

PROBLEMI DI SPELEOLOGIA NEL TRENTINO - ALTO ADIGE

Dal 1933, anno in cui si tenne a Trieste il I° Congresso Nazionale di Speleologia, ad oggi, i progressi dell'esplorazione speleologica del Trentino-Alto-Adige sono stati notevolissimi. Dalle 137 cavità esplorate di allora, si è giunti alle 260 di oggi, con una lunghezza complessiva più che raddoppiata.

Ma soprattutto di rilevante interesse sono stati i risultati raggiunti, poichè dalle esplorazioni quasi prevalentemente sportive di allora, si è passati allo studio scientifico e sistematico delle grotte, con una messe di dati ed osservazioni veramente notevole.

Con le nuove esplorazioni, organizzate dal Gruppo Grotte del Comitato Scientifico della Società Alpinisti Trentini, del Museo di Storia Naturale e del Centro Studi Alpini, si sono affacciati una serie di nuovi problemi, alla cui soluzione sono indirizzate le ricerche degli speleologi trentini.

1 - Carsismo dolomitico

Le esplorazioni del dopoguerra hanno portato al rinvenimento di una serie di grotte, tutte apertesi nella Dolomia principale (Trias superiore): *Grotta del Torrione di Vallesinella*, rilevata per 523 m ed esplorata per circa altri 500 m nel Gruppo delle Dolomiti di Brenta; *Grotta della Bigonda*, con uno sviluppo di 3020 m e del *Calgeron*, 1916 m. ora chiamata *Grotta G. B. Trener*, in memoria del compianto geologo trentino, ambedue presso Grigno in Valsugana; a queste si aggiungono alcune piccole cavità già note da tempo, tra cui la *Grotta di Costalta* nei pressi di Sella, con 330 m di sviluppo, alcune altre di recentissima scoperta nell'Alta Anaunia, ed infine una grotta scoperta in questi giorni ed esplorata per circa 150 m, sul Castelletto di Mezzo (Gruppo delle Dolomiti di Brenta), nei pressi della suaccennata Grotta di Vallesinella.

Nella Dolomia, ritenuta talvolta debolmente carsica, si aprono quindi le maggiori cavità della Regione. E' da notare che non si tratta qui di Calcari dolomitici, in cui l'azione solvente dell'acqua si esplica in prevalenza sul calcare ed i cristallini di dolomia vengono isolati e trasportati dalle acque assumendo il ruolo di abrasivo, ma di Dolomie vere e proprie (per la Grotta di Vallesinella al 99,6%).

Lo studio delle modalità di soluzione della Dolomia (che è appena un terzo di quella del Calcare) e della successiva rideposizione in incrostazioni, sono attualmente allo studio sul materiale che fa parte della nuova collezione speleologica del Museo di Trento. Caratteristiche, a questo proposito, alcune concrezioni e deposizioni di Magnesite pura, ed altre in cui questo sale si accompagna in porzioni varie al Carbonato di calcio.

Noi riteniamo che fenomeni carsici così imponenti, se hanno come elemento negativo la minore solubilità della Dolomia, sono invece notevolmente facilitati dall'intensa fessurazione di questa roccia, che presenta un comportamento più rigido e quindi più fragile, rispetto ai calcari, agli sforzi tettonici, cosicchè risulta spesso intensamente fratturata, fornendo una facile via d'ingresso alle acque. Sono frequenti nelle Dolomiti delle spaccature beanti, in cui si gettano le acque che scendono dai ghiacciai, tanto che la parte centrale del Gruppo delle Dolomiti di Brenta è quasi priva di acqua, che sgorga poi più in basso in sorgenti carsiche e pseudocarsiche. La più caratteristica, in presumibile relazione con la Grotta del Torrione di Vallesinella, è quella delle cascate Alte di Vallesinella, dove una importante massa d'acqua, sgorgando dalla viva roccia, si getta in una suggestiva serie di cascate.

2 - Fenomeno carsico e glacialismo quaternario

Il fenomeno carsico è strettamente legato alla morfologia esterna, che nella nostra regione è stata influenzata in modo notevolissimo dalle glaciazioni quaternarie. Però il problema delle relazioni tra glacialismo quaternario e fenomeno carsico si presenta di difficile soluzione. Nel Trentino le grotte non hanno mai offerto faune fossili che permettessero una datazione precisa, ed i terrazzi e gli antichi spianamenti sono datati con criteri prevalentemente morfologici, e quindi spesso incerti. Le successive glaciazioni hanno notevolmente alterato la morfologia ereditata da quelle precedenti. Più difficile ancora risulta la constatazione di cicli carsici legati a cicli erosivi preglaciali.

Da ciò ne consegue l'interesse di uno studio che potrebbe fornire dati interessanti anche al fine di una migliore conoscenza del Quaternario alpino.

Nelle zone in cui gli studi sono stati condotti in tale senso, questa relazione appare evidente. In Bassa Val di Sole, sul versante sinistro, sono presenti due livelli carsici (a 1000 m e rispettivamente a 700 msm), connessi con approfondimenti vallivi quaternari; un terzo è presente sul versante opposto, al livello attuale del corso del Noce (a quota 600 circa), che nel postglaciale ha subito un notevole processo di abbassamento.

Anche la Val di Non, che è il proseguimento della Val di Sole, presenta questo fenomeno, conseguenza dell'erosione rimontante dalla soglia della Rocchetta; il reticolo idrografico risulta incassato in profonde forre, e le sorgenti si sono già in parte abbassate al nuovo livello di base. Un gruppo di nuove grotte, recentemente scoperto presso Fondo, si aprono a notevole quota (m. 970 sul torrente Novella, che scorre 150 m più in basso), fornendo testimonianza di un antico livello di base.

La grotta del Torrione di Vallesinella, aprentesi a m 2350 sm, in una parete a 50 m dal fondovalle, costituita da una serie di pozzi collegati da angustissimi cunicoli, denuncia chiaramente l'azione erosiva di un torrente che l'ha scavata. Dopo pochi metri dall'ingresso, la grotta sale di 6 metri, per discendere poi nella serie di pozzi; ciò indica che le acque provenivano da molto più in alto, e precisamente dal Ghiacciaio della Vedretta di Vallesinella, percorrendo un tratto di galleria che ora non esiste più, in conseguenza del franamento di un lembo della parete. Tali crolli si iniziarono

con il ritiro dei ghiacciai che diminuirono la contropressione sui fianchi delle valli, e proseguirono poi in epoca storica, quale ad esempio la frana che ha dato origine al Lago di Molveno, databile approssimativamente a 2000 anni fa, come risulta da un recente studio del prof. Marchesoni. La grotta è quindi inattiva solo da poco tempo, mentre una parte più interna, non ancora rilevata, ed indipendente dalla prima, è tuttora percorsa dalle acque.

Anche la Grotta della Bigonda e la Grotta G.B. Trener in Valsugana, per quanto il problema sia ancora allo studio, sono in relazione con gli abbassamenti quaternari del fondovalle. Tali cavità sono ancora attive, ed in periodi di piena sono percorse da torrenti impetuosi, ma la sorgenti si trovano più in basso, nel materasso alluvionale che risulta da un potente sopra-alluvionamento postglaciale, fenomeno questo ben noto in molte vallate alpine. Dopo i lunghi periodi di pioggia, il fianco destro della Valsugana si trasforma, all'altezza di Grigno, in una serie imponente di sorgenti, che sgorgando violentemente un po' dovunque son soffi e boati, hanno valso il nome di «Orghenoni» ad una plaga dove sono più frequenti. Si deve infine ricordare che in alcune grotte (Val di Non, Valsugana), vi sono testimonianze di diversi cicli di sedimentazione, legati certamente alle vicende paleoclimatiche della regione.

3 - Biospeleologia

Particolarmente intenso e fruttuoso in questi ultimi 25 anni è stato nella regione Trentino-Alto Adige lo studio della Biospeleologia, soprattutto per merito di Conci e Tamanini, che hanno lasciato la testimonianza della loro attività in numerose e note pubblicazioni.

Dopo i risultati esposti nell'importante lavoro di Conci «*Contributo alla conoscenza della Speleofauna della Venezia Tridentina*» (1951), che riassume i precedenti lavori in materia, la conoscenza in questo ramo della speleologia si è arricchita con il reperimento e lo studio di numerose interessanti entità sistematiche, alcune delle quali nuove.

Tra queste ultime:

ANFIPODI GAMMARIDI:

Niphargus kochianus Bate subsp. *Tamaninii* Ruffo (Grotta della Bigonda)
Niphargus Galvagnii Ruffo (Grotta di Castello Tesino)

ACARI:

Rhagidia conciana Lomb. (Grotta di Costalta)

MIRIAPODI:

Typhloiulus Ausugi Manfredi (Grotta della Bigonda)
Typhloiulus tobias Berl. *fuscus* Manfredi (Grotta della Bigonda)

COLEOTTERI:

Orotrechus Ganglbaueri Jean subsp. *Galvagnii* Tamanini (Grotta della Bigonda)
Orotrechus Targionii D. Torre subsp. *Concii* Tamanini (Bus del Bilhom)

Orotrechus Stephani Müller subsp. *Perinii* Tamanini (Grotta della Bigonda)
Halbherria mandriolensis Conci e Tamanini (Grotta di Costalta)

MOLLUSCHI:

Zospeum Galvagnii Conci (Grotta del Calgeron)

Particolare menzione merita poi il rinvenimento nel Bus dei Ploneri in Val di Sole, di una nuova specie di Ascomicete, la *Lachnea spelaea* Barbacovi (Pezizinae), vivente in totale oscurità, prima entità floristica verosimilmente troglobia descritta per l'Italia.

Se l'attività nel campo della sistematica è stata intensa e fruttuosa, questo non attenua i compiti che spettano agli studiosi, specialmente nel campo della zoogeografia, disciplina che, data la particolarità della posizione geografica della nostra regione nel quadro delle vicende climatiche glaciali, riveste una importanza di primo piano.

A questo scopo ci si può avvalere, oltre che del fondamentale lavoro di Penck e Brückner sulle glaciazioni nella zona alpina, anche di alcuni studi più recenti dovuti ad altri autori; così ha fatto Holdhaus, mettendo in luce le modalità degli spostamenti ed insediamenti faunistici in relazione con le glaciazioni quaternarie.

Le limitazioni areali subite dalla fauna del sottosuolo in quel periodo, sono nella nostra regione tuttora rilevabili; questo fatto è connesso con la lentezza del processo espansivo di ricolonizzazione biologica nel postglaciale, lentezza dovuta alla stretta dipendenza all'ambiente e l'alta specializzazione fisiologica degli organismi ipogei.

Utilissimo ci sembra per il successo di queste ricerche, l'affiancamento con discipline di analogo intento, p.e. con quella nuova branca della Biologia, recentemente importata in Italia, detta «Bodenbiologie». I risultati delle ricerche in questo settore, compiute dal prof. Marcuzzi nella zona delle Dolomiti Orientali, lasciano intravedere un parallelismo di deduzioni con quelli ottenuti con la biospeleologia, sia nell'individuazione delle «zone di rifugio», ospitanti relitti glaciali, che nelle ipotesi del successivo insediamento di particolari biocenosi, avvenuto in epoche postglaciali su aree precedentemente sottoposte alla copertura glaciale e perciò biologicamente devastate.

Cognizioni che potrebbero darci luce sull'inquadramento di questi vasti problemi, ci potrebbero venire dallo studio delle fasi della colonizzazione biologica attualmente in atto nelle zone lasciate libere dai nostri ghiacciai alpini. Per questo intento ci si potrebbe poggiare sui risultati delle indagini compiute sul ritiro glaciale in epoche storiche, fatte per alcune nostre valli alpine.

LE DOLINE DI CROLLO DA CAVITÀ PREESISTENTI NEL CARSO TRIESTINO

Le cavità di crollo, per altri doline di crollo da cavità preesistenti, sono per lo più circolari od ellittiche, raramente a contorno accidentato, che si trovano sulla superficie calcarea, aventi un diametro, variabile da pochi metri fino a decine di metri, a seconda della vastità della caverna sottostante. La profondità di queste fosse varia pure con l'altezza della galleria o caverna, detratto il riempimento di materiali dovuti al crollo e successivamente a trasporto.

L'origine di queste è sempre una cavità sotterranea, sia a breve distanza dalla superficie esterna che profonda, nella quale gli agenti esterni, degradando gli strati calcarei superiori, abbassano lentamente la sua superficie esterna, fino ad incontrare la volta della cavità, causando così un crollo, o più propriamente un lento disfacciamento della chiave di volta con successivo ampliamento verso le imposte.

Molti studiosi hanno ritenuto finora che si trattasse di crollo repentino nel momento in cui lo strato calcareo soprastante la volta si fosse ridotto di potenza fino a non potersi più sostenere. Questo però non può avvenire che in casi particolari: nella generalità dei casi abbiamo un lento disfacciamento chimico, alternato da piccoli crolli di parti rocciose, rese instabili data l'alta fessurazione creatasi.

La spiegazione particolareggiata di tale fenomeno verrà data in seguito.

Due sono le categorie di queste cavità di crollo:

- 1) Disfacciamento con crollo di tratti di volta, di gallerie e di caverne sotterranee, ad andamento parallelo con la superficie esterna.
- 2) Disfacciamento con crollo di imbocchi di gallerie e qualche volta di caverne che hanno andamento inclinato rispetto alla superficie esterna e viceversa, cioè: galleria orizzontale e superficie esterna in pendenza.

Affinchè queste cavità o doline di crollo possano rientrare in queste due categorie è necessario che gli strati calcarei siano sub-orizzontali, o debolmente inclinati; se l'inclinazione è troppo forte, più che di dolina di crollo si dovrebbe parlare di dolina di scorrimento.

Per meglio comprendere la genesi dei crolli, è necessario dare alcune delucidazioni sulla degradazione meteorica che avviene nello strato immediatamente superficiale.

Degradazione meteorica dei calcari:

Nulla di nuovo sostanzialmente da aggiungere sulla degradazione meteorica delle rocce calcaree, perchè qui si vuole solamente approfondire una cognizione già ampiamente trattata da vari geologi, al fine di poter meglio schematizzare la genesi dei crolli.

Degradazione meteorica cumulativa:

Il mantello superficiale di disfacimento, ha uno spessore medio di 10-20 cm., salvo casi particolari. Immediatamente sotto passiamo alla roccia non sana, ma intensamente fessurata in tutte le direzioni, per una potenza, variabile anche qui, ma in generale oscillante fra i 50 cm. ed il metro.

In questo strato, la fessurazione è talmente spinta da rendere la roccia quasi porosa e attraversata in più parti da fessure allargate. In questa parte della roccia non si distinguono più i giunti di stratificazione, poichè ivi la roccia caucarea si presenta sotto forma di massi a spigoli facilmente estraibili dal terreno, data appunto la sua grande fessurazione incrociata e senza direzione prevalente.

Subito sotto passiamo senz'altro alla roccia sana, nella quale si distinguono chiaramente i giunti di stratificazione, con una fessurazione decisamente orientata verso il basso.

Tipo I: Disfacimento con crollo di tratti di volta, di gallerie o caverne sotterranee, ad andamento parallelo rispetto alla superficie esterna.

FASE I. Immaginiamo una cavità tipo qualsiasi, ad esempio un unico vano sotterraneo di origine indifferente, ma già abbondantemente concrezionato, a breve distanza dalla superficie esterna. La circolazione delle acque meteoriche nei meati dello strato roccioso soprastante, comincia ad allargare un po' alla volta la fessurazione incrociata man mano che la superficie carsica degrada, creando così una più ampia circolazione idrica, tendente ad intaccare anche lo strato di concrezione calcarea esistente sulla volta e facendolo cadere (stalattiti) e trasportando nell'interno «terra rossa» e humus.

FASE II. Intanto le fessurazioni si sono allargate a tal punto che parte della volta è rimasta completamente a nudo di concrezioni e incomincia già il primo distacco di parti rocciose, specialmente in corrispondenza dei giunti di stratificazione, in modo che la volta da circolare, a botte o a cupola, tende a divenire orizzontale in corrispondenza al letto di qualche strato.

FASE III: L'aumentata fessurazione, l'abbassarsi del livello del terreno ed i crolli interni continui, hanno innalzato di tanto la volta, da raggiungere quello strato superficiale, degradato a tal punto che la massa rocciosa non di compatta, si è trasformata in blocchi calcarei non più legati fra di loro. Questa fase si potrebbe chiamare CRITICA, nel senso che da un momento all'altro questo instabile diaframma potrebbe crollare. Sulla volta si verrebbe ad avere dunque un'apertura comunicante con l'esterno.

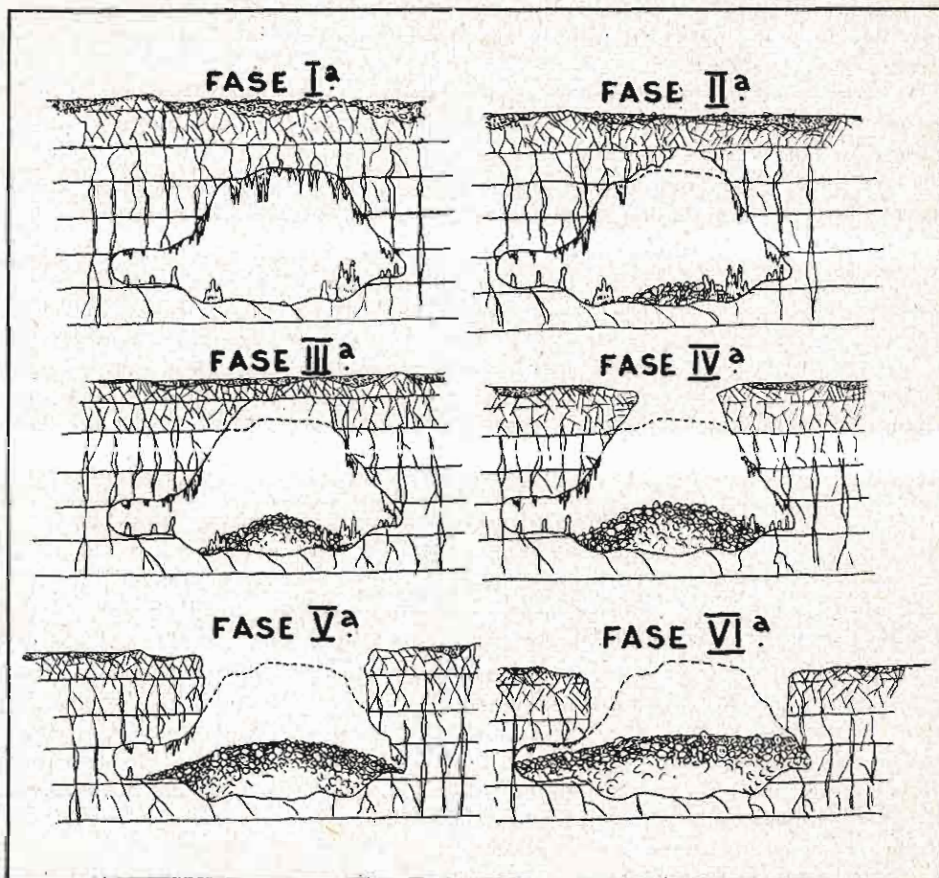
Particolare importante da far rimarcare, è la preesistenza del cumulo o cono detritico prima ancora che avvenga il crollo d'apertura, formatosi, come abbiamo già visto nel tempo corrente fra la fase I. e la fase III.

Nelle cavità vaste la fase critica avviene però molto prima, proporzionalmente alla loro ampiezza e qui potremmo parlare di vero e proprio crollo o sprofondamento repentino di buona parte della volta.

FASE IV: Il continuo lavoro delle acque d'infiltrazione fa crollare anche l'ultimo diaframma esistente ed ha così origine un'apertura, dapprima piccola, ma che rapidamente si allarga verso le imposte della volta, causa l'attacco ormai diretto delle acque meteoriche correnti lungo i bordi dell'apertura. Queste acque, oltre all'azione erosiva e corrosiva, trasportano

nell'interno humus, tutti i residui insolubili derivanti dalla degradazione meteorica dei calcari e anche parti di roccia dello strato superficiale; funziona dunque da inghiottitoio locale ed ha per conseguenza l'aumento del cumulo detritico.

Da questa fase inizia per la cavità un nuovo periodo: inverdimento per muschi e muffe delle pareti interne, delle sue concrezioni (stalattiti e stalammiti) e, riguardo al fattore speleogenetico, la cavità entra in una fase di senilità sempre più spiccata man mano che il fenomeno procede, mentre,



prima di questa fase, la cavità era appena in uno stato di maturità avanzata ma mai di senilità. Ora dunque si può comprendere chiaramente che, se in un terreno carsico troviamo frequentemente cavità di questo tipo, necessariamente anche il ciclo carsico sarà in uno stato di maturità. Tipico appunto è il Carso triestino, nel quale troviamo cavità di crollo in stato di senilità molto avanzata e talvolta di esse non vi sono che delle tracce quasi impercettibili, cosa questa impossibile in un carsismo giovanile dove le cavità sono ancora in fase embrionale o se esistenti, ancora percorse da acque correnti, perciò in piena genesi.

FASE V. Ormai la cavità si avvia verso la sua completa demolizione:

la bocca si allarga sempre più ed il cumulo detritico aumenta considerevolmente e tende a mutare la sua forma da cono a calotta. In questa fase una buona parte delle concrezioni è già stata dilavata e portata via dalle acque scorrenti lungo le pareti, mentre quelle che ancora rimangono sono ormai sfiorite. Sul cumulo detritico, essendovisi raccolta «terra rossa» in abbondanza e penetrando anche la luce, cominciano a crescere muschi e varie altre piante che si trovano all'esterno e, nei casi di cavità assai vaste, anche una vegetazione arborea.

FASE VI. Continuando l'opera demolitrice delle acque correnti, della primitiva cavità non troviamo più che qualche troncone di parete, qualche vano laterale, chiamato cavità di relitto o di residuo, ed essa assume più l'aspetto di una dolina a pozzo che di cavità; le concrezioni rimaste sulle pareti sono ormai irriconoscibili.

Procedendo il fenomeno, le acque cominciano ad arrotondare gli orli di questa dolina, cancellando così un po' alla volta, ogni traccia della sua preesistente origine, mentre il cumulo detritico è diventato ormai quasi orizzontale e riempie tutto il fondo di questa «dolina di crollo» per il continuo apporto di materiali terrosi e argillosi. Assume così l'aspetto di una comune dolina, molte volte difficilmente distinguibile da altre, originatesi per cause differenti.

Finora si è parlato di un caso tipico valevole per un unico vano sotterraneo. Molte volte però, al posto di una caverna possiamo trovare delle gallerie nelle medesime condizioni sopra citate ed allora, data l'inequale altezza della volta, avremo dei crolli in diverse zone della stessa e talvolta tanto prossime gli uni agli altri che le due zone di crollo rimaranno divise da un semplice ponte naturale. Con il progredire del fenomeno questi crolli si avvicineranno sempre più fino ad unirsi. Quando la cavità di crollo avrà raggiunto la fase VI., essi formeranno non più una dolina a pozzo ma un solco dalla forma di trincerone prima e poi, man mano che l'erosione continuerà ad attaccare le sue pareti, un avvallamento lungo talvolta alcune centinaia di metri, quanto era il tratto della galleria preesistente interessata al crollo, e largo pochi metri.

Diamo qui alcuni esempi indicativi:

La Grotta Gigante N. 2 V.G.; futura cavità di crollo in I-II fase, stupendo esempio per crolli iniziali di parti di volta che tende a divenire orizzontale seguendo il letto di uno strato.

La Grotta Verde N. 851 V.G.; cavità di crollo in IV fase, il più bel caso di crollo finora studiato sul nostro Carso.

La Caverna a NO di Sgonico N. 3890 V.G.; in VI fase, adiacente alla Grotta Verde.

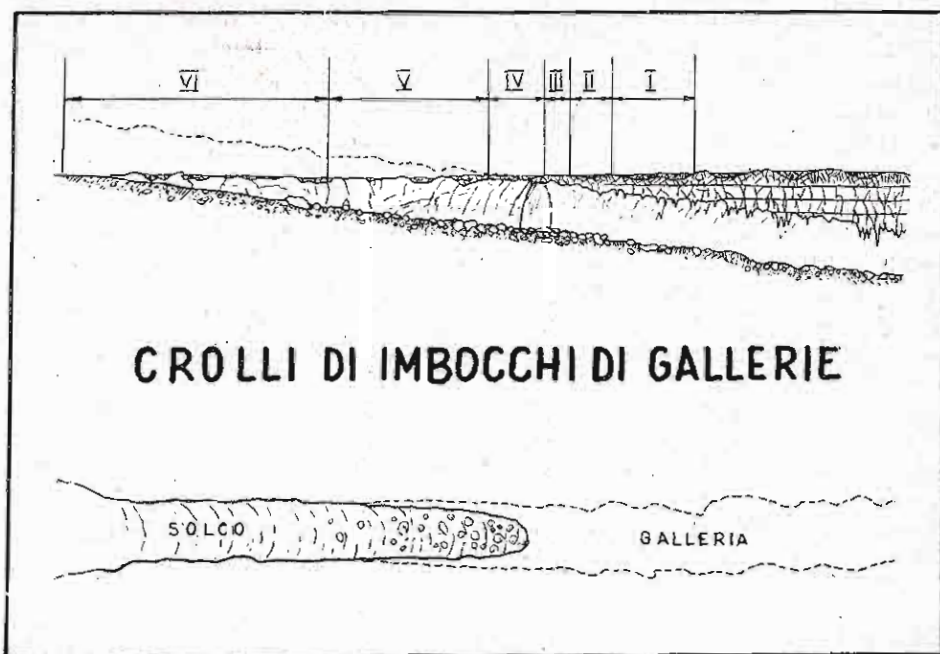
Tre cavità di crollo con cavità di relitto in senilità avanzata (dolina), nei pressi del paese di Bristie (S. Croce di Trieste).

La Grotta sul Colle di Bristie N. 1326 V.G.; esempio di crollo di tratto di galleria a due aperture.

Decine ancora di altri casi troviamo nei pressi di Monrupino, Borgo Grotta Gigante, Prosecco, Gabrovizza, Sgonico, S. Croce, Aurisina.

Bisogna però far presente che esistono dei casi di cavità di crollo molto più notevoli e grandi, ma questi sopracitati sono stati presi come rappre-

sentanti tipici, dopo esser stati scelti e studiati, avendo essi delle caratteristiche di crollo molto spiccate.



Tipo II: Disfacimento con crollo di imbocchi di gallerie e qualche volta di caverne che hanno andamento inclinato rispetto la superficie esterna e viceversa, cioè: galleria orizzontale e superficie esterna in pendenza.

E' frequente appunto il caso che gallerie od anche semplici cunicoli siano in pendenza rispetto alla superficie del terreno, avremo allora che l'imbocco verso l'esterno sarà soggetto a dei crolli, via via che il degradamento degli strati calcarei della superficie farà arretrare il suo imbocco, lasciando dietro un solco, quale residuo della preesistente galleria, sempre meno accentuato fino a confondersi con la superficie del terreno. Avremo solchi lunghi, nel caso che la galleria abbia poca pendenza, brevi ma molto accentuati o a forma di dolina, qualora la pendenza della galleria sia piuttosto forte.

La successione delle fasi dei crolli procede come nel caso precedente, solamente che qui le varie fasi sono tutte visibili dall'imbocco della residua galleria fino al termine del solco. La successione avviene come segue:

Nel tratto di volta della galleria immediatamente prima dell'imbocco, (valevole per le fasi I - II - III) vediamo la mancanza quasi totale di concrezioni, poichè queste sono già cadute, la roccia è altamente fessurata e si osservano i primi distacchi di parti rocciose che si accentuano sempre più fino all'imbocco. Verso l'interno invece, la roccia della volta è più sana, le concrezioni, via via che si procede verso l'interno della cavità, sono dapprima sfiorite, ricoperte da muffe e, quando la luce comincia a mancare, le troviamo nella loro natura cristallina. Questa progressione in breve spazio,

è derivata dal fatto che, essendo la volta della galleria in pendenza, lo spessore dello strato roccioso soprastante diminuisce di potenza, fino che arriva all'imbocco o fase IV, crollo iniziale vero e proprio. Logicamente crollerà prima il diaframma in corrispondenza della chiave di volta e quindi progredirà verso le imposte, e avremo dunque un arretramento continuo dell'imbocco della galleria. Se si osserva dall'alto l'imbocco, vedremo che esso ha la forma di U più o meno coricata a seconda della pendenza della galleria. In galleria di piuttosto piccola pendenza, si può osservare che le pareti di queste, degradano a poco a poco per parecchie decine di metri e così, seguendo il fondo del trincerone, dal piano di campagna verso l'imbocco vero e proprio, vedremo sollevarsi da ambedue le parti la parete, prima in modo diritto, poi sempre più curvo fino a formare un arco spezzato le cui estremità si avvicinano sempre più fino ad unirsi in corrispondenza dell'imbocco della galleria.

Questi vari stadi, rappresentano le fasi V - VI; più oltre, avendo le acque meteoriche cancellato ogni traccia residua di parete, rimarrà solamente un solco sempre meno pronunciato, fino a confondersi con la superficie del terreno. Il fondo di questo solco è disseminato dai resti del crollo, da parti rocciose cadute dagli orli di questa trincea, da argilla ecc., massimamente verso l'imbocco della galleria, mentre verso l'altra estremità i materiali argillosi fluitati dalle acque correnti hanno ricoperto tutto sicchè anche il livello del fondo è diventato uniforme.

Questo fenomeno di sbocchi esterni di gallerie con crolli, è abbastanza frequente sul nostro Carso; qui cito solamente alcuni dei più notevoli:

La Grotta dell'Orso di Gabrovizza N. 7 V.G.; la Grotta di Padriciano N. 12 V.G.; l'ingresso alto della Grotta Gigante N. 2 V.G.; la Caverna Tripoli N. 241 V.G.; la Grotta II ad E di Borgo Grotta Gigante N. 3876 V.G.; la Grotta degli Scarpellini N. 41 V.G.

In questa categoria di crolli, il disfacimento fa sì che l'attacco delle acque meteoriche faccia arretrare un po' alla volta l'ingresso della galleria, sino alla sua sparizione completa, a differenza del caso precedente dove le fasi del crollo avvenivano dall'alto verso il basso.

Se invece la galleria è orizzontale ed il terreno in pendenza, le fasi del fenomeno sono uguali a quelle del caso precedente, solamente che nel solco la disposizione caotica dei materiali di crollo si può osservare ancor oggi, data la pendenza del terreno esterno che non permette alle acque correnti l'asporto di detti materiali, od anche perchè essendo già nel solco vengono portati via. Altro particolare, sono le parti di roccia risultanti dai crolli e dai vari disfacimenti, che non vengono portate nell'interno della galleria residua, data la sua pendenza nulla, mentre nel caso precedente le gallerie tendevano ad ostruirsi a causa di questi materiali derivanti dal crollo ed anche per l'apporto esterno (acque correnti) data la loro pendenza.

BIBLIOGRAFIA

- L. V. BERTARELLI ed E. BOEGAN — *Duemila Grotte* - Milano, 1926.
Dott. Prof. M. GORTANI — *Compendio di Geologia*, Vol. II, Geodinamica Esterna (Geologia Esogena) - Udine, 1948.
Univ. Prof. Dr. GEORG KYRLE — *Theoretische Speläologie* - Wien, 1923.
FRANZ KRAUS — *Höhlenkunde* - Wien, 1894.
ALDO G. SEGRE — *I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio* - Roma, 1948.

ANALISI MORFOGENETICA
DELLA SPLUGA DELLA PRETA (N. 1 V)
(ALTI LESSINI VERONESI)

Sul vasto pianoro ondulato degli Alti Lessini occidentali, che degrada dalle pendici del Corno d'Aquilio (m 1546), in località Preta, si apre il vasto imbocco di uno dei più famosi abissi, la spluga della Preta, che detenne per molti anni il primato mondiale di profondità.

In questo abisso, noto per le esplorazioni di Cabianca e de Battisti negli anni 1926 e 1927, la Sezione Geo-speleologica della Società Adriatica di Scienze Naturali di Trieste, organizzò, nell'estate 1954 una spedizione che ebbe una certa risonanza.

Gli obbiettivi di questa spedizione riguardavano problemi di carattere geologico, e prevedevano ricerche morfologiche, speleogenetiche ed idrologiche, nonchè l'esecuzione di un nuovo rilevamento topografico dell'abisso.

Il presente lavoro riferisce in esteso sui risultati delle ricerche effettuate.

Una relazione tecnica sulla spedizione sarà pubblicata a cura del direttore tecnico Luigi de Martini.

N. 1 V

Voragine della Preta (1) — IGM 25.000 F. 35, II SE, Monte Baldo — Sit. m 1040 N+39° E dalla vetta del Corno d'Aquilio (m 1546) — Lat. 45°40'43" N; Long. 1°30'06" O — 32TPR23026040 — Quota ingresso m 1475 — Profondità m 594 — Primo pozzo m. 128 — Pozzi interni m 44, m 52,20, m 8, m 108, m 8, m 24, m 3, m 9, m 7, m 188 — Sviluppo totale m 492 — Rilievo: W. Mauceri (Soc. Adriatica di Scienze Naturali, Trieste) — Data del rilievo: 10-12 agosto 1954.

(Nella descrizione che segue i pozzi verticali sono indicati con la profondità — es. P. 108 —, le caverne e le gallerie suborizzontali con la quota media arrotondata — es. caverna - 368, cunicolo - 340 —, le gallerie inclinate con le quote negative iniziale e terminale — es. fenditura 128-164)

Andamento e morfologia

1) *Immediati dintorni* — Il terreno è morbidamente ondulato, con dolci colline e qualche avvallamento. L'ingresso dell'abisso si apre in leggero pendio, vicino al vertice di un rilievo allungato a dosso arrotondato. Il terreno è completamente coperto dal terriccio fertile e da vegetazione, mancano rocce affioranti. Queste si incontrano in gran numero, circa 200 metri più a Sud, dove il «biancone» lascia il posto ai calcari rossi ammonitici del Malm. Qui le testate degli strati sporgono dal terreno e presentano accenni e for-

1) Il termine «Voragine» è proposto da STEGAGNO (20) col significato di «complesso di cavità verticali o quasi... collegate da gallerie più o meno inclinate». Secondo la terminologia classica, e maggiormente usata, si dovrebbe dire «abisso della Preta». Localmente l'abisso è denominato «spluga».

mazioni di Karren. Lo stesso avviene attorno all'imbocco della vicina «Grotta del Ciabattino», sul fondo di una vallecola chiusa, a Ovest dell'abisso. Sui fianchi della vallecola, anche il biancone affiora qua e là dal terriccio, con testate fratturate di straterelli sottili e con noduli sporgenti di selce.

2) *Imbuto dell'imbocco* — L'imbocco ha forma quasi esattamente rotonda, con un diametro di circa 18 metri. Gli orli sono arrotondati, e la forma si abbozza inizialmente come quella di una tipica «dolina a piatto». Due doline di questo tipo (poco più piccole) si trovano nelle vicinanze. Lungo il pendio dei margini esterni (più declive quello nord-orientale) gli strati di roccia vengono messi a nudo in più punti, e la dolina finisce con l'infossarsi in uno scoscendimento a burrone, a pareti verticali, che rappresenta l'imbocco del pozzo vero e proprio.

Questa prima parte, scavata nel biancone, presenta pareti scoscese e franose. Le testate dei sottili straterelli sporgono sul vuoto, fortemente fratturate con un caratteristico clivaggio cuboidale, che ne determina il disfacimento in pezzi regolari. Questo disfacimento è tuttora in atto, con continuo distacco di frammenti, anche se qua e là viene ritardato dall'azione legante di qualche arbusto.

E' evidente che l'imbuto iniziale, per ora ancora foggiato a pozzo, tende al tipo di dolina. La morfologia di questo tratto è quindi ancora instabile e troverà la sua stabilità non appena il pendio avrà raggiunto un profilo di equilibrio, cioè un definitivo assetto di dolina. La instabilità morfologica di questo tratto è pertanto indizio di una relativamente recente apertura in superficie dell'abisso.

3) *Il primo pozzo (P. 128)* — Alla profondità di 15 metri, l'imbuto iniziale si restringe, strozzandosi di un foro largo circa quattro metri per tre. Poichè qui il biancone trapassa gradualmente, ma rapidamente, nei calcari marmorei del Malm, (prima bianchi poi rossi), più resistenti, è evidente che questa strozzatura è legata al carattere litologico delle pareti. Gli strati compatti, con aspetto lastroide, hanno una potenza maggiore di quelli del biancone (20-30 centimetri, anzichè 5-10) e danno alla strozzatura un aspetto a scalinata sul lato Nord, e uno scoscendimento a strapiombo verso Sud, cioè secondo l'immersione degli strati. La sezione del foro non è perfettamente circolare: da un lato sporge una specie di cuneo, prolungamento di un costone verticale dell'imbuto iniziale, che accenna a dividere l'apertura in due fori di pressochè uguale diametro.

La strettoia (se così si può chiamare) non si prolunga molto in basso. Ben presto il pozzo si allarga in una voragine, la cui ampiezza va sempre più aumentando verso il fondo. La prima parte, fino a -35, è ancora nel calcare lastroide rosso. Le pareti si allontanano strapiombando a gradinata. Secondo la sezione Nord-Sud del pozzo, l'allargamento è graduale, ma l'andamento della parete riflette chiaramente la struttura tettonica. Gli strati hanno generalmente una limitata potenza (che va però gradualmente aumentando verso il basso), ma ad essi si intercalano talora banconi compatti di 2-4 metri di potenza. Questi ultimi sporgono alquanto in fuori, a guisa di balconi, mentre fra essi gli strati più sottili (in qualche punto un po' corrugati) si affondano in rientranze irregolari della parete.

Il processo di allargamento del pozzo è qui del tipo che MONTORIOL (16) chiama *chimioclastico*. L'azione erosiva dell'acqua che copre con un sottile velo luccicante l'intera parete, è limitata dalla grande compattezza della roccia, e si manifesta soltanto lungo alcune linee evidenti che solcano la roccia con rigida verticalità, ma senza affondarsi molto. Queste linee di deflusso non sono molto abbondanti e distano tra loro, in media, cinque-sette metri. La azione elastica che provoca l'ingrandirsi del pozzo è dovuta invece a fenomeni di decalcificazione che avvengono ad opera delle acque percolanti nella rete di leptoclasti, nello spessore stesso della parete, ed è quindi più intensa là dove gli strati, meno potenti, risultano più fratturati, e specialmente là dove si notano piegamenti e corrugamenti.



Fig. 1. — Il primo pozzo (P. 128).

(Foto: Gazzin)

Quanto è detto fin qui riguarda le pareti Nord e Sud del pozzo (sempre nei primi 35 metri). Diverso è invece l'aspetto della parete Est, come pure, ma in minor misura, quello della parete Ovest.

