

LEONARDO PICCINI*

CARATTERI MORFOLOGICI ED EVOLUZIONE DEI FENOMENI CARSIICI PROFONDI NELLE ALPI APUANE** (Toscana, Italia)

RIASSUNTO - Lo studio dei sistemi carsici delle Alpi Apuane, e dei loro rapporti con l'assetto morfologico, ha permesso di ipotizzare un quadro evolutivo in grado di dare un ulteriore contributo alla storia morfotettonica plio-quadernaria di questo settore di Appennino.

In sintesi queste le conclusioni a cui si è giunti:

I fenomeni carsici delle Alpi Apuane hanno avuto una storia complessa che ha inizio sin dal primo denudamento del nucleo apuano, che ha messo alla luce le formazioni carbonatiche della successione apuana metamorfica (in particolare marmi e dolomie).

Il carsismo si è sviluppato prima nel settore sud-occidentale e si è poi esteso a tutte le Apuane. Ciò è da mettere in relazione sia con l'assetto strutturale del nucleo apuano sia con il fatto che i bacini periapuani sono andati sprofondando a partire da S e da W verso N ed E favorendo la carsificazione delle rocce carbonatiche a partire dai settori sud-occidentali.

Lo studio delle morfologie ipogee dei principali sistemi carsici e di alcune cavità relitte suggerisce l'esistenza di almeno tre fasi di sviluppo preferenziale dei fenomeni carsici; fasi che trovano riscontro in altrettante generazioni di superfici a bassa pendenza o di creste a sviluppo orizzontale.

I fenomeni carsici più antichi, costituiti da alcune cavità relitte con morfologie di tipo freatico poste intorno ai 1500 m di quota, si sono formati in un paesaggio ben diverso dall'attuale con un livello di base almeno 1000-1200 m più alto. La presenza di ciottoli di arenarie non metamorfiche nelle gallerie superiori del Complesso Carsico del M. Corchia fa propendere per una età riferibile al Pliocene medio-superiore, in cui cioè l'idrografia superficiale sulle Apuane non era ancora condizionata dall'esistenza dei bacini intermontani del Serchio e della Val di Magra.

La seconda e più importante fase di sviluppo ha dato origine alla maggior parte delle morfologie freatiche dei sistemi carsici sotterranei, ora posizionate prevalentemente tra 1200 e 1000 m, in coincidenza con numerosi lembi di superfici a bassa pendenza che testimoniano l'esistenza di una morfologia relativamente matura sviluppatasi durante una fase di stasi tettonica. È in questa fase che si sono sviluppati i grandi piani di gallerie del Corchia grazie all'esistenza di un bacino chiuso che convogliava grosse quantità di acqua verso di esso. Durante questa fase nelle estreme porzioni nordorientali delle Apuane non si avevano ancora affioramenti di rocce carbonatiche tali da permettere lo sviluppo di fenomeni carsici profondi.

La terza fase, precedente alla attuale, ha interessato tutto il massiccio apuano dando origine a sistemi freatici posizionati intorno ai 600-700 m di quota con drenaggio centrifugo. Questa fase ha agito sia sul versante garfagnino delle Apuane, dove è ancora attiva, sia sul versante marino, dove invece il livello di base si è ulteriormente abbassato sino a circa 300 m di quota.

SUMMARY - *Morphological characters and evolution of deep karst phenomena in the Alpi Apuane (Toscana, Italia)*. Thanks to the study of karst caves systems in the Alpi Apuane it was possible to put forward an evolutionary model of the morphotectonic setting. This model is an important contribution to the understanding of the plio-quadernary morphotectonic history of this side of the Apennines.

The main conclusions can be so summarized:

* Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze.

** Si ringraziano i Prof.ri C. Bartolini e G. Pranzini e i Dott.ri M. Coli e E. Pandeli per i consigli e le utili discussioni e per la rilettura di parti del manoscritto.

The apuan karst shows a multi-phase history beginning with the denudation of the metamorphic complex and the outcropping of carbonatic formations (marble and dolostone).

The development of caves first began on the south-western side, widening progressively out to the rest of the Apuane. In fact the structural pattern of the Apuane and the migration from S and W towards N and E of the tectonic collapse of intermontane basins caused the carbonatic rocks to outcrop first on the south-western side.

The spatial and morphogenetic analysis of caves systems and relict-caves suggests the existence of three development phases. These different phases may be related to plane surfaces and horizontal ridges.

The oldest caves, which show phreatic passages at more than 1500 m a.s.l., formed in a landscape very different from the present-day one and with a base level 1000 m higher than now. The presence of non-metamorphic sandstones pebbles in the upper galleries of Corchia Complex suggests that this galleries, and the other relict-caves, formed in a morphotectonic pattern in which the Apuane were a low-relief area bounded on N and E by highlands of non-metamorphic rocks. Such morphotectonic setting existed during the Pliocene, before or at the beginning of the collapse of the intermontane basins of Serchio and Magra Valley.

