
Particolare di un frammento di roccia mostrante i depositi vermicolari circondati da aloni biancastri, nei quali non si è estesa la tenue vegetazione di alghe che ricopre la restante superficie (x 0,8).



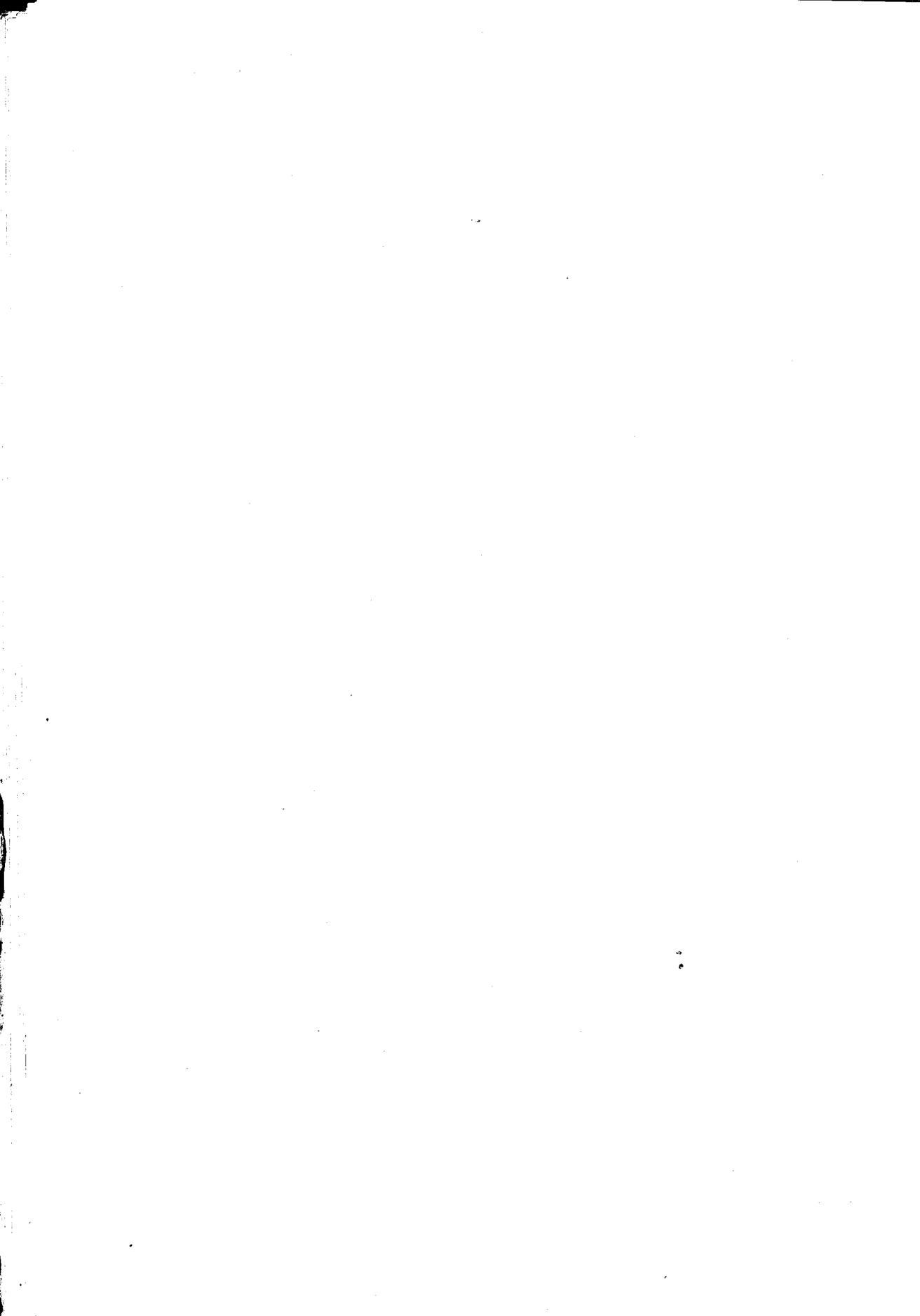


Detriti minerali e organici aggregati a formare i depositi vermicolari sulla superficie di una parete calcarea (x 170).





Aloni di inibizione dello sviluppo di alghe, formati attorno ai depositi vermicolari (x 3).



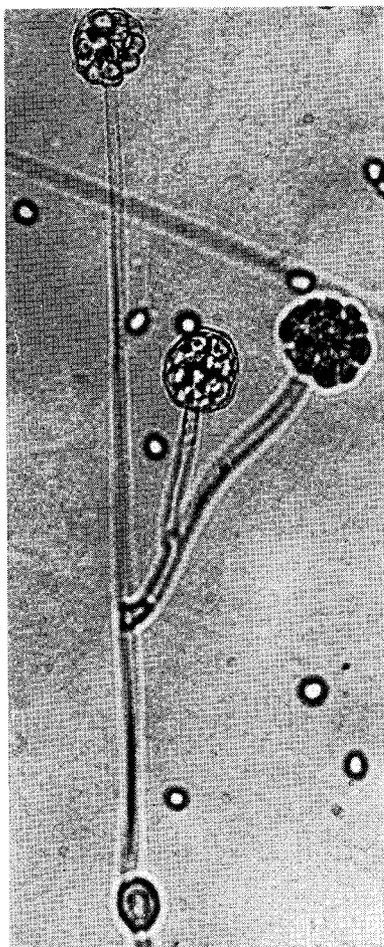


Fig. 1 - Conidiangioforo di *Mucor racemosus* portante rami laterali e una clamidospora. Nel campo sono dispersi conidi (x 540).

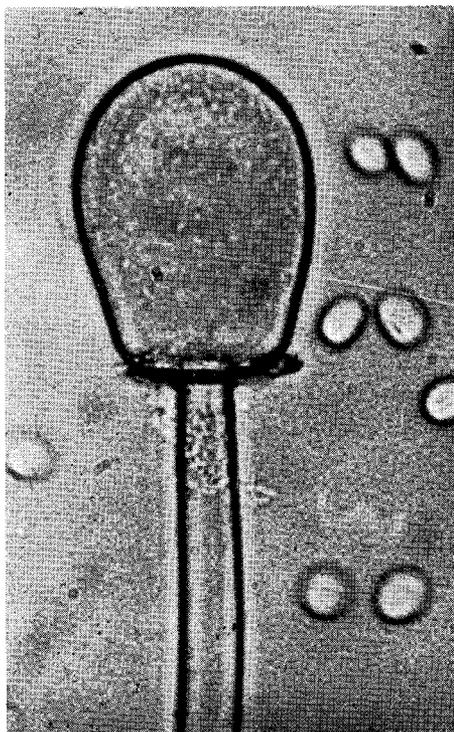


Fig. 2 - Columella e conidi di *Mucor racemosus* (x 1000).

RECENSIONI

VANDEL A. — *Biospéléologie - La Biologie des Animaux Cavernicoles*. Gautier-Villars, Ed., Paris, 1964, 622 pp., 80 figg., XI tt., 68 N. Fr.