A Est si ha una tipica morfologia erosiva primaria, cioè non legata a fenomeni di ringiovanimento. Due costole di roccia, opposte, a margini affilati, separano un vano verticale, arrotondato tanto da sembrare tornito, a sezione circolare, e chiuso a camino alla sommità. L'aspetto è inconfondibile: è un «fuso» (MAUCCI, 14) fra i più classici e perfetti che io abbia mai visto. Si tratta quindi di un particolare morfologico legato ad una azione erosiva (e solo in parte corrosiva) di acque scorrenti in verticale sulla superficie stessa della parete. L'intensità di questa erosione è dimostrata dal fatto che non si avvertono divergenze morfologiche fra la zona dei calcari compatti del Malm ed i sottostanti calcari oolitici del Dogger: ogni differenza embrionale è attualmente cancellata in una uniformità spiccatissima. Un fuso di questa portata, assolutamente unico e regolare, con uno sviluppo verticale di oltre 100 metri, attraversante tre diverse formazioni geologiche, costituisce un fenomeno veramente eccezionale, e tanto più rimarchevole in quanto si trova in una regione e in un orizzonte stratigrafico ben diversi dal Carso Triestino, dove per la prima volta ho potuto segnalare e studiare le morfologie «fusiformi» e le loro relazioni col problema speleogenetico.

Nel rimanente del pozzo, da quota -35 in giù, l'aspetto delle pareti si modifica al passaggio fra il calcare ammonitico e quello oolitico. Questo passaggio non è brusco, bensì si svolge attraverso un primo alternarsi di banchi oolitici bianchi, con i due ultimi banconi compatti di calcare rosso, zeppi, (specialmente il secondo) di ammoniti. Questi due banconi (come i precedenti) sporgono a mensola dalle pareti del pozzo.

Da quota -58 in giù, rimane soltanto il calcare oolitico. Questa roccia meno compatta e quindi meno resistente, accompagna un rapido allargarsi del vano, a campana, fino a raggiungere i metri 45 per 15. Delle tre azioni speleogenetiche principali, decalcificazione, erosione meccanica e corrosione in superficie, la seconda è quella che prevale. I solchi di erosione, già riconoscibili nella prima parte del pozzo si accentuano qui e si fanno sempre più fitti, finchè, nella parte basale, la parete è percorsa da una serie di profonde solcature verticali ravvicinate che simulano addirittura una stratificazione verticale, e che per tale furono infatti scambiate dal de Battisti.

Poichè tutto il pozzo è scavato in seno ad un grande fascio di diaclasi con orientamento Est-Ovest, ne consegue che anche il vano, così come oggi si presenta, ha uno sviluppo maggiore lungo il suddetto asse.

4) *Cumulo detritico, -128* — Come avviene nella totalità dei casi, il fondo della voragine è occupato da un immenso accumulo di materiali detritici, cioè dal classico «cono di deiezione» dei pozzi naturali.

Nel caso presente non si tratta però di un vero cono, bensì piuttosto di un imbuto. E' palese comunque che questa disposizione anomala del materiale, è dovuta alla presenza del P. 48, che spalanca la sua bocca nel mezzo della cavità.

I materiali che formano questo cono di deiezione sono nel complesso di piccole dimensioni. Sono scarsi i blocchi rilevanti e in generale si tratta di un detrito minuto, in cui la grossezza degli elementi si mantiene in media fra i 5 e i 30 cm. E' evidente che i blocchi maggiori, per il loro stesso peso, tendono a precipitare nel pozzo sottostante.

Nonostante la relativa piccolezza degli elementi, il materiale presenta un assetto di considerevole stabilità. Questo fatto è notevole, in quanto sarebbe stata da attendersi una condizione di equilibrio instabile, con un marcato fenomeno di soliflusso verso il P. 44.

L'equilibrio statico raggiunto dal materiale, denota che l'apporto attuale di nuovi detriti è relativamente scarso e che pertanto il cono si è stabilizzato su un profilo raggiunto già in epoche relativamente lontane.

Una sommaria analisi statistica ha dato le seguenti percentuali, riguardanti la composizione del cumulo:

Biancone	38%
Selce	1%
Malm, alterato, di superficie	1%
Malm non alterato	42%
Oolite	18%

Ne deriva che la maggior parte del materiale proviene dal disfacimento delle pareti. L'apporto dall'esterno è trascurabile, tanto più che anche il materiale cretaceo proviene, per la quasi totalità, dal graduale franamento dell'imbuto iniziale del pozzo. La relativa scarsità del calcare oolitico, che pure forma le pareti per la maggior estensione del pozzo, conferma che la azione dell'acqua su questa roccia si manifesta con una erosione in superficie, piuttosto che con decalcificazione seguita da fenomeni elastici: asporto minuto di materiale, quindi, più che distacco di frammenti.

5) *Fenditura da -128 a -104* — La continuazione dell'abisso, dalla base del primo pozzo, è rappresentata da una fenditura verticale, alta e stretta, con andamento da Est ad Ovest. La lunghezza della fenditura è di 51 metri, con un dislivello di 36. L'altezza varia da 10 a oltre 40 metri, ma l'ampiezza rimane quasi ovunque sotto il metro.

La sezione trasversale si mantiene abbastanza uniforme nelle sue linee generali, pur variando nei dettagli da punto a punto. Nel complesso si riconoscono, sulla verticalità della parete, due sistemi di sporgenze che presentano ambedue le caratteristiche di costoloni, poco rilevati, che tendono a formare creste affilate, ma finiscono invece più o meno smussate. Un primo sistema, più vistoso, ma in generale più smussato, è rappresentato da costole sporgenti suborizzontali, che corrono lungo la galleria, qua e là interrotte o variamente modellate, ma tuttavia sempre riconoscibili e tali da ricondurre la fenditura a quel tipo che ho chiamato «galleria tipo Vittoria» (MAUCCI, 11-14), e che DE MARTINI (9) chiama «a vani sovrapposti». Il secondo sistema è più irregolare e più variamente distribuito ma ha in generale un andamento a creste verticali, talora discretamente acute e abbastanza rilevate, in genere inclinate lateralmente verso Ovest. Si tratta cioè di quella formazione comunemente chiamata «quinte», che è propria di cavità percorse da acque correnti. I segni di una marcatissima attività erosiva risultano ancor più evidenti per la disposizione del suolo, dove ogni dislivello un po' accentuato reca alla sua base evidenti segni di tipiche marmitte di erosione. La maggiore di queste si trova alla base di un salto verticale di 8 metri: essa ha forma ellittica, di metri 3×6 , con l'asse maggiore disposto secondo l'orientamento della galleria. Come le altre, anche questa marmitta è sfondata. La parete

declive di essa è infatti forata alla sua base, e rimane a formare un ponte naturale.

In tutta la galleria il suolo è roccioso, quasi privo di ciottoli, e coperto soltanto da terriccio frammisto a un po' di guano di pipistrelli e qualche detrito vegetale. Solo nella prima parte si trovano grandi blocchi di roccia, i quali, incassati fra le pareti, formano una specie di scoscesa scalinata ai piedi della quale, in un anfratto laterale, si apre un piccolo pozzetto a fondo cieco.

Le pareti sono quasi completamente prive di concrezione. Soltanto sulla cresta di alcune sporgenze rocciose affilate si riscontrano piccolissime formazioni di tipo pisolitico, allineate come perle di una collana, che danno alle creste stesse un profilo seghettato. Nei tratti di roccia più lisci, si notano sporgere alcuni articoli di Pentaerini, più resistenti all'erosione perchè in parte spatizzati.

La roccia, come pure il suolo, sono qui completamente asciutti, con un marcato contrasto con l'umidità e il forte stillicidio del primo pozzo.

Una violenta corrente d'aria percorre la galleria, (durante la nostra esplorazione il soffio era diretto verso l'esterno), e le pareti presentano aspetti caratteristici di degradazione atmosferica. In diversi punti esse sono ricoperte da una crosta brunastra asciutta, che lascia qua e là chiazze interrotte dove la roccia appare più bianca e più compatta. Altrove la roccia è grigio-giallognola e coperta da un sottile strato di detrito pulverulento. In complesso la morfologia della galleria si può definire una *morfologia erosiva primaria abortita*. Infatti i lineamenti generali si possono ricondurre direttamente ai fenomeni di erosione idrica connessi con la genesi stessa dei vani. Tuttavia, cessata l'attività idrica, la cavità ha trovato una stasi in cui sono venuti a mancare i normali fenomeni di insenilimento litogenico o clastico, per cui l'evoluzione dei vani è stata interrotta e si è arrestata, fossilizzando, per così dire, la sua morfologia giovanile.

6) *P. 108* — Da quota -164, dove ha termine la galleria su descritta, si sprofonda il secondo grande pozzo dell'abisso, che con i suoi 108 metri di profondità, conduce a quota -272.

Nella sua prima parte esso non è che la continuazione della fenditura soprastante. Aperto con un imbocco strettissimo, a fessura allungata, esso forma nei primi sette metri, un'altra tipica marmitta di erosione, di forma triangolare larga 4×6 . Questa marmitta però non è soltanto forata da uno squarcio verticale, sulla sua parete più bassa, ma anche sul suo fondo, dove una spaccatura irregolare la sfonda aprendola verso il pozzo vero e proprio.

La fenditura che interrompe la morfologia inclinata della galleria ha ancora un allungamento Est-Ovest, ma subito sotto di essa la voragine, rigidamente verticale, si allarga decisamente verso Nord-Sud, assumendo sezioni successive irregolari e variate.

La parete è sempre asciutta e priva di concrezione. Mancano però qui i segni di degradazione atmosferica esogena, riconoscibili nella galleria soprastante, e la roccia si presenta bianca e compatta. Anche in questo pozzo (scavato esso pure nei calcari oolitici) si riconosce l'azione erosiva dell'acqua, che si manifesta in marcati solchi verticali ravvicinati e separati da lame

rocciose con creste affilate. Mentre però nel P. 128 iniziale, questa attività è tuttora in corso, qui si ripete il fenomeno della morfologia abortita. L'acqua non scorre più nei solchi, e come si è detto, la parete è sorprendentemente asciutta. All'azione erosiva si è andata pertanto sovrapponendo una azione *chimoclastica* e in parte *graviclastica* (MONTORIOL, 16). La prima si manifesta con una decalcificazione lungo le leptoclasti, per cui si vanno isolando alcune lame sottili e alcuni blocchi parallelepidi che tendono a staccarsi dalla parete, lasciando impronte ad angoli diedri caratteristici. La seconda porta a termine l'azione erosiva interrotta, indebolendo i supporti delle creste di erosione e facendole infine precipitare. Le lame che separano i solchi erosi sono quindi ben lungi dall'avere qui la regolarità che si riscontra nel P. 128: esse sono al contrario spesso interrotte e spezzate. Tuttavia alcuni residui di esse sono molti vistosi. Così, a un terzo circa della discesa, rimane ancora in sito un imponente ponte naturale, molto alto, ma molto sottile. Vicino alla base del pozzo poi sono visibili due lame verticali di dimensioni gigantesche, che incombono nel vuoto, e delle quali soltanto le parti inferiori recano già i segni della degradazione graviclastica.

7) *Da -272 a -312* — La base del P. 108 è formata da un piano detritico suborizzontale, che forma il pavimento di un vano abbastanza spazioso orientato da Nord a Sud.

I detriti del suolo sono blocchi di calcare oolitico, (provenienti quindi dalle pareti del pozzo). Si tratta di materiale di varie dimensioni, ma in genere più rilevanti di quelle della base del P. 128. Per la maggior parte si tratta di scaglie lastriformi e di blocchi parallelepipedi, con diametri fra i 30 cm. e il metro, recanti segni chiari di decalcificazione. Verso Sud si accentua gradatamente un pendio e i blocchi aumentano di dimensioni. Accanto alle pareti troviamo qui qualche macigno di grossa mole, e in mezzo ad essi è incisa una specie di trincea inclinata, che si svasa in un salto di 8 metri la cui parete è formata dagli stessi blocchi del ripiano soprastante. Questi macigni che formano qui una scarpata verticale, sono fortemente incassati fra di loro, ma non presentano traccia di concrezione cementante. Alla base di questo salto, il suolo è formato ancora da materiali del medesimo tipo e di grosse dimensioni. La parete Sud si accosta, verticalmente, fino a sfiorare l'orlo del ripiano, lasciando una esigua apertura, semiostruita da blocchi incassati.

Da qui scende un ulteriore pozzo verticale di 24 metri (P. 24), il cui vano si sposta dall'asse verticale del P. 108, in direzione Sud.

Questo pozzo è sormontato da un acuto camino ogivale e risulta formato da tre vani paralleli; uno dei quali sbocca alla sua sommità nel ripiano soprastante. La morfologia è del tutto simile a quella del P. 108. Anche qui pareti asciutte, non concrezionate, con alcuni canaletti verticali di erosione, discretamente accentuati e alcuni solehi più marcati, pure verticali, separati da creste sporgenti.

Il fondo di questo pozzo ha l'aspetto di una modesta cavernetta, con il suolo coperto dal solito caos di blocchi. Il materiale detritico, anche qui non è disposto secondo il tipico cono di deiezione, bensì assume una forma a sella: la maggior parte dei materiali si adagia contro la parete Nord

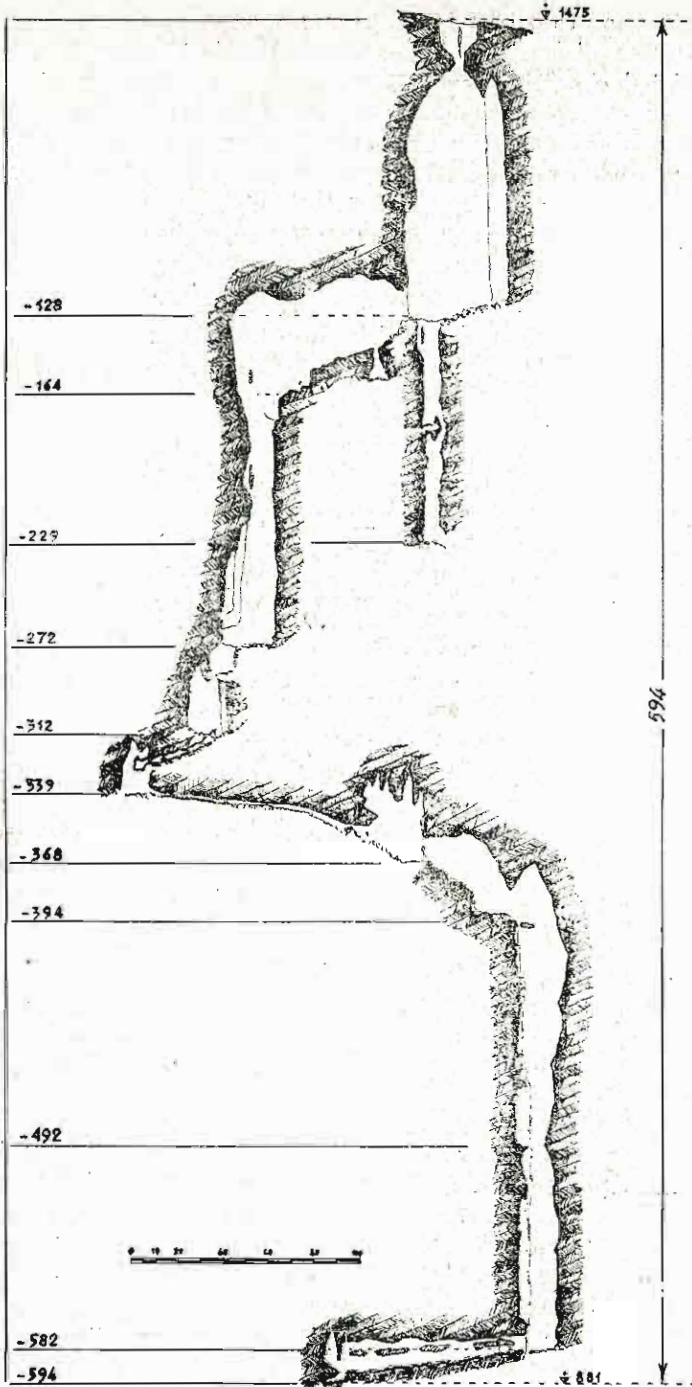


Fig. 2. — N. 1 V. - Voragine della Preta (sezione).

e specialmente contro quella Sud. Ne risulta che proprio al di sotto dell'asse verticale di discesa i detriti si affossano, innalzandosi invece ai lati, esattamente al disotto dei due camini verticali che forano la volta. E' evidente che alla sommità di questi camini è tuttora in azione un processo *chimioclastico*, che ne determina il graduale innalzamento verticale, processo che è invece pressochè esaurito nel fuso centrale, essendo ormai il cammino decapitato per il suo incontro con il materiale già stabilizzato, del ripiano soprastante. Ci troviamo quindi di fronte, anche qui, al tipico meccanismo dell'«erosione inversa».

8) *Il cunicolo da -312 a -331* — Nei tratti fin qui descritti, la formazione oolitica del Dogger si presenta spiccatamente uniforme, in potenti banconi indistintamente stratificati. Ora, a quota -316 le caratteristiche delle pareti tendono a mutare, quasi preludio a differenti condizioni litologiche. I ban-

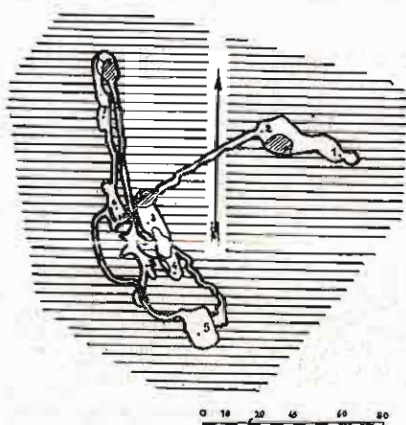


Fig. 3. — N. 1 V. - Voragine della Preta (pianta).

chi oolitici si fanno meno potenti, e si distingue una netta stratificazione, i cui giunti vanno assumendo una più decisa funzione speleogenetica. La roccia diventa alquanto più compatta e più grigia. L'andamento dell'abisso si scosta di conseguenza dalla rigida verticalità, passando a forme inclinate e ad una morfologia più varia.

Sul fianco orientale della cavernetta -312 si apre una stretta galleria discendente, con direzione S + 40° E. Nel suo primo tratto, la galleria conserva la sua caratteristica morfologia di fenditura verticale, condizionata da una netta linea di frattura, riconoscibile all'imbocco della galleria, e più avanti lungo la volta. La sezione è triangolare acuta, ma le dimensioni sono molto ridotte, per l'accumulo di detriti che ne occupa il fondo. Il carattere di fenditura verticale viene quindi largamente mascherato, ma si deve ritenere che la quantità di detriti che ne occupa il fondo debba essere rilevante, in seguito ad una continua azione di soliflusso dalla caverna antistante.

Dopo un breve percorso, tuttavia l'azione dei giunti di stratificazione si fa sentire. Il soffitto tende ad abbandonare la sua forma di fessura triangolare,

per assumere un profilo a volta, e talora a tetto piatto. Il substrato roccioso perde la sua inclinazione ed incomincia ad affiorare fra i più radi detriti del fondo. Sulle pareti si notano distintamente le testate degli strati, e compaiono scarse tracce di concrezione, limitatamente ad una cornice di una quindicina di centimetri attorno allo sbocco beante dei giunti.

Al suolo il materiale detritico diminuisce fortemente, e si fa visibile la roccia. Ritroviamo alcune piccole marmitte di erosione, e fra i detriti si trovano ciottoli fluitati, fra i quali ricompaiono elementi gliptogenetici, stratigraficamente lontani. Frammenti arrotondati di biancone, ciottoli di selce e detriti del Malm rappresentano qui un evidente indizio di una attività idrica intensa, ad opera di acque provenienti da lontano, e superano nettamente di numero i detriti autoctoni di calcare oolitico.

Proseguendo lungo la galleria, che si restringe a cunicolo, anche le pareti accennano all'azione erosiva. Esse appaiono meno levigate, e si cesellano in una corrosione minuta e complicata, ricca di lame affilate irregolari e di spuntoni sporgenti.

Questa morfologia erosiva si accentua ancor più quando il calcare oolitico cede bruscamente il posto ad un banco di calcari compatti grigi, un po' marnosi.

Ad un certo punto il cunicolo è strozzato da un grosso blocco franato che lo ostruisce quasi completamente. E' una testata di strato che ha ceduto e si è coricata, lasciando al di sopra un esiguo passaggio, che oppone gravi difficoltà al suo superamento.

Subito dopo ricompare il calcare bianco oolitico, e il suolo si sprofonda in un piccolo salto verticale di 3 metri, alla cui base si riconoscono i resti sfondati di una delle solite marmitte di erosione. La volta mantiene il suo livello, per cui il cunicolo riprende qui la sua caratteristica di fessura verticale.

I giunti di stratificazione sono sempre ben visibili. Risulta evidente che le acque si infiltrano qui in interstrato, piuttosto che lungo le diaclasi verticali. Ciò si riconosce dalle caratteristiche delle pareti: i giunti si aprono a labbra divaricate, o strapiombando a tetto, mentre i marcati e profondi solchi di erosione verticali interessano l'intero spessore di ogni strato, arrestandosi però fra uno strato e l'altro.

L'acqua percolante è comunque piuttosto scarsa, e si limita a coprire le pareti con un leggero velo umido, che tuttavia rappresenta già un marcato contrasto con l'eccezionale siccità dei vani precedenti.

Al termine del cunicolo, l'ambiente si allarga in una modesta cavernetta, con soffitto ogivale, un lato della quale è sfondato in una finestra con margini frastagliati, che si affaccia sulla sottostante «sala delle spugne».

9) *La «sala delle spugne» (-339)* — A -339 si trova una caverna, alla quale si accede attraverso un salto di 9 metri, e che fu chiamata dai primi esploratori «sala delle spugne».

Essa è di forma ellittica, con assi di m. 21 per 10, e col maggiore allungamento in direzione Nord-Sud. La finestra di accesso si apre nella parete Est.

Qui si cominciano a notare le prime sensibili differenze fra lo stato attuale della cavità e le condizioni incontrate dalla spedizione Cabianca nel

1926 e 1927. I primi esploratori trovarono un suolo roccioso coperto da incrostazioni calcaree, con alcuni laghetti d'acqua limpidissima sul cui fondo esistevano concrezioni subacquee di tipo coralloide, che valsero appunto a dare il nome alla caverna. Attualmente invece il suolo è limaccioso, coperto da uno spesso strato di fango viscido, senza traccia nè di laghetti, nè di concrezioni. Soltanto accanto alle pareti affiorano dal fango ristrette cornici di roccia concrezionata, con qualche stalammite ma senza formazioni coralloidi. Sotto il fango si riconoscono elementi di una ghiaietta minuta, evidentemente fluitati.

Le pareti sono ancora di calcare oolitico, ma a grana più fine e più grigio. La stratificazione è evidente, e gli strati hanno una potenza media leggermente inferiore al metro. Le caratteristiche della parete si mantengono analoghe a quelle riconoscibili nel cunicolo soprastante: la roccia è corrosa, con lame verticali, i labbri dei giunti di stratificazione sono ancora aperti e spesso gli strati più alti strapiombano a tetto sugli inferiori. L'abbondante infiltrazione di acque avviene lungo gli interstrati, con due massimi di intensità, uno mezzo metro circa sopra il suolo della caverna, l'altro otto metri più alto. A queste due quote corrispondono due livelli di drenaggio, la percolazione suborizzontale si riscontra su tutto il perimetro della caverna, pur presentando (specie il più elevato) alcuni punti di massimo, corrispondenti a vene idriche localizzate. Il livello più alto è riconoscibile lungo la parete e si manifesta con una più accentuata incisione dei labbri del giunto, accompagnata dallo sporgere a tetto dello strato soprastante. In due punti (in corrispondenza a linee di frattura verticali) gli strati si aprono lasciando due finestre rettangolari, a contorno frastagliato. Una è quella di accesso alla «sala delle spugne», l'altra si trova sulla parete Nord, ma è irraggiungibile.

Il livello di drenaggio più basso è indicato anzitutto da un vistoso tetto orizzontale, a meno di un metro di altezza, che corre lungo l'intera parete. Sotto a questo tetto si trova uno strato di circa mezzo metro, la cui testata è percorsa da solchi verticali di erosione, e che a sua volta sovrasta ad un altro strato, la cui testata è corrosa e arrotondata.

Il massimo di infiltrazione idrica si constata, su questo livello, lungo il lato Sud della caverna.

Sulla parete Nord e Nord-Est si trovano invece concrezioni, le prime che si incontrino nell'abisso. La struttura della parete è analoga a quella della parete Nord, ma la morfologia litogenica ne maschera un po' l'aspetto originale. Al suolo si trovano alcune tozze e brevi stalammite, e una crosta di concrezione con rilievi mammellonari. Sulla parete piccole stalattiti opache e un velo di concrezione con qualche piccola e grossolana formazione a cortina. La litogenesi si limita però al suolo e alla testata degli strati strapiombanti: è nulla invece sullo strato più rientrante del livello idrico inferiore.

Quanto alla volta della sala, essa si innalza in due ampi canini fusiformi, la cui roccia reca ancora segni evidenti di una tipica morfologia erosiva giovanile.

In conclusione la «sala delle spugne» presenta un complesso sistema di morfologie sovrapposte:

1) Morfologia erosiva giovanile sulle pareti e chimioclastica alla sommità: formazione e ampliamento di due fusi paralleli.

2) Morfologia graviclastica alla sommità: tendenza a trasformare il soffitto a doppia ogiva in una volta di equilibrio.

3) Morfologia litogenica parziale: tendenza all'insenilimento.

4) Morfologia chimioclastica laterale: ampliamento in larghezza del vano (questo aspetto non è sovrapposto al precedente, bensì collaterale).

5) Riempimento argilloso: cambiamento della natura del suolo (questo ultimo è recentissimo, in quanto verificatosi certamente dopo il 1927).

10) *Il cunicolo di -340* — Nell'angolo Nord-Ovest della «sala delle spugne» si apre un angusto pertugio, che rappresenta l'imbocco di un lungo cunicolo suborizzontale che, diretto inizialmente a Ovest, descrive poi alcune curve a largo raggio, mantenendo una direzione generale verso Nord.

Questo cunicolo rappresenta il naturale deflusso delle acque raccolte nella caverna, e corrisponde alla parte declive dell'interstrato percorso dal livello idrico inferiore. La volta dell'imbocco è costituita dal letto strapiombante dello stesso strato che forma la cornice attorno alla «sala delle spugne», e il cunicolo stesso è scavato nello strato immediatamente sottostante.

Il suolo è inizialmente formato da argilla e blocchi di roccia frammentata a pezzi di crostello e a qualche stalammite. Subito dopo i primi metri però, il cunicolo si assesta in una morfologia uniforme, che si mantiene tale per una settantina di metri.

La sezione è a T, con una struttura molto caratteristica. Il tetto è piatto e corrisponde ad un piano di stratificazione. Immediatamente sotto al tetto, ai due lati, si nota uno spessore di una dozzina di centimetri di una breccia facilmente sgretolabile, infiltrata d'acqua e d'argilla. Il resto del cunicolo è scavato in roccia compatta: esso mantiene una sezione piatta e larga, di metri 1,5 per centimetri 35, ma presenta al centro un solco longitudinale, un vero canale di erosione, con sezione a U, e col fondo coperto di fango umidissimo, con qualche raro ciottolo. Sulla volta e nei due allargamenti laterali del cunicolo si notano alcune stalattiti e una sottile crosta di concrezione. A poco più di metà del percorso, alcune colonne stalammitiche formano una strozzatura superabile solo con molta difficoltà.

Il fondo del solco è roccioso e reca solo un sottile strato di fango, frammentato a ciottoli fluitati. Anche qui si ritrovano elementi provenienti dalla soprastante serie cretacea, fra cui detriti calcarei bianchi arrotondati e frammenti di selce. STEGAGNO (20) cita anche detriti, ancora angolosi, di basalto, ma noi non ne abbiamo osservati. Un rivolo di acqua percorre costantemente il fondo del solco.

E' evidente che l'origine di questo cunicolo è legata ad un fatto litologico. I semplici giunti di stratificazione possono attualmente deviare la percolazione di acque in senso suborizzontale, ma questo è possibile oggi, con una quantità di acque troppo esigua per avere una reale efficacia speleogenetica. All'epoca della genesi dell'abisso, la tendenza alla verticalità, che si manifesta in modo generale, non soltanto nella formazione oolitica, ma anche nella soprastante serie del Malm, ed anche, come si vedrà, nei sottostanti calcari liassici, ha potuto subire qui una netta deviazione, per la presenza della sudescritta breccia che rappresentò, con l'incoerenza dei suoi elementi, una via di drenaggio più efficace dei normali giunti di stratificazione, ed anche

delle diaclasi tettoniche. Ne seguì un deflusso di acque secondo l'immersione degli strati (quindi verso Nord-Ovest) e di conseguenza una galleria d'interstrato. Quando poi, per la diminuita portata del ruscello sotterraneo, il deflusso avvenne a pelo libero, si formò il solco di erosione, secondo una tipica sezione gravitazionale (KYRLE, 10).

Dopo una settantina di metri, l'aspetto del cunicolo cambia alquanto, pur mantenendosi sempre stretto. Il suolo si abbassa e la volta si innalza alquanto, per cui ne risulta una sezione più alta, a fessura verticale, con ampiezza di metri 1,50 per 35 centimetri. Pur avendo dimensioni ridotte, questo cunicolo si ricollega alla morfologia della fenditura verticale di quota 128-164, in quanto una specie di mensola sporgente a metà parete, strozza il cunicolo in due vani comunicanti, mentre la volta si restringe a fessura triangolare. La litogenesi è qui più intensa, ed essa determina anche un caratteristico aspetto della succitata breccia. Mentre questa, meno resistente, è nella prima parte del cunicolo, rientrante ed infossata nella parete, qui essa forma una seconda mensola sporgente. Ciò è dovuto al fatto che gli elementi della breccia non sono più incoerenti, bensì cementati per concrezione, il che conferisce ad essi una resistenza all'erosione superiore a quella del circostante calcare oolitico.

Evidentemente la diaclasi verticale riprende qui la sua prevalenza sui giunti di stratificazione, nel determinismo della morfologia sotterranea. E che si tratti in realtà di un fascio complesso di fenditure è dimostrato dall'andamento tortuoso del meandro, che ben presto si ramifica in diversi cunicoli stretti e bassi, che tendono a sboccare in un vano unico.

11) *La caverna a 368* — Le varie fenditure in cui si fraziona il cunicolo convergono in una caverna abbastanza spaziosa, lunga 14 metri e larga 6. La forma allungata, grossolanamente elittica, si orienta in direzione Nord-Sud.

Il ramo principale del cunicolo raggiunge la caverna a Sud, e vi scende con ripido pendio e con un suolo caotico coperto di grandi macigni. La morfologia clastica di questo punto giunge a separare un piccolo vano, che comunica con la caverna attraverso tre fenditure anguste fra materiale di crollo. I grossi macigni sul suolo, o incassati fra le pareti recano segni di decalcificazione e di erosione intensa, e sono incisi alla loro superficie in modo da simulare un Karren.

Nella caverna, il suolo, sul lato Sud, è formato da un ripido pendio di grossi macigni di crollo, il quale termina su un suolo orizzontale coperto da fanghiglia umidissima, sulla quale affiorano alcuni blocchi di roccia. Al di sotto del fango esiste una ghiaia minuta, che appare in superficie, accanto alla parete Nord, dove l'acqua ha completamente dilavato la copertura di fango.

Le pareti sono formate qui dal calcare grigio del Lias. La stratificazione è abbastanza evidente, e sulle pareti si notano tracce notevoli di fango. La roccia è compatta, con scarse sporgenze arrotondate, e qua e là coperta da un sottile strato di concrezione, che in genere non supera i 2-3 millimetri di spessore.

Il limite fra la formazione oolitica del Dogger ed i calcari grigi marnosi del Lias si trova all'altezza di questa caverna, intorno ai 360 metri di profondità, ma non è possibile osservarlo direttamente in quanto, nella caverna le pareti sono già nel Lias, almeno per la loro parte basale, mentre nel cuni-

colo precedente la zona di transizione è mascherata dai suddescritti fenomeni elastici. Il soffitto della caverna è forato da cinque camini molto alti e stretti, nei quali si riconosce la tipica morfologia erosiva. A circa 18 metri d'altezza, si osserva un grosso cornicione, ampiamente sporgente, che appare come il residuo di uno strato che un tempo separava due vani sovrapposti, e che è in seguito parzialmente crollato.

La volta forata da camini, e pertanto con evidente morfologia erosiva, la presenza del cornicione, e il suolo coperto da blocchi disordinati sui quali i segni di decalcificazione prevalgono su quelli di erosione, sono tre elementi che ci permettono di assegnare la caverna a quel tipo di morfologia combinata che gli speleologi spagnoli hanno descritto per la Cueva de Na Figuera (CASAJUANA - MONTORIOL, 7) e per la Sima del Agua (detti, 7), e che MONTORIOL (16) chiama morfologia *gliptoclastica*.

In questa caverna l'attività idrica si fa più intensa. Sul lato Nord, da uno dei camini, scende una vera cascata che non rappresenta più, come nella Sala delle Spugne, una infiltrazione d'interstrato, bensì una vera vena di deflusso inavata, e alla cui azione si collegano tutti i vani seguenti.

L'azione erosiva intensa svolta in tempi passati da quest'acqua è riconoscibile sulla parete, dove esiste un profondo solco semicilindrico, verticale, di spiccata regolarità, che forma l'angolo Nord-Ovest della sala e che resta delimitato da uno spigolo dritto. Tuttavia la portata attuale della cascata, pur essendo notevole, non è tanto forte da giustificare i segni di erosione riscontrabili: si deve essere verificata cioè una diminuzione nella portata. In base a quanto mi dichiarò l'ing. DE BATTISTI, non è da escludersi che questa diminuzione si sia verificata dopo il 1927.

Attualmente l'acqua ha superato la fase erosiva, e ad essa è subentrata una azione litogenica, che ha coperto le pareti del solco situate sotto il getto dell'acqua (ma non le altre parti) di un sottile strato di concrezione giovane.

Che l'attuale deflusso dell'acqua sia minore di quanto si è verificato nel passato, è dimostrato anche dalla ghiaia del suolo. Qui troviamo ciottolotti fluitati, fra i quali prevalgono largamente elementi bianco-avorio e rossi appartenenti ai livelli stratigraficamente superiori. L'acqua attuale, percolante, non trascina con sé elementi detritici: si limita a recare in sospensione colloidali argillosi e forse elementi bituminosi che la rendono torbida e di sapore disgustoso.

12) *Fenditura da -368 a -394* — Sul lato Nord della caverna si trova la continuazione dell'abisso, in una alta e stretta fenditura verticale, il cui suolo si abbassa con ripida pendenza. L'acqua della cascata si incanala in un torrentello e si versa in questa galleria, allagandone il fondo.

Ci troviamo qui di fronte alla ripetizione della morfologia esistente fra le quote -128 e -164. La fenditura in diaclasi, allargata dalle acque in corso gravitazionale, presenta la sezione «tipo Vittoria», che si riconosce qui con maggiore evidenza e regolarità, e si affossa a V sul fondo percorso dall'acqua. Soltanto, mentre la galleria descritta al par. 5 è oggi asciutta e la sua morfologia giovanile è abortita, qui troviamo l'azione erosiva in atto, e abbiamo quindi la tipica morfologia erosiva primaria, cioè la cavità giovanile. Le relazioni morfologiche fra le due diverse gallerie, risultano tuttavia di una evi-

denza palese: il fenomeno, qui vivente, là fossile, è chiaramente il medesimo, e uguali ne sono i risultati.

Le pareti presentano numerose sporgenze affilate, a lama: sia i costoloni longitudinali, sia le formazioni a quinta. Il suolo è incavato in una serie di piccole marmitte di erosione, dove ristagna l'acqua del torrentello, formando bacini e precipitando a cascata dall'uno all'altro.

Dopo un percorso di 24 metri, il suolo si sprofonda in un brusco salto verticale di 7 metri, e anche qui è evidente la ripetizione del P. 8 di quota -155. La galleria stretta è infossata qui in una «marmitta», il cui fondo è occupato da un notevole laghetto, in cui il torrentello precipita a cascata. Al livello dell'orlo del salto, la galleria prosegue sempre stretta, e alcune sporgenze sostenenti blocchi di origine graviclastica formano una specie di ponte naturale (1). Al di sotto di detta quota invece, la galleria si allarga in un vano cilindrico, a pareti levigate; e il suolo, dopo aver formato il fondo del lago si rialza a formare una sponda ad argine.

Si ha qui (a quota -394) un'altra caverna allungata, dal suolo fangoso, con pareti accidentate e qua e là coperte di concrezione. La morfologia erosiva è qui sovrapposta a morfologie più vecchie, che denotano ancora una volta la preesistenza di questo vano rispetto all'unitarietà ed alla continuità del sistema sotterraneo. Enormi blocchi di tipo chimioclastico coperti da concrezione indicano un precedente insenilimento del vano, successivamente ringiovanito per erosione.

Alcuni di questi blocchi concrezionati formano una specie di cresta che delimita il precipizio seguente, che è il maggiore pozzo verticale dell'abisso.

13) *Il P. 188* — Questo imponente precipizio elicoidale, il più grande dell'abisso, non presenta la unitarietà morfologica riscontrabile nel P. 128 e nel P. 108. Si tratta di un pozzo composto, i cui elementi si innestano l'uno nell'altro con continuità, in modo da simulare una cavità semplice, ma la cui evoluzione è legata a diversi cicli speleogenetici sovrapposti.

La prima parte appartiene ancora al sistema dei vani di quota -394. La volta si eleva a camino, e quindi elemento di morfologia giovanile, ma la ogiva è già assestata su un profilo vicino alla volta di equilibrio, in seguito a fenomeni graviclastici, o forse anche chimioclastici. Le pareti sono ravvicinate in modo da conservare la forma del vano allungata in diaclasi. Il suolo è una marmitta di erosione sfondata. Anche qui dunque, come nel P. 108, il pozzo vero e proprio si innesta, da sotto in su, contro il pavimento di una normale galleria gravitazionale, deviando il drenaggio in senso verticale. Il ponte naturale di roccia in sito rappresenta il relitto del primitivo suolo della galleria.

Da -394 e -463, il pozzo precipita verticale, interrotto da piccoli ripiani, e la sua sezione passa gradatamente da ellittica con asse principale Nord-Sud, a cilindrica (a quota -422 circa) e poi di nuovo allungata in senso Nord-Sud. Le pareti, percorse da varie creste sporgenti verticali, hanno un caratteristico andamento elicoidale, per cui l'acqua della cascata, che scorre entro un solco semicilindrico, viene a trovarsi dapprima sulla parete Sud (a -394), poi

1) E' meglio dire «formavono», in quanto durante la nostra spedizione i suddetti blocchi sono precipitati, distruggendo il ponte naturale.

però sulla parete Ovest (a -436). Questa doccia verticale percorsa dall'acqua è concrezionata, e la sua morfologia attuale deriva da una litogenesi recente sovrapposta direttamente ai tratti giovanili originari. Abbiamo qui una litogenesi di tipo particolare, non legata a fenomeni di insenilimento: una «litogenesi giovanile», che dipende dal diminuito deflusso dell'acqua che è diventata recentemente calcificante. Il fenomeno è tanto più notevole, in quanto, secondo quanto mi riferì DE BATTISTI, non se ne riconosceva traccia nel 1927. Il sottile velo di concrezione si sarebbe cioè formato negli ultimi vent'anni. Le altre pareti del pozzo invece presentano caratteri diversi. Le imponenti creste verticali presentano segni graviclastici e una litogenesi di tipo senile. Tutto lascia intravedere che qui l'acqua si è incanalata su una verticale già precostituita, ringiovanendo parzialmente un pozzo inverso già esistente, e modificandone la morfologia.