Sono note agli speleologi varie opere di biospeleologia generale, a cominciare da quelle fondamentali di A. VIRÉ (1900), E. G. RACOVITZA (1907), R. JEANNEL (1926 e 1943), R. LERUTH (1939) e, a noi Italiani, le pagine di A. IVANCICH e G. MUELLER pubblicate nella prima pregevole parte del volume *Duemila Grotte* (1926). Ma sono opere che il veloce trascorrere del tempo in anni d'instancabile attività scientifica ha rapidamente allontanato da noi.

L'opera di A. VANDEL, Direttore del laboratorio sotterraneo del Centro Nazionale della Ricerca Scientifica a Moulis in Francia, è giunta ad aprirci quasi d'improvviso nuovi ampi orizzonti nella conoscenza dell'appassionante mondo dei viventi nelle grotte.

Non è facile compito scrivere una recensione di così importante trattato che si estende ai più diversi campi della ricerca biologica nel sottosuolo naturale: dalle particolari condizioni fisiche, edafiche dell'ambiente sotterraneo, ai metodi di raccolta e di studio in costante perfezionamento, alla classificazione sistematica dei viventi del regno vegetale e soprattutto del regno animale, allo studio dei vari gruppi, all'ecologia dei cavernicoli, ai loro particolari caratteri anatomici e fisiologici, alla loro lenta evoluzione. E in questi ultimi capitoli che il trattato del Prof. VANDEL rivela l'importanza del contributo di esperienza e di studio portato dall'autorevole biologo nei più discussi campi della biologia ipogea, irti d'incertezze e difficoltà da sembrare quasi sconcertanti a chi è lontano dallo spirito del ricercatore costantemente dedito sui problemi della vita.

I problemi sull'età dei cavernicoli, sul concetto di relitto vivente, di rifugio sono svolti con chiaro intuito come quelli sulle tappe e sulle modalità dell'evoluzione sotterranea dei cavernicoli, come il discusso quesito della perdita della vista e quello della compensazione degli organi di senso. Il tutto è esposto in forma lineare, accessibile anche ai non specialisti e di questa sua facilità di esposizione noi speleologi diamo atto molto volentieri al Prof. VANDEL che ci ha fatto il grande dono di lasciarsi leggere e seguire con avvincente interesse.

F. ANELLI

FURREDDU A. - C. MAXIA. — *Grotte della Sardegna*. Editr. Sarda Fratelli Fossataro, Cagliari 1964, 310 pp., 37 tav. col., 73 figg., L. 10.000.

L'edizione, che è di tre anni fa, merita di essere segnalata agli speleologi italiani: è un'ampia monografia delle 353 grotte della Sardegna sparse in massima parte nelle più importanti aree carsiche calcaree.

Le prime cento pagine del grosso volume, che si presenta in buona veste editoriale, sono dedicate alle conoscenze speleologiche generali, con riferimenti particolari alle grotte dell'Isola. La trattazione segue i tradizionali capitoli della scienza delle grotte: speleologia descrittiva, speleologia morfologica, speleologia paleontologica, speleologia paleontologica, speleologia biologica, speleologia fisica, utilizzazione delle cavità sotterranee naturali, folklore delle grotte. Sono pagine, avvertono gli AA. nella breve premessa introduttiva, non destinate agli *speleologi provetti*: si tratta in effetti di nozioni comuni, scritte con finalità divulgative e note pertanto ad una buona parte degli speleologi.

Dopo un breve cenno sulla tecnica esplorativa delle grotte, sulle loro caratteristiche morfologiche, con particolare riguardo alle concrezioni cristalline (stalattiti, stalagmiti, perle di grotta ecc.) il Prof. FURREDDU tratta succintamente delle cavità sotterranee naturali secondo la nota partizione del KYRLE in grotte primarie e grotte secondarie, soffermandosi sulle grotte di corrosione o grotte carsiche delle quali ricorda, nelle loro linee generali, i processi di genesi. Dello stesso Prof. FURREDDU è il brevissimo capitolo della speleologia fisica, comprendente nozioni di meteorologia ipogea: temperatura e umidità dell'aria sotterranea, movimenti dell'aria nell'interno delle grotte. Sono invece del Prof. MAXIA dell'Università di Cagliari i capitoli della speleologia paleontologica, della speleoetnologia e della speleologia biologica o, più brevemente, biospeleologia. Il primo dei tre capitoli sopraelencati non ci sembra che sia stato rigorosamente impostato: l'A. infatti non si limita a ricordare i resti fossili accumulati nelle grotte durante la fase di riempimento, ma elenca i fossili delle formazioni rocciose sedimentarie nelle quali sono scavate le cavità sotterranee dai processi speleogenetici. Non hanno nessun interesse per lo speleologo nè i brachiopodi e le spugne degli scisti cambriani, nè i lamellibranchiati dei calcari arenacei del Tirreniano marino. Di utile consultazione per lo speleopaleontologo è invece l'elenco dei resti ossei fossili del Quaternario continentale (p. 60, 61 e 62) comprendente qualche mammifero estinto come il *Prolagus sardus*.

Nel capitolo della speleologia paleontologica sono ricordate le grotte preistoriche più note in Italia e fuori. Le grotte della Sardegna che accolsero l'umanità sono una cinquantina; alcune hanno restituito numerosi avanzi scheletrici dei primi abitatori dell'isola dal paleolitico al mesolitico, al neolitico, all'età dei metalli, alle età storiche.

Le brevi nozioni di biospeleologia del Prof. MAXIA richiamano la classificazione delle specie cavernicole del PAVAN ormai superata. A proposito del *Proteus anguinus*, il « pesciolino-uomo », (le virgolette sono dell'Autore), dirò che il caratteristico anfibio urodelo perennibranchiato delle grotte della Carniola, della Dalmazia, della Croazia litoranea, è così chiamato dalla popolazione della Slovenia per la vita acquatica e per il colore roseo del tegumento esterno dell'animale che ricorda il colore dell'epidermide umana.

Della foca *Pelagius monachus* ricorda l'A. che l'animale si inoltra nell'interno delle grotte costiere del Tirreno e dell'Adriatico. *Salamandra perspicillata* e *Hydromantes genei* sono specie a geonemia tirrenica. Molto opportuno è l'elenco delle specie cavernicole della Sardegna.

Dopo un accenno all'utilizzazione delle grotte e al folklore sardo delle cavità sotterranee è illustrata la solerte attività speleologica esplorativa della Sardegna che in una decina d'anni ha consentito di elencare nel Catasto speleologico dell'Isola a tutto il 1964 ben 353 grotte descritte alla fine dell'opera seguendo determinati itinerari. Grafici planimetrici, sezioni, ottime fotografie, costituiscono un valido corredo alla conoscenza delle grotte della Sardegna, e di questa conoscenza gli speleologi italiani sono vivamente grati agli Autori di cui conoscono l'appassionata dedizione con la quale hanno curato così importante monografia.

F. ANELLI

GÈZE B. — *La Spéléologie scientifique*. Ed. Du Seuil, Parigi 1966, 190 pp., 106 figg. s. i. p.

In meno di 200 pagine in 16°, fittamente illustrate da chiari schemi grafici e da fotografie, il Prof. GÈZE, dell'Istituto Nazionale di Agronomia di Parigi, Presidente dell'Unione Internazionale di Speleologia, ha colmato una lacuna nella letteratura speleologica, dove abbondano pubblicazioni a vario livello culturale.