Da -463 a -492, la parete percorsa dall'acqua rientra su se stessa, in modo che il ripiano di -463 risulta formato da un cornicione sporgente concrezionato, sul quale l'acqua forma un bacino, prima di precipitare ancora verso il basso. Il ripiano di -492 viene a trovarsi ancora sul lato Ovest del pozzo, e presenta le stesse caratteristiche del ripiano precedente. Esso si articola però con un altro ripiano, di differente aspetto, situato un po' più in alto, a ridosso della parete Nord. Questo ripiano Nord è coperto di materiale detritico, sotto forma della solita fine ghiaia arrotondata. Anche qui ritroviamo in netta prevalenza ciottolotti di «biancone» e di calcare rosso, frammenti a frammenti di selce. Questa ghiaietta è formata da elementi un po' più grossi di quelli che trovammo nella «sala delle spugne». Un cornicione costeggia la parete, girando attorno ad una cresta verticale e formando una specie di canalone che si versa verso il ripiano Ovest, e lungo il quale la ghiaia è scorsa, versandosi sopra la concrezione del ripiano Ovest stesso.

Da -492 a -569 il pozzo continua sempre con perfetta verticalità. Qui la parete percorsa dall'acqua è più riccamente concrezionata, e pur trattandosi sempre di una «litogenesi giovanile», la morfologia erosiva sottostante ne risulta più marcatamente alterata, fino ad essere quasi del tutto nascosta. Anche la litogenesi senile del resto delle pareti è più intensa, e oltre ad una cospicua crosta cristallina, troviamo qui anche stalattiti di rispettabili dimensioni.

A quota -569 si trova un altro ripiano, riccamente concrezionato, che borda il pozzo, come un ballatoio a semicerchio, sui lati Nord, Ovest e Sud. A questa quota la sezione del pozzo raggiunge la sua maggiore complicazione, per la presenza di alcune grandiose creste verticali sporgenti. Tuttavia essa può essere schematizzata in un doppio vano formato da due cilindri schiacciati (a sezione ellittica), i cui assi maggiori si mantengono paralleli in un allineamento NNO-SSE.

Un ultimo salto verticale porta infine al fondo del pozzo, a quota -582. Questo ultimo tratto è il più regolare, e la sua forma è nettamente cilindrica, soltanto turbata dalla solita doccia di erosione sul fianco Sud.

14) *Fenditura terminale da -582 a -594* — Il fondo del P. 188 è, come si è detto, un vano cilindrico. Le pareti sono regolari, senza grandi sporgenze, si ha una litogenesi spiccata, tranne che sulla parete Ovest, dove il calcare grigio del Lias, distintamente stratificato, appare soltanto qua e là coperto

da uno strato di concrezione che non raggiunge lo spessore di 2 mm. Sulla parete Nord si ha un massimo di concrezione, con alcune stalammiti massicce, alte diversi decimetri, e alcune stalattiti e cortine, che separano dal pozzo stesso una piccola nicchia laterale.

Il suolo è interessante. Nell'angolo Sud-Est, dove scende la cascata, esiste un piccolo laghetto, poco profondo, il cui fondo è formato dalla solita ghiaia. La sponda del lago è concrezionata e forma una specie di argine sopraelevato. La concrezione ha un aspetto mammellonare per l'unione di numerosi elementi grossolanamente sferici, spugnosi in superficie, zonato-concentrici all'interno. Al nucleo di ciascuna di queste concrezioni spugnose si ha però un elemento estraneo, cioè un ciottolo di origine meccanoclastica. Anche qui troviamo di solito il «biancone» o il calcare rosso.

Al di là di questo argine concrezionato, troviamo un suolo di ghiaia mobile. Si tratta sempre del solito materiale proveniente dai livelli stratigrafici più alti. Qui gli elementi sono più grossi di quelli dei ripiani superiori, chiaramente arrotondati per fluitazione. Sulla superficie libera essi sono ricoperti da un sottile strato di concrezione, che non è tale però da cementarli assieme.

Nell'angolo Sud-Ovest del vano si apre una fenditura alta e strettissima, che si addentra in direzione Sud, quindi con retroversione rispetto ai vani di quota -394.

Questo tratto è rappresentato da due gallerie sovrapposte, separate da ponti naturali. La galleria superiore presenta le pareti parzialmente concrezionate, con qualche stalattite. La galleria inferiore è priva di concrezioni, con morfologia erosiva e sezione «tipo Vittoria». Il suolo è percorso dal torrentello, che vi forma alcuni bacini di tipo marmitta di erosione, ma di piccole dimensioni.

Nel suo ultimo tratto la galleria presenta alcuni camini e due piccoli pozzetti di erosione. L'acqua tuttavia scompare in fenditure impraticabili, e fra materiale gliptoclastico, prima di arrivare al fondo della galleria.

L'ultimo punto accessibile si trova alla quota +881 s.m., e alla profondità di 594 metri.

Analisi delle morfologie

In un tentativo di interpretare la storia geologica dell'abisso, bisogna naturalmente partire da quello che in merito possono dirci le attuali condizioni morfologiche dei vani. Tuttavia è necessario tener presente il fatto (di valore generale) che l'evoluzione di una qualsiasi cavità naturale carsica non può prescindere dalle quattro classiche fasi principali:

- a) Preparazione tettonica,
- b) Origine della cavità,
- c) Ampliamento della cavità,
- d) Decadenza della cavità.

Ora di queste fasi, quella che si può direttamente, per così dire, leggere nella morfologia dei vani è soltanto la terza, ed eventualmente qualcosa della quarta. Le prime due devono venir indirettamente dedotte.

E' pertanto proprio con questa terza fase che ritengo opportuno iniziare l'analisi dell'abisso. E ciò tanto più in quanto, con la grande varietà di morfologie e con la presenza di orizzonti litologici diversi, molte osservazioni vengono ad avere una importanza di carattere sistematico ed un valore generale.

E' comunque anzitutto necessario guardarsi dalla tentazione di voler considerare la cavità come un tutto unico, morfologicamente e geneticamente indivisibile. Al contrario, dobbiamo essere pronti a constatare che le varie parti dell'abisso possono essersi originate ognuna per conto suo, ed essersi evolute secondo storie particolari, diverse e talora indipendenti. La continuità morfologica e genetica, lungi dall'essere postulata a priori come premessa, deve essere di volta in volta dimostrata. Oso aggiungere che, specialmente per cavità molto estese ed abissi profondi, come questo della Preta, essa costituisce l'eccezione, non la regola.

L'ampliamento dei vani andrà quindi analizzato, punto per punto, nei vari tratti dell'abisso, supposti a priori come staccati ed indipendenti. E sarà questa analisi che ci porterà a constatare dove la continuità morfologica è conseguenza di una continuità genetica, e dove viceversa la continuità si è stabilita secondariamente, proprio ad opera delle azioni di ampliamento. Le «sezioni» in cui l'abisso viene a questo scopo suddiviso sono quelle elencate e descritte nel capitolo precedente, e cioè:

- 1) Dolina d'imbocco,
- 2) P. 128,
- 3) P. 44 e P. 57,
- 4) Fenditura 128-164,
- 5) P. 108,
- 6) Pozzi fra —272 e —312,
- 7) Cunicolo 312-331,
- 8) Sala delle sugne, —339,
- 9) Cunicolo —340,
- 10) Caverna —368,
- 11) Fenditura 368-394,
- 12) P. 188,
- 13) Fenditura 582-594.

Poichè «ampliamento» presuppone già l'esistenza di una cavità, è necessario precisare che col termine «cavità», intendiamo qui una soluzione di continuità nei calcari le cui dimensioni siano di tanto superiori a quelle di una normale diaclasi tettonica e di un giunto di stratificazione da permetterne l'indiscutibile identificazione e, in linea generale, da rendere possibile una, sia pur teorica, penetrazione umana diretta (1).

Tale cavità si intende delimitata nel suo contorno dalla roccia in sito, e quindi comprende anche gli eventuali riempimenti di materiali liquidi

1) Non stupisca l'introduzione a fini sistematici di un criterio così antropocentrico come la penetrabilità umana. In realtà, come già ebbi modo di osservare (14), la differenza fra diaclasi e grotta è sempre chiaramente riconoscibile, per cui la precisazione su riferita ha un valore puramente indicativo e descrittivo.

(acqua) o solidi (argilla, ghiaia, ecc.): è cioè l'«Evakuationsraum» di KYRLE (10), anche se ciò che l'osservazione diretta permette di analizzare è soltanto il «Konvakuationsraum».

Vediamo ora quali sono i fattori che determinano le diverse modalità di ampliamento, e le relazioni che intercorrono fra questi fattori e le morfologie microcarsiche che da essi derivano.

Possiamo distinguere:

- a) Erosione,
- b) Corrosione,
- c) Decalcificazione,
- d) Fenomeni clastici.

Naturalmente una rigida delimitazione e caratterizzazione di questi fattori non è possibile essendo essi spesso concomitanti, e risultandone morfologie complesse, poligenetiche, e talora sovrapposte.

Comunque possiamo precisare che per «erosione» intendiamo l'azione meccanica operata dell'acqua scorrente sulla superficie della roccia che delimita il vano considerato. Per «corrosione» intendiamo l'azione chimica esercitata dall'acqua carbonicata scorrente sulla superficie della roccia, o stagnante sul suolo della cavità. Per «decalcificazione» intendiamo invece l'azione chimica esercitata dalle acque percolanti nelle leptoclasti circondanti la cavità, e quindi in profondità nella roccia, e non alla sua superficie: questo fattore non ha efficacia speleogenetica per se, ma soltanto quale preparazione ad una successiva azione elastica. I «fenomeni clastici» infine sono rappresentati dai crolli e dal disfacimento delle pareti e delle volte. Dal punto di vista cronologico, in linea schematica, la successione è la seguente: decalcificazione, corrosione, erosione, mentre i fenomeni clastici si ripetono, con modalità differenti in diverse fasi dell'ampliamento.

Quanto è stato detto brevemente fin qui, è naturalmente ben noto: ho ritenuto opportuno precisarlo, allo scopo di rendere ben chiara la trattazione sistematica che segue.

a) *Erosione* — E' evidente che l'azione meccanica di acque correnti può esercitarsi soltanto sulla superficie della roccia, e naturalmente essa sarà tanto più intensa quanto più numerosi e più duri saranno i materiali che l'acqua è in grado di trascinare con sé, nel suo corso. L'efficacia di questa azione dipenderà poi naturalmente dalla resistenza opposta dalla roccia.

L'acqua può percorrere un vano sotterraneo in direzione verticale o in direzione suborizzontale. Nel primo caso ne conseguirà una *morfologia erosiva isogravitazionale*, nel secondo una *morfologia erosiva eterogravitazionale*.

Il primo caso è quello tipico delle cavità inverse (MAUCCI, 12). Qui l'ampliamento puramente erosivo è limitato. Infatti sulla sommità della cavità l'ampliamento (che trova qui la sua massima entità) è dovuto prevalentemente a fenomeni *chimioclastici* (quindi legati alla decalcificazione) e *gravio-clastici* (questi ultimi più direttamente dipendenti dall'erosione). Al suolo, l'ampliamento è minimo, a causa del riempimento di detriti, che oblitera la parte basale dei vani. Soltanto sulle pareti si avrà un vero ampliamento erosivo. Esso però non si esercita normalmente su tutta la parete: l'acqua

scorrente in verticale tende ad incanalarsi in solchi separati, e saranno soltanto questi solchi ad essere approfonditi, lasciando in sito creste verticali di roccia, e talora lame sottili ed affilate o ponti naturali.

Una morfologia erosiva isogravitazionale si riconosce, nell'abisso della Preta, nei seguenti punti:

1) Il grande fuso laterale del P. 128: è l'esempio più vistoso e più imponente.

2) Nel rimanente del P. 128: qui si notano soltanto i solchi verticali di erosione. Essi sono relativamente scarsi e poco profondi nei calcari marmorei del Malm, sono invece numerosi e ben marcati nei sottostanti calcari oolitici del Dogger.

3) Alla sommità della sala delle spugne: qui la morfologia erosiva è coperta in parte da una sovrapposta azione graviclastica, ma si riconosce a sufficienza per riferire i camini della volta al tipico meccanismo dell'erosione inversa.

4) Nella caverna —368: anche qui la sommità dei camini tende ad assestarsi ad una morfologia graviclastica. Tuttavia là dove il deflusso di acque è ancora intenso, e cioè nell'angolo Nord-Ovest della caverna, si trova una decisa doccia verticale, semicilindrica, che è la netta ripetizione, in scala minore, del fuso laterale del P. 128.

5) Nel P. 188: il camino che sovrasta il pozzo è già assestato graviclasticamente su una ogiva di equilibrio. Sulle pareti la morfologia erosiva è riconoscibile sotto il getto della cascata, sotto forma di un solco regolare, ben inciso, riconoscibile nonostante la leggera copertura di concrezione.

6) Sul fondo della fenditura terminale: ci sono alcuni piccoli camini fusiformi giovanili, con morfologia erosiva tipica.

Nei tratti suddetti, l'acqua è attualmente presente, e pertanto l'azione erosiva è in atto. Troviamo però altri tratti in cui manca oggi un deflusso di acque. L'ambiente spiccatamente asciutto ha potuto conservare i tratti morfologici originali, che l'inevitabile insenilimento clastico non è riuscito ad alterare, nè tanto meno a cancellare. Questi tratti a *morfologia erosiva isogravitazionale vestigiale* sono:

1) Il P. 108: i solchi di erosione sono ancora riconoscibili, e le creste sono spesso molto imponenti. Esistono anche ponti naturali a lama, piuttosto sottili.

2) P. 24: i tre fusi che compongono questo pozzo sono tipici dell'erosione inversa, e le pareti recano solchi di erosione piuttosto stretti e fitti, molto simili a quelli della base del P. 128.

Da quanto fin qui detto risulta che noi troviamo elementi di morfologia erosiva isogravitazionale in tutte e tre le principali formazioni geologiche attraversate dall'abisso. I particolari morfologici non variano però in modo sensibile. Soltanto si può constatare un maggiore accentuarsi delle solcature verticali nella roccia oolitica, meno resistente. Posso aggiungere che gli aspetti morfologici dell'erosione nell'abisso della Preta, non differiscono da quanto ho potuto osservare in altre regioni e in altre rocce. Il fuso del P. 128 è, si può dire, identico (salvo le proporzioni) a tutti i fusi inversi che ho potuto osservare nel Carso Triestino, sia nella formazione

cretacea (calcarei radiolitici) sia in quella eocenica (calcarei alveolinici). Il P. 108 è somigliantissimo al P. 100 dell'abisso a Nord di Ferneti (N. 3901 V.G.), in calcari radiolitici. Il P. 188 ricorda, nei suoi dettagli erosivi il P. 90 della Grotta Vittoria di Aurisina (N. 2744 V.G.) (MAUCCI, 11) e il P. 77 dell'Abisso sopra Chiusa (N. 116 V.G.) (MAUCCI, 15), il primo nei calcari radiolitici, il secondo in quelli nummulitici.



Fig. 4. — L'imbocco del P. 108, coi resti della marmitta sfondata. (Foto: Tomini).

In tutti i tratti citati la morfologia erosiva è *primaria*, cioè non è sovrapposta a morfologie precedenti, e quindi si ricollega direttamente alle fasi giovanili della speleo-evoluzione. Questi tratti hanno avuto quindi una origine separata per ciascuno di essi e vanno considerati come cavità semplici giovanili, incluse nel sistema sotterraneo soltanto a causa della loro giacitura topografica. Una caratteristica in comune: l'appartenenza agli stessi sistemi di diaclasi isorientale, che hanno condizionato e condizionano il drenaggio in linee verticali dell'acqua sotterranea.

Quanto alle *morfologie erosive eterogravitazionali*, il meccanismo di ampliamento dei vani si ricollega al tipo delle *cavità dirette*, e richiede, teoricamente, l'esistenza di alcune condizioni tettoniche e litologiche capaci di deviare le acque dal loro normale deflusso isogravitazionale.

Condizioni capaci di determinare una morfologia diretta sono essenzialmente le seguenti:

a) una variazione litologica che sovrappone una roccia più permeabile o più fratturata, sopra una meno permeabile, o meno fratturata.

b) Una diaclasi tettonica allungata suborizzontalmente, con un lume di notevole ampiezza.

c) Una azione speleogenetica di giunti di stratificazione beanti, in giacitura suborizzontale.

d) Un corso d'acqua di rilevante portata, capace di esercitare una energica azione erosiva.

e) L'esistenza, sotto al livello considerato, di vani beanti già imbevuti d'acqua, in seguito alla vicinanza del livello piezometrico di base, o all'esistenza di un livello freatico.

Dobbiamo tener presente che le suddette condizioni sono richieste per spiegare una deviazione eterogravitazionale delle acque percolanti, ma che, una volta stabilizzatosi il drenaggio su una direzione suborizzontale, le condizioni iniziali non sono più necessarie, e la morfologia diretta potrà conservarsi, almeno per un certo tempo, anche in loro assenza. Tuttavia questo tempo non potrà essere indefinito, e prima o poi, in mancanza di fattori specifici, le acque dovranno necessariamente riprendere il loro corso isogravitazionale. Ciò è particolarmente evidente alla Preta, dove si riscontrano ben cinque livelli a morfologia diretta, separati da tipiche morfologie verticali.

Tranne che per il primo di questi livelli (quello fra quota —128 e —164), per tutti gli altri si possono trovare fattori litologici o tettonici per spiegare la deviazione eterogravitazionale delle acque: tuttavia non sono estranei al fenomeno i fattori più strettamente legati con l'evoluzione idrografica del drenaggio vadoso, come è dimostrato dal fatto che l'attuale attività idrica di questi tratti va palesemente aumentando dall'alto in basso, il primo di essi essendo abortito e disseccato, gli ultimi due invece essendo ancora percorsi da acqua corrente.

Per le morfologie erosive eterogravitazionali, è valida la distinzione del KYRLE (10) di una erosione «a pressione», o «efforazione» («*Druckerosion*») e una «*Gravitationserosion*», a seconda se le acque percorrono il vano a condotta forzata o a pelo libero. Nel primo caso si avrà un profilo trasversale arrotondato (in condizioni di uniformità litologica) oppure leggermente allargato nel senso della minore resistenza della roccia. Nel secondo caso, il profilo è ampliato verticalmente, con pareti laterali subverticali e un fondo infossato a cañon. Se la pendenza del fondo è notevole, si potranno avere marmitte di erosione. Sulle pareti la roccia sarà levigata

con formazioni di «quinte» e talora con creste longitudinali che daranno luogo ad un profilo «tipo Vittoria».

Le morfologie erosive eterogravitazionali alla Preta sono così distribuite:

1) La fenditura da —128 a —164: *Gravitationserosion vestigiale*, con microclima attuale spiccatamente xerotermico. Profilo «tipo Vittoria» con quinte e marmitte, in parte sfondate. La completa uniformità litologica, riconduce la genesi di questa galleria a fattori unicamente idrografici. Per un certo periodo una vena idrica poté mantenersi a questo livello. Rimasta «sospesa» essa dapprima si infossò a cañon (la fenditura è alta fino a oltre 40 metri) con grande rapidità, poi seguirono perdite nelle litoclasti sottostanti, e infine la cattura per erosione inversa ad opera del P. 108.

2) Il cunicolo 312-331: *efforazione*, successivamente evolutasi in parte a «*Gravitationserosion*». Oltre a fattori idrografici (graduale abbassarsi del drenaggio ipogeo), entrano qui in gioco anche fattori litologici (calcarei un po' marnosi) e tettonici (maggiore accentuarsi dei giunti di stratificazione). Nonostante la presenza di acque di percolazione, la morfologia erosiva eterogravitazionale deve anche qui essere considerata come vestigiale, in quanto attualmente l'acqua, circolante in interstrato, bagna le pareti con corso *verticale*, determinando i soliti solchi di erosione, cioè elementi morfologici isogravitazionali sovrapposti alla morfologia originale. Si aggiunga poi una azione di soliflusso nei primi metri ed una azione graviclastica in altri punti, per cui questo cunicolo risulta oggi nettamente poligenico.

3) Cunicolo —340: *efforazione* di interstrato, legata alla presenza di una breccia concordante con la stratificazione. La sezione principale è trapezoidale, allungata secondo i giunti. Il suolo è percorso da un solco longitudinale di erosione, in qualche punto contorto a meandri, e legato alla normale evoluzione del drenaggio dalla condotta forzata al pelo libero. Nell'ultimo tratto si ha accenno ad una sezione «tipo Vittoria». Nessuna sovrapposizione isogravitazionale.

4) Fenditura —368 —394: «*Gravitationserosion*» tipica, con quinte, marmitte e sezione accennante al «tipo Vittoria». Questa fenditura è la ripetizione esatta di quella 128-164 e ne mostra il meccanismo genetico, essendo ancora percorsa da un corso d'acqua longitudinale. Nessuna sovrapposizione isogravitazionale. Il P. 188 ripete il fenomeno della cattura per erosione inversa.

5) La galleria terminale 581-594: «*Gravitationserosion*» giovanile retroversa rispetto alla fenditura 368-393. Il vano è molto angusto, con sezione «tipo Vittoria» e marmitte. Non differisce sensibilmente dalle fenditure soprastanti, eccetto per la presenza di ponti naturali e per la litogenesi esistente nella parte alta. In base alle informazioni di DE BATTISTI si deve ritenere che nel 1927 esisteva un livello d'acqua semistagnante, intorno a quota —511 (—637, di DE BATTISTI, 6). Quest'acqua riempiva quindi pressochè del tutto la galleria attenuando l'azione erosiva diretta.

Anche per le morfologie erosive eterogravitazionali, si constata, come per quelle isogravitazionali, una pressochè assoluta indipendenza dalla natura litologica. Questa indipendenza è dimostrata in modo speciale dalla

concordanza pressochè perfetta fra le fenditure 128-164 e 368-394, la prima nei calcari oolitici del Dogger, la seconda nel calcare compatto grigio del Lias. Aggiungo che le fenditure a profilo verticale sono elementi morfologici tipici di moltissime cavità nei più diversi orizzonti geologici (es. Grotta Dovizza, nel Friuli; Grotta Guglielmo in Lombardia; inghiottitoio di Luppa, nel Lazio ecc.). E' inoltre da notare che i maggiori abissi verticali presentano la quasi generale tendenza a terminare con cosiffatte fenditure eterogravitazionali: basti citare l'Abisso Bartarelli (N. 602 V.G.), l'Abisso di Verco (N. 1404 V.G.), l'antro di Corchia (N. 120 T.), la Tonionschacht (o «Fledermaushöhle») in Austria, l'abisso di Semi (N. 265 V.G.) ecc. La Preta evidentemente non fa eccezione (1).

b) *Corrosione* — La corrosione sulla superficie della roccia ha una molto limitata efficacia speleogenetica in un abisso nel quale la erosione può esercitarsi in pieno. E' indubbio che essa ha giocato un ruolo importante, anzi fondamentale, nelle fasi embrionali della speleogenesi, ma attualmente si possono constatare gli effetti di una corrosione in atto, soltanto nel graduale ampliarsi a campana del P. 128, da —54 in giù nell'ambito cioè dei calcari oolitici poco resistenti.

c) *Decalcificazione* — L'azione decalcificante delle acque percolanti nelle leptoclasti non può essere direttamente constatata. Gli effetti si possono riconoscere soltanto indirettamente, dalle morfologie chiunoclastiche, che della decalcificazione sono la conseguenza più appariscente. L'intensità del processo è legata essenzialmente al grado di fratturazione dei calcari e risulta essere massima nel biancone, un po' minore nell'oolite, ancora minore nei calcari marmorei del Malm, e pressochè nulla nei calcari liassici compatti.

d) *Fenomeni clastici* — Per le morfologie clastiche ipogee possiamo utilmente attenerci alla sistematica proposta da MONTORIOL (16), che trova nell'abisso della Preta una casistica molto illustrativa.

Bisogna però premettere un'osservazione. Le morfologie clastiche di MONTORIOL sono intese da questo Autore in senso, per così dire, macrocarsico, cioè in quanto determinano un aspetto topografico preciso dei vani sotterranei. Noi vogliamo invece estendere il significato anche agli aspetti microcarsici. Chiarisco il concetto con un esempio. MONTORIOL afferma che «*el hudimiento no se produce mientras los conductos hidricos se asientan solamente sobre diaclasas; unicamente despues de haber interesado joints de estratificacion son posibles los procesos glyptoclasticos*». Ciò è vero in senso macrocarsico, ma è evidente che una morfologia microcarsica legata a fenomeni clastici è possibile anche in cavità diaclasiche: ne abbiamo esempi evidenti, specialmente nel P. 128 e nel P. 108. Noi estenderemo pertanto la terminologia di MONTORIOL a tutti gli aspetti legati a fenomeni di tipo clastico.

1) Noterò, per inciso, che la speranza di individuare questa galleria terminale, sotto al livello del lago segnalato da DE BATTISTI è stato uno dei moventi della nostra spedizione. E' stato in base a questa speranza — che come si vede era ben fondata — che noi non abbiamo mai fatto mistero della nostra intenzione di procedere *oltre* il limite segnato dalla spedizione del 1927.

La sistematica di MONTORIOL (nella quale egli esclude i coni di deiezione, che noi invece includiamo) è la seguente:

- a) Decalcificazione + gravità = Processo *chimioclastico*,
- b) Erosione + decalcificazione + gravità = Processo *gliptoclastico*,
- c) Erosione + gravità = Processo *graviolastico*,
- d) Azione cinetica = Processo *mecanoclastico*.

Osserviamo che l'ultimo caso è un semplice fatto di trasporto, e pertanto non rientra nei fenomeni che stiamo considerando, trattandosi di materiali alloctoni: non si tratta più di *ampliamento* bensì di *riempimento* di cavità. Gli altri tre casi invece sono chiari, e la loro efficacia speleo-evolutiva è evidente. Possiamo anzi affermare che i suddetti fenomeni clastici detengono un ruolo preponderante nell'incremento evolutivo delle cavità, e che molto raramente essi mancano del tutto. Lo stretto legame fra la clasi e le azioni erosive e decalcificanti rende il fenomeno complesso e le morfologie risultanti potranno ben raramente avere tratti caratteristici assolutamente precisi.

1) *Morfologie chimioclastiche* — Sono dovute al distacco di frammenti dalla roccia resa incoerente dall'azione decalcificante delle acque percolanti nelle leptoclasti. Sulle modalità del fenomeno influiranno la quantità d'acqua circolante, l'entità della fessurazione e la sua tessitura. La morfologia risultante sarà data da: soffitto a volta con profilo di equilibrio statico, pareti subverticali, che appariranno come scheggiate con una certa regola, suolo coperto di detriti privi di segni di erosione e spesso con forme abbastanza regolari. L'assenza di segni di erosione o di corrosione sulle pareti e sulla volta è la regola in queste morfologie (a meno naturalmente che non si tratti di morfologie sovrapposte: ma questa è un'altra questione). I processi chimioclastici hanno evidentemente un carattere di senilità, in quanto richiedono la cessazione dei fenomeni erosivi e corrosivi, e tendono a portare ad una uniformità equilibrata i vani già modellati dai precedenti processi di ampliamento giovanile. Un'azione chimioclastica giovanile è soltanto quella, molto comune, che avviene alla sommità dei vani fusiformi, nella erosione inversa, ma qui essa è di solito combinata con un'azione graviolastica, per cui il fenomeno assume un carattere particolare. Dobbiamo comunque tener presente che, come profilo di equilibrio, non esiste soltanto la volta *emisferica* o *paraboloide*, bensì anche quella *ogivale*.

Morfologie chimioclastiche, nella Preta, sono così distribuite:

1) P. 128: La componente chimioclastica nel complesso processo di ampliamento, è prevalente nei primi 50 metri del pozzo, cioè là dove i calcari marmorei rossi oppongono, con la loro compattezza e la loro grana molto fine, maggiore resistenza all'azione erosiva. La parete rientra su se stessa a strapiombo là dove gli strati sono più sottili, e specialmente dove essi sono corrugati, sporge invece a ballatoio là dove esistono banconi più potenti. Più in basso, in seno alla formazione oolitica, l'azione chimioclastica non cessa (e ne abbiamo la prova nel P. 108) ma non riesce a lasciare una sua impronta morfologica sulle pareti del P. 128, perchè soffocata dalle più energiche azioni erosive e corrosive. La composizione dei materiali del cono detritico (pagina 5) è conseguenza di questi processi.

2) P. 108: La morfologia chimioclastica è sovrapposta ad una ancora evidente morfologia erosiva isogravitazionale vestigiale, ma si associa a fenomeni graviclastici. In complesso il processo chimioclastico prevale nettamente nelle parti inferiori del pozzo, ed è un tipico processo di insenilimento: ciò è logico, in quanto per l'erosione inversa, la parte più bassa di un pozzo è anche quella più vecchia (1). Il risultato del processo è: pareti asciutte, regolari, verticali, scheggiate in angoli diedri e in spigoli molto ottusi sporgenti; al suolo detriti autoctoni, prevalentemente parallelepipedi, con disposizione penepianeggiante.

3) P. 24: Mentre sulle pareti prevale l'azione erosiva isogravitazionale, la volta è rappresentata da tre ogive chimioclastiche (una delle quali forata per lo sbocco verso il P. 108 sovrastante), di tipica erosione inversa.

4) Sala delle spugne: Una limitata azione chimioclastica entra a contribuire al complesso processo di ampliamento di questo vano poligenico. Essa è però di gran lunga subordinata al processo erosivo ed anche a quello litogenico, per cui non si può parlare di una vera morfologia chimioclastica.

In generale l'azione chimioclastica, che come si è detto è un fenomeno di insenilimento, decresce sensibilmente con l'aumentare della profondità, fino a scomparire pressochè dal tutto dopo la quota —340, dove i vani sono ancora percorsi dall'acqua, e dove quindi i tratti morfologici hanno caratteri tipicamente giovanili.

2) *Morfologie graviclastiche* — Sono dovute al distacco di parti di roccia rimaste sporgenti per effetto di azioni erosive (lame, creste, ponti naturali, testate di strati). Anche i processi graviclastici tendono ad equilibrare i contorni di una cavità e vanno quindi considerati come processi di insenilimento. Tuttavia essendo legati alle morfologie erosive, tipicamente giovanili, hanno un carattere meno senile dei processi chimioclastici. Le due modalità clastiche potranno spesso essere associate, ma di regola si avrà una graduale diminuzione dell'azione graviclastica parallelamente ad un incremento dei fenomeni chimioclastici: i primi prevarranno dunque nelle fasi subgiovanili e mature, i secondi in quelle senili.

La morfologia è caratterizzata da pareti irregolari, recanti lame e creste di erosione interrotte e spezzate, con spigoli vivi, volta generalmente ogivale, suolo coperto di detriti autoctoni irregolari, recanti segni di erosione.

Alla Preta troviamo i seguenti casi:

1) parte superiore del P. 108: La morfologia erosiva abortita, caratterizzata da un passaggio dall'erosione eterogravitazionale della fenditura 128-164 a quella isogravitazionale inversa del pozzo, è degradata dal graduale cedimento delle creste e dei ponti naturali, che equilibria il pozzo ad una sezione tendente alla forma circolare. Come si è detto, questa azione graviclastica risulta prevalente soltanto nella parte più alta del pozzo: più in basso essa ha pressochè esaurito il suo compito e rimane soltanto l'amplia-

1) Lo stesso fenomeno del passaggio graduale da una morfologia erosiva ad una graviclastica e infine ad una chimioclastica, procedendo dall'alto in basso in un grande pozzo, è constatabile nel P. 100 dell'abisso di Ferneti (N. 3901 V.G.).

mento chimioclastico. Tuttavia anche verso la base del pozzo (attorno a quota —270) si osservano ancora due gigantesche lame verticali di erosione interrotte e spezzate (1).

2) Sala delle spugne: originata per erosione inversa su due fusi paralleli, questa caverna presenta attualmente la volta forata da due camini (elementi di morfologia erosiva isogravitazionale): tuttavia il diaframma roccioso che li divide è già intaccato per il distacco di frammenti, per cui in questo punto l'azione graviclastica tende a formare un profilo di equilibrio a volta emisferica.

3) La fenditura 368-394: Sulla morfologia erosiva eterogravitazionale è già sovrapposta una limitata azione graviclastica. Ne abbiamo una prova evidentissima nel cedimento di un ponte naturale (a quota —381) avvenuto durante la nostra spedizione. Questo ponte formato da roccia in sito e sostenente blocchi graviclastici ed evidentemente già indebolito per l'erosione, è crollato sotto una leggera spinta. Di cedimenti analoghi si osservano qua e là le tracce.

In complesso le morfologie graviclastiche hanno limitata estensione, e non giungono in nessun punto a caratterizzare da sole l'aspetto di un vano. Più che altro si tratta di un'azione che si sovrappone alla morfologia erosiva e la accompagna, accentuandone i tratti e costituendo una fase di passaggio per la più tipica, morfologia chimioclastica di insenilimento.

3) *Morfologie gliptoclastiche* — Con questo termine, MONTORIOL distingue una morfologia combinata, caratterizzata da elementi tipologici erosivi sulla volta e chimioclastici al suolo. Questa combinazione è però soltanto secondaria, ed è legata al processo di unione di due vani sovrapposti, in seguito al cedimento (per decalcificazione) del diaframma divisorio. E' evidente che il vano risultante è poligenico, tuttavia il caso è abbastanza frequente per giustificare la validità del termine.

Un bell'esempio, nell'abisso della Preta, è dato dalla caverna —368, dove il resto del diaframma divisorio è ancora visibile sotto forma di un cornicione sporgente che altro non è se non una testata di strato.

Nel loro complesso i fenomeni di ampliamento tendono a condurre i vani verso una forma di equilibrio statico, uniformandone il profilo. Queste forme terminali teoriche sono: per i vani verticali, la forma cilindrica, chiusa alla sommità da una ogiva o da una volta emisferica o paraboloidica; per i vani orizzontali, la galleria subrettilinea, con pareti verticali, volta a profilo semicircolare e suolo con profilo longitudinale parabolico, secondo una linea di equilibrio idrodinamico.

Potremo considerare, in linea generale, che una maggiore o minore senilità dei vani è rappresentata dal maggiore o minore avvicinarsi alla forma conclusiva teorica. Sotto questo punto di vista, avremo (limitatamente alle sezioni più importanti dell'abisso) la seguente graduatoria di senilità decrescente:

1) Queste lame ricordano quel bellissimo esempio di morfologia graviclastica che è il P. 102 dell'abisso di Opicina Campagna (N. 3873 V.G.) (12).

- 1) P. 108 (dal basso in alto),
- 2) P. 128 (dal basso in alto, escluso il fuso laterale),
- 3) P. 24,
- 4) Fuso laterale del P. 128,
- 5) Sommità del P. 188,
- 6) Sala delle spugne,
- 7) Cunicolo —340,
- 8) P. 188,
- 9) Fenditura 128-164, (1)
- 10) Fenditura 368-394,
- 11) Cunicolo 312-339,
- 12) Fenditura terminale.

Un'altra considerazione che scaturisce dall'analisi fin qui fatta, riguarda il problema della continuità genetica dei vani. Lungi dal constatare questa continuità, noi vediamo che in realtà le cavità elementari (protocavità) sulle quali si è costruito l'abisso della Preta sono ancora più numerose di quanto non appaia ad un primo esame. Complessivamente si possono attualmente riconoscere ben 32 di queste cavità embrionali (e il numero deve essere stato ancora maggiore), e precisamente:

P. 128: almeno tre protocavità,

P. 44: una,

P. 57: una,

Fenditura 128-164: almeno tre,

P. 108: una,

P. 24: tre,

Cunicolo 312-339: almeno due,

Sala delle spugne: almeno due,

Cunicolo —340: una,

Caverna —368: almeno sei,

Fenditura —368-394: una,

P. 188: almeno tre,

Fenditura terminale: almeno cinque.

L'individuazione di queste protocavità e l'analisi del loro grado di senilità relativa ci permette di abbozzare (almeno in via di ipotesi) uno schema di storia della genesi ed evoluzione dell'abisso.

Fin d'ora possiamo comunque escludere, in modo assoluto che l'abisso della Preta abbia mai funzionato da inghiottitoio (in senso stretto) di un corso d'acqua epigeo (1).

1) La fenditura 128-164 è in realtà più senile di quanto non appaia in questa graduatoria. La sua posizione è dovuta all'arresto dei fenomeni speleoevolutivi, come già si è detto.

1) Un'opinione esattamente contraria è sostenuta dal BOCK (1), però senza diretta conoscenza dell'abisso.

Genesi ed evoluzione

La percolazione delle acque vadose in seno alla massa rocciosa si svolge in condizioni diverse, a seconda delle caratteristiche litologiche dell'orizzonte geologico attraversato. Tale percolazione in una roccia eminentemente fratturata come è il calcare di qualsiasi tipo, potrà svolgersi in una rete molto estesa, a maglie più o meno fitte. In diversi punti, in relazione con le condizioni locali, potranno abbozzarsi protocavità embrionali, isolate, che in seguito potranno o no collegarsi fra di loro a formare sistemi ipogei più complessi. La genesi di un abisso di grande estensione e profondità implica il congiungimento fra molto numerose protocavità, in modo da portare una continuità di vani. Quanto più grande è l'abisso tanto più esso rappresenta il frutto di una eccezionale coincidenza.

Nel caso della Preta questa coincidenza è dovuta all'azione di alcuni fattori di carattere tettonico e stratigrafico ai quali accennerò fra breve.

Per ora conviene analizzare quali saranno le modalità di incarsimento ipogeo nei diversi termini della serie geologica interessata.

Biancone (1): sono calcari fittamente stratificati e intensamente fratturati. Una percolazione idrica è possibile su vasta scala, e tenderà ad assumere un carattere irregolare, con movimenti di drenaggio sia verticali che suborizzontali. La discreta solubilità permetterà lo stabilirsi di protocavità fusiformi (erosione inversa) in numero notevole, ma di piccole dimensioni e di forme irregolari. Con l'avvicinarsi della superficie del suolo, in seguito all'abrasione superficiale, le cavità fusiformi potranno risultare decapitate (pozzi giovanili), tuttavia tenderanno piuttosto rapidamente a decadere in seguito allo sfaldamento degli orli e delle pareti, e questo disfacimento si manifesterà con una tendenza ad evolvere le morfologie puteiformi verso quelle doliniformi: questo fenomeno è osservabile nel Bus della Fanta (N. 257 V) (PASA 17 e 18), e nello stesso imbuto di accesso della Preta. Queste condizioni non sono affatto propizie alla formazione ed alla conservazione di sistemi carsici ipogei di una certa estensione. Viceversa però esse permettono una percolazione intensa di acque vadose, che avranno la possibilità di drenarsi verso qualsiasi direzione.

Calcarei marmorei: sono calcari a grana fine, compatti, ben stratificati. La fratturazione non è tanto comminuta come nel livello precedente: qui troviamo fessure verticali interessanti uno o più banconi e incrociatisi in modo da isolare grossi prismi compatti. In questo sistema di fenditure si distinguono poi alcune grandi diaclasi tettoniche subverticali, interessanti pile più forti di strati ed estese anche alla formazione sottostante.