Il contenuto del volume si attiene al titolo, è una guida preziosa allo studio scientifico delle cavità sotterranee naturali. La trattazione dei molteplici temi di studio è delle più organiche e delle più esaurienti in relazione allo scopo del volume, mantenuto nei limiti di un compendio di nozioni utili a tutti: ai veterani delle esplorazioni e delle ricerche nelle grotte, ai già iniziati ed ai giovani che si preparano a compiere i primi passi nel mondo sotterraneo naturale.

Dall'origine delle grotte, in relazione alla natura litologica del suolo, l'A. passa subito all'esame del più importante fra i processi di genesi delle cavità sotterranee, nel quadro della fenomenologia carsica di superficie e profonda.

Descrivendo le grotte carsiche il Prof. GÈZE passa in attenta rassegna le forme preminenti in relazione con l'idrologia sotterranea estinta e con le presenti condizioni idrologiche dei massicci calcarei carsici. L'importante quadro dei vari stadi evolutivi speleogenetici è tracciato con mano sicura fino ai processi finali di riempimento delle cavità sotterranee che, per quanto riguarda le concrezioni cristalline, è svolta dall'A. nel capitolo della mineralogia, nel quale descrive estesamente le forme più note agli speleologi, comprese le effimere concrezioni di ghiaccio.

Lo studio fisico delle grotte si compendia nella conoscenza di quella che è indicata dall'A. col nome di *climatologia sotterranea*, lo studio cioè dell'aria circolante nel sottosuolo naturale, delle condizioni termiche e idrometriche, dei movimenti delle masse d'aria interne in relazione con le variazioni termiche stagionali esterne.

La biospeleologia, l'affascinante capitolo dei viventi nella notte eterna, è trattato con ampia e chiara visione dei problemi biologici che si presentano allo speleologo nell'esplorazione delle grotte a cominciare dalla vita vegetale, dalle crittogame che si addentrano fino ad un minimo d'intensità luminosa naturale, alle specie viventi in prossimità delle fonti luminose nelle grotte turistiche, per giungere alla microflora delle grotte (alghie e funghi) il cui studio ha aperto nuovi e insperati orizzonti di ricerca al microbiologo, all'igienista.

Nelle considerazioni sulla fauna delle caverne l'A. ricorda le specie più note degli animali cavernicoli secondo la classica distinzione in specie trogllossene, troglofile e troglobie, soffermandosi poi sull'origine dei viventi nel sottosuolo e sulla loro presente distribuzione geografica in dipendenza dei grandi mutamenti climatici del passato.

La *speleologia preistorica*, come l'A. intitola il capitolo dell'occupazione delle grotte da parte dell'uomo, considera le manifestazioni della vita umana, compresa l'attività spirituale dei trogloditi, gli oggetti d'uso comune, l'arte parietale preistorica, della quale ricorda gli esempi più noti.

Poche ma utili pagine dedica infine il prof. GÈZE allo studio della possibilità di uno sfruttamento delle grotte con finalità economiche, accenna alla ricerca di depositi fosfatici, di acque sotterranee per l'approvvigionamento idrico delle regioni aride, all'invecchiamento nelle grotte di vini e di formaggi pregiati, alle colture di funghi commestibili nelle cavità sotterranee. Sono ricordate in questo breve capitolo le grotte turistiche, le grotte-santuario e le grotte di possibile utilizzazione alla difesa civile in occasione di eventi bellici.

Una lieve lacuna segnaliamo al lettore, la quale non toglie tuttavia valore all'eccellente opera del Prof. BERNARD GÈZE: la mancanza di un sia pur breve accenno, ai depositi ossiferi accumulati nelle grotte specialmente durante il Quaternario, testimoni fedeli delle condizioni di vita che prepararono l'avvento dell'uomo sulla terra.

F. ANELLI

JASINSKI M. — *Speleologia*. Mondadori, 1966, 159 pp., 115 figg. L. 600.

Questo manuale tascabile di speleologia, che dovrebbe essere alla portata di tutti, specialmente dei giovani desiderosi di avviarsi all'esplorazione e allo studio delle grotte, ci lascia molto perplessi sulle possibilità di conseguire lo scopo per il quale è stata pubblicata la traduzione italiana.

Dopo un'ampia trattazione delle attrezzature necessarie alle esplorazioni speleologiche, dell'equipaggiamento personale e collettivo, delle tecniche esplorative, l'A. espone, nella seconda parte del volumetto, brevi, succinte nozioni di morfologia carsica non sempre felicemente espresse, non sempre esatte, con qualche erroneo concetto sulla formazione delle concrezioni cristalline.

La versione italiana rivela l'imperizia del traduttore e la sua scarsa conoscenza degli argomenti più comuni di speleologia e della stessa terminologia speleologica. Ad analoghe considerazioni si prestano le pagine sul clima delle grotte aggravate,

queste pagine, da grossolani errori. Anche per quanto riguarda la flora e la fauna non mancano concetti infelicemente espressi, vale per tutti il seguente brano a pag. 107 a proposito delle ricerche di grotte sul terreno:... « nei luoghi che circondano gli orifici delle caverne e delle gallerie sotterranee, la vegetazione in generale appare in uno stato di congelamento inferiore al normale ».

In quasi tutti i capitoli vari errori di stampa sono sfuggiti al correttore.
Buone in gran parte le figure a colori.

F. ANELLI

BADINI G. — *Le Grotte Bolognesi*. Ed. divulgative della « Rassegna Speleologica », Como 1967, 143 pp., XXX tt.

A 34 anni dalla pubblicazione di LUIGI FANTINI, il decano degli speleologi emiliani, che per molti anni guidò con intenso fervore di operosità le esplorazioni speleologiche nel Bolognese, è recentemente uscita, in felice veste editoriale, una ricca monografia sulle numerose grotte finora note nell'area carsica dei gessi miocenici emiliani. La nuova pubblicazione, presentata dallo stesso L. FANTINI, è dovuta a un giovane speleologo al quale siamo grati di aver raccolto in un volume il prezioso materiale di osservazioni compiute in frequenti campagne esplorative, in ripetute ricognizioni, non tutte facili, come avverte l'A. nella sua premessa introduttiva.

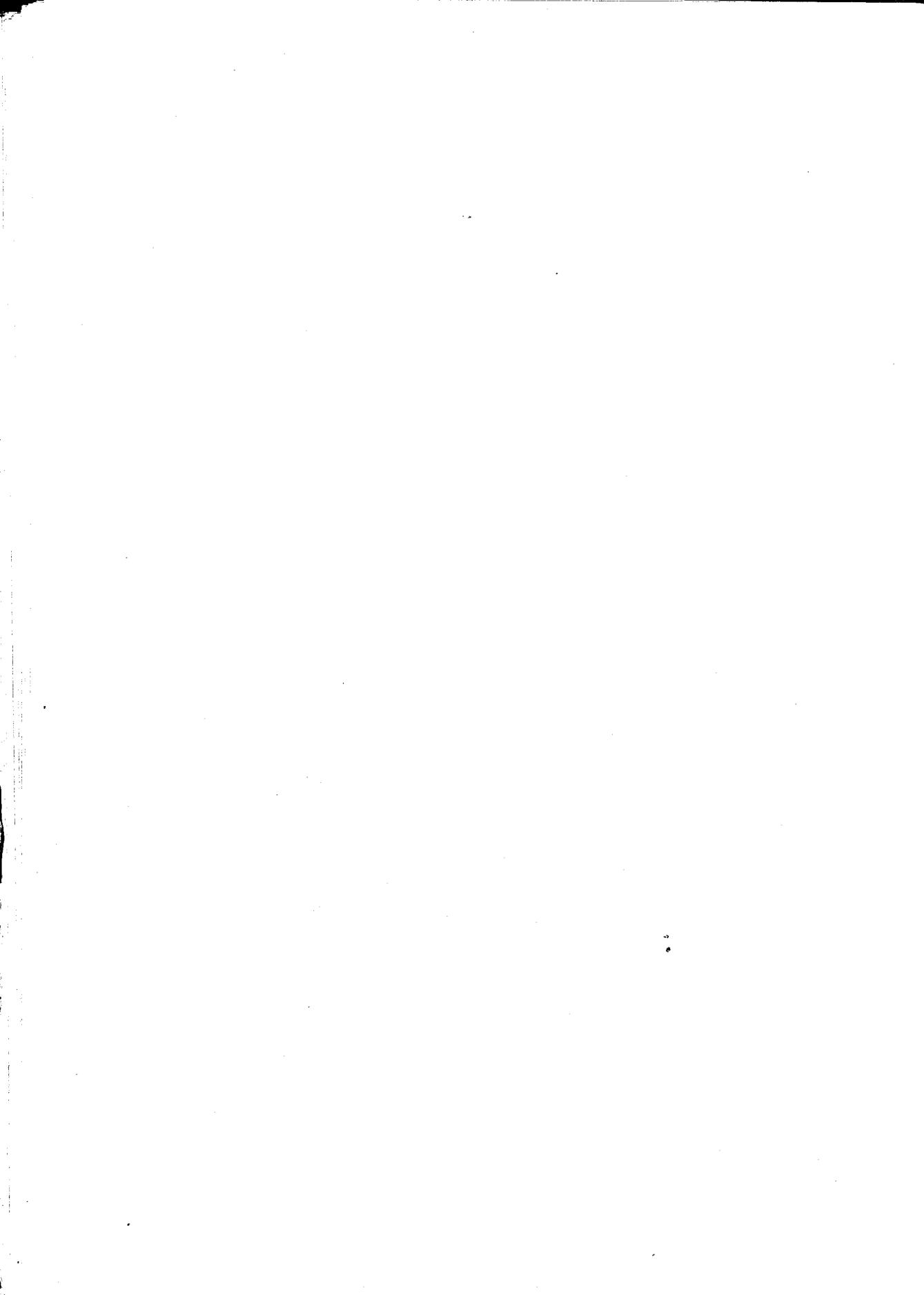
L'opera è divisa in tre parti distinte; nella prima, di carattere generale, sono inquadrati i capitoli sulle conoscenze geografiche e geologiche dell'area considerata, le caratteristiche morfologiche delle grotte descritte, la storia delle esplorazioni, le manifestazioni folkloristiche legate ad alcune grotte; segue nella seconda parte la descrizione delle cavità bolognesi corredata da importanti dati relativi alla loro posizione, alla quota sul livello marino, all'estensione e profondità; la terza parte si riferisce all'organizzazione delle esplorazioni e delle ricerche speleologiche nel Bolognese ed è accompagnata da una vasta bibliografia di utilissima consultazione.

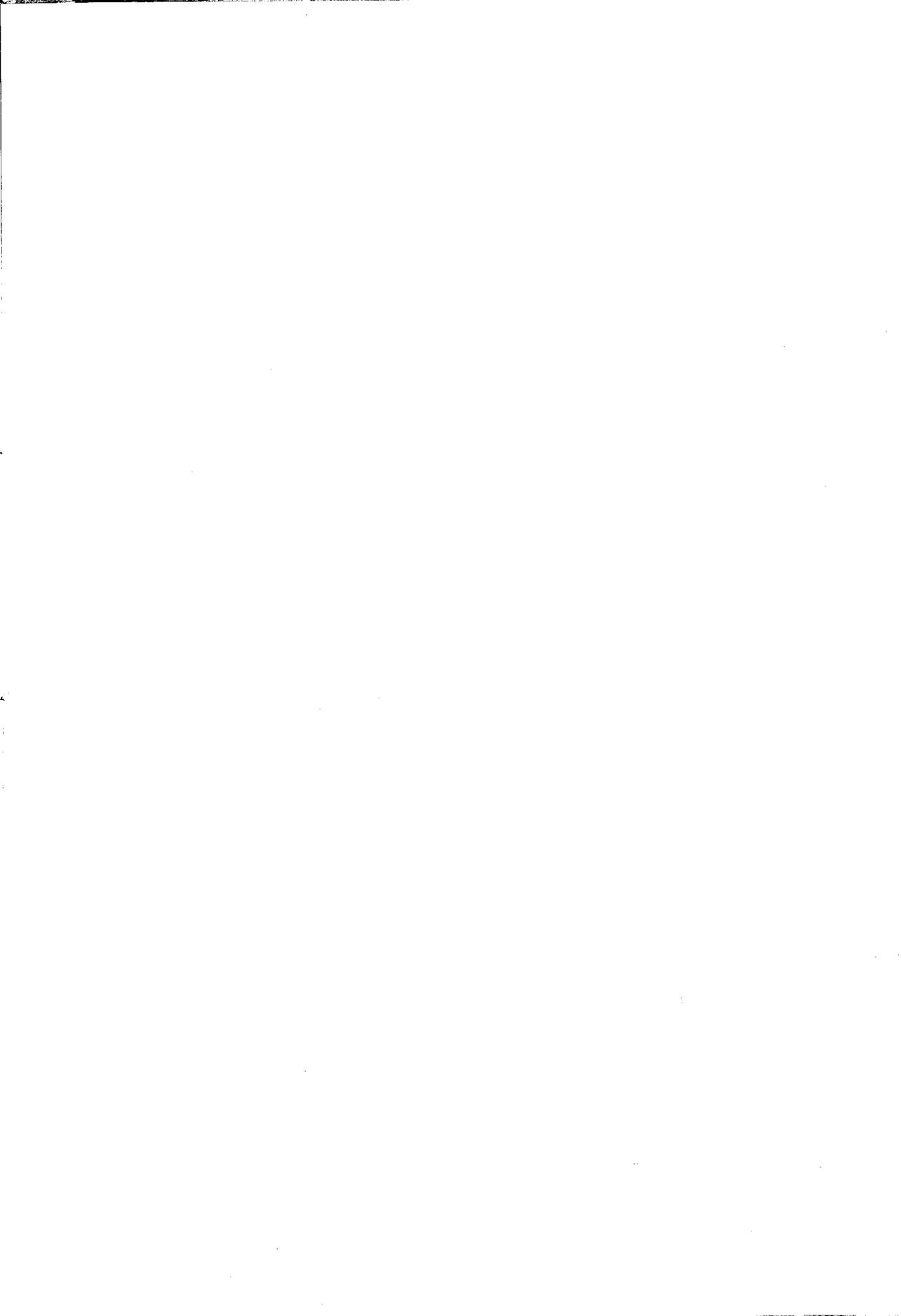
Nel suo complesso il libro di GIULIO BADINI non è soltanto divulgazione della speleologia, è soprattutto una buona guida indispensabile a quanti desiderano conoscere gli aspetti salienti del carsismo di superficie e profondo dei terreni gessosi emiliani.