L'azione carsogena combinata delle diaclasi e dei giunti rende possibile la genesi di cavità diaclasiche verticali e di cunicoli d'interstrato suborizzontali, che potranno raggiungere dimensioni ragguardevoli. L'uniformità della roccia e l'estensione delle soluzioni di continuità potranno quindi

1) Il «biancone» interessa ora soltanto la parte superiore dell'imbuto di accesso. Tuttavia le fasi iniziali della speleogenesi hanno certamente avuto luogo quando i calcari ceroidi selciferi erano ancora in sito.

dare origine a sistemi più complessi (per anastomosi di protocavità) o a cavità semplici cospicue.

Là dove i calcari marmorei sono sovrastati dal biancone selcioso, le grandi diaclasi beanti saranno in grado di esercitare un richiamo di acque dalle litoclasti soprastanti, e quindi di esercitare una funzione carsogena ipogea di importanza preminente. Dove invece i calcari titonici e Kimmeridgiano-oxfordiani affiorano in superficie, essi potranno avere anche azione morfologica epigea, determinando punti di assorbimento ed inghiottitoi a imbuto, o più spesso puteiformi. La non grande corrodibilità renderà però più difficile, in questo secondo caso, un grande sviluppo in profondità degli apparati carsici, non essendo l'apporto idrico meteorico sufficientemente abbondante e costante, come invece lo è, nel primo caso, l'apporto di acque vadose da parte della massa rocciosa fratturata ed imbevuta soprastante.

Calcarei oolitici: E' questa una roccia molto corrodibile e porosa. La fratturazione è comminuta, con un fitto reticolo leptoclasico, intersecato da diaclasi tettoniche e da giunti. Avremo quindi una roccia eminentemente carsificabile, in seno alla quale si possono stabilire protocavità verticali, suborizzontali ed inclinate, in gran numero ed anche di dimensioni notevoli. Se l'apporto idrico potrà essere forte (ad esempio attraverso formazioni ben permeabili soprastanti) i calcari oolitici potranno essere sede di incarsiamenti ipogei complessi, sia con formazione di sistemi vasti di protocavità anastomosate, sia con singole cavità semplici molto estese. La facile corrodibilità renderà molto efficaci le azioni elastiche, e soprattutto quelle chimoclastiche, in quanto i detriti potranno venir completamente disciolti, senza formare accumuli con conseguente obliterazione di vani.

La parte stratigraficamente più bassa (alla base del Dogger) presenta calcari un po' marnosi, e costituisce quindi un livello di trattenuta delle acque vadose. La presenza dei giunti di stratificazione tenderà qui a deviare il drenaggio in senso suborizzontale.

Calcarei grigi del Lias: Sono calcari compatti un po' marnosi e pertanto poco permeabili e poco corrodibili. Tuttavia la fessurazione è notevole, specialmente con grandi diaclasi tettoniche verticali. L'azione carsogena delle diaclasi prevale su quella dei giunti, e permette un drenaggio verticale, orientato su alcune grandi vie di percolazione e non uniformemente distribuito nella massa rocciosa. Le cavità saranno pertanto poche, ma grandi e prevalentemente verticali e fusiformi.

I livelli più bassi, lignitiferi, che sovrastano le dolomie triassiche, formano un altro grande livello di trattenuta idrica, al di sopra del quale le cavità tendono ad assumere decorsi suborizzontali, mantenendo però la sezione a fessura verticale.

Nella genesi dell'abisso della Preta due fattori hanno particolarmente influito per determinare l'estensione e la profondità del sistema:

a) Due fasci di diaclasi tettoniche, innestati ortogonalmente uno sull'altro. La parte alta dell'abisso (fino a quota —164) è condizionata da un fascio orientato da est ad ovest, corrispondente quindi alla fratturazione principale del complesso tettonico, subparallela all'asse dell'anticlinale. Da quota —272, i vani dell'abisso sono invece innestati su un più complesso

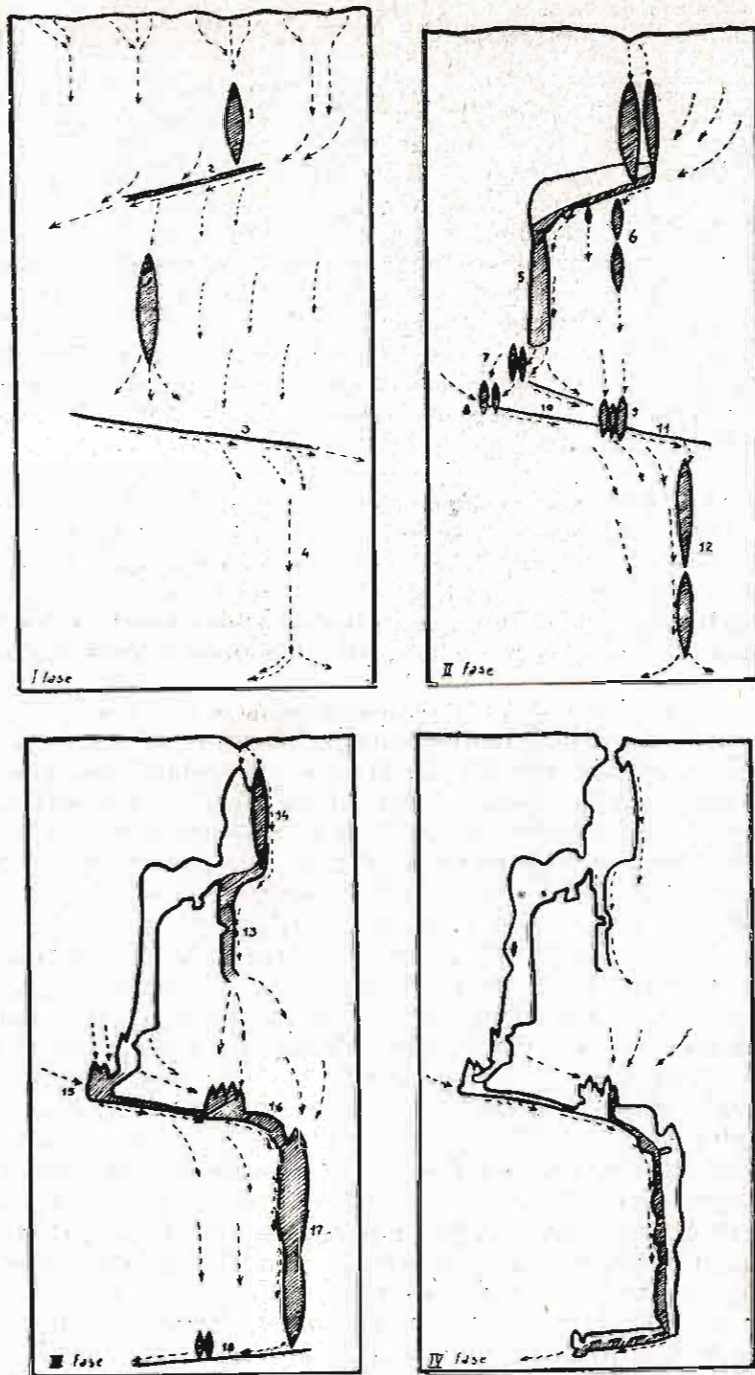


Fig. 5. — Speleoevoluzione dell'abisso (le parti tratteggiate sono quelle dove esiste attività idrica)

sistema, orientato da Nord a Sud, e legato alla più caratteristica architettura a zolle dell'intera zona, interrotta da faglie con prevalente andamento meridiano.

b) Due livelli idrici di trattenuta, prestabiliti dai caratteri litologici. Il primo attorno a quota —340, determinato dai livelli marnosi del basso Dogger e dai primi banchi a *Lithiotis*; il secondo intorno a quota —580, determinato dai livelli lignitiferi e bituminosi del Lias inferiore, che sovrastano le dolomie del Norico.

La storia morfogenetica dell'abisso della Preta può essere sintetizzata nelle seguenti fasi:

I fase — Una arcaica superficie di spianamento costituisce un pianoro a tavolato sul quale il «biancone» del cretaceo e del Titonico superiore ricopre ancora, con notevole potenza, i sottostanti calcari marmorei rossi. Questa superficie, più alta dell'attuale di almeno 500 metri, è soggetta ad un graduale incarsimento, al quale il vistoso clivaggio dei calcari bianco-avorio densamente fratturati, conferisce un carattere estensivo. Le acque percolanti del sottosuolo sono in grado di infiltrarsi verso diverse direzioni, attraverso un reticolo subcapillare nel quale è difficile l'affermarsi di vere canalizzazioni. La morfologia superficiale riceve da questa situazione tratti microcarsici a *Karren*, con qualche piccola dolina a profilo regolare ma a distribuzione anarchica. Rare sono le grandi doline ed ancor più i pozzi e le voragini. I punti idrovori della superficie sono sparsi e non raggiungono i caratteri di veri inghiottitoi nel senso stretto del termine. Tuttavia l'esistenza, sotto la copertura del «biancone», dei grossi banchi compatti dei calcari ammonitici Titonici, Kimmerdgiiani ed Oxfordiani rappresenta un influsso che tende a orientare il microcarso verso forme ipogee ben caratterizzate. Questi calcari compatti, costituiscono, con le loro vistose e decisamente orientate linee di frattura un richiamo delle acque vadose, che imbevono abbondantemente i soprastanti calcari a fratturazione comminuta. Queste acque vengono attratte verso la sommità delle più forti diaclasi, e si stabiliscono così drenaggi ipogei in direzione di alcuni predeterminati punti idrovori sotterranei, che vengono a funzionare, per così dire, da inghiottitoi non ancora decapitati.

Uno di questi inghiottitoi ipogei si abbozza là dove oggi troviamo il P. 128. La diaclasi qui esistente ha già una decisa efficacia speleogenetica e manifesta quindi la tendenza a raccogliere e a canalizzare acque vadose. Qui si abbozza uno dei primi fusi di quello che dovrà divenire il grande complesso sotterraneo (Fig. 5, 1).

A questo punto il drenaggio è già decisamente verticale. Ma esso non può ancora assestarsi in modo definitivo su questa linea isogravitazionale, in quanto i sottostanti calcari oolitici, con la loro rete fitta e irregolare di diaclasi e leptoclasti, sono ancora sede di una percolazione anarchica, in direzioni contrastanti, con canalizzazioni abbozzate ma ancora alla ricerca di un preciso orientamento. I calcari marnosi del Dogger inferiore trattenono le acque e formano un livello freatico irregolare, al di sopra del quale le soluzioni di continuità della roccia rimangono imbevute su un forte spessore. Si stabilisce pertanto un livello piezometrico, molto variabile nel tempo

e nello spazio, che però, per la zona che ci interessa si spinge fino a quella che è oggi la quota —120 circa. Di conseguenza, mentre in basso tutte queste acque provvisoriamente trattenute tendono lentamente ad approfondirsi verso gli orizzonti liassici, si manifesta un principio di canalizzazione eterogravitazionale in corrispondenza della suddetta quota —120, con direzione da ENE a OSO (Fig. 5, 2).

Questa situazione non riesce a durare a lungo. Già, a quota —340, cioè alla base della formazione oolitica del Dogger, si accentua un drenaggio in interstrato, facilitato dai livelli brecciati a *Lithiotis* (Fig. 5, 3), già si manifestano perdite per infiltrazione nei sottostanti calcari compatti del Lias. Il livello piezometrico di —120 cade rapidamente, e la canalizzazione eterogravitazionale rimane ben presto sospesa. Ne consegue una energica incisione del corso ipogeo, che si evolve in una «Gravitationsrinne» a cañon. Questa evoluzione è così rapida che non si ha meandrizzazione, e la galleria così creata rimane rettilinea. Longitudinalmente si ha una forte caduta del letto (da —120 circa, a —164) su un percorso di poche decine di metri, con erosioni vorticose e formazioni di «marmitte», nella cui genesi hanno un ruolo preminente i duri pezzi di selce fluitati dai livelli litologici superiori.

Al di sotto di questo alveo sospeso, si accentuano sempre di più le perdite. In seno alla diaclasizzazione dei calcari oolitici si stabiliscono quindi nuovi sistemi di «fusi» che, per la facile carsificabilità di questa roccia non tardano ad assumere dimensioni vistose.

Il fase — Uno dei «fusi» che raccolgono le acque di perdita dell'alveo 128-164, nel suo rapido incremento per «erosione inversa», giunge a sfondare il letto dell'acqua, cattura quindi il corso e lo devia in direzione eterogravitazionale: è nato il P. 108 (Fig. 5, 5). A monte di esso le perdite continuano, e sempre nuovi «fusi» vanno assestandosi, convogliando notevoli masse di acque percolanti verso il basso (Fig. 5, 6).

Il livello di drenaggio eterogravitazionale già precostituito a quota —340 riceve ora una maggiore alimentazione. Non più soltanto le acque di perdita dell'alveo superiore, ma lo stesso corso incanalato, che attraverso il P. 108 viene ora direttamente convogliato in caduta verticale. Dalla base del P. 108, l'acqua scende attraverso la diaclasizzazione, dando rapido incremento ai vari fusi già qui abbozzati (Fig. 5, 7). Tuttavia qui (da quota —272 in giù) la stratificazione si fa più netta, con giunti beanti, la roccia è più marnosa e quindi meno permeabile. Il livello di —340 trattiene ancora acque, impedendo loro un deciso sprofondamento in verticale. Perciò il corso ipogeo che va assestandosi tende a deviare in senso eterogravitazionale. La canalizzazione si fa meno distinta e si diffonde in una percolazione d'interstrato. Queste condizioni favorirebbero il formarsi di un nuovo condotto eterogravitazionale sospeso, intorno a quota —300, con decorso retroverso rispetto a quello 128-164. Se ciò non avviene è perchè esiste già pronta la nuova via di deflusso, intorno a quota —340, predeterminata dal primo banco a *Lithiotis* e dal vistoso fascio di diaclasi orientato da Nord a Sud. In questa fase un ruolo preminente è esercitato dal gruppo di fusi, di quota —340 che sono destinati a diventare «sala delle spugne» (Fig. 5, 8). Essi

determinano un energico richiamo di acque che limita fortemente la trattenuta di —300. Quest'ultimo livello pertanto non supera la fase di percolazione d'interstrato e arriva soltanto a stabilire limitati tratti di efforazione più o meno anastomosati, ma mai chiaramente inalvati. In particolare la percolazione eterogravitazionale d'interstrato si stabilizza fra le quote —310 e —330, ed è drenata (da Nord a Sud) verso la «sala delle spugne». Il cunicolo 312-2331 e la finestra sulla parete Nord della «sala delle spugne» (vedi pag. 10) sono i segni attuali di questo livello abortito.

Tuttavia la tendenza alla penetrazione isogravitazionale ed alla retroversione non giunge ad essere soffocata interamente. L'acqua che percorre la galleria 128-164 ed il P. 108 è troppo abbondante per non attenersi, almeno in parte, ad un comportamento ortodosso, nonostante i succitati fattori di evoluzione anomala. Solo una parte, anzi una parte limitata, dell'intera portata si disperde nella percolazione di —330. Se così non fosse, oggi troveremmo qui vani di una certa vistosità e non angusti cunicoli. La maggior parte dell'acqua catturata dal P. 108 segue un percorso che oggi possiamo ricostruire soltanto in via ipotetica perchè non è percorribile. Esse vanno a mescolarsi con le acque percolanti delle perdite del tratto a monte del P. 108, ed assieme ad esse scendono, con via più diretta, evitando la trattenuta di —330. Per esse, un ruolo analogo a quello della «sala delle spugne» è sostenuta dal gruppo di fusi di quota —360 (Fig. 5, 9). Questo fascio di fusi è situato quasi sulla verticale del P. 108 e deve la sua origine al medesimo meccanismo. L'azione di richiamo di questo vano, facilitata dalla sua posizione, in asse con il sistema di canalizzazione isogravitazionale determina ben presto un deflusso intenso, e finisce col convogliare qui la parte principale del corso d'acqua ipogeo. Lungo la linea eterogravitazionale 340-360, orientata in interstrato con decorso da Sud a Nord si delinea quindi una differenziazione. A monte della caverna —360, la percolazione di —330 raccolta nella «sala delle spugne» si limita a terebrare un modesto cunicolo meandrizzato, retroverso rispetto alle vene idriche di interstrato soprastanti (Figura 5, 10): e sarà questo l'attuale cunicolo —340. A valle (cioè a Nord) di detta caverna si ha di nuovo un vero corso inalvato, eterogravitazionale in quanto abbozzato sul livello di trattenuta del basso Dogger, ma ormai sospeso e pertanto analogo alla galleria 128-164, della quale ripete esattamente la morfologia e come essa soggetto a perdite (Fig. 5, 11). Sotto ad esso stanno già ampliandosi i soliti fusi destinati a incrementare ulteriormente il sistema sempre più profondamente nei calcari liassici (Fig. 5, 12).

III fase — L'abisso è ora già delineato e, pur mancando ancora una apertura in superficie, si è già stabilita una continuità morfologica secondo il seguente schema: P. 128 — galleria 128-124 — P. 108 — caverna 368 — fenditura 368-394, con una diramazione di minore entità da quota —275 alla «sala delle spugne» alla caverna —368. Tutti questi vani sono in fase giovanile erosiva, percorsi da acqua corrente. Mentre si stanno evolvendo i vani profondi, destinati ad accrescere la complessità del sistema interessando anche i calcari liassici, le cavità già formate vanno incontro ad una normale evoluzione. Il corso eterogravitazionale sospeso di 128-164 è, più degli altri, soggetto a modificarsi, seguendo lo schema generale di insenilimento. Si viene

ad avere qui, come di regola, il fenomeno dell'*arretramento dell'inghiottitoio* (MAUCCI, 14 - WARWICK, 5. III), dovuto al graduale incremento verso l'alto dei fusi a monte del P. 108 alimentati dalle acque di perdita. Si apre quindi, nel letto della galleria, prima il modesto P. 20 (con un accenno a retroversione), poi il sistema P. 44-P.57 (Fig. 5, 13). L'acqua inalvata viene quindi ora deviata lungo una nuova direttrice isogravitazionale, secondo il percorso P. 128 — P. 44 — P. 57, direttamente alla caverna —368. La galleria 128-164 ed il P. 108 restano esclusi dal percorso e vanno incontro ad un deciso insenilimento. La galleria, già assestata su una struttura staticamente equilibrata, non è soggetta a modificazioni ulteriori e conserva la sua morfologia ormai abortita. Il P. 108 passa dalla morfologia erosiva a quella graviclastica ed infine a quella chimioclastica.

Nel P. 128, la sommità è venuta avvicinandosi sensibilmente alla superficie. Si sta abbozzando la dolina d'accesso, e il diaframma che la separa dal pozzo si logora in un disfacimento chimioclastico. Soltanto sul lato orientale rimane in funzione il grande fuso laterale ancor oggi visibile (Fig. 5, 14).

Più intensi invece sono i fenomeni che interessano la parte più profonda dell'abisso.

Nonostante l'insenilimento del P. 108, la percolazione di —330 non è scomparsa. Essa infatti non è un corso inalvato alimentato direttamente dalle acque già canalizzate, è soltanto una zona di imbibizione molto vascolarizzata che raccoglie e trattiene acque di perdita (che esistono ancora) ed anche acque di provenienza più lontana, come ad esempio quelle inghiottite dalla grotta del Ciabattino. (N. 81 V) (Fig. 5, 15). Questa percolazione sopravvive quindi all'insenilimento del P. 108 e conserva una certa attività idrica nel tratto cunicolo 312-331 — «sala delle spugne»-cunicolo —340. Naturalmente la portata è diminuita notevolmente e pertanto l'efforazione di —340 si evolve nel profilo gravitazionale attualmente esistente, e nella «sala delle spugne» all'originale morfologia erosiva si sovrappone una morfologia chimioclastica e parzialmente litogenica.

Prosegue invece energicamente l'evoluzione erosiva del tratto caverna —368-fenditura —368-394, dove l'alimentazione non è diminuita. Qui si ripetono, con rimarchevole esattezza, i fenomeni che hanno caratterizzato il progredire del sistema 128-164. La fenditura 368-394 si affossa a cañon, con percorso rettilineo e una forte caduta di livello (Fig. 5, 16). Si formano quinte e marmitte di erosione. Al di sotto del letto si hanno le normali perdite e la formazione delle solite protocavità fusiformi. Non tarda quindi la cattura del corso, ormai decisamente sospeso, per opera di quello che diverrà il P. 188, il quale compie qui la stessa funzione esercitata più in alto dal P. 108 (Fig. 5, 17). Riprende cioè il drenaggio isogravitazionale richiamato dall'ultimo e definitivo livello di trattenuta del basso Lias. (Fig. 5, 18).

IV fase — Ormai la continuità idrologica del sistema sotterraneo è spezzata, ed i fenomeni di insenilimento vanno affermandosi nei tratti abbandonati dall'acqua. Tutta la parte più elevata dell'abisso vede gradualmente ridursi l'apporto idrico, in quanto l'abrasione superficiale ha ridotto ad una esile potenza la copertura dei calcari cœroidi fratturati ed imbevuti che fin qui avevano determinato l'alimentazione idrica del sistema. Quindi anche il

relitto del corso sospeso (P. 128-P. 57) finisce col non essere più percorso da acque, ed anche qui le morfologie di insenilimento cominciano a sovrapporsi ai tratti erosivi giovanili.

Rimane in attività soltanto l'ultima parte, e cioè il sistema caverna —368-fenditura 368-394-P. 188. Anche qui però il diminuito apporto idrico permette l'abbozzarsi di alcuni tratti morfologici di insenilimento (morfologie gliptoclastiche a —368, litogenesi giovanile nel P. 188 ecc.). Tuttavia il progredire del sistema non è arrestato. Le perdite per la percolazione a monte del P. 188 scendono nelle litoclasti dei calcari grigi liassici fino al livello di trattenuta di —580. Qui troviamo un drenaggio eterogravitazionale, mentre sopra ad esso prosegue la genesi e l'incremento dei fusi. Questa situazione, congiunta all'esistenza del vistoso fascio di diaclasi Nord-Sud, deve necessariamente portare ad un fenomeno di retroversione. Ecco quindi alla base del P. 188, formarsi la fenditura 582-594, galleria eterogravitazionale di drenaggio, diretta da Nord a Sud e quindi esattamente retroversa rispetto ai vani soprastanti.

Ultimo fenomeno: il cedimento chimoclastico del soffitto del P. 128, e quindi l'apertura dell'abisso in superficie. E' così definitivamente acquisita una continuità di vani sotterranei, su un dislivello di 594 metri, che fa dell'abisso della Preta la grotta più profonda d'Italia. (1)

Com'è noto, nel 1926 e nel 1927 la Spluga della Preta fu esplorata dal S.U.C.A.I. di Verona sotto la direzione di G. Cagianca. Il rilevamento di allora, eseguito da L. de Battisti, presenta rispetto al nostro alcune notevoli differenze che è necessario esaminare.

Il problema della profondità non è facile da chiarire, in quanto le relazioni del 1926 (SUCAL, 20) e del 1927 (CABIANCA, 6) risultano a questo proposito un po' lacunose. Nel 1926 sarebbe stata raggiunta quota —520, nel 1927 quota —637. Queste due cifre ci appaiono comunque esagerate. Analizzando le relazioni (20) e (6) si constata una discreta corrispondenza di quote fino poco oltre alla «sala delle spugne»: le divergenze fra i rilievi 1926 ed i nostri, rientrano fin qui nei limiti di una percentuale d'errore accettabile.

Non abbiamo invece nessuna indicazione su dove collocare le quote —430 e —637. Non è stato possibile rinvenire nessuna scritta (tranne quelle di quota —272) e le descrizioni sono troppo vaghe e talora palesemente inesatte. L'unico indizio potrebbe essere dato dal fatto, risultante dalla relazione CABIANCA (6), che a quota —520 furono piantati nella roccia tre chiodi di ferro ad anello. Ora noi abbiamo rinvenuto tre chiodi corrispondenti alla descrizione... ma a quota —394. In base a questo fatto il grande pozzo di 159 metri, risultante sui vecchi rilievi si ridurrebbe a soli 24 metri: inverosimile errore (del 600%), purtroppo però avvalorato anche dal fatto (risultante dalle relazioni) che il pozzo sarebbe stato disceso soltanto con

1) Quale sarà il destino ulteriore dell'abisso? Se ci è lecito tentare di spingere fino all'avvenire le nostre deduzioni, possiamo prevedere: l'assessamento dell'imbuto d'accesso ad una morfologia doliniforme, l'obliterazione del tratto cunicolo 312-331, «spugne», cunicolo 340, per riempimento mecanoclastico, l'arretramento dell'inghiottitoio del P. 188. con conseguente insenilimento di quest'ultimo.

manovre di corde e in taluni punti anche senza (si veda SUCAL, 20, pag. 28). Ciò sarebbe impossibile nel successivo P. 188. (1)

Il P. 188 sarebbe quindi il P. 117 di de Battisti: la sua descrizione risponde bene con le nostre osservazioni, specialmente riguardo la disposizione elicoidale dei ripiani. Qui però ci troviamo di fronte ad una differenza opposta, nei riguardi della profondità. Questa differenza si spiega tuttavia con facilità. Al fondo del pozzo, de Battisti trovò un lago dalla superficie di metri 15 x 5 circondato da una specie di cornicione concrezionato, a ballatoio, sul quale egli poté inoltrarsi. Ora, esattamente 117 metri sotto all'orifizio del pozzo esiste effettivamente un ripiano a cornicione concrezionato, corrispondente alla descrizione di de Battisti. Si deve quindi ritenere che nel 1927 si trovava qui il pelo di quell'acqua che oggi stagna 71 metri più in basso. Quest'ipotesi mi sembra accettabile, in quanto oscillazioni isostatiche di livelli piezometrici sotterranei, di questo ordine di grandezza, sono già state riscontrate in diversi casi. (2)

In base alle suesposte considerazioni, la corrispondenza fra le quote rilevate nel 1926-27 e quelle rilevate nel 1954 potrebbe essere rappresentata dalla seguente tabella:

	1926-27	1954	Differenza
Base del primo pozzo	128	128	—
Orifizio del P. 108	160	164	+ 4
Base del P. 108	265	272	+ 7
Imbocco del primo cunicolo	299	312	+ 13
Sala delle Spugne	315	339	+ 24
Caverna della cascata	361	368	+ 7
?	420	?	
?	480	?	
Orifizio del P. 188	520	394	—126
Limite raggiunto nel 1927	637	511	—126
Base del P. 188	—	582	
Fondo dell'abisso	—	594	

Non mi è stato possibile esimermi dall'ingrato dovere di rettificare le osservazioni dei primi esploratori. Posso tuttavia affermare che quegli errori, dovuti ad insufficiente strumentazione, nulla tolgono al valore dell'impresa compiuta dagli uomini diretti da CABIANCA e DE BATTISTI. Le esplorazioni del 1926 e del 1927, condotte con mezzi tecnici primitivi, ma con encomiabile serietà di intenti, devono essere considerate per l'epoca in cui ebbero luogo, come una delle più belle imprese della storia della speleologia. (3)

1) E' degno di nota il fatto che secondo la relazione (20), la quota — 520 sarebbe stata rilevata con l'altimetro. Ciò spiegherebbe l'errore, in quanto è noto quanto poco attendibili siano i dati altimetrici rilevati in grotta.

2) Grotta di Trebiciano (N. 17 V.G.) da quota +12 s.m. a quota +112,50; abisso di Verco (N. 1404 V.G.), da quota +82 a quota +170 circa; grotta di Gradisce presso Postumia da quota +364 a quota +425; ecc.

3) Non sarà inutile ricordare che purtroppo, per quanto riguarda la profondità dei maggiori abissi, molte cifre ufficiali non hanno retto alla critica e non soltanto per le vecchie esplorazioni. Valga qualche esempio:

Quanto alla posizione fra i maggiori abissi del mondo, la Spluga della Preta si trova probabilmente al quarto posto.

La precedono:

1) *Gouffre-grotte Berger*, presso Grenoble (Francia). Il 24 settembre fu raggiunta la profondità di 903 metri. E' una lunga galleria interrotta da modesti pozzi verticali e percorsa da un torrente. (Nessuna notizia ufficiale è stata finora pubblicata (1).

2) *Gouffre Lepineux, o de la Pierre Saint-Martin*, sui Pirenei (contestata fra Francia e Spagna). E' un pozzo verticale di 360 metri che porta ad un seguito di vaste caverne percorse da un torrente. Non si conosce la profondità esatta, in quanto non è stata ancora pubblicata nessuna relazione ufficiale, nonostante abbiano avuto luogo già tre spedizioni. Sono state comunicate le cifre di 728 e perfino 770 metri, ma l'unico rilevamento topografico eseguito non segna che 659 metri (2), anche essi, del resto, non ufficiali (3). Questo abisso è molto probabilmente più profondo della Preta, ma sarebbe consigliabile mantenerlo «sub judice» in attesa di conoscere le relazioni ufficiali, o almeno fino a tanto che i suoi esploratori riescano a mettersi d'accordo fra di loro sulla profondità raggiunta.

3) *Sistema sotterraneo del Dent de Crolles* presso Grenoble (Francia). E' un reticolo di gallerie e di pozzi, molto complesso, con diversi sbocchi all'aperto. Il dislivello fra l'imbocco superiore (P. 40) e quello inferiore (risorgenza della Guiers Mort) era stato inizialmente calcolato in 658 metri, e questa cifra compare in tutte le relazioni ufficiali. Recentemente NOIR ha effettuato una revisione delle quote, riducendo il dislivello a 603 metri. (2).

L'abisso della Preta resta comunque la più profonda grotta d'Italia.

Le osservazioni esposte nel presente lavoro sono state raccolte nel corso della spedizione effettuata dalla Sezione Geospeleologica della Società Adriatica di Scienze Naturali di Trieste, nei giorni 8-17 agosto 1954.

La direzione tecnica della spedizione era affidata a Luigi de Martini, e ad essa hanno partecipato le seguenti persone: L. de Martini, W. Maucci, F. Caranzulla, S. Bartoli, L. Tomini, A. Cecchini, M. Gazzin, U. Vranich,

In Francia: *Gouffre-grotte de la Luire*, fu ridotta da m. 441 a m. 348; *Gouffre de Caladaire*, da m. 551 a m. 487; *Reseau de la Dent de Crolles*, da m. 658 a m. 603.

In Spagna: *Sima del Agua*, da m. 665 a m. 215 (!)

In Austria: *Tonionschacht*, il limite dell'esplorazione 1929 fu ridotto da m. 532 a m. 451; *Geldloch*, da m. 514 a m. 437.

In Jugoslavia: *Abisso di Montenero*, da m. 480 a m. 370.

In Italia: *Grotta delle Tassare*, da m. 505 a m. 343.

E' evidente che quanto più un abisso è profondo, tanto più aumentano le possibilità di errori, sia a causa della difficoltà di rilevamento, sia per l'inevitabile stanchezza e minore efficienza degli operatori, sia purtroppo per una comprensibile (ma non giustificabile) ambizione, che può indurre ad accettare per buone misure non sufficientemente precise. E' per questo che le cifre di profondità riguardanti i grandi abissi, specie se di vecchia data, devono essere accolte con molta prudenza. Del pari è necessario diffidare da certe cifre sensazionali che si leggono di tanto in tanto sulla stampa e talora anche su periodici di qualche autorevolezza.

1) Nel 1955 vi sarebbe stata raggiunta la profondità di 980 metri.

2) Notizie cortesemente fornite da J. NOIR.

3) Mi si conceda di conservare una certa diffidenza verso questa cifra, che supera di un solo metro quella di 658, allora accettata per il sistema del *Dent de Crolles*, fino a quel momento il primo del mondo.

C. Scala, D. Rigo, G. Ferraris, M. Decchi, G. Cobol, N. Annesi, G. Tagliapietra, N. Belli, C. Perotti, M. Fabian, A. Sigon, R. Tommasini.

Il fondo fu raggiunto alle ore 13,02 del 12 agosto, da W. Maucci, A. Cecchini, M. Gazzin, U. Vranich, A. Sigon.

Il rilevamento fu effettuato da W. Maucci e da L. de Martini.

La direzione del campo base era affidata a F. Caranzulla.

Sento un dovere di rivolgere un sentito ringraziamento a tutte le persone ed Enti che, in varia guisa, hanno contribuito all'allestimento ed allo svolgimento della spedizione ed alla valorizzazione dei risultati.

Mi è grato ricordare le Autorità militari del Comiliter di Bolzano e del 103° Btg. Fucilieri (ten. col. Gentiloni) per i materiali da bivacco e da collegamento e per i mezzi di trasporto concessi alla spedizione,

il Comune di Trieste, che ha messo a disposizione un mezzo di trasporto,

l'Ente Provinciale per il Turismo di Verona, per un contributo finanziario,

l'A.C.E.G.A.T. di Trieste, per il prestito di un cavo d'acciaio ed alcuni tendicavi,

le Autorità comunali di Verona, di Erbezzo e di Boscochiesanuova, e la Comunità della Lessinia, per le cordialissime accoglienze,

il medico condotto di Erbezzo, dott. Laciniati, per l'assistenza sanitaria prestataci,

il Museo Civico di Storia Naturale di Verona, per il suo contributo in attrezzatura,

l'Associazione XXX Ottobre di Trieste, pure per il suo contributo in attrezzi e per la partecipazione di A. Sigon e R. Tommasini.

Un ringraziamento particolare lo devo al prof. Angelo Pasa, del Museo di Verona, alla cui cortesia devo la maggior parte delle notizie di carattere statigrafico che mi sono state necessarie per l'esecuzione del presente lavoro, e dei cui consigli e suggerimenti mi sono largamente giovato.

BIBLIOGRAFIA

- 1) BOCK H. — *Die Fledermaushöhle in der Tonionalpe, bei Maria Zell (Steiermark)*, Mitt. Höhlen- u. Karstforschung, 3, 1938.
- 2) BOEGAN E. — *Le più profonde cavità sotterranee del mondo*, Grotte d'Italia, II, 4, 1928.
- 3) BOEGAN E. — *The deepest grottoes in the world*, Caves and Caving, 1, 2, 1937.
- 4) BOEGAN E. — *Il Timavo, studio sull'idrografia carsica subacrea e sotterranea*, Mem. Ist. Ital. di Spel., serie geol. e geof., II, 1938.
- 5) *British Caving*, by members the Cave Research Group, Cullingford, London, 1953.
- 6) CABIANCA G. — *L'abisso più profondo del mondo*, Riv. Mensile C.A.I. Verona, 4-5, 1930.
- 7) CASAJUANA J. M. T. - MONTORIOL POUS J. — *La cueva del Agua*, Speleon Oviedo, II, 1, 1951.
- 8) CASAJUANA J. M. T. - MONTORIOL POUS J. — *Los fenomenos Karsticos de Parelleta*, ibid.
- 9) DE MARTINI L. — *Osservazioni su tre inghiottitoi fossili della zona di Gabrovizza (Carso Triestino)*, Boll. Soc. Adr. Sc. Nat., XLVI, 1951-52.
- 10) KYRLE G. — *Grundriss der theoretischen Speläologie*, Wien 1923.
- 11) MAUCCI W. — *La grotta Vittoria di Aurisina*, Alpi Giulie, Trieste, 1950.
- 12) MAUCCI W. — *L'abisso di Opicina Campagna (N. 3873 F. C.)*, Rass. Spel. Ital., II, 1-2, 1950.
- 13) MAUCCI W. — *Studio sulla grotta di Padriciano (N. 12 V. C.)*, ibid. III, 4, 1951.
- 14) MAUCCI W. — *L'ipotesi dell'erosione inversa come contributo allo studio della speleogenesi*, Boll. Soc. Adr. Sc. Nat., XLVI, 1951-52.
- 15) MAUCCI W. — *Inghiottitoi fossili e paleoidrografia epigea del solco di Aurisina (Carso Triestino)*, Atti del I Congresso Internazionale di Speleologia, Parigi, 1953 (in corso di stampa).
- 16) MONTORIOL POUS J. — *Los procesos clásticos hipogeos*, Rass. Spel. Ital., III, 4, 1951.
- 17) PASA A. — *I depositi quaternari del Ponte di Veja*, Mem. Mus. Civ. St. Nat., Verona, II, 1950.
- 18) PASA A. — *Un deposito ossifero postglaciale nel Bus de la Fanta (Alti Lessini Veronesi)*, ibid., III, 1951.
- 19) PASA A. — *Carsismo e Idrografia Carsica nel gruppo del M. Baldo e nei Lessini Veronesi*, Centro Studi Geografia Fisica, Bologna, Ricerche sulla Morfologia e Idrografia Carsica, 5, 1954.
- 20) S.U.C.A.I. Verona - STEGAGNO G. — *L'abisso più profondo del mondo finora esplorato*, Grotte d'Italia, 1, 2, 1927.
- 21) TROMBE F. — *Traité de Spéléologie*, Paris, 1952.

L'ESPLORAZIONE DELLA GROTTA SORGENTE DEL RIO BASINO (ROMAGNA)

Sulla guida di un lavoro del geografo G. B. de Gasperi, pubblicato nella Rivista Geografica Italiana del lontano 1912 (1), il Gruppo Grotte «Pellegrino Strobel» di Parma iniziò nell'ottobre 1952 e continuò negli anni successivi, una serie di esplorazioni rivolte alla soluzione del problema idrografico del Rio Stella, inghiottito a sud della Riva del Gesso e ritornante alla luce nella valle del Rio Basino.

Il nome di Rio Stella, riportato nella tavoletta di Casola Valsenio (Foglio 99-IV-SE) della carta topografica dell'Istituto Geografico Militare, secondo il De Gasperi deriverebbe da un'arbitraria resa in italiano della dizione dialettale che suona Re-d-s'-terra, e che significherebbe Rio di sotto terra.

«Assai interessante, forse il più interessante fra i fenomeni osservati in questa zona di gessi» sono le parole del De Gasperi «è una valle chiusa, con un bacino esteso Km. 1,6; sul quadrante Casola Valsenio è indicata come "Valle Restella,».

Oggi grazie alle nuove carte topografiche, possiamo affermare con maggiore esattezza che il bacino idrografico contribuente del R. Stella, sviluppatosi quasi interamente nelle marne argillose mioceniche e addossato a nord-est alla ripida pendice della Riva del Gesso, presenta una superficie di Kmq. 1,56, un'altitudine massima di m. 494 (contrafforte occidentale di M. Mauro), un'altitudine media di m. 339 ed un'altitudine minima di m. 225 (punto di scomparsa delle acque del R. Stella).