Un altro merito del volume è il grido d'allarme levato dall'A. contro i pericoli incombenti sulle grotte emiliane minacciate di distruzione dall'avanzare delle cave di gesso aperte nelle vicinanze e dal dilagante disboscamento del territorio.

*

NECROLOGI







PROF. MICHELE GORTANI

P r o f. MICHELE GORTANI

IL NOSTRO MAESTRO: 1883 - 1966

Nella notte del 24 gennaio 1966 si è repentinamente chiusa a Tolmezzo in Carnia l'intensa operosa giornata terrena del Prof. MICHELE GORTANI, per circa un trentennio Ordinario di Geologia nell'Università di Bologna.

La vocazione per gli studi naturalistici, rivelata in Lui fin dagli anni giovanili con accorte osservazioni botaniche, entomologiche, geologiche e paleontologiche, lo portò presto alle ricerche nel sottosuolo naturale. Appena ventenne, ancora studente universitario, fondò a Bologna con GIORGIO TREBBI la *Rivista Italiana di Speleologia*. La pubblicazione periodica *Mondo Sotterraneo*, rivista del Circolo Speleologico e Idrologico Friulano di Udine, che lo annoverò presto tra i suoi più apprezzati collaboratori, pubblicava nel 1909 la Sua dotta disamina critica: *Intorno ai primi studi di Speleologia e idrologia sotterranea*, ancor oggi fonte ricercatissima di notizie sullo sviluppo delle conoscenze speleologiche.

Costituito a Postumia, nel tardo autunno del 1928, l'Istituto Italiano di Speleologia, quale emanazione scientifica dell'Azienda di Stato delle Grotte di Postumia negli anni fortunati della loro vita italiana, il Prof. GORTANI venne chiamato ad assumere la presidenza.

Sotto la ferma guida del nostro Maestro, l'Istituto iniziò la sua attività con lo scopo di coordinare e favorire il nascente movimento speleologico italiano, di organizzare, con le necessarie direttive, ricerche originali nei vari campi di studio delle cavità naturali sotterranee a cominciare dal vasto ambiente offerto dalle Grotte di Postumia principalmente per indagini biologiche, per osservazioni di fisica terrestre.

In un'ampia relazione all'XI Congresso Geografico Italiano, tenuto a Napoli nell'aprile del 1930, il Prof. GORTANI indicava i compiti dell'Istituto Italiano di Speleologia che a Postumia divenne ben presto il centro propulsore degli studi speleologici italiani e sede di coordinamento delle esplorazioni sistematiche nelle grotte italiane. Attorno all'esordiente centro di ricerche chiamò subito valenti coadiutori a collaborare con Lui nell'attuazione del piano di esplorazioni e di studi delle grotte di tutto il Paese in nobile gara con l'attività speleologica di altre nazioni d'Europa.

La nostra rivista, fondata nel 1927 dall'Amministrazione delle Grotte di Postumia come primo organo informatore dell'attività speleologica in Italia, acquistò veste scientifica diventando la pubblicazione periodica dell'Istituto Italiano di Speleologia sotto la direzione di un valoroso animatore e pioniere delle esplorazioni speleologiche nel Carso triestino, EUGENIO BOEGAN, del quale il Prof. GORTANI fu grande estimatore. Alla pubblicazione periodica si aggiunse presto la pregevole collana delle *Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia* distribuite in tre serie: Geologica e geofisica, Biologica, Paleontologica e paleontologica, per accogliere studi monografici di particolare valore scientifico.

L'attività operante dell'Istituto recò sempre l'impronta della direzione sicura del suo Presidente, che ne seguì le sorti anche negli ultimi anni, quando l'attività parlamentare aggiunta alle assidue cure dell'insegnamento universitario, assorbiva tanta parte della Sua infaticabile operosità.

Il secondo conflitto mondiale costrinse a rallentare sempre più l'attività dell'Istituto Italiano di Speleologia che cessò del tutto quando la vicinanza di Postumia al confine orientale d'Italia suggerì di allontanare dalla piccola città delle grotte le colle-

zioni del costituito Museo speleologico, la biblioteca e il Catasto delle grotte italiane. Le autorità tedesche di occupazione trasferirono poi subdolamente ogni cosa in Germania.

Cessate le azioni belliche, ricuperato non senza fatica dall'Italia il materiale di proprietà dell'Istituto Italiano di Speleologia — frutto di circa vent'anni di nostre ricerche, di nostre campagne di studio — lo Stato jugoslavo avanzò il diritto di possesso su quanto era stato possibile recuperare: per una parte soltanto è stato possibile al nostro Maestro di ottenere l'assegnazione all'Italia, la parte relativa a grotte rimaste nei nuovi confini nazionali.

Venuto meno il valido appoggio dell'Amministrazione di Stato delle Grotte di Postumia, riconosciuta impossibile la costituzione di un Centro autonomo per gli studi speleologici italiani, il Prof. GORTANI ottenne, attraverso laboriose pratiche ministeriali durate vari anni, con legge del 29 maggio 1954, che l'Istituto Italiano di Speleologia si ricostituì come sezione dell'Istituto di Geologia dell'Università di Bologna con un assegno annuo di due milioni di lire per la sua attività.

A Bologna il prof. GORTANI riprese la direzione scientifica dell'Istituto distaccando la sede tecnica ed organizzativa presso le Grotte di Castellana che si sono rivelate un vasto insperato campo di proficue ricerche scientifiche, degno di succedere a quelle delle Grotte di Postumia.

Maestro di sapere, il Prof. GORTANI indicò sempre ai giovani la via severa della ricerca scientifica, dello studio assiduo, rifuggendo, con dichiarata avversione, da ogni superficialità, dalle facili improvvisazioni, dalle cognizioni raffazzonate; talvolta la sua severità sembrò aspra a chi non ebbe la fortuna di essergli vicino, di comprenderlo di averlo guida ferma e sagace nelle ricerche sul terreno, nelle discussioni durante i convegni di studio ai quali partecipò assiduamente fino quasi agli ultimi Suoi anni. Gli speleologi italiani e stranieri ricorderanno per molto tempo i suoi opportuni interventi al III Congresso Internazionale di Speleologia a Vienna nel settembre del 1961, l'ultimo al quale le Sue condizioni di salute gli consentirono d'essere presente, a tre anni dal II Congresso Internazionale da Lui presieduto dalla seduta inaugurale a Bari nell'ottobre del 1958, alla chiusura dei lavori ad Amalfi nella luminosa cornice del paesaggio costiero più ammirato del mondo.

Socio di parecchie accademie e società scientifiche italiane e straniere, il Prof. GORTANI ha sempre tenuto molto alto il nome d'Italia negli studi geologici, geomorfologici, di geoidrologia specialmente dei terreni carsici, di geografia fisica. La Sua scomparsa ha lasciato un incolmabile vuoto anche fra i cultori degli studi speleologici, fra gli appassionati delle esplorazioni sotterranee che avevano sempre in Lui un animatore entusiasta, prodigo di ammaestramenti e di consigli.

Uomo di autentico vecchio stampo, rigido con sè prima d'esserlo con gli altri, non fece mai mistero della Sua profonda e radicata fede cristiana che amava veder fiorire nei più vicini Suoi allievi e collaboratori. I vecchi alpini dell'8° reggimento ricordano ancora la preghiera alla Regina delle Nevi scritta dal Tenente MICHELE GORTANI nel febbraio del 1917 per i combattenti sull'impervia zona del Pal Grande in Carnia.

L'alta personalità del Prof. GORTANI, il Suo valido contributo ai nostri studi vivranno sempre nei nostri ricordi con una presenza viva, illuminata da una grande luce d'intelletto e da un amore generoso verso noi Suoi allievi che Egli ebbe caro di considerare come Sua figliolanza spirituale. Questo ricordo lenisce il grande dolore della Sua separazione da noi.

*FRANCO ANELLI

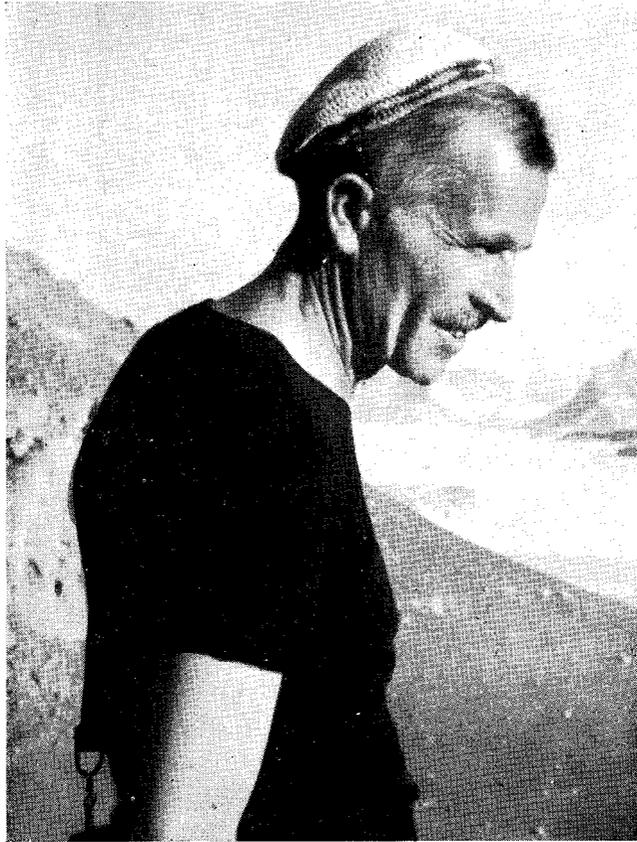
ELENCO DELLE PUBBLICAZIONI DI SPELEOLOGIA E DI IDROLOGIA
SOTTERRANEA DEL PROF. MICHELE GORTANI

- La Grotta di Corona sul Monte Faeit (Carnia)*. Riv. Ital. Spel. 1903, 4 p.
- Una dolina di sprofondamento presso Treppo Carnico*. Mondo sotterr. 1904, 2 p.
- Fenomeni carsici nei dintorni di Perugia e di Assisi* Rend. R. Acc. Sc. Bologna, 1908, 29 p., 3 t.
- Appunti per una classificazione delle doline*. Mondo sotterr., 1908, 2 p.
- Avanzi di mammiferi rinvenuti in alcune grotte friulane*. Mondo sotterr., 1909, 19 p., 1 t.
- A proposito di alcune esperienze intorno alla « velocità di dissoluzione » del calcare*. Mondo sotterr., 1909, 3 p.
- Fenomeni carsici nei terreni paleozoici della Carnia orientale*. Mondo sotterr., 1909, 3 p.
- Intorno ai primi studi di speleologia e idrologia sotterranea*. Mondo sotterr., 1909, 14 p.
- Fenomeni carsici a Verzegnis e dintorni*. Mondo sotterr., 1909, 6, 1 p.
- Appunti su alcune grotte e voragini della Carnia*. Mondo sotterr. 1912, 3 p.
- Terra rossa, bauxite, laterite*. Giorn. Geol. prat. 1913, 20 p.
- Nuove discussioni sull'origine della Terra Rossa*. Mondo sotterr. 1914, 6 p.
- Cenni orografici, idrografici, geologici*. In: « Comando Zona Carnia. Notizie sui monti di frontiera della Zona Carnia nel settore Peralba Canin » 1917, p. 17.
- I bacini della But, del Chiarsò e della Vinadia in Carnia. Geologia, morfologia, idrografia, carta della permeabilità delle rocce*. Pubbl. R. Magistrato alle Acque. 1920, 71 p. 21 t. 2 t. doppie di profili geologici, una carta di permeabilità al 100.000, una carta geologica al 50.000 della Carnia orientale.
- Sull'origine delle bauxiti italiane*. Giorn. Geol. prat. 1921, 6 p.
- Saggio bibliografico dell'idrologia sotterranea d'Italia dal 1870 al 1923*. Giorn. Geol. prat., 1924, 60 p.
- Dei problemi speleologici in Italia e dell'Istituto Italiano di speleologia*. Atti XI Congr. geogr. ital. 1930 e Grotte d'Italia, 1930, 12 p.
- Idee precorritrici di Luigi Ferdinando Marsili sulla struttura dei monti*. In « Memorie intorno a L. F. Marsili ». Bologna, 1930, 20 p. 5 t.
- Illustrazione di fenomeni carsici nei manoscritti di L. F. Marsili*. Le Grotte d'Italia, 1930, 5 p.
- Relazione geologica sulle conche di Opi e di Barrea nei riguardi dei progettati laghi artificiali*. Stabil. Tip. Ditta C. Colombo, Roma, 1923, 22 p.
- Per lo studio idrologico e morfologico delle regioni carsiche e semicarsiche italiane*. Atti I Congr. Speleol. naz. Trieste, 1933, p. 8.
- L'attività dell'Istituto Italiano di Speleologia*. Atti Soc. It. Prog. Sc., 1933, 21, 3 p.
- Appunti sulla classificazione dei pozzi naturali*. Actes Congr. Intern. Spéléol. 1953, 4 p.
- Per lo studio delle aree carsiche italiane*. Atti XIII Congr. Geogr. ital. e le Grotte d'Italia, (2), Udine, 1938, p. 8.
- Discorso di saluto al V Congresso nazionale di Speleologia*. Atti del Congr. Naz. Speleol., Salerno s. i. d. (1951) 3 p.