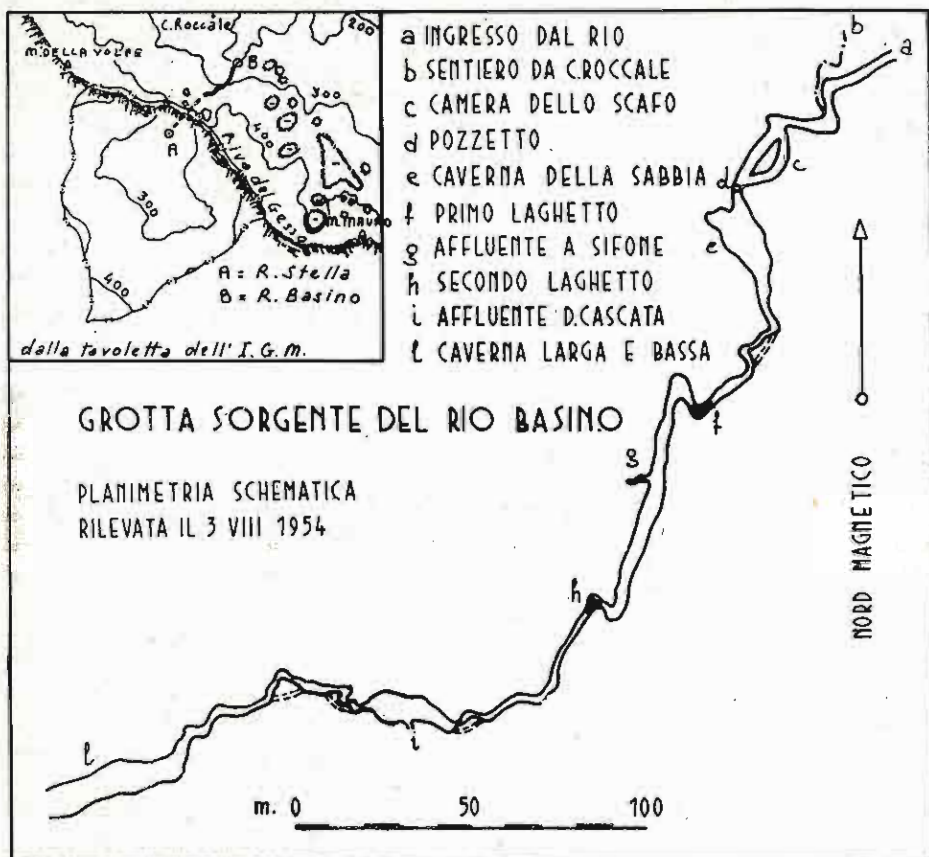
In previsione di un'eventuale importanza idrografica del traforo operato dal R. Stella, alle esplorazioni condotte dal Gruppo Strobel vennero interessati l'Ufficio Speciale del Genio Civile per il Reno, che fu largo di mezzi ed aiuti economici, e l'Ufficio Idrografico di Bologna, per quegli accertamenti di idrologia e meteorologia ipogee che si sarebbero ritenuti opportuni. Purtroppo difficoltà pratiche per la sistemazione e lettura degli apparecchi, onde avere un periodo continuo d'osservazione, hanno indotto quest'ultimo Ufficio a soprassedere al programma precedentemente stabilito. (2)

E' doveroso pure segnalare la partecipazione e l'impegno dimostrato durante le esplorazioni dal Sig. Alfredo Oriani, studente d'ingegneria, dai fratelli Ceroni, tutti di Casola Valsenio, e dai giovanissimi Boy Scouts Pietro Ugolotti-Serventi e Stefano Vettori di Parma.

1) De Gasperi (G. B.) — Appunti sui fenomeni carsici nei gessi di M. Mauro (Casola Valsenio). «Rivista Geografica Italiana», a. XIX, 1912, pag. 319-326.

2) Colgo l'occasione per rinnovare anche in questa sede il più vivo ringraziamento all'allora Direttore dell'Ufficio del Reno Ing. Armando Piccoli e al Direttore dell'Ufficio Idrografico di Bologna Ing. Mario Rossetti per la comprensione e l'appoggio dimostrato.

Ad una prima ricognizione con esito negativo, rivolta all'ubicazione della grotta inghiottitoio del R. Stella, già descritta dal De Gasperi, compiuta nell'ottobre 1952, seguirono nel 1953 tre sopralluoghi alla grotta sorgente del R. Basino, che ne permisero prima l'ubicazione, poi l'accertamento della portata di piena del rio e quindi una ricognizione della grotta di sbocco per circa trecento metri. Nell'agosto del corrente anno venne infine eseguito un rilievo planimetrico sommario con bussola e cordella metrica dei primi quattrocento metri di tale grotta, che viene presentato con la presente relazione. Nel prossimo anno il Gruppo Strobel intende condurre a termine



l'esplorazione della cavità ed eseguire un rilievo topografico completo di maggior precisione.

L'ingresso alla grotta, aprentesi al piede di un'alta parete gessosa all'origine del R. Basino e alla quota di 176 metri sul livello del mare (3), può essere raggiunto sia risalendo da valle il corso del rio sia scendendo da Casa

3) Long. W (M. Mario) $0^{\circ} 45' 46''$; Lat. N $44^{\circ} 14' 49''$; distanza m. 1190 in direzione E 2° N dalla vetta del M. della Volpe (m. 497).

Roccale, dopo essersi aperto il varco nell'ultimo tratto attraverso una fitta boscaglia di rovi.

Seguendo quest'ultimo itinerario si raggiunge un ponte naturale di roccia, che nasconde l'imboccatura della grotta, dalla quale esce una corrente d'aria fredda che continuamente agita la ricca vegetazione delle immediate vicinanze. Per una piccola cengia artificiale ricavata artificialmente nella parete della sinistra idrografica si penetra nella cavità e si scende a raggiungere il letto del rio sotterraneo. La luce dell'esterno arriva a trenta metri dall'ingresso, per poi sparire alla seconda curva della galleria.

A 43 metri, sempre dall'ingresso, si penetra attraverso uno stretto passaggio nella prima sala, ove sono evidenti tracce dei vari livelli di approfondimento del rio, il cui lavoro di erosione ha isolato quasi al centro della sala un grande blocco di gesso cesellato in forma di scafo. Al termine di questa sala si discende un piccolo pozzetto fra blocchi di frana per ritrovare il livello del rio. Da questo pozzetto esce una fortissima corrente d'aria che più di una volta è riuscita a spegnere la fiamma delle lampade a carburo e delle torce a vento.

Si raggiunge quindi un vasto ambiente sulla cui sinistra si trova un esteso deposito di sabbia. La galleria continua sempre, ora fra pareti levigate di gesso in posto, ora fra cumuli di frana che obbligano a piccole deviazioni dall'assé del rio.

A 140 metri dall'ingresso la galleria, in corrispondenza di una curva stretta, si restringe fra ripide pareti ed il fondo è occupato da un laghetto profondo metri 1,20 che bisogna guardare. Quindi per 70 metri la grotta si sviluppa su due piani: quello inferiore percorso dal rio, che in questo tratto riceve sulla sinistra il modesto contributo di un affluente, chiuso dopo qualche metro da un sifone, e quello superiore asciutto, parallelo al precedente, con saloni alti fino a 20 metri e più.

Dopo aver superato un secondo laghetto e altri due tratti in frana, la galleria raggiunge a 290 metri dall'ingresso un'ampia sala, dalla cui parete di destra scende una cascata d'acqua con belle incrostazioni calcaree. Oltre questa camera si prosegue ancora per altri 100 metri sempre attraverso frane disagiati, che obbligano talvolta a giri viziosi, fino all'ultimo tratto esplorato, costituito da una galleria larga una decina di metri, con fondo di grossi ciottoli e ghiaie incrostate, tetto di gesso in posto, alta 80 centimetri. La presenza di una notevole corrente d'aria in questa caverna dall'interno verso l'esterno ci è valida prova di un'ulteriore prosecuzione della cavità; è ciò che verrà appurato nelle successive esplorazioni.

Descritta in modo schematico la parte percorsa della grotta passiamo ora a illustrare i dati raccolti.

Il 21 maggio 1953 venne osservata una temperatura dell'aria di 9°,8 nel pozzetto al termine della camera dello scafo, una seconda di 10° a 30 metri dall'ingresso (essendo quella dell'acqua del rio di 10°, 9) con una temperatura dell'aria esterna all'ombra di 11°. Il 31 maggio 1953, sempre a 30 metri dall'ingresso, la temperatura dell'acqua del rio in piena era di 12°,7 e quella dell'aria di 11°,6. Il 28 giugno 1953 vennero infine osservate le seguenti tem-

perature: aria e acqua nella camera della cascata 11°,1, acqua della cascata 12°,1, acqua dell'affluente a sifone 12°,7.

Da questi dati si può rilevare come dopo 39 giorni si ebbe un aumento della temperatura dell'aria di 1°,3 e dell'acqua del rio di 0°, 2. E' interessante far notare come le temperature dell'acqua dei due affluenti ipogei (cascata e sifone) siano superiori a quella del rio principale e quindi questi apporti debbano provenire da cavità minori e più superficiali.

La portata del R. Basino all'ingresso della grotta, misurata con molinello Ott, è stata accertata il 31 maggio 1953, all'inizio della fase discendente dell'onda di piena, in 1/sec. 485, e il 28 giugno 1953 in 1/sec. 29; nell'agosto del 1954 tale portata si era ridotta, a stima, da 4 a 5 1/sec.

Per i valori delle portate suddette si ottengono i seguenti contributi unitari, espressi in litri al secondo per chilometro quadrato, riferito al bacino del R. Stella: 31 maggio 1953: 1/sec.kmq. 310,9

28 giugno 1953: 1/sec.kmq. 18,6

3 agosto 1954: 1/sec.kmq. da 2,6 a 3,2

Valori questi che risultano tutti troppo elevati, per cui il reale bacino contribuente del rio sotterraneo, oltre a quello del R. Stella, deve probabilmente interessare con i due affluenti ipogei gli adiacenti rilievi di M. Mauro e del M. della Volpe.

Allo stato attuale delle ricerche ancora più di 400 metri ci separano in linea retta dal punto di scomparsa del R. Stella. Qualora, in seguito alle future esplorazioni, la prosecuzione della grotta percorsa dal rio sotterraneo sarà accessibile all'uomo, la Grotta sorgente del Rio Basino potrà a buon diritto allinearsi con le già famose grotte di risorgenza dei gessi emiliani, quali la Risorgente dell'Acqua Fredda, la Grotta del Farneto e la Grotta Michele Gortani.

Nota aggiunta in sede di correzione di bozze

Una successiva esplorazione, compiuta il 22 luglio 1955, ha permesso un ulteriore riconoscimento del percorso sotterraneo del Rio Basino per altri 300 metri, con la scoperta di altre caverne di notevoli dimensioni. La via dell'ingresso superiore sembra però ancora preclusa da una vasta superficie franosa.

SU DI UN CASO DI RETROVERSIONE

Il termine «retroversione» è stato introdotto nella speleologia dal Maucci (1) per indicare la direzione di una cavità invertita rispetto a quello del corso d'acqua superficiale. Già il Martel (2) nello schizzo de l'Embut de Saint Lambert ne dà un evidente esempio pur senza soffermarsi sul fenomeno; il Boegan (3) ne diede l'interpretazione grafica, ma il Maucci ne porta numerosi esempi che gli servono quale fondamento per una distinzione morfologica e genetica fra inghiottitoi diretti ed inversi.

Mi è sembrato pertanto interessante segnalare un caso di inversione interna, cioè rispetto ad un corso d'acqua già ipogeo, che non può, a mio parere, avere la generi che il Maucci ha generalizzato nella sua ipotesi sulla retroversione del corso.

Il fenomeno si verifica nella Grotta II di La Val (Pradis di Sotto nel Comune di Clauzetto-Udine) a 125 metri dall'ingresso della cavità, ed interessa circa 70 metri di galleria su di una profondità di 40 metri.(fig. 1).

Un piccolo corso d'acqua attraversa la cavità, defluendo in direzione N, in una galleria a meandri stretta in media cm 60 ed alta oltre 5 metri, supera al punto 1 tre piccoli salti, e si riversa in un pozzo di 16 metri; si incanala in una fessura (punto 3) che piega a NE e passa ad alimentare direttamente dal punto 4 il laghetto esistente al punto 7, quindici metri più basso, evitando il piccolo ripiano ai punti 5 e 6. Dal laghetto al punto 7 l'acqua filtra attraverso la roccia e si immette in una galleria larga circa 4 metri (punti 9, 10 e 11) che si abbassa rapidamente fino a circa 40 cm all'inizio di un laghetto lungo una decina di metri. Oltre il laghetto la galleria mantiene sempre la stessa larghezza media, ma l'acqua vi scava al centro un fosso che incanala le acque fino al laghetto al punto 12, che l'acqua raggiunge con un piccolo salto di un metro. A quest'ultimo laghetto confluisce un altro piccolo corso d'acqua proveniente da E (punto 13), per continuare nelle più vaste gallerie seguenti che hanno una direzione generale NO.

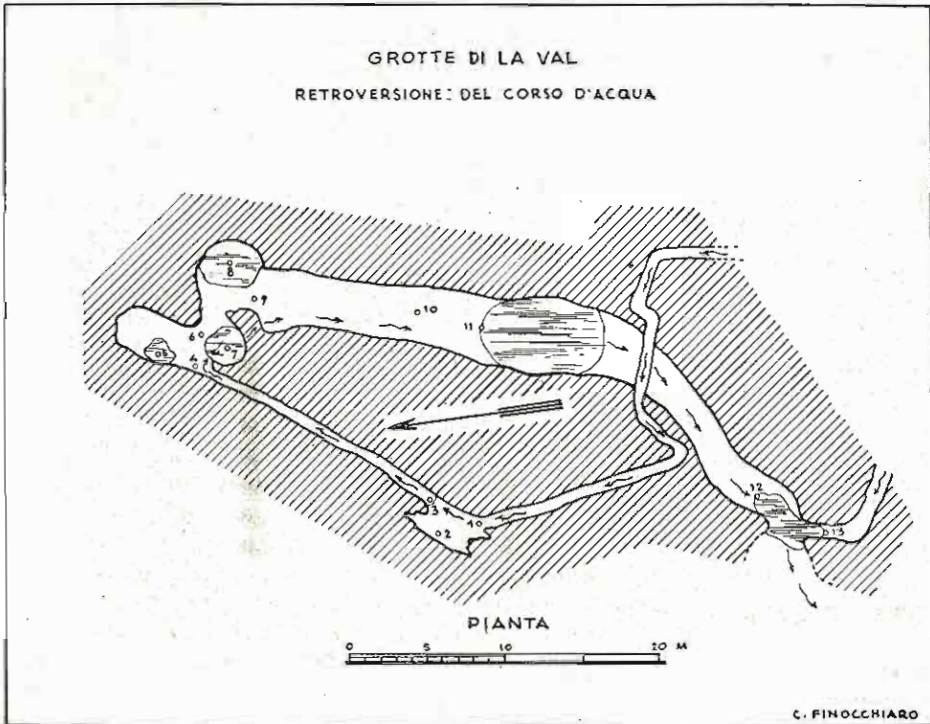
E' appunto dal punto 9 al punto 12 che la direzione di deflusso delle acque è invertita rispetto alla precedente e poichè tale inversione non si può attribuire alla meandricazione; evidentissima in altri punti della cavità, ho stimato interessante darne notizia e ricercarne le possibili cause.

La parte di cavità che stiamo considerando è interessata da alcune dia-

- 1) W. MAUCCI — *L'ipotesi dell'erosione inversa come contributo allo studio della speleogenesi* — Boll. Società Adriatica di Scienze Naturali. Trieste Vol. XLVI 1951-1952.
- 2) E. A. MARTEL — *Les abimes* — Paris 1894 (pag. 417).
- 3) E. BOEGAN — *Il Timavo* — Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia Trieste 1938 (pag. 110).

clasi chiaramente riconoscibili e che hanno in diverso modo intaccato gli strati calcarei almeno in senso verticale. Nel profilo schematico longitudinale (fig. 2) ho cercato di rendere quanto più possibile evidenti i vani originati dalle diaclasi, tracciando con linea tratteggiata le fratture negli strati, che segnano i limiti accessibili delle diaclasi stesse, con linea continua i vani dove le pareti si presentano compatte o l'indagine è impossibile per il materiale di riporto.

La diaclasi maggiore ha dato origine al primo pozzo (punti 1-3), alla galleria dal punto 3 al 4 ed alla cavernetta ai punti 5 e 6, prolungandosi in

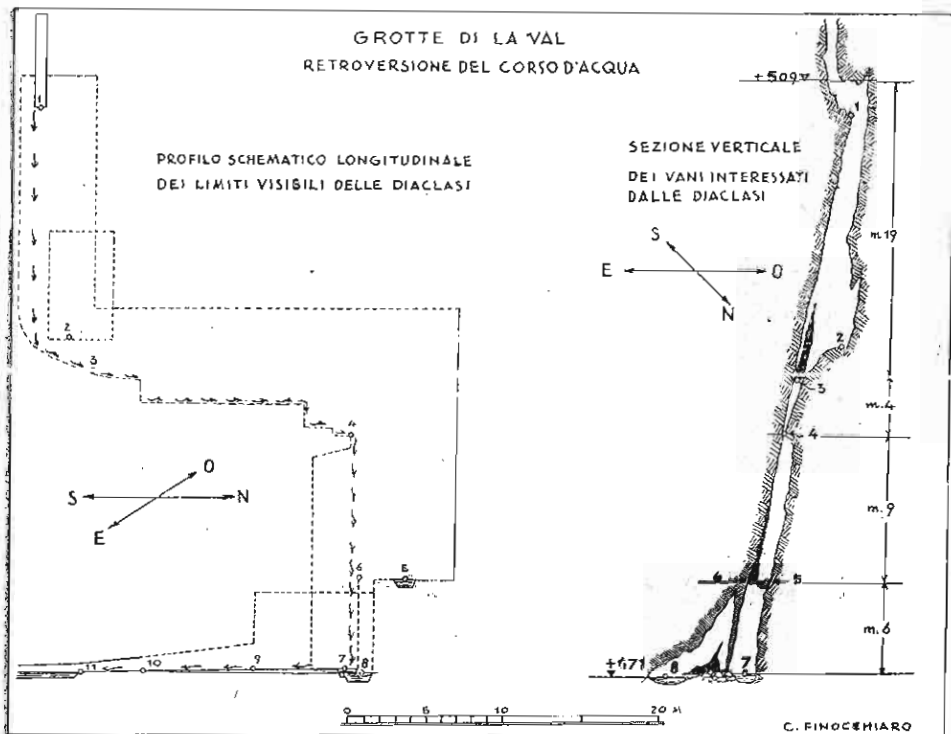


profondità fino al punto 7. Per effetto dell'arretramento della cascata, il laghetto al punto 5 è ormai avanzato di qualche metro rispetto al punto di caduta dell'acqua che battendo sulla parete all'altezza del punto 6, si frange ed alimenta direttamente il sottostante laghetto (punto 7). Mi sembra evidente che la diaclasi, mentre si andava esaurendo nel senso della lunghezza, interessava con maggior forza strati via via più profondi fino a giungere all'altezza di un'altra diaclasi vicinissima e parallela (punti 9 e 10). L'acqua non deve aver avuto difficoltà ad abbattere il diaframma fra le due diaclasi, ammesso che tale diaframma sia mai esistito. Questa seconda diaclasi evidentemente non intacca strati più profondi, o per lo meno le fratture non raggiungono vani beanti. Del resto è limitata e sul soffitto della galleria 9-11 sono ben visibili i segni del suo esaurimento tanto che al punto 10 la volta si presenta

compatta ed ha la classica sezione di cunicolo a condotta forzata aperto lungo un giunto di stratificazione.

Per completare il quadro ho segnato una terza diaclasi (punto 2) che però non rientra fra gli elementi che hanno dato origine alla retroversione; tale frattura costituisce semplicemente una cavernetta laterale che l'acqua non raggiunge più.

Dobbiamo notare ancora che gli strati hanno una leggera inclinazione a NO e che pertanto nella galleria 9-12, scavata in corrispondenza di un giunto di stratificazione, l'acqua ha dovuto superare una contropendenza. Se



è chiaro ed evidente, da un confronto del profilo longitudinale con quello verticale, il progressivo abbassarsi delle acque dal punto 1 al punto 8, non altrettanto agevole appare comprendere il perchè dell'improvvisa retroversione in contropendenza. La sezione a condotta forzata della galleria dal punto 10 al punto 12 esclude l'ipotesi di una via preconstituita per infiltrazioni provenienti dai vani superiori; più logica mi sembra l'ipotesi che il giunto di stratificazione, lungo il quale si apre la galleria retroversa sia stato indebolito da infiltrazioni d'acqua provenienti dal secondo corso d'acqua che confluisce nel laghetto al punto 13. Il letto di uno stesso strato costituisce infatti il soffitto di tutte e due le gallerie e la provenienza delle acque da S dal punto 13 sono state agevolate dalla favorevole pendenza degli strati fino alla base della diaclasi che si esaurisce visibilmente al punto 10. Tali infiltrazioni

lateralis hanno pertanto potuto permettere il deflusso delle acque provenienti da S dalle gallerie superiori incanalandole al laghetto al punto 12 situato in direzione opposta.

Riassumendo mi sembra di poter ragionevolmente affermare che la retroversione verificantesi in questa parte della Grotta II di La Val deve attribuirsi ad una particolare disposizione di due diaclasi parallele, di cui la prima interessa strati via via più profondi fino ad esaurirsi accanto alla seconda che costringe le acque del torrente a defluire in direzione opposta. La retroversione è stata definitivamente agevolata da infiltrazioni provenienti dall'opposta direzione, originate da un secondo corso d'acqua lungo un giunto di stratificazione che giunge alla base della seconda diaclasi.

IPOTESI SULLE DEVIAZIONI DEL PALEOTIMAVO

Lavoro eseguito
col contributo del Consiglio Nazionale delle Ricerche

Com'è noto, l'altipiano di Trieste che si estende in anticlinale penepianizzata tra la sinclinale del Frigido a NE, quella del Golfo di Trieste (sinclinale Trieste-Capodistria-Pirano) a SSO e quella del Timavo Soprano a SE, è percorso da vari solchi o alvei fluviali abbandonati per carsismo, alcuni dei quali accennano con particolare evidenza a metter capo nel settore delle odierne Grotte di San Canziano, in cui oggi il Timavo Soprano s'inabissa iniziando il suo percorso ipogeo. Il Marussi, nel suo pregiato studio su «*Il Paleotimavo e l'antica idrografia subaerea del Carso triestino*», discutendo con chiara visione e profonda competenza le opinioni espresse da vari autori, dimostra trattarsi di antiche vie epigee percorse dal Paleotimavo prima della sua scomparsa nelle Grotte di San Canziano. Pienamente convinto delle idee di questo illustre studioso conterraneo ed amico, mi sono chiesto più volte come e perchè il Paleotimavo, già incassato più o meno profondamente nelle rocce calcaree dell'altipiano, abbia potuto successivamente abbandonare la via già bene delineata per inciderne delle altre in roccia di egual natura e della stessa resistenza.

E' ovvio che le fasi di deiezione fluviale, sono pure fasi di divagazione, e infatti a una di queste dobbiamo almeno in misura preponderante quei fenomeni di spianamento in grande stile che durante l'alto Oligocene ed il basso Miocene diedero origine al grande penepiano istriano-triestino intravisto e descritto dal Krebs. Alla genesi di questo penepiano contribuì largamente anche il Paleotimavo, sicchè ad esso ed ai suoi antichi affluenti va attribuita in modo preponderante l'abrasione e la penepianizzazione dell'anticlinale del Carso triestino, anticlinale che è in gran parte conseguenza diretta dell'orogenesi dinarica. A questa lunghissima fase di penepianizzazione precarsica ne successe un'altra di erosione fluviale, corrispondente alla fase iniziale del carsismo.

Ora è ben chiaro che le fasi di erosione in generale sono da considerarsi pure come fasi di stabilizzazione degli alvei fluviali; stabilizzazione che avviene per incassamento, ovvero per approfondimento degli alvei stessi ad opera dei rispettivi corsi d'acqua passati a uno stadio più o meno spiccatamente torrentizio. E' strano dunque e sotto qualche aspetto anche contraddittorio che le deviazioni del Paleotimavo a noi note, siano avvenute proprio nel tempo in cui il fiume s'era venuto a trovare in fase torrentizia. Il fatto è nel contempo alquanto singolare, giacchè sugli estesi pianori calcarei dell'Istria, pur tanto vicini a quello di Trieste, le condi-

zioni appaiono in generale ben differenti, essendo per lo più della massima evidenza che quei corsi d'acqua che attraversavano il territorio calcareo del Carso di Buie, come quello assai vasto dell'Istria sudoccidentale, una volta entrati in fase di erosione non abbandonarono più i loro alvei, ma continuarono ad approfondirli (salvo qualche singola eccezione locale di ben scarso rilievo) fino alla loro scomparsa per carsismo. Nei due casi in cui questi non scomparvero (Quieto ed Arsa) continuarono a incidere sempre più profondamente i loro grandi solchi a V nella compagine stratigrafica calcarea, fino a tanto che la successiva, recente ingressione marina non giunse ad invaderne i fondi valle che finirono in parte con l'impaludarsi. In verità deviazioni ci furono anche in Istria e tali da trasformare sensibilmente l'antica rete idrografica epigea, ma per cattura manifestatasi per lo più già nel Flysch e talora col concorso di fattori che ho esaminato in altro lavoro.

Per il Paleotimavo si sarebbe senz'altro tentati a prima vista di attribuire le suddette deviazioni a semplici fenomeni di cattura: ipotesi sostenibile in qualche caso, ma non in tutti i casi. Particolarmente due di questi non possono essere spiegati in tal modo. Essi sono: il passaggio del Paleotimavo attraverso la Soglia di Sesana per raggiungere il Vallone di Brestovizza con relativo abbandono del grande Solco di Aurisina, e il prolungamento del Solco di Brestovizza verso il Vallone di Selz e cioè oltre il Vallone di Doberdò: un attraversamento questo che sorprende e disorienta.

Approfittando del contributo assegnatomi dal Consiglio Nazionale delle Ricerche per studi Geologici, Geoidrologici e mineralogici sul territorio di Trieste, trovai interessante dedicare recentemente una serie di escursioni sul Carso triestino a completamento di osservazioni fatte già nel biennio 1940-1942 in territori passati successivamente alla Jugoslavia, e ciò nel tentativo di portare maggior luce su tale argomento.

* * *

I principali alvei fluviali che incidono la superficie largamente ondulata dell'altipiano carsico triestino sono: il Solco di Brestovizza, il Solco di Selz, il Solco di Sinadole, il Solco (o Soglia) di Sesana, il Solco Corgnale-Basovizza, il Solco Roditti-Corgnale, il Solco di Aurisina, il Solco di Trebiciano (prolungamento di quello di Castelnuovo) il Solco di Lipizza e infine il Vallone di Doberdò.

Ritengo che la più antica via, a noi nota, percorsa dal Paleotimavo sia la seguente. Il fiume scendeva dalla Soglia di Corgnale e passando ai piedi della breve catena del Monte Castellaro e del Monte Concusso, giungeva in corrispondenza di Basovizza nelle cui vicinanze confluiva col cospicuo fiume proveniente dal Solco di Castelnuovo, che come suo affluente di sinistra raddoppiava quasi la portata. Quindi proseguiva ingrossato verso NO lungo il Solco di Trebiciano e lungo il successivo Solco di Aurisina. Giunto infine nelle vicinanze di Duino, usciva dal territorio calcareo e, presumibilmente poco dopo, scorrendo sul Flysch allora ancor in posto, si congiungeva con il grosso fiume che proveniva da N e il cui percorso corrispondeva ai valloni oggi abbandonati di Chiapovano (a NE di Gorizia) e di Doberdò (a S di Gorizia). E' superfluo dire che questo fiume, facente parte dell'attuale

sistema isontino, prima di entrare nel territorio calcareo di Doberdò riceveva alla sua sinistra il Frigido (Vipacco).

Le ardite esplorazioni subacquee eseguite recentemente con gran rischio dalla Sezione Geospeleologica della Società Adriatica di Scienze Naturali di Trieste nell'abisso di Trebiciano, ha portato a risultati i quali fanno ritenere che il ramo del Timavo ipogeo passante per quest'abisso (Lago Boegan - Lago Timeus e Grotta Lindner) provenga da SSE e non da E come si ammetteva in precedenza. Questo fatto posto in relazione colle idee sullo sviluppo della rete idrografica ipogea nei terreni calcarei soggetti a carsismo, costituisce un indizio non trascurabile in favore all'asserto riguardo l'antica via Corgnale-Basovizza-Trebiciano ecc, che il Paleotimavo avrebbe percorso in un primo tempo. La deviazione lungo il Solco di Lipizza tra il Monte Ripido e il Monte dei Pini, sarebbe avvenuta perciò successivamente sicchè ad un certo momento, imboccata questa nuova via, il Paleotimavo sarebbe rientrato ancora nel Solco di Aurisina a poco meno di una decina di chilometri più a valle e cioè presso Villa Opicina, ove si sarebbe unito un'altra volta col fiume di Castelnuovo.

Compiuta questa parziale deviazione il Paleotimavo non stabilizzò tuttavia molto a lungo il suo corso, ma scelse una terza strada attraverso il Solco di Sesana per gettarsi nel Vallone di Brestovizza, abbandonando con ciò definitivamente il Solco di Aurisina. Questo terzo percorso del Paleotimavo può essere perciò così tracciato schematicamente: San Canziano, Soglia di Corgnale, Solco di Lipizza, Solco e Soglia di Sesana, Vallone di Brestovizza, Vallone di Doberdò-Lisert: un percorso ad ansa nel tratto superiore che si potrebbe definire in un certo senso come vizioso e irrazionale, specie se si considera l'attraversamento della notevole catena di colline, o cordone, come lo chiama con chiara figurazione il Marussi, che si sviluppa tra il Solco di Lipizza-Aurisina ed il Vallone di Brestovizza fin presso la confluenza col Vallone di Doberdò.

Infine il corso d'acqua che percorreva il Vallone di Brestovizza, il quale nel tratto a monte della strada Sesana-Storie era con ciò venuto a trasformarsi in un affluente di destra del Paleotimavo stesso, catturava quest'ultimo attraverso la Soglia di Divaccia. Con ciò il corso del Paleotimavo veniva rettificato ed il fiume abbandonava per sempre la grande ansa Corgnale-Lipizza-Sesana.

Presumibilmente non molto tempo dopo quest'ultimo fatto, anche il grosso corso idrico corrispondente ai Valloni di Chiapovano e Doberdò-Lisert, abbandonava quest'ultimo vallone e sfiorando la parte terminale dell'anticlinale calcarea di Trieste che tra Monfalcone e l'attuale confluenza Isonzo-Frigido si chiude ad ellissoide, s'insinuava tra le colline marno-arenacee di Farra ed il Carso di Doberdò in maniera da coincidere all'incirca con la via percorsa oggi dall'Isonzo a valle della suddetta confluenza. Nel contempo il Paleotimavo che proveniva ormai dal Vallone di Brestovizza, proseguiva ancora per breve tratto lungo il Vallone di Doberdò a valle del lago omonimo, ma raggiunta la zona del lago di Pietrarossa, deviava verso NO secondo l'andamento del Vallone di Selz, per ricongiungersi forse ancora col grosso fiume deviato proveniente da N.

Secondo questi concetti il Vallone di Selz risulta dunque essere il pro-

lungamento del Vallone di Brestovizza, prolungamento avvenuto pertanto in un secondo tempo.

Compiute queste trasformazioni principali, la rete idrografica epigea del territorio in esame veniva poco a poco a scomparire per carsismo e ci rimanevano a sua testimonianza gli alvei morti ora schematicamente descritti.

* * *

Come detto fin da bel principio, a noi interessa soprattutto d'indagare sulle cause che provocarono le molteplici deviazioni del Paleotimavo, proprio in un periodo che avrebbe dovuto essere di stabilizzazione degli alvei fluviali in territorio, come questo, a costituzione calcarea omogenea.

La genesi di alvei fluviali più o meno incassati, corrisponde senza dubbio a fasi di ringiovanimento delle reti idrografiche epigee: segna cioè, in generale, il passaggio da fasi di deiezione o di equilibrio a fasi torrentizie. Queste di solito, e particolarmente nel caso in esame, vanno attribuite a movimenti bradisismici ascendenti. Ora se consideriamo, come è del tutto logico, che la formazione e il contemporaneo spianamento dell'anticlinale di Trieste, sede dell'attuale carso omonimo, è d'attribuirsi cronologicamente all'orogenesi dinarica Oligocenico-miocenica, mi sembra altrettanto logico, per le ragioni già esposte in altri miei lavori, che la fase di ringiovanimento e perciò di bradisismo ascendente verificatasi dopo il suddetto spianamento, debba essere messa in relazione con l'orogenesi o crisi alpina tortoniano-pontica, nel senso di una ripercussione della stessa. Ma è pure risaputo che i grandi fenomeni orogenetici si manifestano per spinte successive, cioè con fasi di massima intensità alternate a fasi di rilassamento o di stasi. Pertanto è facile immaginare come da ciò possano derivare movimenti del suolo in senso verticale e a spiccato carattere oscillatorio, in estese plaghe concomitanti a quelle d'intenso corrugamento ma non interessate dal corrugamento stesso: si avrebbe cioè una scomposizione in senso verticale delle spinte tangenziali: scomposizione positiva o negativa a seconda dei casi e delle circostanze; talora anche per semplice reazione isostatica.

Nel caso nostro possiamo quindi ammettere senz'altro che dalla metà del Miocene al principio del Pliocene, si sia sviluppato nel territorio triestino-istriano un movimento bradisismico ascendente però a carattere tipicamente oscillatorio, con stadi d'innalzamento a cui succedevano stadi di abbassamento del suolo, e sia pur brevi periodi di relativa stasi. La risultante finale però, data la prevalenza del movimento positivo, corrispose a un notevole innalzamento del peneplano miocenico sul livello del mare. Tale innalzamento raggiunse in più settori quote di parecchie centinaia di metri (Istria interna, altipiano della Ciceria, altipiano di Trieste, ecc.).

Presumibilmente dette oscillazioni furono più ampie, più sentite nel territorio triestino, data la sua maggior vicinanza alla zona di corrugamento delle Giulie e per tanto furono quivi più sensibili gli effetti sulla rete idrografica epigea.

Ritengo superfluo citare esempi per dimostrare che le caratteristiche stratigrafiche di vari territori, logicamente interpretate, confermano in modo manifesto lo svolgimento in vari periodi geologici, di fasi bradisismiche positive o negative a carattere oscillatorio; vi interferirono pure con sensibili effetti oscillazioni più o meno ampie del livello marino, comunque una di queste, a ri-

sultante discendente, ebbe a manifestarsi anche in Istria durante considerevole parte del Luteziano medio. Nel caso nostro però sarebbe sconveniente chiamare in causa per semplice analogia tale fenomeno come «*Deus ex machina*» solo perchè ci fa comodo; ritengo invece opportuno citare qualche indizio a sostegno dell'accennata ipotesi.

A un accorto osservatore non può sfuggire che i grandi solchi di Corgnale-Basovizza, Roditti, Trebiciano, Aurisina e Lipizza, non presentano per nulla il ben noto profilo trasversale a V delle tipiche valli di erosione torrentizia, bensì un profilo a U per lo più straordinariamente aperta. Infatti i loro fondivalle larghi due o tre Km., nonostante le ineguaglianze e le asperità impresse dal carsismo, si presentano nel complesso come superfici di spianamento vere e proprie, comprese tra modesti allineamenti o cordoni di colline che mai le sovrastano più di 200 o 300 m. al massimo salvo le vette del Concusso e del Castellaro le quali sono un po' più elevate. E' ovvio pertanto ammettere che lungo questi fondivale incisi dal Paleotimavo in vari periodi di ringiovanimento della rete idrografica epigea, detto fiume abbia lungamente divagato, mutando in ampie U le sezioni delle valli che in origine dovevano essere più strette ed avere la forma a V. Come ovviamente abbiamo detto in precedenza, i sunnominati solchi non furono incisi dal nostro fiume contemporaneamente, bensì, com'è logico, in tempi successivi; almeno tre furono per tanto gli stadi principali a carattere torrentizio, e due quelli a carattere di divagazione e cioè di deiezione fluviale manifestatisi con ritmo alternato. Ciò significa che nel contempo la fase bradisismica ascendente fu interrotta per due volte almeno da altrettante interfasi discendenti.

Durante gli stadi di erosione ci furono dei torrentelli o torrenti che incidendo più o meno profondamente i rilievi fiancheggianti il corso del fiume ed abbassando talora fortemente i relativi spartiacque in punti determinati, vi formarono delle insellature le quali nelle successive fasi di divagazione poterono essere superate dal fiume col concorso dell'alluvionamento in grande stile della sua valle. Lo slabbramento completo verso N del più antico solco Corgnale-Basovizza, sarebbe stato appunto preparato dall'azione di uno di questi torrenti e dal rispettivo sistema di affluenti.

Presumibilmente nella prima interfase di deiezione, l'accumulo d'ingenti quantità di materiali alluvionali specie presso Basovizza alla confluenza del fiume di Castelnuovo col Paleotimavo, inceppando il deflusso, determinarono la deviazione di quest'ultimo lungo il Solco di Lipizza. Ma il Solco di Lipizza essendo largo più di 3 chilometri indica, credo, con chiarezza, che il Paleotimavo deve aver in esso lungamente divagato e mutato forse del tutto e ripetutamente il suo corso nell'ampio ambito presentato ora dal solco stesso, trasformando le sue originarie caratteristiche morfologiche.

Il terzo solco in ordine cronologico è quello di Sesana detto anche Soglia di Sesana per la brevità del suo sviluppo longitudinale. Esso però ha conservato pressochè inalterata la originaria sezione a V e presenta un fondovalle d'ampiezza appena sufficiente al passaggio di un grosso corso d'acqua, quale poteva essere in quei tempi il Paleotimavo.

Particolarmente in questo caso trovo impossibile ammettere che due minuscoli torrentelli scendenti da un antico spartiacque verso il solco di Lipizza ad occidente e verso il Vallone di Brestovizza ad oriente, fossero riu-

sciti a incidere così profondamente l'allineamento dei colli calcarei di Sesana, fino a determinare addirittura il catturamento del Paleotimavo da parte del torrentello fluente verso il vicino Solco di Brestovizza. Se il Paleotimavo si fosse trovato costantemente in fase torrentizia sarebbe sfuggito senz'altro e con tutta facilità a tale cattura, dato il suo volume d'acqua immensamente maggiore e la relativa sua maggior forza di erosione su rocce della medesima costituzione e resistenza. Non si tratta quindi, a mio modesto avviso, di una cattura, ma particolarmente in questo caso dovrebbe trattarsi di una deviazione, attribuibile a un esteso processo di alluvionamento, con conseguente ingombro degli alvei spece nella zona di confluenza del Paleotimavo con il fiume di Castelnuovo e nel vasto settore quasi pianeggiante tra Villa Opicina e Sesana. Nel tempo di questa sua seconda deviazione, il Paleotimavo (come il Corso idrico di Castelnuovo) doveva trovarsi in fase accentuata e prolungata di divagazione e, logicamente, questa fase non poteva essere altro che una conseguenza di un pronunciato interstadio bradisismico discendente forse in parte combinato con una risalita del livello marino. E' da presumersi che durante questa fase sia avvenuta pure la deviazione del paleofiume di Castelnuovo per il Solco Roditti-Cornale.

Avvenute queste deviazioni e ripreso tosto il movimento positivo del suolo, il Solco di Brestovizza, divenuto valle del Paleotimavo, si approfondiva sempre più mentre il prolungarsi verso Divaccia dell'antico torrente di Brestovizza, divenuto affluente di destra del Paleotimavo nel tratto a monte della strada Sesana-Storie, come già detto, determinava in fine la cattura del Paleotimavo attraverso la soglia di Divaccia, e questa, data la configurazione del suolo, fu una cattura vera e propria senza attenuanti di sorta.

A questa cattura dobbiamo senz'altro il fatto che la Soglia o Solco di Sesana, ha potuto conservare inalterata la sua sezione di carattere prettamente torrentizio, quale doveva avere in quel momento.