NECROLOGI

- Discorso di saluto al VI Congresso nazionale di Speleologia.* Atti. VI Congr. Naz. Speleol., Trieste, 1954, p. 3.
- I Congresso Internazionale di speleologia.* La Ricerca scientifica, 1954, p. 3. (collab. F. ANELLI).
- Ripresa.* Le Grotte d'Italia (3), 1955-56, p. 9.
- Le acque sotterranee.* In « Compendio di geologia per Naturalisti e Ingegneri ». Udine, Del Bianco, 1948, 2 ed. 1955, Cap. VI, VII.
- Discorso presidenziale d'apertura del II Congresso internazionale di speleologia.* Actes 2^me Congr. Intern. Spéléol. I, 1962, p. 4.
- Discorso di saluto all'apertura del III Congresso internazionale di Speleologia.* Kongressveranstaltungen, I, Wien, 1963, p. 2.
- Cenni sulle vicende del Circolo speleologico e idrologico friulano.* Mondo Sotterr. Numero Unico, Udine, 1965, p. 3.
- Doline alluvionali in Carnia.* Mondo Sotterr. Numero unico, Udine, 1966, p. 7.
-





PROF. ANGELO PASA

P r o f. A N G E L O P A S A

L'amico generoso ci ha lasciato il 21 dicembre dello scorso anno. Appassionato ed entusiasta ricercatore, si dedicò con alacre fervore alle indagini di paleontologia del Quaternario, ancor giovane d'anni ma già ricco d'esperienza personale nello studio della fauna mammologica vivente e di quella fossile. Questa esperienza di lavoro lo portò prestissimo ad affrontare i primi problemi stratigrafici e cronologici dei depositi interni di riempimento delle grotte: in questo campo delle sue ricerche gli fu sovente accanto, valida e sollecita collaboratrice, la consorte M. Vittoria Durante, alla quale rivolgiamo da queste pagine della nostra rivista il commosso fraterno cordoglio degli speleologi italiani.

L'elenco delle numerose pubblicazioni di ANGELO PASA è il fedele curriculum della Sua attività scientifica. Altri Suoi lavori sono in corso di stampa, ma siamo certi che copioso materiale di osservazioni deve ancora trovarsi allo stato di annotazioni e di appunti; ci auguriamo tutti, e con fervido cuore, che possa darci presto ulteriori prove dell'infaticabile Sua operosità scientifica.

Una prontezza di percezione e una solida preparazione fecero di Lui un valente conoscitore della fauna mammologica, un autorevole specialista al quale volentieri ricorrevamo per revisioni e per le più ardue determinazioni del materiale paleontologico, specialmente dei micromammiferi, raccolto nelle nostre grotte.

Si occupò anche di studi di geomorfologia carsica, di paleogeografia e di ecologia del Quaternario nei quali rivelò una maturata capacità di sintesi. Particolare titolo di merito è la Sua monografia: *Appunti geologici per la paleogeografia delle Puglie*, pregevole raccolta di perspicaci osservazioni compiute nella vasta regione meridionale italiana, opera di lunga lena del suo Autore, di proficua consultazione per gli speleologi.

Al dolore per la scomparsa di ANGELO PASA, amico di quanti ebbero la fortuna di conoscerlo, si associa il nostro vivo rimpianto di aver perduto in Lui un vero studioso, un apprezzato consigliere in alcuni dei meno facili campi dell'indagine scientifica nelle grotte.

Il largo contributo di ricerche sul terreno e di studi in laboratorio portato dal nostro PASA è il ricordo più vivo che Egli ci lascia della Sua infaticabile operosa presenza in mezzo a noi, guidata sempre da una severa preparazione, da una inesauribile passione per la conoscenza del mondo sotterraneo, da una grande e schietta generosità del cuore.

FRANCO ANELLI

ELENCO DELLE PUBBLICAZIONI DI SPELEOLOGIA
E DI PALEONTOLOGIA DEL QUATERNARIO DEL PROF. ANGELO PASA.

La grotta dei Damati e la grotta del Falasco nel Veronese. « Le Grotte d'Italia ». Anno VIII, pp. 12-18, fig. 4, 1934.

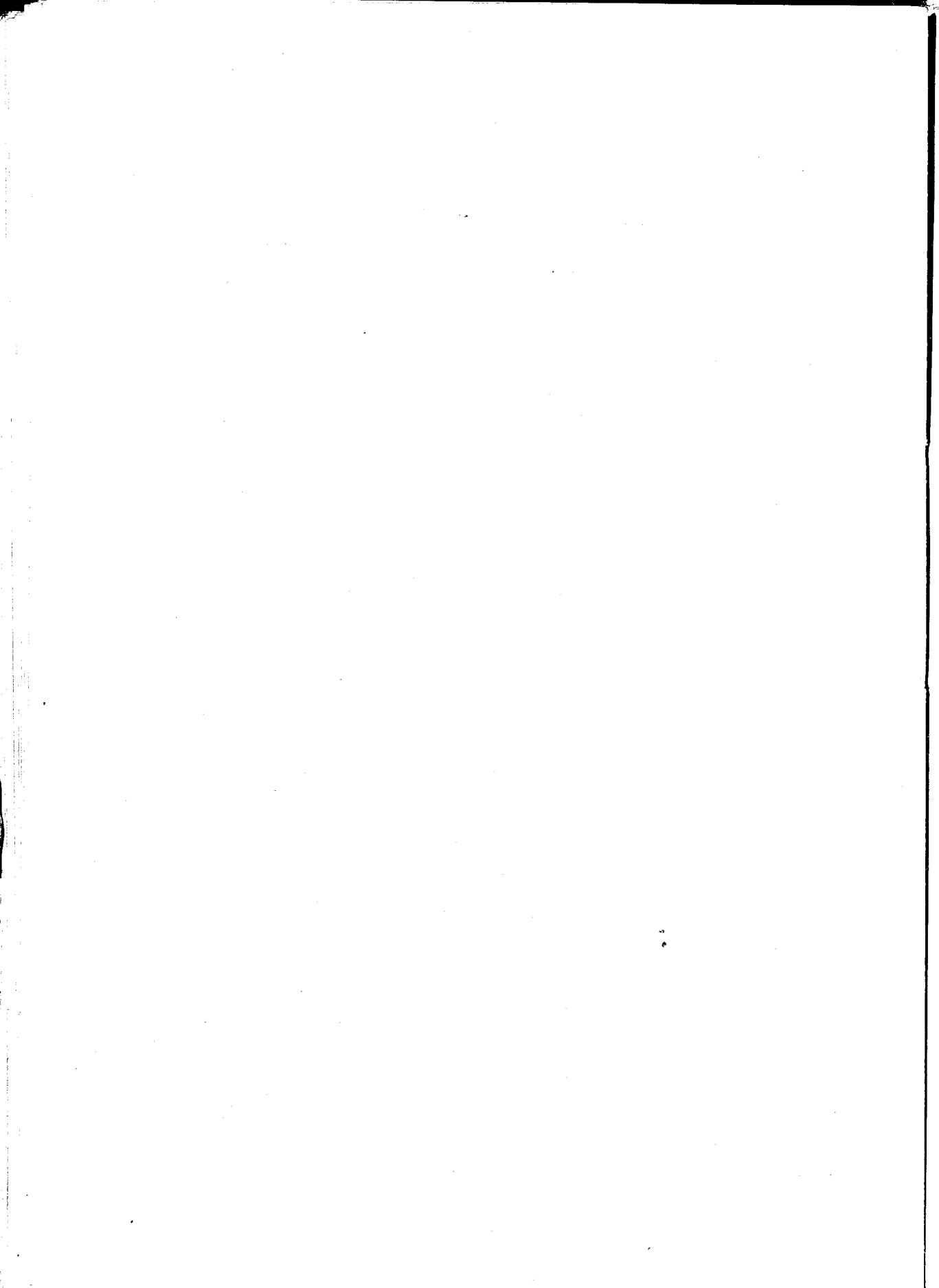
La Marmotta di Ca' Nova nel Veronese. « Natura », Vol. XXX, pp. 105-114, Milano, 1939.

La fauna quaternaria di Villa di Quinzano nel Veronese. « Mon. Zool. It. », anno L, n. 5, pp. 153-154, Firenze, 1939.

- Contributi alla conoscenza dei depositi quaternari della regione veronese.* « Boll. Com. Glac. It. », n. 20, pp. 25, 2 tavv., Torino, 1940.
- I depositi ossiferi di Soave nel Veronese.* « Atti Acc. Agr. Sc. Lett. di Verona », ser. V, vol. XX, pp. 37-50, Verona, 1942.
- Il deposito quaternario di Villa di Quinzano.* « Bull. Palet. It. », N. S., anno VIII, parte 1^a, 52 pp., 15 figg., 7 tavv., Roma, 1944-45.
- Il deposito quaternario di Villa Quinzano.* « Bull. Palet. It. », N. S., anno VIII, parte 2^a, 11 pp., Roma, 1945.
- I mammiferi di alcune antiche brecce veronesi.* « Mem. Mus. Civ. St. Nat. », vol. I, pp. 1-111, 12 figg., Verona, 1947-48.
- Le brecce ossifere di Valdiporro nel Veronese.* « Mem. Mus. Civ. St. Nat. », vol. I, pp. 165-175, 3 figg., Verona, 1947-48.
- La fauna fossile della Grotta della Volpe presso Verona.* « Atti Acc. Agr. Sc. Lett. di Verona », serie V, vol. XXXV, 8 pagg., 1948-49.
- Un pozzetto carsico nei pressi di Monrupino.* « Boll. Soc. Adr. Sc. Nat. », vol. XLV, pp. 59-62, Trieste, 1949-50. Collab. G. COEN, R. MALARODA.
- I depositi quaternari del Ponte di Veia. Parte I: Geomorfologia. Parte II: La fauna.* « Mem. Mus. Civ. St. Nat. », vol. II, pp. 241-308. 5 figg., 2 tavv., Verona, 1950.
- Un deposito ossifero postglaciale nel Bus de la Fanta.* « Mem. Mus. Civ. St. Nat. », vol. III, pp. 1-10, 1 fig., Verona, 1951.
- Alcuni caratteri della Mammalofauna pugliese.* « Mem. Biogeogr. Adr. », vol. II, 21 pagg., Padova, 1951.
- Il deposito quaternario di Villa di Quinzano.* « Bull. Palet. It. », N. S., anno VIII, parte IV, 10 pagg., Roma, 1952.
- Mammiferi fossili della breccia di Montorio presso Verona.* « Atti Acc. Agr. Sc. Lett. di Verona », serie VI, vol. II, anno 1950-51, 20 pp., Verona, 1952.
- Appunti geologici per la Paleogeografia delle Puglie.* « Mem. Biogeogr. Adr. », vol. II, pp. 175-286, 16 figg., 11 tavv., Padova, 1953.
- Primi risultati dell'indagine paleontologica sui materiali scavati nelle grotte di San Cassiano (Colli Berici - Vicenza).* « Ann. Univ. di Ferrara », N. S., sez. IX, Sc. Geol. Paleont., vol. I, n. 6, pp. 169-183, 2 figg., Ferrara, 1953.
- Les Phénomènes karstiques et l'Hydrologie souterraine dans le massif du Monte Baldo et dans les Lessini de Verone.* Publication n. 37 de l'Association Internationale d'Hydrologie (Assemblée generale di Roma, tomo II, pp. 419-425), 1954.
- Contributi alla conoscenza dei depositi quaternari del Veronese. Le alluvioni di San Martino B. A.* « Mem. Mus. Civ. St. Nat. », vol. IV, pp. 143-156, 5 figg., Verona, 1954.
- Carsismo e idrografia carsica nel gruppo del Monte Baldo e nei Lessini Veronesi.* C.N.R. Centro Studi per la Geografia fisica, n. 5, 148 pp., 13 figg., 2 tavv., Bologna, 1954.
- Prime indagini sistematiche e quantitative sui Micromammiferi delle associazioni forestali trentine.* « Studi Trent. di Sc. Nat. », anno XXXI, fasc. 1 e 2, pp. 54-60, Trento, 1954.
- Nuovi indici paleoclimatici nel deposito di Quinzano Veronese.* « Atti Acc. Agr. Sc. Lett. di Verona », ser. VI, vol. VI, anno 1954-55, pp. 39-59, 1 tav., Verona, 1956.

NECROLOGI

- La fauna del Buco del Frate* (Nota preliminare). « Comm. Ateneo di Brescia per il 1956 », pp. 7, Brescia, 1958.
- Alcuni caratteri delle Mammalofaune sicule*. « Mem. Mus. Civ. St. Nat. », vol. VII, pp. 247-258, Verona, 1959.
- Alcuni caratteri delle Mammalofaune dei Monti Picentini (Appennino campano)*. « Mem. Mus. Civ. St. Nat. », vol. VII, pp. 235-245, Verona, 1959.
- Il Buso della Rana (40 V Vi)*. « Rass. Speleol. It. », anno XII, n. 3, pp. 124-152, 12 figg., Como, 1960.
- Ricerche paleobotaniche e paleozoologiche applicate ai depositi di riempimento nelle grotte. Metodi e risultati*. Atti del Symposium Internazionale di Speleologia, sui: « Riempimenti naturali di grotte ». « Rass. Speleol. It. », Mem. V, tomo I, pp. 153-160, Como, 1961.
- La stazione preistorica del Covolo di Paina nei Colli Berici (Vicenza)*. « Riv. Sc. Preist. », vol. XVII, fasc. 1-4, pp. 89-93, Firenze, 1962.
- Ricerche preistoriche effettuate a cura del Museo Civico di Storia Naturale di Verona negli anni 1960-65*. « Sibirium », vol. 8, Varese 1964-65.
-



I N D I C E

ANELLI F. — Testimonianze di oscillazioni della linea di riva durante il Quaternario in due grotte della Puglia, nella grotta di S. Angelo di Statte e nella grotta Zinzulusa	Pag. 7
PASINI G. — Osservazioni sui canali di volta delle grotte Bolognesi	» 17
PASINI G. — Nota preliminare sul ruolo speleogenetico dell'erosione antigraavitativa	» 75
COLANTONI P. — Morfologia e sorgenti lungo la costa del golfo di Orosei e fondali antistanti	» 91
D'AMBROSI C. - FORTI F. — Prime osservazioni discriminatorie tra fenomeni carsici e paracarsici nella Regione Friuli-Venezia Giulia	» 109
ANELLI F. - GRANITI A. — Aspetti microbiologici nella genesi delle vermicolazioni argillose delle Grotte di Castellana (Murge di Bari)	» 131
Recensioni	» 143
Necrologi :	» 147
Prof. MICHELE GORTANI	» 149
Prof. ANGELO PASA	» 153