Pure il grande e profondo Solco di Brestovizza ha potuto mantenere, nel complesso, abbastanza bene le caratteristiche morfologiche di un alveo torrentizio ed anche per questo motivo lo possiamo considerare l'ultima, più recente via epigea del Paleotimavo, dando con ciò piena ragione al Marussi.

Per quanto riguarda la deviazione verso O del paleofiume che proveniente dal Solco di Chiapovano correva lungo il Vallone di Doberdò da N a S e ne usciva dal tratto del Lisèrt presso S. Giovanni di Duino, dobbiamo pure ammettere che sia dovuta a un fatto di rapido alluvionamento; fatto che determinò nel contempo il prolungamento del Paleotimavo dal lago di Pietrarossa verso Selz e che diede origine a quest'ultimo vallone nella successiva ripresa del movimento bradisismico ascendente, manifestatasi in forma energica e decisiva. Ciò finì col portare tutta la regione in fase prettamente carsica, fase che non subì altre interruzioni fino ai nostri giorni.

Riepilogando e riordinando un po' le idee, i fatti si sarebbero svolti, in linea di massima, come segue:

I Inizio della fase bradisismica ascendente; ringiovanimento della rete idrografica epigea su tutto il penepiano miocenico; stabilizzazione temporanea della stessa lungo solchi vallivi a carattere torrentizio ed inizio del carsismo. Un affluente di destra del Paleotimavo con esteso bacino

imbrifero nell'area di Lipizza, prepara le condizioni propizie alla prima deviazione dello stesso Paleotimavo.

II Prima interfase o stadio di alluvionamento, per temporaneo moto negativo del suolo. I paleofiumi rientrano in fase di divagazione; soltanto i piccoli torrenti discendenti lungo i versanti delle valli e dalle alture permangono, più o meno, in fase di erosione. S'interrompe su vaste estensioni il processo iniziale del carsismo. Il Paleotimavo devia verso Lipizza. S'intensifica ancora il processo di alluvionamento e il Paleotimavo ormai divagante cambia, forse ripetutamente, il suo corso nell'ambito del Solco di Lipizza tra il Monte Ripido e il Monte dei Pini. Finalmente l'accumulo di ingenti masse alluvionali specie nel settore di Villa Opicina alla confluenza del Paleotimavo col fiume di Castelnuovo, costringe il Paleotimavo a trascinare oltre la Soglia di Sesana, già sensibilmente abbassata. Il nostro fiume si getta così definitivamente nel Solco di Brestovizza, già tracciato in precedenza dal modesto corso d'acqua omonimo che traeva origine dal settore di Divaccia. Il paleofiume di Castelnuovo si ricongiunge col Paleotimavo attraverso il Solco Roditti-Corgnale.

III Riprende il movimento positivo del suolo; si riattiva e si estende il processo carsico; gli spandimenti della rete idrografica epigea si fanno via via più sensibili specie attraverso i materiali alluvionali largamente diffusi o addirittura ingombranti letteralmente i fondivalle dei solchi abbandonati dal Paleotimavo: scompare il paleofiume di Castelnuovo, non per cattura da parte della Rosandra, ma per carsismo sviluppatosi nel suo tratto più elevato a SE di Roditti. L'altezza del suolo in questo settore e soprattutto l'approfondirsi del complesso di sinclinali del Quarnero, Quarnerolo e Golfo di Fiume per una locale più energica ripercussione della crisi alpina sul preformato sistema di pieghe dinariche, sono le cause di tale anticipata scomparsa. Infatti per l'insieme di queste circostanze venne ad accrescere rapidamente il drenaggio dell'acqua di base verso il Quarnero-Golfo di Fiume, abbassandone il livello.

Quando la Rosandra (torrente Botazzo) erodendo il Flysch raggiunse il prolungamento del Solco di Castelnuovo presso Cosina, il relativo paleofiume non esisteva più; altrimenti al limite tra calcare e Flysch nel punto di cattura, ci sarebbe all'orlo dell'altipiano carsico un adeguato solco di erosione che invece non esiste affatto.

D'altronde se il paleofiume di Castelnuovo fosse stato sorpreso dal rinnovarsi del movimento bradisismico ascendente mentre occupava ancora il vasto solco a U Trebiciano-Auriscina, questo si sarebbe approfondito ulteriormente e avrebbe assunto lungo il percorso del fiume i caratteri tipici di un solco torrentizio a V, mentre ciò non si avverte per nulla, nè ci sono terrazzi di erosione ad indicare un simile fatto.

Nella stessa fase bradisismica ascendente avveniva pure la cattura del Paleotimavo attraverso la Soglia di Divaccia.

IV Nuovo abbassamento del suolo e nuova fase di rapido alluvionamento interessante il settore di Doberdò e del basso Vallone di Brestovizza; deviazione verso O del Paleofiume che provenendo dal Solco di Chiapo-

vano aveva inciso anche quello di Doberdò, e prolungamento del Paleotimavo verso Selz.

Debbo attribuire ad un ultimo e rapido alluvionamento questi fatti interessanti il settore di Doberdò, data la morfologia ancor relativamente fresca e tipicamente torrentizia dei solchi ivi scolpiti; questa altrimenti sarebbe stata del tutto diversa, come ad esempio nel caso dei solchi di Aurisina, Trebiciano e Lipizza. Del resto nel territorio di Doberdò, come pure in vari altri del Carso triestino, sembra d'intravedere le tracce di una precedente morfologia superficiale cancellata in gran parte dalle abrasioni, che sarebbe impossibile ricostruire.

V Ripresa decisiva dell'attività bradisismica ascendente; temporaneo ritorno del Paleotimavo nel solco Doberdò-Lisèrt a valle del lago di Pietrarossa; successiva totale scomparsa del Paleotimavo epigeo a valle della conca di Auremio; scomparsa progressiva per dissoluzione e per fluitazione (da parte di acque vadose superficiali) nelle diverse accidentalità carsiche, in continuo sviluppo, dei materiali alluvionali accumulati in gran massa nei vari solchi fluviali abbandonati.

* * *

Tracciato questo quadro in forma assai schematica e riassuntiva e dichiarato senz'altro che quanto detto deve essere considerato in parte quale semplice ipotesi di lavoro, concludo affermando che il molto discusso problema della completa scomparsa dei materiali alluvionali che in origine dovevano ingambrare i sovraccennati solchi fluviali abbandonati, potrà forse trovare una accettabile spiegazione, solo ammettendo che tale abbandono sia avvenuto in tempi relativamente lontani e ciò non oltre la prima metà del Pliocene e nella maggior parte dei casi già verso la fine del Miocene.

BIBLIOGRAFIA

- BOEGAN E. — *Il Timavo; studio sull'idrografia carsica subaerea e sotterranea* — Trieste, 1938.
- D'AMBROSI C. — *Osservazioni geo-idrologiche preliminari presso Trieste* — Bollett. Soc. Adriat. di Scienze Nat. Trieste, Vol. XLVI - 1951-1952.
- KREBS N. — *Verbogene Verebnungsflächen in Istrien* — Geogr. Jahrb. aus Oesterr.; Wien, 1906.
- KREBS N. — *Die Halbinsel Istrien; Landeskundliche Studie* — Pencks Geogr. Abhandl.; Leipzig, 1907.
- KREBS N. — *Morfogenetische Skizzen aus Istrien* — Jahrb. d. Deutsch. Staats Oberreal. Schule; Trieste, 1903-1904.
- MARUSSI A. — *Il Paleotimavo e l'antica idrografia subaerea del Carso triestino* — Boll. Soc. Adriatica di Scienze Nat. Trieste, Vol. XXXVIII, 1941.

CARTE TOPOGRAFICHE

- Istituto geografico Militare*, Firenze fogli 1:100.000: XXV (Gorizia); XXVI (Postumia); XXIX (Trieste); XXX (Fiume).
- Tavolette* 1:25.000 XXV I SE, I SO, II completo, III completo, IV SE, IV SO; XXVI III SE, III SO, III NO; XXIX I NE, I NO; XXX I NO, I SO, IV completo.

CONCREZIONI ANOMALE IN UNA CAVERNA NATURALE ALL'INTERNO DI UNA MINIERA DI FERRO A VALDICASTELLO (LUCCA)

Premessa

Durante la scorsa estate 1954 avevo in corso una campagna di ricerche speleologiche nelle Alpi Apuane, quando mi furono mostrati alcuni campioni di stalattiti anomale di notevole bellezza. Poichè esse rappresentano un fenomeno abbastanza raro, decisi di compiere una ricognizione al luogo da cui provenivano. Compìi due sopralluoghi, nei giorni 11 e 17 agosto, alla principale delle cavità indicatemi, eseguendovi numerose fotografie con l'ausilio di sole lampade a carburo. L'impressione che ho riportato da tali visite superò ogni idea che potevo essermi fatto secondo la descrizione di coloro che me ne avevano parlato.

Posizione della cavità

La cavità naturale in cui si trovano le concrezioni anomale, che formano oggetto di questa comunicazione, è sita all'interno d'una miniera di ferro (ematite, pirite, limonite) — gestita dalla Società Anonima E.D.E.M. — che si trova in località S. Anna, ad un'ora di cammino da Valdicastello Carducci (Comune Pietrasanta, Provincia di Lucca).

Posizione: Tav. I.G.M. 1:25.000 — 104 I NO;

Coordinate (sistema U.T.M.:)

Staz. alta teleferica trasporto materiale: 32T PP 02976948

Imbocco galleria principale: 32T PP 03246969

Via d'accesso: lasciata a Valdicastello la carrozzabile, si segue la mulattiera per S. Anna fino ad un gruppo di case (q. 420 circa) dopo il quale si volta a destra per un ripido sentiero; giunti ad una fonte, si volta a sinistra, proseguendo in lieve salita fino alla miniera (stazione alta teleferica). Si seguono poi i binari della Decauville fino all'ingresso principale della miniera. La cavità si apre all'interno di questa, a circa 250 metri dall'ingresso. L'entrata è chiusa con una porta in legno.

Descrizione della cavità

La cavità consiste di un ampio salone, di forma lenticolare, inclinato di circa 10°. Dimensioni in pianta: circa metri 100 per 70. Altezza variabile, fino a circa 20 metri.

A fianco, e comunicante col salone per ampio tratto, si trova un'altra cavità analoga, lunga una sessantina di metri, completamente priva di con-

crezioni perchè apertasi nello scisto, per franamento di parte di questo nella sottostante caverna.

E' poco probabile che esistano diramazioni: ma anche dove le concrezioni ed i depositi di argilla non ostruiscono le fenditure della roccia, il pericolo di frane, grave per la friabilità della roccia, ne sconsiglia l'esplorazione.

Quando si entra nella caverna, subito dopo la porta di legno, si scende una scaletta di ferro a pioli (m. 4) e si raggiunge quindi il pavimento della cavità, nella sua parte superiore. Esso è ingombro di grandi massi di calcare, ematite, scisti. Poche, e annerite dal fumo delle mine, le stalattiti sulla volta.

Si discende verso destra per una ventina di metri, e si giunge in una vasta zona (m. 30 x 40) molto ricca di stalattiti e stalagmiti; i massi sul pavimento sono ricoperti da grandi colate, candide o lievemente gialline, che conferiscono alla caverna l'aspetto di un ghiacciaio.

Proseguendo ancora, si arriva ad una fossa, priva di concrezioni, che termina contro una parete della cavità. Si risale quindi sulla sinistra per una quindicina di metri, sempre in mezzo ad uno scenario fantastico di stalattiti e stalagmiti. Superato un «altopiano» di una ventina di metri, si discende verso la parte inferiore della caverna (altri 20 m.). Lì la parete forma una sorta di nicchia, che s'inoltra con volta assai bassa per parecchi metri. Il pavimento è ricoperto da uno strato d'argilla imbibita d'acqua, con alcuni eleganti laghetti circondati da incrostazioni e cristallizzazioni candidissime. La volta e le pareti formano uno scenario veramente fantastico per ricchezza e varietà di stalattiti: un vero «paradiso delle eccentriche». La maggior parte delle concrezioni è candida. Vi fanno spicco alcune concrezioni anomale gialle, rosse e persino nere. In altri punti, dalla volta nera di ematite si irradiano cristalli aghiformi trasparentissimi e candide stalattiti dalle forme più bizzarre e contorte; talora invece perfettamente lisce e rettilinee, verticali, con un diametro costante di pochi millimetri.

Volgendo un poco a sinistra, si supera un conoide detritico, ridiscendendo in un ambiente più vasto: anche qui il pavimento, perfettamente piano, è ricoperto da uno spesso strato di argilla, ma è per lo più essiccato e poligonalizzato, in cui si notano numerosi crateri di stillicidio. In alcuni punti l'argilla è ricoperta da un crostone calcareo di vario spessore, testimonio che la deposizione non è recente.

Il pavimento è ad un livello un poco inferiore a quello del «paradiso delle eccentriche» e rappresenta il punto più basso della cavità. La volta è molto alta e quasi priva di stalattiti.

Risalendo sulla sinistra un conoide detritico, composto dalla degradazione dei soprastanti scisti, si giunge dopo un ventina di metri alla «Chioma della Gorgone», eccezionale concrezione composta da numerosissime stalattiti anomale capilliformi (diametro 2-5 mm.) molto lunghe ed aggrovigliatissime, che pendono dalla volta. Il loro colore è giallo chiaro.

Continuando a salire per altri dieci metri, si giunge alla cavità laterale dalle pareti scistose prive di concrezioni. Volgendo invece nuovamente a sinistra, in lieve salita, si torna, dopo una cinquantina di metri, alla scaletta di partenza, che appare dinanzi all'improvviso, inattesa, poichè la vastità

e complessità della caverna, solo per breve tratto rischiarata dalle lampade a carburo, toglie alquanto il senso dell'orientamento.

Tutto il centro della vasta sala è occupato da grandi massi franati, su cui si elevano numerose stalagmiti, alcune delle quali, spezzate e franate «ab antiquo» e poi ricresciute in verticale, presentano caratteristici angoli. Vi si notano poi altre concrezioni: tendaggi sonori, candide cascate stalattitiche dagli aspetti bizzarri: la «capannuccia», la «nave», costituita da un grande masso, a forma di barca, su cui sono cresciute stalagmiti in guisa di alberi e di prora conferendogli l'aspetto caratteristico di nave.

Le concrezioni

Nella parte alta, presso l'ingresso, le stalattiti sono state danneggiate (rotte od annerite) dalle esplosioni delle mine; molte, purtroppo, sono state vandalicamente asportate.

La parte bassa in complesso si presenta quindi più bella ed intatta. In essa si trova la maggior parte delle concrezioni anomale.

Consideriamo dapprima quelle elicoidali ed i fenomeni di cristallizzazione raggiata.

Le prime possono ritenersi stalattiti subacquee, — accresciutesi, — a conferma dell'ipotesi espressa dal collega Dott. Sommaruga — per effetto delle differenze di concentrazioni e delle variazioni ambientali fra le litoclasti delle rocce circostanti e la caverna invasa dalle acque. Le precipitazioni seguono pertanto i filetti di condotte: le concrezioni presentano un andamento spiraloideo irregolare, raramente ramificate; mancano di canale interno; sono in prevalenza bianche, cristalline, talora candide ma opache — microcristalline —, alcune ricoperte da uno strato nero, dovuto evidentemente a variazioni della mineralizzazione delle acque generatrici (trasportanti particelle di ematite e pirite).

I fenomeni di cristallizzazione raggiata sono pur essi caratteristici di depositi subacquei. Essi si distinguono per l'assoluto candore e trasparenza degli aghi cristallini che li compongono. Questi hanno sezione di pochi millimetri di lato, e lunghezza variabile tra i 5 ed i 20 centimetri. Tali concrezioni sono certamente tra le più belle della caverna.

A queste anomale subacquee si mescolano e sovrappongono stalattiti, talora anche irregolari, di tipi nettamente subaerei, molte tuttora in fase di accrescimento. Si notano stalattiti sottili cilindriche, ben canalizzate, da cui sporgono brevi ramificazioni secondo i piani di cristallizzazione della calcite. Spesso anche, da sottili e cilindriche, si trasformano scendendo in ammassi informi, ricoperti di piccoli cristalli, dall'aspetto spugnoso, molto più grossi del corpo cilindrico.

In conclusione, si può presupporre che a periodi di svuotamento si siano alternati periodi di allagamento della caverna.

Impressionanti, e direi inspiegabili, sono le concrezioni che compongono la «Chioma della Gorgone». Sottili, lunghissime, ramificate, aggrovigliate oltre ogni immaginazione, compatte e prive di canale interno. La posizione piuttosto elevata, rispetto al fondo della caverna, e la mancanza nelle vicinanze di altri tipi di anomale subacquee, le potrebbe far anche ritenere subaeree: la questione resta tuttora insoluta.

Altri fenomeni interessanti: crateri di stillicidio e perle di grotta

Come abbiamo ricordato, sono stati notati numerosi crateri di stillicidio nell'argilla, nella parte inferiore della caverna. Essi sono da riconnettere con la notevole altezza della volta in quel punto. Profondità da cinque a dieci centimetri, diametro all'imbocco circa pari alla profondità. Si aprono su un suolo argilloso perfettamente piano, ben poligonalizzato, e pertanto non sono accompagnati né da campi solcati né da altri fenomeni di dilavamento dell'argilla.

Sono state trovate inoltre numerose perle di grotta, di modeste dimensioni. Il loro colore varia dal giallo al bianco; la superficie è talora liscia e talora rugosa. La cosa più notevole è che alcune di esse, invece di avere la caratteristica forma sferica, sono sagomate come trottole, indizio indiscutibile che la loro generazione si è avuta per rotazione intorno ad un asse fisso. Tale fenomeno può ritenersi abbastanza raro, perché non è facile che l'asse di rotazione resti immutato a lungo, essendo ovviamente soggetti ad usura anche i suoi due punti di contatto. Solo particolari conformazioni delle rocce circostanti rendono possibile tale fenomeno. Come ciò praticamente avvenga resta da chiarire.

Cavità minori nelle vicinanze

Numerose altre cavità simili sono state rinvenute nelle vicine miniere; quasi tutte abbondano di concrezioni anomale; si tratta però di cavità di dimensioni assai minori che spesso si riducono a fenditure impraticabili.

Purtroppo quest'anno non ho avuto tempo di esplorarle. Uno studio completo della cavità descritta, però, non potrebbe dimenticarle.

Conclusioni

La grande varietà delle concrezioni anomali osservate ci induce a ritenere necessario uno studio più approfondito ed in primo luogo corredato da accurate ricerche cristallografiche, chimiche e microscopiche, sia nella cavità principale che in quelle minori, ricche di anomale talora, per quel che mi fu mostrato, anche più belle. Un particolare fenomeno da studiare sarebbe poi quello delle perle a «trottola».

Resta da dire due parole sul valore turistico della caverna: sotto questo aspetto essa presenta il massimo interesse. A parte le concrezioni anomale, è quasi tutta stupenda per l'imponenza e la quantità di concrezioni, nonché per il loro candore, che fa vivo contrasto con il nero della volta.

Un'attrezzatura turistica sarebbe realizzabile, perché la grotta è facilmente raggiungibile e più facilmente percorribile. Occorrerebbe una buona illuminazione elettrica che permettesse di apprezzarne tutta la vastità con un solo sguardo.

Agli Enti locali l'iniziativa!

Colgo l'occasione per ringraziare la S.A.E.D.E.M. d'avermi gentilmente concesso di visitare la caverna e fornito il necessario aiuto. Ringrazio in particolare il Sig. Colonnello Jacopo Mannozi, Direttore Amministrativo, il Dr. Ing. Alberto Petessi, e i Sig. i Giuseppe Pieri e Paolo Del Corto.

LA GROTTA TERMALE DI ACQUASANTA (Ascoli Piceno)

Nei giorni 30 aprile, 1 e 2 maggio 1954, la Sezione Geo-speleologica della Società Adriatica di Scienze Naturali, di Trieste, aderendo all'invito della Soc. p. A. Nuove Terme di Acquasanta, ha effettuato ricerche ed osservazioni nella grotta di Acquasanta e nei dintorni. Hanno partecipato alla spedizione:

Walter Maucci, Luigi de Martini, Vera de Martini, Steno Bartoli, Fabio Caranzulla, Ferruccio Vranich, Mario Decchi, Giorgio Cobol, Mario Gazzin, Bruno Davide.

La zona presa in esame si trova sul versante destro della valle del Tronto, dalla grotta di Acquasanta, allo spartiacque fra il bacino dei torrenti Rio e Garrafo, fino al Garrafo stesso.

Geologia della zona

Il Tronto, come pure i suoi affluenti di destra, hanno scavato il loro alveo in una ampia vallata, incidendo una serie di terreni, stratigraficamente caratterizzati come segue:

1) Calcare grigio, compatto, a fucoidi, indistintamente stratificato, presumibilmente Cretaceo. Si tratta di un limitato affioramento, lungo il torrente Garrafo, nei pressi del Mulino Gaierto. L'affioramento, non più largo di una quarantina di metri (nel punto massimo), si prolunga lungo il letto del fiume fino a poco più a monte dell'inghiottitoio della «Grotta del Fiume».

2) Calcari rossi e rossastri, chiaramente stratificati, alquanto marnosi («scaglia» cretacea). Questa formazione, così estesa in tutto l'Appennino Centrale, è limitata qui ad un tratto relativamente breve del letto dei torrenti Rio e Garrafo. In essa, i torrenti hanno profondamente inciso un cañon scoceso, a pareti verticali. Gli strati sono suborizzontali, paralleli e presentano alcune rilevanti diaclasi verticali. Qua e là si riscontrano noduli e vene silicee. Verso l'alto, questi calcari si fanno gradatamente più marnosi ed assumono un colore grigio-bruno mantenendosi sempre ben stratificati. La potenza dell'intera formazione è di circa 90 metri.

3) Marna grigio-cerulea e bruna, a struttura scistosa, a stratificazione talora evidente e talora indistinta. Questa formazione, da qualche Autore ritenuta eocenica, è da riferirsi al Miocene inferiore (CANAVARI, DE LORIO, DE ANGELIS D'OSSAT, SIMONELLI, UGOLINI). Queste marne, relativamente poco argillose alla base (dove trapassano gradatamente nella «scaglia», con perfetta concordanza) e ivi chiaramente stratificate e compatte, si vanno facendo gradatamente più ricche di argilla, e passano dal colore grigio-azzurrognolo, a bruno ocraceo. Nella parte superiore si ha una specie di argilloscisto marnoso, fortemente laminato, e superficialmente alterato e friabile. Ad esso sono intercalati banchi, di varia potenza, di marne argillose compatte brune. La roccia si mantiene abbastanza compatta in profondità, e reca segni di

diaclassi verticali, e in molti punti, di fratturazioni comminute. La potenza complessiva di questa formazione è di circa 200 metri.

4) Arenarie del Miocene superiore. Si trovano soltanto alla sommità dei rilievi, sia sulla riva sinistra del Tronto (P.zo dell'Arco), sia sulla riva destra (Col della Serra, Colle Ciufolone, P.zo Murello ecc.), dove ricoprono a guida di cappello la formazione precedente. Gli strati sono regolari, concordanti con quelli sottostanti, e suborizzontali, solo in qualche punto più o meno corrugati.

5) Travertino quaternario. Questa tipica formazione di origine idro-termale, si trova esclusivamente sul versante destro della valle del Tronto, con una massa continua, da Acquasanta fino alla Rocca di S. Caterina. La roccia calcarea è bianca, grigia o leggermente giallognola, regolarmente stratificata. In diversi punti (come nei pressi della grotta di Acquasanta) il travertino appare concrezionato e anche stalattitico. In genere la struttura è porosa, ma in qualche punto è compatta e cristallina, o pisolitica. Vi sono inclusioni aragonitiche, e sono abbastanza frequenti fossili vegetali (Quercus, Castanea ecc.) ed animali (Molluschi, scheletri di *Natrix* e di Uccelli). Nella parte più bassa, al contatto con le marne mioceniche, il travertino assume una consistenza tufacea e friabile e si arricchisce di elementi estranei (ciottoli) assumendo un aspetto di conglomerato. Accanto all'imbocco della grotta di Acquasanta si ha quindi una «puddinga» con elementi calcarei, marnosi ed arenacei di notevoli dimensioni.

Morfologia superficiale

La valle del Tronto, profondamente incisa nella formazione marnosa, ha una sezione trasversale leggermente asimmetrica. Il versante sinistro, completamente marnoso (eccettuate le arenarie della sommità) è scosceso, privo di vegetazione, e cade in balze verticali là dove affiorano le testate dei banchi marnosi più compatti intercalati agli scisti. Il versante destro è più vario e meno ripido. Ciò è dovuto alla maggiore compattezza del travertino, che non si sfascia come le marne argillose, e all'azione dei torrenti Rio e Garrafo che, col loro bacino hanno inciso un modellamento secondario abbastanza complesso.

La valle del Garrafo presenta schematicamente una sezione caratteristica, legata alla successione stratigrafica. La parte più alta, arenacea, ha contorni morbidi ed arrotondati alla sommità, che è coperta di vegetazione, ma scende in pareti scoscese ed anche verticali sui fianchi della valle, dove si distinguono le testate sporgenti dei grandi banchi stratificati. Più in basso, la formazione marnosa determina versanti meno ripidi, ma fortemente incisi e modellati da piccoli ruscelli, in gran parte temporanei, con una configurazione a creste e burroni, spogli o poveri di vegetazione: il tipico paesaggio dei «calanchi».

Ancora più in basso, la «scaglia» si affossa in una forra profondamente intagliata, a pareti verticali, un tipico cañon. Pertanto, nella zona dell'affioramento cretaceo, il corso del torrente si rinserra in una specie di corridoio eroso, con grandi «marmitte» (localmente denominate «pile») e con un susseguirsi di rapide. Più a monte, dove affiorano i calcari a fucoidi compatti, si hanno anche cascate.

Idrografia epigea

Nella zona considerata, il Tronto corre in direzione NE e riceve due affluenti di destra: il Rio (con corso da SE a NO) e il Garrafo (con corso da S a N). Il Garrafo riceve due tributari semipermanenti: il Gaierto a sinistra e il Pentito a destra. Numerosi ruscelli temporanei smaltiscono, in varie direzioni le acque meteoriche e di scioglimento nivale.



Il cañon del Garrafo, inciso nella "scaglia" cretacea.

Idrografia sotterranea

Mentre le arenarie mioceniche devono essere considerate come terreno impermeabile, tutte le altre formazioni della zona considerata sono, in varia misura, attraversabili da acque percolanti. I caratteri idrologici sono però alquanto diversi da una roccia all'altra.

Nelle marne grigio-brune del miocene inferiore, la evidente scistosità rappresenta una condizione particolarmente favorevole alla penetrazione idrica, specialmente in quanto è congiunta con una fratturazione spesso comminuta e con diaclasi. La roccia si presta pertanto ad una percolazione sotterranea diffusa, senza canalizzazioni distinte. Tuttavia il contenuto argilloso della

roccia, specialmente nelle sue parti superiori, tende a limitarne la permeabilità, deviando il drenaggio dalla linea verticale e permettendo lo stabilirsi locale di limitate vene idriche incanalate.

Queste acque, almeno per la maggior parte, non confluiscono quindi verso il livello di base, e tanto meno in un'acqua freatica. Esse si limitano ad alimentare alcune sorgenti potabili, di portata molto limitata, che risentono fortemente e rapidamente delle condizioni delle precipitazioni. Queste sorgenti si trovano a quota abbastanza alta (intorno ai 600 metri, e quindi quasi 300 metri più alta del Tronto), nella zona di spartiacque tanto sul versante del Rio quanto su quello del Garrafo. Il collegamento con vene idriche localizzate è stato da noi constatato, per una di queste sorgenti, mediante la sonda geofonometrica.

Un pozzo artificiale, in corso di scavo, a Nord dell'abitato di Acquasanta, nella formazione marnosa, si riempie fino a circa 6 metri sotto all'imboccatura con acque che gemono attraverso la fratturazione comminuta. Esso non è in relazione (almeno fino al punto in cui si trovava lo scavo il giorno 2 maggio) con vene idriche, tuttavia un rilevamento geofonometrico, per quanto notevolmente disturbato dal vicino corso del Tronto, sembra indicare la presenza di acque canalizzate, a qualche metro di distanza, in direzione ENE, dal fondo del pozzo.

In complesso la formazione tende ad alimentare le acque risorgenti dal fondovalle solo molto limitatamente. La maggior parte delle acque percolanti (eccezzuate quelle che alimentano le piccole sorgenti più elevate) vengono convogliate verso le litoclasti della sottostante formazione cretacea e pertanto drenate verticalmente verso livelli sensibilmente più bassi.

Per una utilizzazione di acque potabili, la roccia marnosa è di scarsa utilità. Percolanti o canalizzate che siano, le acque di sorgente, o attinte mediante pozzi, saranno sempre in scarsa quantità e a regime molto irregolare e variabile.

Molto più compatta è invece la scaglia cretacea. Il contenuto argilloso e la scarsa fratturazione, limitano notevolmente la permeabilità della roccia. La morfologia superficiale presenta i lineamenti determinati dall'evoluzione idrografica epigea in fase erosiva, con forra a cañon. Molto scarsi sono i tratti carsici, che si limitano a fenomeni strettamente localizzati e di scarsa entità. Esistono tuttavia alcune vistose diaclasi tettoniche verticali, capaci di determinare assorbimenti di acque, per quanto non si possa parlare in genere di veri punti idrovori. Lungo queste diaclasi si ha un drenaggio sotterraneo, il quale tuttavia tende a portare le acque, non in direzione del fondovalle, bensì verso quote sensibilmente più basse. La netta localizzazione delle vie di drenaggio, che decorrono isolate e non anastomosate, tagliando pile di strati praticamente quasi impermeabili, fa sì che ogni apparato carsico ipogeo resti per conto suo, con funzionamento autonomo, e suddivide pertanto le acque vadose in canali verticali indipendenti, che appena molto più in basso, in seno ai calcari a fucoidi sottostanti, potranno confluire, naturalmente non in una falda freatica, bensì in un sistema canalizzato e anastomosato, molto al di sotto del livello piezometrico teorico, e pertanto sotto pressione. Si aggiunga che le impurità argillose di questi calcari marnosi tendono rapidamente ad intasare le fenditure, abbreviandone il ciclo. Le diaclasi

rimangono beanti per un tempo relativamente breve, non hanno il tempo di evolversi in veri apparati carsici sotterranei, e finiscono col chiudersi tappando la via d'acqua, e obbligando la percolazione a cercarsi un'altra strada. Questo fatto è particolarmente evidente nel piccolo inghiottitoio di Gaierto («Grotta del fiume»), che si apre sulla sponda sinistra del Garrafo. Un ramo di questa grotta si trova esattamente sotto al corso d'acqua, dal quale è separato da soli 3-4 metri di roccia. Tuttavia si ha qui soltanto una relativamente lieve infiltrazione di acque. In una roccia ben incarsita, con fratturazioni beanti, una cavità come questa sarebbe interamente inondata.

Un fenomeno di idrografia sotterranea di ben diversa entità è rappresentato invece dalla sorgente termale della grotta di Acquasanta. Qui, sul fondo di una cavità scavata nel travertino, sgorga dalla parete rocciosa una sorgente il cui regime risulta essere alquanto irregolare, e le cui principali caratteristiche sono le seguenti:

a) Portata, da un minimo di 60 litri/secondo, ad un massimo di 220 litri/secondo, con una media di 173 litri/secondo, pari a 15 milioni di litri giornalieri (PERRONE, 1903, UGOLINI, 1921).

b) Temperatura: mancano misurazioni continuative. Le pubblicazioni illustrative della Società delle Terme citano una media di 36°, tuttavia le misurazioni di UGOLINI (1921)—31,5°, il 20 ottobre, e 30,5° il 21 ottobre — e di PERRONE (1903) — sette misure fra il 25 maggio 1901 e il 18 novembre 1902, con un minimo di 24,5° ed un massimo di 36°—si mantengono lontane dalla media suddetta. Il giorno 1 maggio 1953, noi abbiamo rilevato 24,6°.

c) Caratteri chimici: è acqua clorurata sodica, sulfurea, con forte odore di H₂S.

All'alimentazione di questa sorgente concorrono due fattori. Il principale è rappresentato dalla vera acqua termale, quale è riscontrabile in tempo di magra. La temperatura superiore ai 30°. L'inteso odore di idrogeno solforato e la presenza di un fine sedimento argilloso (pressochè privo di calcare e di materiali sabbiosi) denotano che non si tratta di acque risorgenti da zone di percolazione vicine. Se si tratta di acque vadose termalizzate, esse devono aver attraversato la formazione gessosa solfifera dell'Apennino, con successivi fenomeni di riduzione del C. SO₄ (comuni a molte acque del marchigiano). La temperatura di oltre 30°, considerata alla luce del gradiente geotermico, darebbe comunque una provenienza da profondità superiori ai 1000 metri. Non è da escludere poi che, almeno in parte, possa trattarsi di acque giovanili.

L'altro componente compare nelle piene. In queste occasioni si osserva:

- a) Aumento forte di portata,
- b) Diminuzione di temperatura,
- c) Aumento di torbidezza,

d) Comparsa di un sedimento formato da 1,88% di calcare, 38,96% di sabbia quarzoso-micacea (molto simile alla sabbia del deposito alluvionale del Rio e del Garrafo) e 59,16% di argilla.

Ciò dimostra un forte inquinamento da parte di acque vadose di altra provenienza. Lo stretto legame fra gli inquinamenti e le precipitazioni denota che si tratta di acque provenienti dalla zona stessa della sorgente, e cioè di acque percolanti attraverso le formazioni rocciose circostanti.

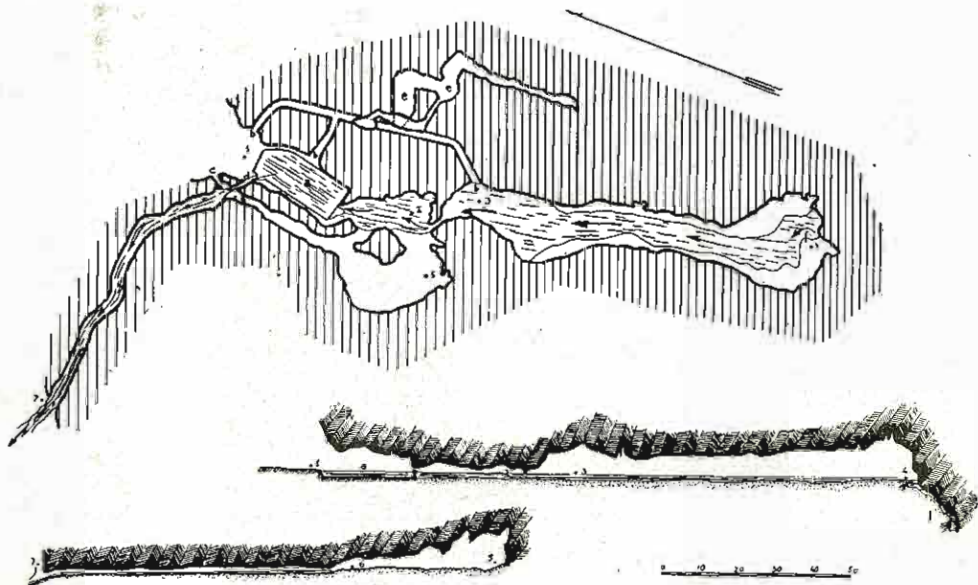
Peichè la corrispondenza fra precipitazioni e portate è abbastanza stretta si deve ritenere che l'inquinamento è dovuto ad acque vadose locali canalizzate, di tipo carsico. E' quindi soprattutto la formazione dei calcari a fucoidi che, più di ogni altra si presta a dare questi risultati. Il carattere vaucusiano della risorgiva conferma questa deduzione. Pertanto il limitato affioramento di essi, lungo il corso del Garrafo, presso il Mulino Gaierto, rappresenta il punto più indiziato per una localizzazione delle perdite che alimentano la risorgiva. L'inquinamento dell'acqua termale costituisce un inconveniente per lo sfruttamento di essa, tuttavia non è probabile che si possa ovviarvi in modo definitivo. Volendo tamponare con cemento i principali punti idrovori (come per esempio le marmitte di erosione), prima o dopo le acque troverebbero altre vie di drenaggio, rendendo vani i lavori (come è già successo in passato). L'unico rimedio durevole (però di non facile esecuzione) sarebbe quello di deviare il torrente per un tratto di circa 200 metri, incanalandolo in modo da evitare il contatto con i calcari permeabili. Lungo l'affioramento della scaglia basterà identificare la più evidenti diaclasi e tamponarle.

La Grotta di Acquisanta

La grotta è situata a 200 metri a N+8° O dalla chiesa di Acquisanta, a poca distanza dal fiume Tronto, sulla riva destra.

L'ingresso principale (attualmente mascherato da un fabbricato) è rappresentato da un vasto portale, al contatto fra la formazione travertinoso e una puddinga grossolana a cemento friabile.

Il primo vano è uno spazioso atrio, lungo 34 metri e largo 12, con un soffitto a botte alto circa 7 metri. In questo atrio è stata ricavata una piscina.



La grotta termale di Acquisanta.

L'acqua che proviene dalle caverne seguenti, viene smaltita da un breve cunicolo artificiale, verso il ramo secondario della grotta.

La caverna della piscina comunica, attraverso uno stretto passaggio, con un altro vano, pure percorso dall'acqua, lungo 25 metri e largo da 6 a 10 metri. Questa caverna comunica, attraverso due grandi aperture, con una altra sala laterale, dal suolo coperto di fango. Da essa si diparte una galleria fangosa, che riceve, dopo 35 metri, le acque di deflusso della piscina. Questo ramo si continua con una angusta galleria, prima in direzione NO e poi O, percorsa dall'acqua, fino al secondo sbocco della grotta.

La parte più interna e più spaziosa della cavità, la cosiddetta «grotta sudatoria», ha inizio con un basso e stretto sifone, sul fondo della seconda caverna. La «grotta sudatoria» è lunga 97 metri e larga da 10 a 22. La volta, con sezione semicircolare, a profilo d'equilibrio statico, si mantiene intorno ai 10 metri di altezza. L'acqua, che scaturisce sul fondo della grotta, forma qui un modesto lago e scorre poi longitudinalmente fra due sponde argillose.

Alla «grotta sudatoria» (dove è stato costruito un pontile in legno) si accede attualmente attraverso un corridoio artificiale. Lungo il percorso di esso si incontra un'altra grotta naturale, la Grotta delle Stalattiti, di morfologia nettamente diversa ed indipendente.

Nella grotta di Acquasanta si osserva in modo evidente che l'effetto dell'acqua termominerale è soltanto secondario. Originariamente la grotta presentava una morfologia erosiva schiettamente carsica. Il tipo è *diretto*, ma non mancano sovrapposizioni *inverse* sotto forma di camini nella volta. L'insenilimento, connesso con un periodo di regime idrico diminuito, è stato di tipo chimoclastico, ed i vani si sono assestati sul tipico profilo di equilibrio statico, con volta a botte.

Il carattere termominerale della sorgente sembra essersi affermato più tardivamente, sovrapponendosi pertanto alla originaria morfologia carsica. Le acque profonde (siano esse giovanili o vadose termalizzate) hanno trovato una via di deflusso prestabilita nell'apparato carsico, e l'hanno utilizzata, imprimeando al sistema la propria impronta.

L'effetto è caratterizzato da una degradazione delle pareti travertinose, per cause chimiche. Si notano inoltre concrezioni aghiformi di zolfo, di gesso e di epsomite. Il sedimento argilloso, ed i fanghi utilizzati terapeuticamente, vanno pure riferiti all'azione dell'acqua termale.

Non è certo questo l'unico caso di una sorgente termominerale che utilizza una cavità carsica. Il MARTEL (1921) cita un caso del tutto analogo a questo: la Grotta di Matsesta, presso Sochi, nel Caucaso occidentale, in cui la sorgente (solforata, calcica e clorurata, con H_2S e una temperatura fra 21° e 25°) ha evidentemente utilizzato una preesistente grotta calcarea di tipo carsico, e attraverso ad essa sbocca in superficie.

Quanto alla sorgente stessa, che scaturisce sul fondo della grotta, essa è stata oggetto di una particolare esplorazione, a mezzo di autorespiratori.

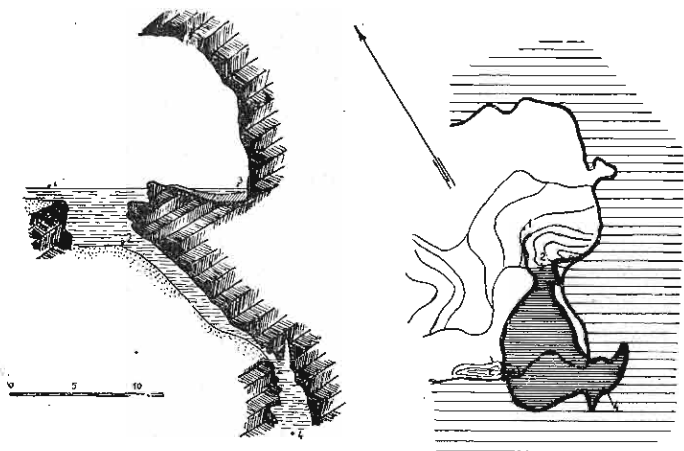
La parete terminale della «grotta sudatoria» scende verticalmente sotto al pelo dell'acqua, che in quel punto è profonda circa un metro e mezzo.

Lungo le due pareti ci sono sponde argillose, e sulla riva Ovest si ha una piccola nicchia laterale nella quale si ha una lieve percolazione di acque ferruginose.

Nel giorno della nostra esplorazione (1 maggio), l'acqua era leggermente opalescente, con una temperatura di 24.6°. Il fondo è coperto da un limo nerastro finissimo.

Poco più di un metro sotto il pelo dell'acqua, sotto alla sponda Ovest, il fango poggia su strati di travertino spugnoso, e fra essi si apre un orifizio triangolare, dal quale l'acqua esce turbinando violenta.

Passato questo imbocco, si raggiunge un vano di interstrato, inclinato a oltre 45°, che si addentra in direzione SO, allargandosi fino a 7 metri. La volta rimane bassissima, non raggiungendo il mezzo metro, il limo che copre il fondo ha uno spessore non misurabile. Le pareti sono alterate e si sfasciano in una fanghiglia molle.



Sezione e pianta della risorgiva.

Sul lato Sud di questo vano si apre una fessura orizzontale, bassissima (non ci sono più di 15 centimetri fra la volta ed il limo) ma tuttavia accessibile, data la fluidità del limo. Al di là di essa, il sifone prende una direzione SE e la pendenza si accentua fino ai 60°. Infine ci si trova sull'orlo di un condotto verticale, con pareti accidentate, sormontato da un camino. L'acqua esce verticalmente, con grande violenza.

La sorgente è quindi di tipo nettamente vauclusiano, e l'esplorazione non è stata spinta oltre i 12 metri di profondità.

Altre grotte

Nel corso della spedizione, una squadra, diretta da Bruno Davide, e con la partecipazione di alcuni uomini del Gruppo Speleologico Marchigiano, ha esplorato altre tre cavità della zona, delle quali diamo qui la relazione morfologica.

Grotta delle Stalattiti

Nel tratto di corridoio che intercorre dalla piscina alla sala sudatoria della Grotta Termale di Acquasanta si scorge un'apertura che immette in una graziosa cavernetta, adorna di bellissime concrezioni stalattitiche e stalammitiche, che si snoda perpendicolarmente al sunnominato corridoio. La lunghezza di questo primo vano è di una quindicina di metri con una massima larghezza di tre metri e mezzo.

Superato questo primo tratto la cui altezza media si aggira sui metri due ci si volge a destra per circa 90 gradi camminando sopra un sottile crostello di concrezione, qua e là sprofondato, sotto cui s'intravede uno specchio d'acqua limpida. Dopo circa otto metri, alla destra di chi cammina, a circa un metro da terra si scorge a malapena una strettoia semi otturata da stalattiti ed altre concrezioni che dà accesso ad un cunicolo molto stretto e bagnato, che poi si allarga leggermente piegando bruscamente a destra. Siamo a circa undici metri dalla strettoia ed il suolo è tutto cosparso di una sabbia finissima umida e tepida. Percorsi altri cinque metri il budello si sovrappone, pur senza comunicazioni di sorta, alla galleria principale e poi prosegue per altri nove metri, sempre nella stessa direzione, con una temperatura che diventa sempre più soffocante, per poi piegare a sinistra ed allargarsi in una piccola cavernetta sul fondo della quale, a circa un metro e mezzo di profondità dal piano del cunicolo, si intravede il soffitto del corridoio sottostante.

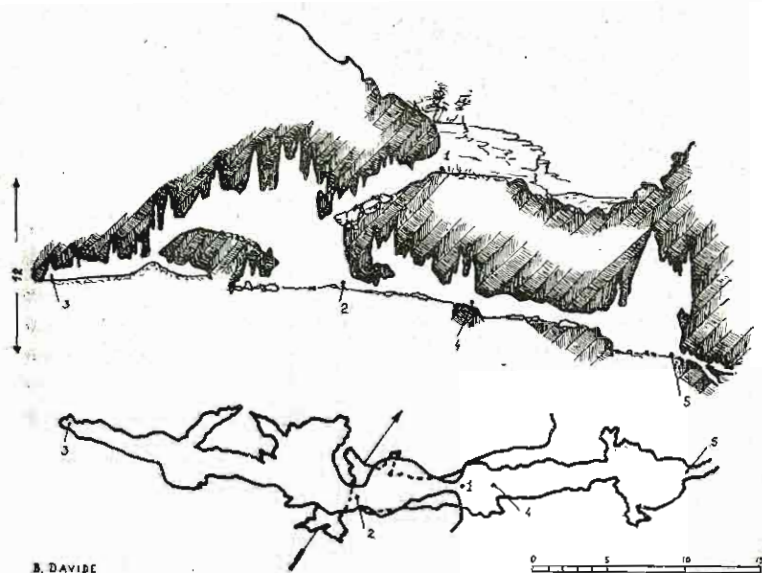
Questo ramo della caverna, che possiamo chiamare secondario, è scavato interamente nella marna grigio-bruna ma è ricoperto in molti punti da concrezioni calcaree, stalattiti e stalammiti che, erose in molti punti, mettono allo scoperto piccole chiazze della sunnominata marna dando così alla parete l'aspetto di una pelle di leopardo; fenomeno già riscontrato in molte altre grotte delle Marche (Grotta Bella, Grotta del Fiume ecc.). Il suolo è formato da una sabbia soffice che come le pareti è satura di umidità e la cui temperatura è alquanto elevata.

Ritornando al punto di partenza, ossia al punto 3 del rilievo, si prosegue lungo il ramo principale della grotta che, dopo aver piegato a sinistra si dirige nella stessa direzione del tratto 1-2 per poi ritornare sullo stesso allineamento del punto 3-4 del rilievo. Questo tratto, lungo circa trenta metri e con un'altezza media di due metri e mezzo, è costituito da una galleria a due sezioni sovrapposte, ossia una — superiore — a forma pressochè triangolare, ed una — inferiore — con forma schiacciata e di scarsa grandezza, sviluppata sotto il crostello calcareo rotto longitudinalmente in diversi punti, e quasi completamente immersa nelle acque di un laghetto che si estende per quasi tutta la sua lunghezza. A circa metà della galleria, addossato alla parete, semiostruisce il passaggio un grappolo di formazioni stalattitiche che dal soffitto finiscono a lambire l'acqua. Il soffitto, dopo diversi sbalzi, nella sua parte terminale si abbassa sino ad immergersi nell'acqua dopo aver accennato una lieve svolta a destra. Dopo questo punto è facile che la grotta prosegua, ma la eccessiva angustezza del passaggio, presumibilmente immerso, rende impossibile qualsiasi avanzata sia pure con l'attrezzatura subacquea.

Nel suo complesso questa grotta presenta caratteristiche molto comuni ed altre invece piuttosto rare, ad esempio la «pelle di leopardo», la temperatura molto elevata, e la sovrapposizione di due vani con un'intercapedine molto scarsa.

Grotta del Fiume

A circa 500 metri dall'antico molino, sotto la piccola frazione di Gaier-
to, a due metri sopra il livello del fiume Garrafo, in una leggera insenatura
delimitata a valle da una bassa parete di roccia ed a fianco dall'orlo della
valle solcata dal fiume sunnominato, si apre l'angusto foro d'accesso alla
Grotta del Fiume. Misura circa centimetri 60 per 50 e si addentra in direzio-
SO nella montagna con un asse principale di metri 28 assumendo così una di-
rezione perpendicolare al corso del fiume anzi citato.



Grotta del Fiume.

Dopo aver oltrepassato la stretto foro d'accesso e superata una lieve
discesa, dopo un salto di circa sei metri, la cavità si allarga e si innalza con
la volta alta fino a nove metri che si restringe man mano che s'innalza fino
a perdersi in fessure impraticabili. Il suolo in questo tratto è formato da
materiale detritico e da argille rosse. Sul fondo, continuando sullo stesso
asse, prima sale e poi ridiscende un cunicolo di modeste proporzioni il cui
suolo, al punto estremo, è costituito da un deposito senile di sabbia sottile.

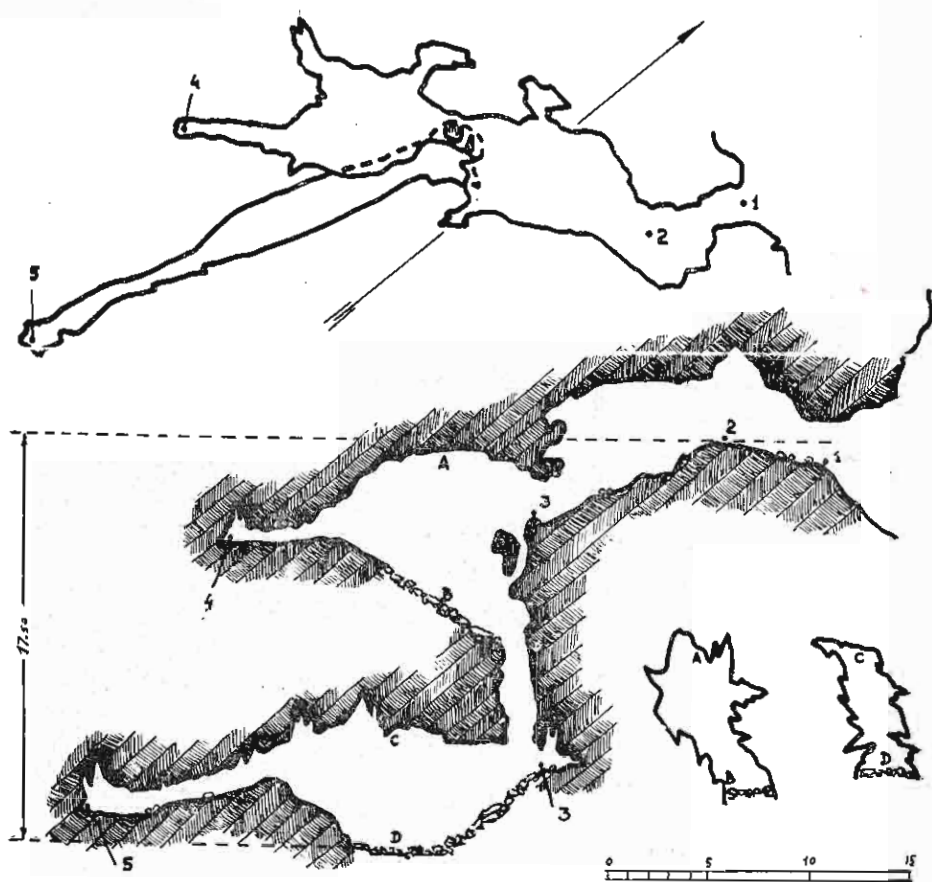
La parte più interessante di tutta la cavità si sviluppa in retroversione
partendo dalla caverna centrale e passando sotto l'entrata e quindi sotto il
letto del fiume. E' costituita da un cunicolo in leggero declivio forato da pic-
coli camini e col suolo simile a quello della caverna, che sbocca in un alto

vano formato da un fascio di vari fusi uniti fra di loro nel quale l'acqua d'infiltrazione cola abbondante dal soffitto e, dopo aver inzuppato il suolo ghiaioso, si riversa in un minuscolo inghiottitoio. Da questo giunge un distinto rumore di acqua precipitante.

Questo ultimo tratto, a rilievo eseguito, risultò trovarsi esattamente sotto il corso del fiume con un leggero sviluppo anche oltre la riva.

Grotta dei Saraceni

Alcune centinaia di metri a valle della Grotta del Fiume ad un'altitudine di circa 70 metri dal livello del fiume Garrafo, nella parete a picco, si



Grotta dei Saraceni.

apre un foro con la sezione a semicerchio. Varcato il portale, il primo tratto si addentra leggermente in salita con una direzione parallela all'asse della valle sottostante per poi piegare in direzione SO con alcuni salti a gradino mentre la volta si innalza leggermente. A circa 15 metri si passa una strettoia che immette in una cavernetta con nel fondo, sotto al punto 3 del ri-

lievo, l'orificio di un pozzo molto stretto. Questa cavità, sul fondo, corrispondente alla strettoia d'entrata, continua con un cunicolo molto angusto assumendo una massima lunghezza di metri 17. Altri due cunicoli di lieve entità si diramano sulla destra di chi entra. Al centro depresso della cavernetta, superando un piano detritico, ci si trova sull'orlo del pozzo sunnominato. Con una scaletta di meno di dieci metri si può accedervi facilmente. Giunti ai piedi del pozzo ci si addentra in direzione S in un cunicolo molto alto con la sezione a forma di spaccatura lievemente sbandata sulla destra. Anche qui l'ultimo tratto è caratterizzato da un angusto cunicolo. Questo tratto inferiore, dalla caratteristica forma della cavernetta soprastante, si dirige con un asse spostato di circa 25 gradi da ovest a sud rispetto all'asse di andamento dello sviluppo superiore.

La grotta, specie nella parte inferiore, è poco concrezionata e le pareti in molti punti sono coperte da una specie di latte di monte secco e polverulento.

LA GROTTA DELLE TASSARE SUL MONTE NERONE (APPENNINO MARCHIGIANO)

La presente descrizione si riferisce all'esplorazione effettuata nei giorni 2-3 agosto 1952, per iniziativa del Gruppo Speleologico Marchigiano, con la partecipazione della Società Adriatica di Scienze Naturali di Trieste, dei Gruppi Grotte di Pesaro, Jesi, e Osimo, del dott. Conci di Genova, di Pasa di Verona e del dott. Bischi di Piobbico.

Nel corso di questa esplorazione fu effettuato il rilevamento dell'asse principale della grotta, che qui di seguito viene descritto.

Grotta delle Tassare

Località Monte Nerone, prov. di Pesaro, comune di Piobbico

50.000 IGM - F. 116, IV, Cagli

Sit. m. 2000 Est + 15° N dal Monte Nerone

Lat. 43° 33' 43" - Long 0° 5' 24" Est (M. Mario)

Quota ingresso m. 1050

Profondità m. 343

Larghezza (lungo l'asse principale) m. 590

Pozzi interni m. 5, m. 8, m. 10, m. 14, m. 9, m. 13, m. 82, m. 7

Rilievo: W. MAUCCI (Soc. Adriatica di Scienze Naturali - Trieste)

Data del rilievo: 2-3 agosto 1952.

a) *Cunicoli di accesso* — La grotta si apre ai piedi di una scarpata scoscesa, sul pendio di un marcato canalone che scende dai fianchi del Monte Nerone, alla quota di 1050 metri s. m. Nella roccia esistono alcune anguste fenditure ostruite da terriccio (tane di tassi, da cui «grotta delle tassare»), una delle quali rappresenta l'orifizio del sistema sotterraneo. Un primo cunicolo bassissimo (una trincea artificiale, al suolo, lo rende un po' più agevole) si addentra in direzione Ovest, allargandosi a fenditura orizzontale d'interstrato, e presentando qualche cammino verticale che ne alza la volta ad un profilo ogivale (elemento di morfologia erosiva, senilizzato). Dopo un percorso di una trentina di metri, il suolo si abbassa in un salto verticale di 5 metri, che dà accesso ad una galleria molto ripida, a forma di fenditura verticale, diretta a NNO, con un angolo molto marcato rispetto al cunicolo soprastante. Poco prima del suo termine, la galleria si biforca, e qui esiste una bella formazione concrezionata a cortina (l'«orecchio di elefante»). La fenditura sbocca infine, dopo una quarantina di metri, in una più spaziosa galleria rettilinea, diretta verso Nord-Ovest (quota -28).

b) *Dalla «galleria bianca» alla «caverna delle frane»* — La galleria scende con pendio molto forte, e presenta una sezione uniforme, con una larghezza di 5-6 metri e altrettanti di altezza. La volta a botte indica un profilo di equilibrio assestatosi per azioni chimoclastiche, sulle quali si è sovrapposta una vistosa litogenesi di insenilimento. Tuttavia alcuni camini molto acuti rimangono come vestigia di vecchie azioni erosive verticali.

La litogenesi riveste interamente le pareti e il suolo, con uno spesso strato concrezionato che in superficie è alterato in una massa pulverulenta bianca, simile al latte di monte. Esistono alcune tozze stalammiti, un gruppo delle quali sorge su un terrazzo orizzontale, accanto all'imbocco di un ramo laterale detto «sala bianca».

Dopo un percorso di 54 metri, la morfologia cambia sensibilmente. La galleria rimane rettilinea, ma diventa più ampia. Un enorme camino, del quale non si vede la sommità rompe l'uniformità della volta, e la litogenesi, più modesta, non riesce a sovrapporsi efficacemente ad una morfologia elastica piuttosto complessa. I due aspetti delle morfologie elastiche, *chimioclastico* e *gravielastico* (MONTORIOL, «Los processos clásticos hipogeos», *Rass. Spel. Ital.*, III, 4, 1951) sono qui combinati e si sovrappongono alla originaria morfologia erosiva, della quale rimangono evidenti segni (camini fusiformi, ponti naturali, eversioni). Il materiale detritico copre il suolo e ne diminuisce la pendenza.

Qui la galleria si sdoppia ancora. Un ramo alto, ingombro di materiali elastici, comunica attraverso due pozzi (P. 10 e P. 14) col ramo basso, che è la diretta continuazione della galleria precedente.

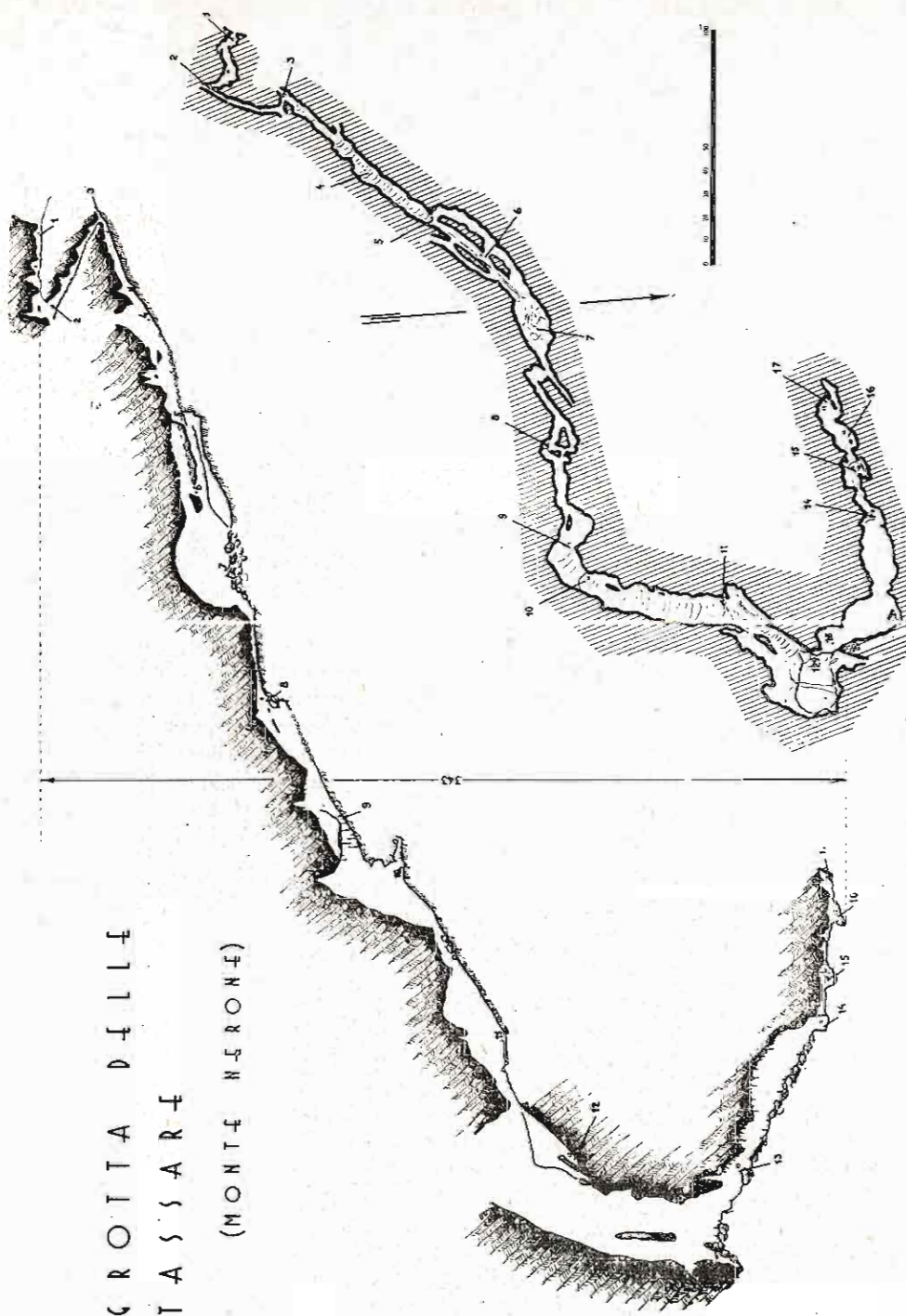
Questo ramo basso conserva nettamente, per un buon tratto, i caratteri morfologici erosivi. Esso si affossa a cañon, con sezione «gravitazionale» (*«Gravitationsprofil»*, KYRLE, «Grundriss der theoretischen Speläologie», Wien, 1923), ed è pressochè privo di concrezione. Sulla parete destra, due finestre si affacciano su un altro ramo laterale, più basso, con morfologia analoga al primo.

Tutti e tre i rami paralleli sboccano in una spaziosa caverna, dal suolo fortemente inclinato, dove il rivestimento di concrezione torna a sovrapporsi alle morfologie erosive e elastiche. Il pavimento è concrezionato, e accanto alla parete destra si trova un cospicuo gruppo di stalammiti e colonne. Lungo l'asse principale del vano però, si continua la incisione canaliforme che ha caratterizzato tutto il tratto di galleria per oltre 35 metri, e che più in alto aveva assunto carattere di cañon, mentre qui invece si è ridotto ad un solco profondo e marcatissimo, non più largo di 20 centimetri. Questo solco si va però nuovamente allargando nella sua parte declive, dove esso si inclina inoltre fortemente, svasandosi nella caverna sottostante. Le pareti della spaccatura sono del tutto prive di concrezione e presentano una morfologia erosiva abortita.

La uniformità del solco, che attraversa conservando i suoi caratteri, sia la galleria elastica che la successiva caverna litogenica, denota una origine più recente, per cui ci troviamo qui di fronte ad una tipica sovrapposizione di morfologie dovuta a ringiovanimento.

La caverna seguente è una delle più vaste dell'intero sistema sotterraneo (lunghezza 40 metri, larghezza 14, altezza oltre 22). Essa risulta evidentemente dal collegamento di due vani sovrapposti in seguito al crollo del diaframma di roccia che li separava.

La volta è regolare, cilindrica, con un tipico profilo di equilibrio statico, in seguito a fenomeni di insenilimento chimioelastico. Il suolo è coperto da un caos di enormi blocchi di roccia recanti segni di decalcificazione, e coperti da un leggero velo di limo.



GROTTA DELL'ASSARE
(MONTE NERONE)

Questa caverna fu denominata «caverna delle frane» (quota -82).

c) *Dal «labirinto» al P. 9* — Nella sua parte più bassa, la caverna si restringe ed il suolo, sempre ingombro di grossi macigni, scende con pendio più ripido, fino a sboccare in un più ristretto vano, dal suolo suborizzontale, dove la morfologia litogenica riprende il sopravvento e caratterizza l'aspetto dell'ambiente sovrapponendosi ai tratti morfologici originari.

Anche qui troviamo due gallerie parallele, che seguono l'orientamento prevalente di tutta la prima parte della grotta (N+50° E). Se l'orientamento è rigorosamente parallelo, diverso invece è l'aspetto dei vani. La prima galleria, che segue in diretta continuazione l'asse maggiore della «caverna delle frane», è alta e stretta, con profilo «gravitazionale». Alcune marcate creste sporgenti orizzontali sulle pareti conferiscono a questo vano l'aspetto «a vani sovrapposti» (DE MARTINI, «Osservazioni su tre inghiottitoi fossili ecc», Boll. Soc. Adr. Sc. Nat., XLVI, 1952) e che io ho chiamato «galleria tipo Vittoria» (MAUCCI, «L'ipotesi dell'erosione inversa ecc.», *ibid.*).

L'altra galleria, parallela alla precedente, è invece un vano d'interstrato, molto basso e ingombro di colonne stalattitiche. La volta, suborizzontale, è percorsa da una netta linea di frattura longitudinale, che si innalza in tre camini verticali fusiformi.

Dopo una trentina di metri di percorso rettilineo, questa galleria si biforca. Il ramo destro, molto basso, conserva le caratteristiche suddette, senza però la diaclasi, che si continua invece nel ramo sinistro. Quest'ultimo è ora più alto, a sezione verticale, «gravitazionale», e sul suolo si notano alcune marmitte di erosione insenilite e concrezionate.

I due rami si congiungono nuovamente, e sboccano su un pozzo verticale di 9 metri (P. 9), il cui orlo è fortemente inclinato, e sul quale sbocca anche, con una finestra, una diramazione del suddescritto ramo sinistro (quota -96).

d) *Dalla «galleria delle ossa» al P. 13* — Il P. 9 presenta pareti fortemente concrezionate. Il suo orlo sporge a pulpito, ricco di stalattiti, e si ripiega poi in dentro, a strapiombo. Il vano cui si accede in questo modo è una mediocre cavernetta allungata, col suolo in ripido declivio coperto di detriti, orientata Nord-Sud. La sua parete Est è però aperta in un ampio portale semicircolare, al di là del quale la galleria riprende il suo andamento in direzione Est.

Qui la galleria è spaziosa, con un tipico profilo semicilindrico, ma le pareti conservano ancora marcati segni di erosione. Il complesso è senile, e lo denota sia il profilo della volta, staticamente stabilizzato, sia la litogenesi sempre abbondante. Si ha ancora un accenno all'esistenza di due antichi rami sovrapposti, dei quali rimangono alcuni resti del diaframma divisorio. Il suolo è coperto di minuti detriti che vanno facendosi via via più grandi procedendo verso il basso.

Nella parte più alta del pendio questi detriti sono mobili ed incoerenti, e recano segni di decalcificazione. Più in basso invece, il materiale detritico tende a ricoprirsi di un sottile strato di concrezione, finchè, più in basso ancora, i singoli elementi elastici sono cementati fra di loro a formare una breccia a cemento cristallino, molto resistente. In questo punto, fra i singoli bloc-

chi cementati si notano alcune grosse ossa (ossa lunghe, costole e la parte occipitale di un cranio) attribuibili a *Ursus*, che non è stato possibile estrarre.

Proseguendo lungo la galleria, il suolo diventa uniformemente coperto da uno strato continuo di concrezione compatta e molto spessa. La pendenza è sempre molto forte tuttavia non si formano qui i bacini a vasca, caratteristici dei terreni concrezionati molto inclinati.

Qui la galleria è molto ampia, a sezione regolare. La volta, abbassata ad un certo punto in un portale a semicerchio, si innalza poi nuovamente, ricchissima di stalattiti, e forma due ampi camini. L'aspetto è sempre quello generale di una galleria diretta insenilita, e sulle pareti si notano alcuni accenni di formazioni a quinta. Un grosso pilastro di roccia in sito, rimane a separare un piccolo corridoio laterale.

Dopo 60 metri, si avverte la tendenza del sistema a ruotare, scostandosi dalla direzione Est, per portarsi verso Nord. La galleria si allarga e si abbassa, e si incontrano alcune grosse ed eleganti colonne stalammitiche.

Si ha qui una vera caverna, lunga 18 metri e larga 12, il cui lato meridionale forma una ripida scarpata concrezionata, che precipita in un pozzo larghissimo ed imponente (P. 13) (quota -141).

e) *Dal P. 13 alla «caverna del lago»* — Il P. 13 ha un aspetto a voragine, largo all'imbocco quasi 20 metri, che va poi allargandosi in una ampia caverna. Un alto camino ogivale, di forma molto regolare, sormonta il vano.

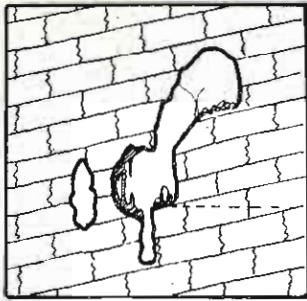
La parete del pozzo, molto ricca di concrezione, si presenta piuttosto irregolare ed accidentata, con nicchie, sporgenze e ballatoi orizzontali, in un modellamento secondario dovuto all'insenilimento litogenico.

La base del pozzo è rappresentata da un piano orizzontale concrezionato, con alcune tozze stalammiti. Un piccolo corridoio ascendente, ricco di stalattiti e colonne stalammitiche, risale sotto alla galleria soprastante, e termina con un ristretto camino.

Dalla base del P. 13 si estende una ampia galleria rettilinea, diretta verso Nord + 20° Est, che ripete nelle grandi linee i caratteri della galleria esistente fra il P. 9 e il P. 13, ma che, per il grande incurvarsi della volta, tende a raffigurare una serie di caverne.

La prima di queste è rappresentata dal P. 13 stesso. Il suolo scende in ripida pendenza (30°), ricoperto da una concrezione ruvida e compatta che evidentemente ricopre del materiale clastico. Alcuni enormi macigni, alti fino a cinque metri, giacciono sul fondo, cementati da una crosta cristallina. La parete Sud del P. 13, che conserva alcuni segni di evorsioni, si abbassa rapidamente fino ad un portale, alto e largo 8 metri, cui segue un tratto di galleria più basso. Questa galleria rappresenta un raccordo con una ulteriore caverna, nella quale la volta torna ad alzarsi fino a oltre 25 metri, e il cui suolo continua a scendere con immutata pendenza.

Al termine del pendio (lungo in tutto 80 metri) si incontra una nuova caverna, sormontata da un camino. L'asse maggiore di questa caverna è diretto verso NE, ed il suolo è pianeggiante e coperto da un uniforme strato di fango. Le pareti verticali sono povere di concrezione e recano segni di livelli d'acqua. Al tempo della nostra spedizione l'acqua era ridotta ad un piccolo stagno nell'angolo Nord. Tuttavia il livello normale dell'acqua è di circa un metro più alto, ed in tal caso l'intero fondo della caverna è occupato



-1-

0 5 10

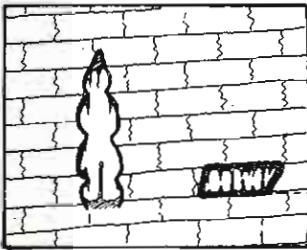


-3-

0 5 10

978
-72

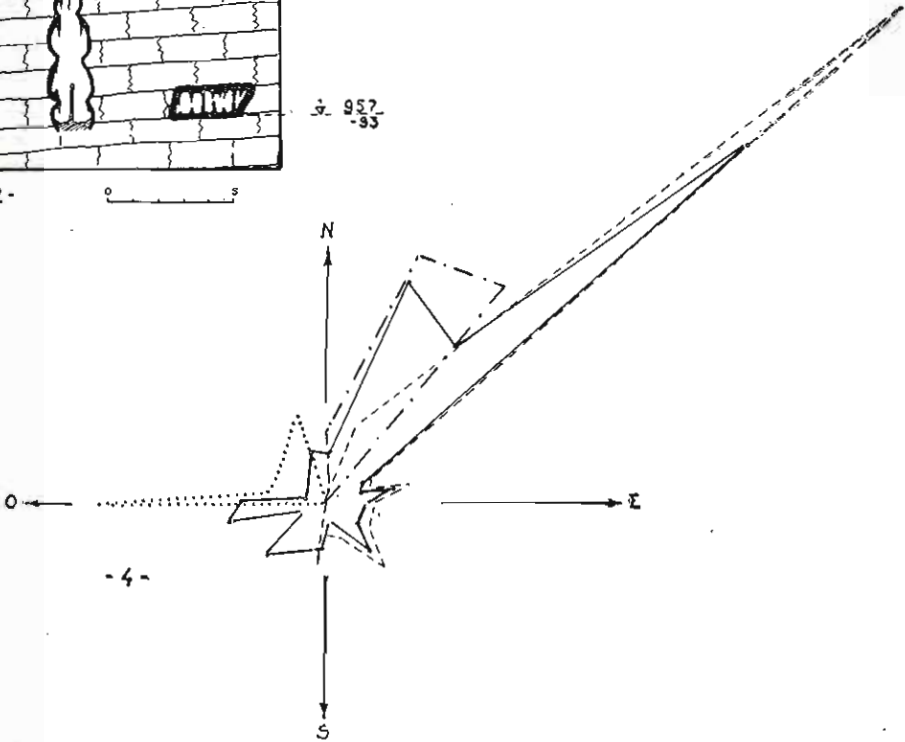
851
-199



-2-

0 5

957
-93



-4-

Vedi note a pagina seguente.

da un unico lago, lungo 25 metri e largo 11, di forma triangolare, col lato maggiore diretto a Nord-Est (quota -199).

f) Il P. 82 — Un breve tratto di galleria, dal suolo fangoso, mette la «caverna del lago» in comunicazione con l'orlo della maggiore voragine della grotta, l'imponente P. 82. Questo abisso viene raggiunto anche da un'altra breve galleria, parallela a destra di quella principale, che comunica con essa mediante una grande finestra sulla parete della «caverna del lago». Il suolo di questa galleria è formato da grandi macigni elastici cementati da un leggero strato di concrezione.

La voragine è larga al suo imbocco quasi 50 metri, ed è sormontata da un enorme camino ogivale, la cui sommità rimane invisibile.

La prima parte ha una parete inclinata a circa 45°, in uno scivolo concrezionato, che accanto alla parete sinistra si affonda in un antico canale di erosione, ma che attualmente è completamente insenilito con abbondante rivestimento di concrezione. Alcune sporgenze pulpitiformenti danno al fondo del solco un profilo a gradinata.

Dopo 29 metri di dislivello, si raggiunge un piccolo terrazzino orizzontale, sul quale sta appoggiato un enorme blocco di roccia, alto non meno di 12 metri, che lascia fra sè e la parete un pertugio triangolare attraverso il quale si perviene ad un vano laterale dell'abisso, a quota — 236. Questo vano è una galleria diretta verso Nord, lungo la cui parete Ovest corre uno scalino roccioso, in parte concrezionato. Il suolo è fangoso. La galleria stessa è lunga soltanto poche decine di metri, essendo poi bloccata da una grande frana. E' da ritenere che questo ramo sboccava un tempo all'aperto, sui fianchi del monte.

All'imbocco di questa galleria, sul suolo fangoso fu rinvenuto uno scheletro completo di *Ursus arctos*, che fu recuperato ed è attualmente allo studio presso il Civico Museo di Storia Naturale di Verona.

Davanti all'imbocco della galleria dell'orso, il P. 82 continua ed assume qui un andamento nettamente verticale, cilindrico, largo 28 metri circa, ma diviso in due da un esteso ponte naturale, che congiunge le pareti Nord e Sud del pozzo.

La roccia è sempre riccamente concrezionata, con vivo scintillio di cristalli, e presenta alcuni piccoli ripiani e qualche nicchia. A 66 metri sotto l'orlo del pozzo (quota — 271) il ponte naturale cessa, sotto forma di un vasto portale ad arco, ed il pozzo forma una spaziosa caverna, il cui suolo si trova a quota — 290.

- 1) - Sezione delle tre gallerie parallele del tratto che precede la "caverna delle frane", in corrispondenza del P. 10.
- 2) - Sezione delle due gallerie parallele del tratto che segue la "caverna delle frane".
- 3) - Sezione della "caverna del lago", con la galleria parallela ad essa. La linea tratteggiata indica il livello di piena del lago.
- 4) - Diagramma polare degli orientamenti dei vari tratti di galleria della grotta. Linea continua: orientamenti relativi all'intera grotta (scala 1:300). - Linea tratteggiata: orientamenti relativi al tratto fra l'imbocco e il P. 13 (scala 1:200). - Linea a tratti e punti: orientamenti nel tratto fra il P. 13 e il P. 82 (scala 1:200). - Linea punteggiata: orientamenti del tratto terminale, dopo il P. 82 (scala 1:200).

Il solito cono detritico, che si trova alla base di tutti i pozzi verticali, è formato qui da blocchi di grandi dimensioni, alcuni dei quali superano i 5-6 metri di diametro. Quasi tutti però sono cementati dalla concrezione che li ricopre in molti punti con una crosta continua ed uniforme, e sulla quale sorgono molto numerose le stalammiti. Alcune di queste presentano la forma «a pigna», caratteristica delle colonne dell'Aven d'Orgnac e della Grotta Gigante (N. 2 V.G.), che sembra essere propria delle stalammiti formate sotto una volta molto alta.

Due nicchie ornate di stalammiti si trovano sulle pareti Sud e Est.

Accanto alla stessa parete Est esistono alcuni grandissimi blocchi di roccia non cementati, o appena leggermente ricoperti da un velo di concrezione. Qui è possibile calarsi in un angusto vano aperto fra la parete e il cumulo detritico cementato, scendendo in un cunicolo che si chiude infine in fenditure impraticabili fra i massi. (quota — 298)

g) *La galleria retroversa finale* — Alla base della parete Ovest del P. 82 si apre un ampio portale a volta, che conduce ad un ultimo ramo, lungo circa 140 metri.

Il primo tratto, molto spazioso, è una successione di tre caverne, con volta a cupola ricca di stalattiti e con qualche camino. Il suolo è anche qui molto ripido, con grossi blocchi di roccia cementati come al solito dalla concrezione e recanti qua e là belle colonne stalammitiche.

A differenza delle gallerie superiori, molto asciutte, in questo ramo inferiore l'acqua è più abbondante e oltre all'accresciuto stillicidio corre come un velo al suolo, dove la concrezione assume spesso l'aspetto delle tipiche vaschette, molto piccole però.

Le tre caverne sono lunghe rispettivamente 16, 24 e 35 metri, e il suolo scende fino a quota — 330.

Al termine della caverna, dove la volta scende con improvvisa curva, un ultimo gradino di macigni concrezionati forma un piccolo salto di 7 metri, accessibile senza attrezzi.

La parete di fronte al salto è ricca di colonne stalammitiche, in mezzo alle quali si aprono due piccole finestre che danno su un corridoio basso e stretto, dal suolo orizzontale e con un decorso tortuoso, ma diretto in linea generale verso Sud-Ovest.

Il corridoio sbocca in una mediocre cavernetta, il cui suolo si affonda in una fossa fangosa. Numerose sono le stalattiti e le colonne, che rendono l'ambiente molto piacevole. Accanto alla parete destra, un grosso gruppo di colonne delimita un vano laterale, occupato da un lago lungo 9 metri e largo 4, molto profondo (non meno di 2 metri) e con acqua di rara limpidezza.

Un'altra angusta apertura segna la continuazione del sistema. Si ha qui un cunicolo orizzontale, abbastanza largo ma molto basso, con la volta interrotta da due camini stretti ed alti. Il suolo è coperto da fango molto viscido, in mezzo al quale trasuda dell'acqua che forma piccoli laghetti torbidi. In alcuni punti la volta si abbassa fino a meno di mezzo metro.

Al termine del cunicolo si trovano infine due mediocri cavernette, lunghe circa 12 metri ciascuna, l'ultima delle quali ha una breve diramazione a destra, più alta.

Il punto più profondo, nella penultima cavernetta, è una specie di fossa fangosa, dove si tocca la quota — 343, la più profonda sotto il livello dell'ingresso.

Tutta la galleria terminale, a partire dalla base del P. 82, si dirige in una direzione nettamente contrastante col sistema superiore. Dopo 40 metri in direzione NNO, il resto della galleria si dirige nettamente verso SO. Il sistema è quindi pressochè esattamente parallelo al tratto compreso fra la «caverna delle frane» e il P. 13, però in direzione opposta. Si ha cioè un tipico e perfetto esempio di «retroversione interna» (MAUCCI, «La ipotesi dell'erosione inversa ecc.», Boll. Soc. Adr. Sc. Nat., XLVI, 1952).

Nel suo complesso la grotta è scavata in un complesso fascio di diaclasi, le cui direzioni prevalenti sono 45° e 80° . Alcuni tratti seguono invece il sistema secondario, che qui non è, come di regola, ortogonale al primo, bensì si sviluppa con direzioni 20° e 340° .

L'azione di un corso d'acqua ipogeo è certamente da invocare come agente speleogenetico. I resti di una antica condotta gravitazionale («Gravitationserosion». KYRLE, op. cit.), con un pavimento infossato a cañon e con pareti terrazzate, sono riconoscibili in diversi punti, fra cui principalmente il tratto che precede la «caverna delle frane». Il percorso delle acque avveniva longitudinalmente al sistema, quindi con meccanismo «diretto» (MAUCCI, op. cit.). Tuttavia non mancano segni di deflussi verticali di acque, e di erosione inversa, sotto forma specialmente di camini nella volta, dei quali si contano non meno di 29. Particolarmente tipica dell'erosione inversa è poi la retroversione finale.

Tutta la complessa e varia morfologia primaria è tuttavia mascherata, e spesso nascosta da una vistosa morfologia secondaria di insenilimento sovrapposta, la quale si manifesta principalmente con fenomeni di litogenesi e di concrezionamento, nonchè con fenomeni elastici localizzati.

Diversi rami laterali di non rilevante sviluppo, non sono stati rilevati. Uno di essi, vicino all'imbocco, ha un andamento ascendente e porta il dislivello totale della grotta a circa 370 metri. La profondità, dall'imbocco al fondo, è di 343 metri.

— NUOVE RICERCHE NELLA GROTTA DI BOSSEA (CUNEO)

Spedizione del G.G.M. dal 13 al 21 marzo 1954

Il G.G.M. (Gruppo Grotte Milano) ha organizzato ed effettuato dal 13 al 21 Marzo del corrente anno una spedizione scientifica al grande complesso carsico di Bossea (Val Corsaglia — Mondovì — Cuneo).

Già nel 1953 era stata effettuata una esplorazione a carattere indicativo allo scopo di accertare le possibilità che la grotta presentava per ulteriori ricerche e studi. Dato il risultato positivo di questo sopralluogo, si decideva di intraprendere uno studio di vaste proporzioni sull'importante complesso carsico.

Presi accordi con la Società amministratrice della Grotta (S.I.C.A.V.), con l'Ente Provinciale per il Turismo di Cuneo e con il Comando Territoriale Militare di Torino, è stato possibile condurre a termine una serie di ricerche che hanno portato a risultati soddisfacenti.

Dirigeva la spedizione il Geom. Giuliano Rondina, attuale Direttore Tecnico del G.G.M. e partecipavano alla stessa i seguenti soci: Dott. Aldo Balducchi, Augusto e Franco Giorelli, Conte Giuseppe Negri, Carlo Papadia, Antonio Pietracaprina, Arrigo Cigna.

Fini principali della spedizione erano i seguenti:

- 1) — Studi sulla meteorologia ipogea con particolare riguardo alle temperature dell'aria — acqua — terreno.
- 2) — Campionatura e studio dei depositi sabbiosi ed argillosi del corso d'acqua sotterraneo nella speranza di ottenere indicazioni sul bacino idrogeologico di raccolta.

Inoltre la spedizione si era proposta altri scopi di secondo ordine, come:

- 1) — Esplorazione e rilevamento di eventuali tronchi nuovi.
- 2) — Ricerche entomologiche.
- 3) — Esplorazione e collegamento di eventuali cavità nella zona circostante interessanti la grotta in oggetto.
- 4) — Dettagliato rilievo geologico esterno ed interno.

Un'ulteriore spedizione leggera veniva effettuata nell'Agosto 1954 per completare le osservazioni raccolte nelle precedenti visite.

Diamo seguito, innanzi tutto, ai risultati conseguiti nelle ricerche meteorologiche.

Meteorologia

Sono state compiute misurazioni termometriche dell'aria lungo l'intero sviluppo della grotta per quanto riguarda il regime invernale. Durante il periodo estivo si sono rilevate le temperature dell'aria solo nella galleria di accesso.

Dall'esame di tutte queste misure e da accurate osservazioni sui movimenti dell'aria e della pressione statica all'interno, si sono potute porre alcune ipotesi sugli schemi della circolazione dell'aria nella grotta e sulla distribuzione delle temperature.

Naturalmente quanto verrà esposto sulla meteorologia di questa grotta, costituisce solo una prima ipotesi sullo schema della circolazione dell'aria nella Grotta di Bossea. Viene quindi prospettato un programma di ricerche che potranno anche modificare o precisare gli attuali punti di vista.

Si è trovato anzitutto un punto di equilibrio la cui temperatura è costante e pressochè uguale alla temperatura media annua locale, situato a circa 50 metri dall'ingresso, nella galleria di accesso. In questi primi 50 metri si ha l'influenza della temperatura esterna sull'aria della grotta, mentre al di là di una breve zona, lunga una decina di metri attorno al punto di equilibrio, la temperatura dell'aria nella galleria è regolata dagli scambi di calore operati dal corso d'acqua.

Inoltre in questa galleria si è riscontrata, in tutte le stagioni, una leggera corrente d'aria diretta verso l'interno. All'ingresso si ha pure un'altra debole corrente, però circolatoria in un piano verticale, dovuta all'aria esterna che, d'estate, calda, entra, si raffredda, in parte si inoltra ed in parte scende verso il pavimento e ritorna all'esterno; d'inverno entra rasentando il suolo, si riscalda, in parte s'inoltra ed in parte sale verso il soffitto ritornando all'aperto.

Allo sbocco della galleria d'accesso nel grande salone si osserva pure un movimento circolatorio analogo a quello in regime invernale già notato all'ingresso. In questo caso però, esso mantiene lo stesso senso durante tutto l'anno in quanto la temperatura del grande salone è sempre minore di quella della galleria d'accesso.

Poichè pure il movimento principale dell'aria nella galleria in questione mantiene lo stesso verso durante tutto l'anno, è probabile che esso sia dovuto all'aspirazione provocata da correnti d'aria nel resto della grotta, entranti o uscenti a seconda della stagione da aperture della volta.

Sia nel primo che nel secondo grande salone si sono anche riscontrate correnti circolatorie nel piano verticale alimentate da aria calda proveniente dalle zone superiori, che si raffredda seguendo il corso del torrente.

Nel secondo salone poi, sono state osservate forti vorticosità che spostavano o spingevano verso il basso i palloncini adoperati per misurare la altezza della volta. Qui, nel periodo invernale, l'aria esterna penetra attraverso aperture finora ignote e diminuisce leggermente l'umidità relativa dell'aria interna, che per tutto il resto della grotta è del 100%.

Nell'ultimo tratto infine, la temperatura dell'aria subisce alcuni sbalzi dovuti forse a comunicazioni con l'esterno e con altri sistemi di gallerie, e si innalza poi, con uniformità, verso il termine dove si ha il «Labirinto» e la «Galleria delle Meraviglie». E' verosimile quindi che questi due ultimi complessi, insieme ad un altro vicino cui si accenna in altra parte di questo stesso lavoro, non siano che una parte di un più vasto sistema di caverne, perlopiù asciutte, che si trova a quota superiore rispetto alla grotta attualmente conosciuta e che probabilmente ne rappresenta il ramo fossile.

Inoltre, dalla forma del diagramma delle temperature si può dedurre che le comunicazioni con l'esterno, con circolazione dell'aria, non dovrebbero trovarsi al di là laghi terminali della Grotta di Bossea, ma al di sopra delle gallerie superiori.

Nel periodo estivo si inverte il senso della circolazione dell'aria lungo tutta la grotta eccetto che per la galleria d'accesso dove tale senso rimane inalterato, in quanto, come già è stato detto, qualunque sia il verso della circolazione dell'aria nei grandi saloni, all'imbocco della galleria d'accesso si verifica sempre una depressione.

Per quanto riguarda l'idrologia, è da osservare come nella galleria pochi metri a monte della grande cascata del Lago Ernestina, vi sia una polla d'acqua più calda (circa $2,5^{\circ}\text{C}$ in più) di quella del torrente e che denota la provenienza da un sistema di gallerie differenti.

E' interessante notare poi che la temperatura dell'acqua si aggira sugli 8°C rimanendo pressochè costante in ogni stagione. Ciò significa che proviene da una zona la cui isoterma media annuale ha al massimo tale temperatura: ora, poichè l'isoterma media annuale della grotta è di $10,5^{\circ}\text{C}$ circa, essendo il gradiente geotermico di circa $0,5^{\circ}\text{C}$ ogni 100 metri di altezza, la zona con isoterma di 8°C si trova ad una quota più elevata della grotta di 500 metri, cioè ad una quota di almeno 1300 metri s.l.m.

Pertanto al di sopra di questa quota si dovrebbe trovare il bacino principale di raccolta delle acque costituenti il torrente della Grotta di Bossea.

Lo studio mineralogico e petrografico dei depositi del torrente sotterraneo è tutt'ora in corso. Ci riserviamo di darne notizia quanto prima sulla Rassegna Speleologica Italiana.

Nuove scoperte

Per quanto riguarda le nuove diramazioni esplorate e rilevate nel corso della spedizione, queste sono state ricordate all'accurato rilievo del Prof. C. F. Capello (1) che ha servito di base a tutti i nostri studi.

Un cunicolo interessantissimo dal punto di vista speleologico ed eventualmente suscettibile di studi per la sua valorizzazione turistica, è stato rintracciato, nella cosiddetta «Sala delle Frane», su indicazioni del Prof. Capello, nell'estremo ramo nord.

Per convenzione detto cunicolo è stato chiamato «Ramo semi-attivo» poichè si tratta di una galleria saltuariamente invasa dalle acque in periodo di piena. Ha uno sviluppo di circa 135 metri.

Di notevole interesse è stato il ritrovamento, attraverso una strettoia, del ramo attivo principale nel tratto ritenuto inaccessibile a valle del punto in cui il torrente stesso sparisce fra i massi franati; quest'ultimo è stato percorso a guado per circa una ventina di metri a valle e per circa una trentina

1) Capello — «Il fenomeno carsico in Piemonte - Le Alpi Liguri» - Centro di studi per la Geografia fisica del C. N. R., Bologna 1952.

— Capello — «La Grotta di Bossea» - Rassegna Speleologica Italiana - Anno VI - Fascicolo 2 - Giugno 1954.

a monte e si presenta non più largo di metri 1,50 e con un'altezza variabile da metri 2 a metri 3.

Il ramo semi-attivo che ad un certo punto interseca, naturalmente a quota inferiore, il ramo fossile d'ingresso, si presenta con una tipica sezione appiattita: il fondo è prevalentemente coperto da ciottoli arrotondati, anche di notevoli dimensioni, di natura poligenica; solo qua e là esso affiora ed è in parte coperto da concrezioni a vaschetta.

Dalla presenza in parete di superfici di roccia perfettamente levigate ed assolutamente libere da concrezioni si può dedurre che il «Ramo semi-attivo» deve aver funzionato, in passato, in regime forzato.

Omettiamo una descrizione particolareggiata di queste gallerie poichè, per varie ragioni, ci è stato possibile eseguire solo un rilievo speditivo; ci riserviamo di fare ciò in un secondo momento dopo aver ultimato le ricerche in programma.

Dal punto ritenuto più elevato della grotta, all'altezza della colata sita in fondo alla «Galleria delle meraviglie», con l'ausilio di una pertica metallica a giunti e di una scala, è stato raggiunto il *Crocevia*, così denominato per la presenza, al termine di un trafilatoio, di una saletta da cui si dipartono tre ampi cunicoli, ad angolo retto tra loro. Uno di questi, il centrale, in forte salita, conduce ad una sala ricca di concrezioni ed occupata da un bacino d'acqua (già scoperto da Don Politano) con fondo coperto da fimo.

Questa parte più alta non presenterebbe più alcuna possibilità di proseguimento. Non è da escludere però che in passato in tale punto, più elevato di tutta la grotta, esistesse un'apertura (sono stati notati infatti due principi di camini) quasi sicuramente a pozzo, ostruita in seguito da detrito e da concrezioni.

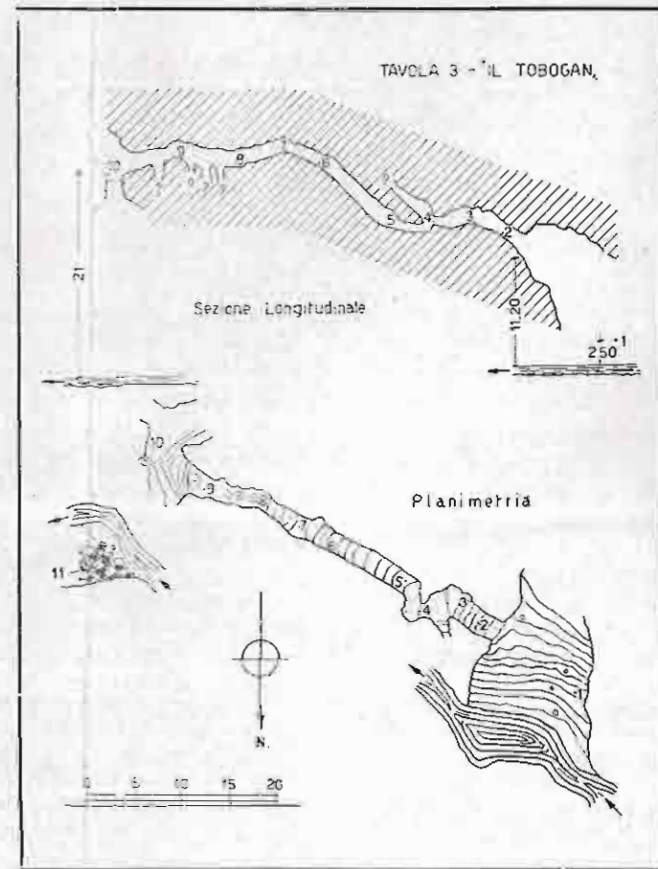
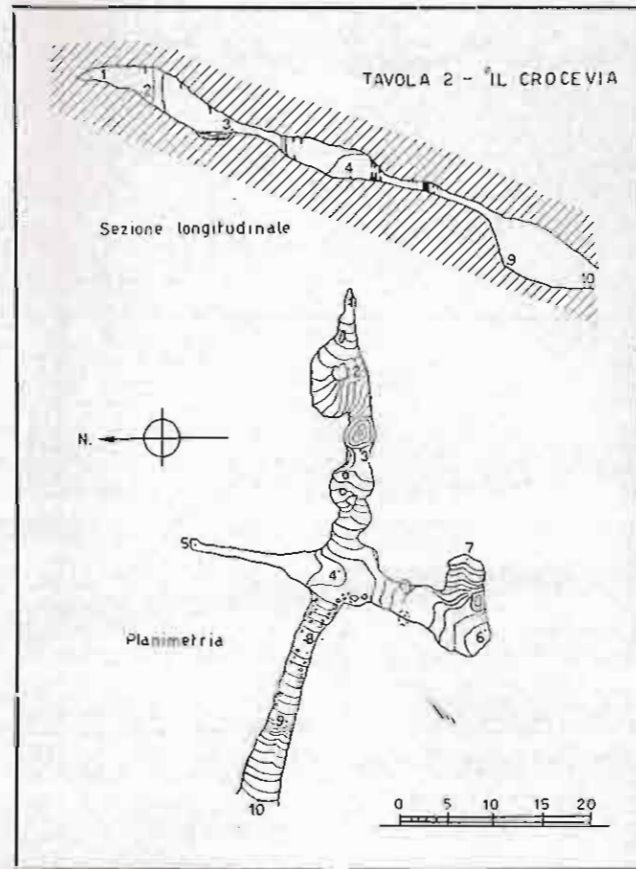
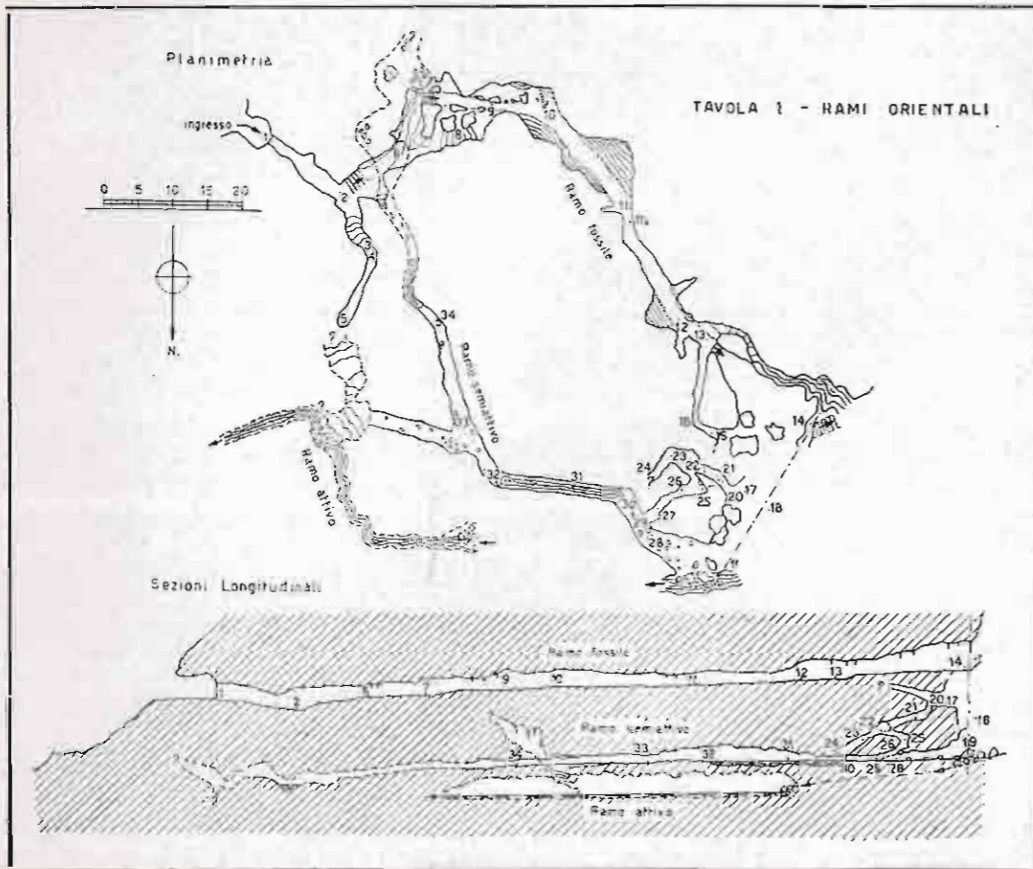
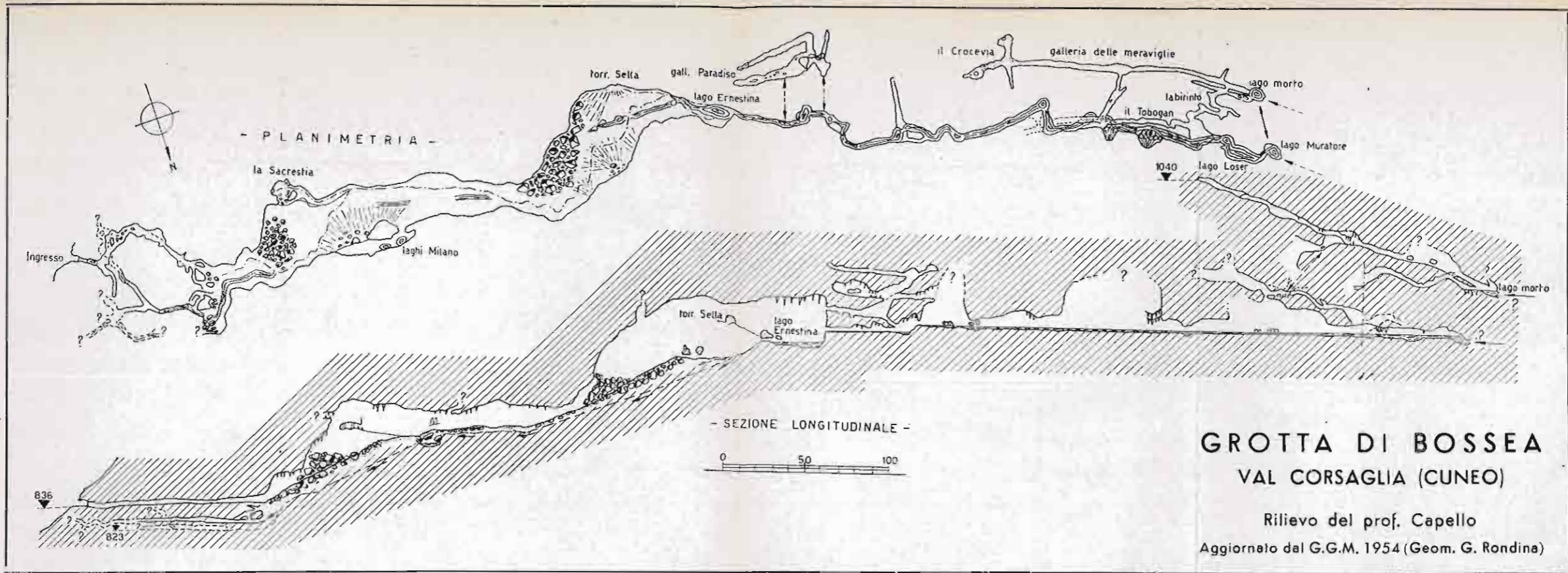
Una sommaria visita esterna di scarso successo a causa della neve, ha infatti permesso di accertare la presenza di una modesta falda di detrito all'incirca sulla verticale del punto suddetto, sempre all'esterno. In prossimità delle località Fontane e Pianazzi sono state inoltre notate altre cavità, probabilmente comunicanti con il complesso carsico di Bossea.

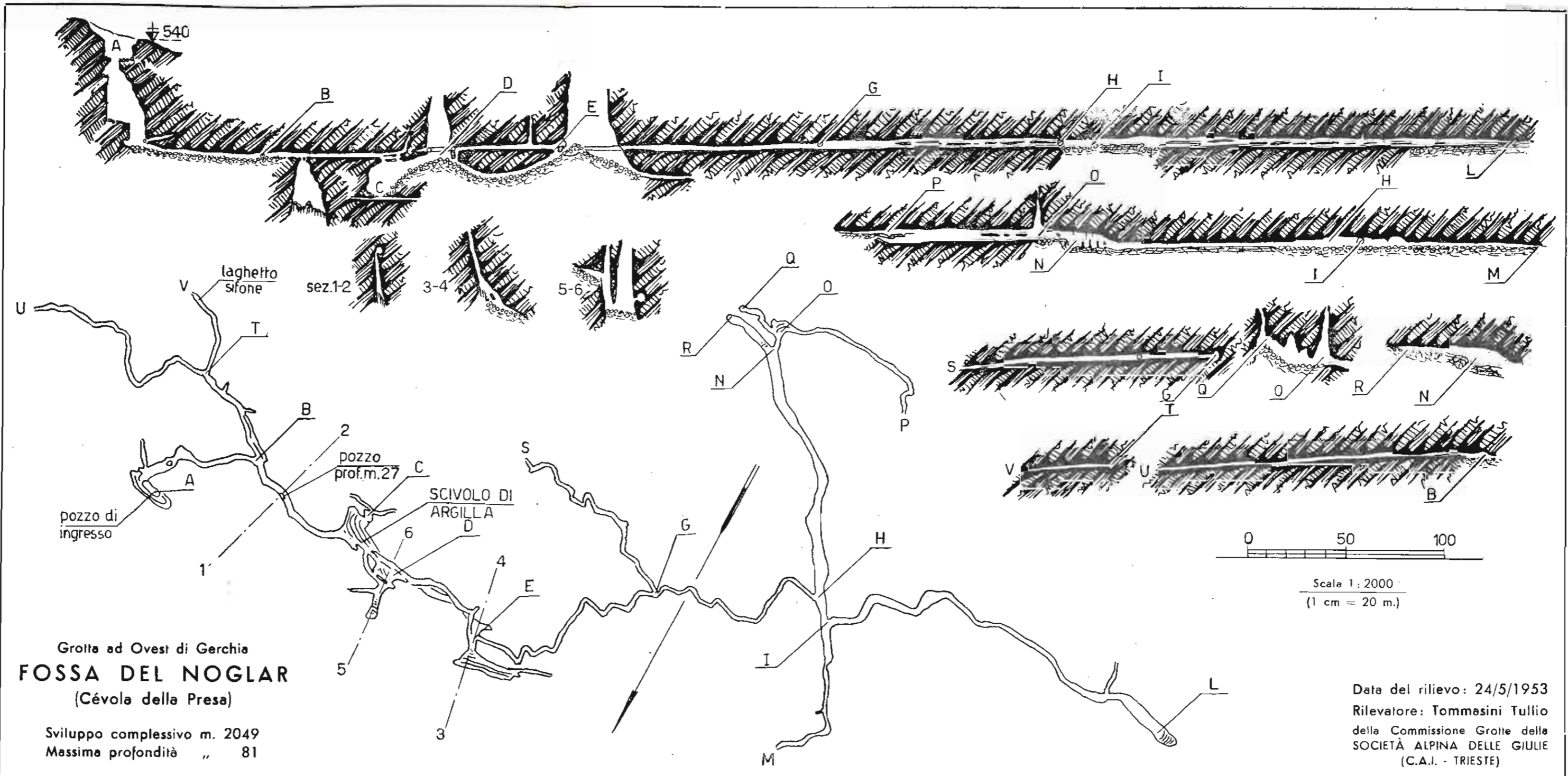
A questo riguardo il G.G.M. intende completare in un prossimo futuro, anche su invito della S.I.C.A.V., le ricerche intraprese.

E' stata scoperta inoltre una galleria battezzata «*Tobogan*» mettente in comunicazione, grazie ad un percorso in ambiente completamente asciutto, l'interno del labirinto terminale (Caposaldo 24) con la sala antistante il Lago Loser ed inizio del labirinto stesso (Caposaldo 17 — Rilievo del Prof. Capello).

Quest'ultima galleria a percorso serpeggiante, si presenta come un'antica condotta forzata di diametro variabile da metri 1,50 a 2,50. Le pareti sono levigate, senza concrezioni; qualche pozzo si apre nel suolo ed un camino si apre nella volta.

Nota interessante, il parallelismo di questo ramo con la «Galleria delle meraviglie» e con il ramo superiore attivo percorso dal torrente; caratteristica classica dei complessi carsici sviluppatasi nei sistemi di diaclasi.





Grotte ad Ovest di Gerchia
FOSSA DEL NOGLAR
 (Cévola della Presa)

Sviluppo complessivo m. 2049
 Massima profondità „ 81

Scale 1: 2000
 (1 cm = 20 m.)

Data del rilievo: 24/5/1953
 Rilevatore: Tommesini Tullio
 della Commissione Grotte della
 SOCIETÀ ALPINA DELLE GIULIE
 (C.A.I. - TRIESTE)

Nel primo salone infine, all'altezza della cosiddetta «Sacrestia», sulla sinistra orografica, alla sommità di una frana è stata notata una saletta che dà accesso ad una galleria terminante con due laghetti intercomunicanti e con una finestra apertesi verso il tratto superiore del primo salone.

I due bacini d'acqua sopra menzionati, alimentati da stillicidio, sono stati denominati «Laghetti Milano».

Nel corso della spedizione, allo scopo di fornire una adeguata documentazione fotografica, si è fatto uso di un lampeggiatore elettronico Eliotron tipo SL 2.

Date le particolari condizioni ambiente si sono verificati alcuni inconvenienti nel funzionamento.

Il G.G.M. ha ora allo studio un nuovo tipo di lampeggiatore atto a funzionare anche in ambiente sub-acqueo.

Concludendo: L'insieme dei dati raccolti ci permette di riassumere le seguenti caratteristiche topografiche della grotta:

Lunghezza	metri 1.013
Sviluppo totale . .	metri 1.866
Dislivello	metri 217

Degli altri scopi che la spedizione si era prefissa, non tutti poterono essere raggiunti, soprattutto per le avverse condizioni atmosferiche. Abbondanti neviccate impedirono infatti il rilievo geologico esterno di dettaglio, così come la ricerca sistematica ed il collegamento di eventuali cavità sovrastanti.

Come già annunciato, è intendimento del G.G.M. di portare a termine le ricerche iniziate; sui risultati relativi ci riserviamo di darne comunicazione in seguito.

FOSSA DEL NOGLAR O CEVOLA DELLA PRESA

Questa cavità(1), vasta e complessa nella sua rete di gallerie a condotta d'acqua, occupa, con i suoi 2.050.— metri di sviluppo, uno dei primi posti fra le più estese cavità d'Italia.

Di essa si trova cenno in una pubblicazione tedesca del 1930, da cui risulta esplorato e rilevato esclusivamente il pozzo d'ingresso.

La grotta si dirama sul margine nord-orientale dell'altipiano del Ciaorlecc, Prealpi Carniche, e precisamente in quel tratto di terreno calcareo appartenente al Cretaceo Superiore, e costituito da Calcari di Scogliera e Calcari a Rudiste.

Il banco calcareo degrada in valli e vallette in direzione del torrente Cosa e del Rio Secco, che lo solcano con le loro profonde e strette forre. Nella sua parte nord il banco è delimitato da una barriera di strati Eocenici marnoso-arenacei a facies di Flysch. E' proprio lungo questa fascia che gli strati calcarei si presentano alquanto tormentati da una serie pressochè ininterrotta di pieghe, faglie e diaclasi, che parecchio hanno influito sulla costituzione attuale della cavità in esame.

L'ingresso della grotta si presenta come una profonda diaclasi allargata dall'acqua che giunge più o meno abbondante da una fonte che sgorga dai terreni arenacei distanti solo qualche decina di metri.

La spaccatura d'ingresso, che misura alla superficie circa m. 20 x 4, si va poi restringendo e riallargando fino a raggiungere la profondità di 55 metri.

L'acqua della fonte, che s'infiltra per una serie di fessure capillari nei pressi dell'ingresso, ricompare a circa metà pozzo scorrendo lungo la parete verticale in rivoli piuttosto abbondanti, e si raccoglie sul fondo in un bacino che smaltisce le sue acque in una galleria talmente angusta da costringere l'esploratore a procedere strisciando sul fondo composto da detriti calcarei e arenacei di ogni grossezza, e percorso a tratti dalle gelide acque del torrentello. In questo percorso gli strati si mantengono quasi orizzontali, e la galleria presenta la tipica sezione ovale di condotta forzata. Al punto B l'acqua prende decisamente la diramazione di sinistra, in lieve discesa, che si mantiene costantemente stretta e bassa, sì da rendere molto disagiata il proseguimento. Questo cunicolo, come tutte le altre gallerie strette e basse della grotta, procede con una serie ininterrotta di anse molto accentuate, tanto che i tratti diritti superano raramente i 10-15 metri. La volta della galleria è costantemente formata dal letto dello strato superiore, diviso da quello inferiore da una fessura larga in media 10 cm. che si

(1) Fossa del Noglar o Cevola della Presa. Tavoletta F. 24-I SE — Castelnuovo del Friuli. Situazione: m 625-SO+44'0". Quota ingresso: n. 540. Profondità: m 81. Primo pozzo: m 55. Pozzo interno m 27. Sviluppo complessivo: m 2050. Esplorazione: Commissione Grotte C.A.I. Trieste. Rilevatore: Tommasini Tullio. Data rilievo: 24-5-1953.

estende in profondità lungo il giunto dei due strati. Al punto U un masso incastrato nello stretto pertugio impedisce di proseguire, mentre la diramazione V è chiusa da un laghetto a sifone.

Ulteriori corsi d'acqua, del tutto indipendenti da quello che entra dal pozzo d'ingresso, scorrono dal punto P lungo la galleria P-H, a da una spaccatura apertesi poco prima del termine della galleria L-I, per poi unirsi e proseguire lungo la galleria H-G-E. Il tratto P-O, uno dei pochi in cui è possibile procedere eretti, si presenta come una stretta e alta forra sul cui fondo, fra banchi di sabbia ammassati lungo le pareti, l'acqua scorre abbondante, mentre sulla volta e sulle pareti alte abbondano le concrezioni d'un bianco purissimo, che formano, al punto P, una barriera insormontabile. Parte a sè costituisce il ramo O-Q, che presenta tracce evidenti di erosione verticale, con spaccature e camini percorsi da acqua, forte stillicidio, rocce a spigoli vivi e lame taglienti. Con uno scivolo di concrezioni si giunge al punto N, che dà inizio a quello che doveva essere un tempo il ramo principale e più vasto di tutta la cavità. Questa galleria, ora riempita da detriti calcarei e arenacei fin quasi alla volta, era alimentata un tempo anche dalla diramazione R-N, ora ostruita da frane e concrezioni, e presenta abbondanti formazioni di calcite, fra le quali scorre a meandri il ruscelletto. La diramazione proseguiva in origine lungo il tratto H-I-M, ma ora le acque hanno trovato una via più comoda, mentre il tratto più antico funziona da smaltitore delle acque in periodo di piena, tanto più che la sua portata è di molto ridotta a causa del riempimento di detriti.

Una forte portata d'acqua aveva un tempo anche il ramo L-I, ora completamente ostruito nella sua parte terminale da detriti e concrezioni, e reso ancora attivo da un ruscelletto che entra da una spaccatura laterale della parete. L'acqua si è aperta la sua strada tra i detriti e le concrezioni del fondo, mentre lo stillicidio ha continuato a lavorare in volta, si da formare ricche concrezioni e colate che spesso si uniscono a metà parete, formando una specie di pavimento sospeso, su cui si può agevolmente procedere all'asciutto. L'acqua prosegue poi nel tratto I-H, dove si congiunge con quella proveniente dal punto P. Il tratto H-F presenta di nuovo il fenomeno delle anse in successione continua. Dapprima le concrezioni sono abbondanti sulla volta e sulle pareti, tanto che, anche per la ristrettezza della galleria, si passa a stento, ma poi cessano del tutto al punto G. La diramazione G-S, che forse un tempo raccoglieva le acque provenienti da H, ora presenta ad una quarantina di metri dal punto G, una zona di spartiacque, costituito da una cavernetta da cui, per una fessura, entra un ruscello, che prosegue oltre al punto S, dove la volta si abbassa sì da toccare quasi l'acqua. Il tratto G-E, è privo di concrezioni ed in certi punti molto angusto, essendosi l'acqua aperta la via lungo il giunto degli strati e scorrendo quindi su una superficie più vasta. Ad una decina di metri dal punto E una stretta spaccatura profonda oltre tre metri cattura tutta l'acqua che in parte riaffiora nel ramo basso E-D, in cui mancano del tutto le concrezioni, mentre il fondo è costituito da detriti calcarei di ogni misura.

La via antica delle acque era costituita dal ramo alto E-D, per poi proseguire, sopra lo scivolo d'argilla, sino al punto B. Ora questa parte della galleria è completamente trasformata causa la presenza di una diaclasi che,

una volta raggiunta e allargata, ha catturato tutta l'arqua della galleria. Così al punto E (sez. 3-4), come al punto D (sez. 5-6) e allo scivolo d'argilla e al pozzo che si apre sul pavimento della galleria a circa 25 metri dal punto B (sez. 1-2).

Attualmente il tratto superiore E-D presenta uno spartiacque ad una ventina di metri oltre il punto E, dove da un camino entra un filo d'acqua ricco di calcite in soluzione, che scende verso il punto D, fino a raggiungere un pozzo da cui scende nella diramazione bassa. Al punto D, da un altissimo e largo camino, cade un intenso stillicidio che distrugge i residui di abbondanti ed un tempo belle concrezioni. La galleria superiore presenta una serie di aperture sulla parete di questo camino, per poi proseguire e chiudersi con un banco di sabbia argillosa. Il tratto D-C si presenta fortemente eroso e cosparso di massi in bilico. Sul fondo un torrentello si scava la sua strada lungo una angusta galleria. Superato lo scivolo d'argilla, fortemente inclinato, si giunge nuovamente nel ramo alto, chiuso anche esso verso il punto D da sabbia, argilla e concrezioni. Il tratto dello scivolo d'argilla al punto B è ora percorso dalle acque di stillicidio, che si raccolgono in numerosi bacini sul fondo limaccioso e sparso di rocce taglienti. Questo per quanto riguarda la descrizione morfologica della grotta.

Non altrettanto semplici a descriversi le difficoltà notevoli incontrate dagli esploratori, che hanno dovuto in più esplorazioni percorrere, fra andata e ritorno, ben 4 km. di gallerie strisciando per ore intere, maneggiando strumenti che non dovevano esser bagnati, nell'acqua spesso profonda, dove la lunghezza del percorso e l'angustezza delle gallerie avrebbero impedito l'uso di qualsiasi tuta impermeabile, sia per la sua scarsa resistenza agli strappi, ivi inevitabili, sia perchè sarebbe stata impedita quella necessaria traspirazione procurata dagli sforzi di avanzamento in condizioni così disagiati.

Ciononostante si è riusciti a portare a termine un sufficientemente esatto rilievo, corredandolo di tutti quei dati necessari ad un primo studio della cavità.