The second and more important phase gave origin to most of the phreatic caves, which are now positioned between 1200 and 1000 m of elevation. These caves are well related with planation surfaces that are probably remnants of a mature topography developed during an early quaternary phase of tectonic quiescence. During this phase a closed basin of some tens of km² drained allogenic waters towards the Corchia Complex, allowing the development of large conduit-levels in it. On the north-eastern side of the Apuane the lack of outcroppings of carbonatic rocks did not allow the development of karst.

The third phase of karst evolution is responsible for the formation of phreatic conduits now positioned between 700 and 600 m a.s.l. This phase acted on the Garfagnana side of the Apuane, where it is still active, and on the seaward side, where the karst base level, corresponding to the main karst springs, is now around 300 m of elevation.

PREMESSA

Le forme carsiche di sottosuolo sono elementi morfologici in grado di conservarsi per lunghi periodi di tempo e di conservare con sé le tracce delle modificazioni ambientali che si sono avute dal momento della loro formazione. In molte aree della superficie terrestre, e in particolare in quelle geo-morfologicamente più attive, le cavità carsiche costituiscono i più antichi elementi morfologici presenti.

Semplificando il problema, l'evoluzione di un sistema carsico ipogeo, come di qualsiasi altro sistema morfologico della superficie terrestre, risente di diversi fattori che possiamo sostanzialmente dividere in due categorie. Da una parte vi sono tutti quei fattori relativi all'assetto geo-strutturale del corpo roccioso, legati ai processi sedimentari, diagenetici, tettonici ed eventualmente metamorfici, che hanno interessato la roccia prima dell'avvento del carsismo vero e proprio. Variazioni litologiche o di facies, giacitura delle superfici di strato, presenza e orientamento dei sistemi di faglie e fratture, sono tutti fattori «predisponenti» che condizionano in maniera più o meno marcata lo sviluppo dei fenomeni carsici superficiali e profondi. Assetto idrogeologico e geografico superficiale, condizioni climatiche e tettonica attiva, sono invece fattori ambientali che agiscono sullo sviluppo del carsismo contemporaneamente alla sua evoluzione riflettendosi nella configurazione dei sistemi carsici.

Una volta riconosciuto l'effetto dei fattori lito-strutturali predisponenti, l'analisi delle «risposte» dei sistemi carsici alle variazioni dei principali fattori ambientali permette di utilizzare certe loro caratteristiche come *indicatori paleoambientali*. Tali caratteristiche sono soprattutto quelle relative alle forme di erosione s. l., alle diverse scale, e di riempimento, sia di origine clastica che chimica.

L'importanza di un sistema carsico come «registratore» di dati paleoambientali è poi tanto più importante quanto l'ambiente esterno è «distruittivo», ovvero sottoposto a processi morfogenetici molto attivi, come è il caso delle zone montuose dotate di alta energia di rilievo.

INTRODUZIONE

Le Alpi Apuane rappresentano una delle aree chiave per la comprensione della complessa e ancora non ben chiara evoluzione dell'Appennino Settentrionale. Ciò nonostante, pochi sono i lavori a carattere geomorfologico che le riguardano, eccezion fatta per le morfologie glaciali. Le ragioni di questa scarsa attenzione sono probabilmente legate al fatto che queste montagne non presentano morfologie tali da permettere facili ricostruzioni della loro evoluzione morfotettonica.

Sotto la brulla superficie dei massicci apuani si sviluppano però alcuni dei più grandi sistemi carsici conosciuti in Italia. Questa peculiarità permette di trasferire nel sottosuolo quelle analisi morfologiche che risultano scarsamente significative in superficie.

Questo lavoro rappresenta un primo tentativo nella direzione di riuscire a ricostruire la storia morfotettonica di quest'area partendo dall'analisi dei sistemi carsici sotterranei.

La scelta delle Apuane come area di studio è dovuta principalmente alla ricchezza e all'alto grado di conoscenza dei fenomeni carsici sotterranei (qui si trovano il più grande sistema carsico conosciuto in Italia e quello più profondo), e all'importanza «strategica» dell'area nel quadro della evoluzione geologica e geografica dell'Appennino Settentrionale.

CENNI STORICI

Tra i primi ad interessarsi ai fenomeni carsici apuani occorre ricordare due illustri naturalisti del diciottesimo secolo: il VALLISNERI (1726), che visitò e descrisse alcune grotte della Garfagnana, e lo SPALLANZANI (1789), che in uno scritto si sofferma su alcune note grotte delle Apuane. Nella metà del diciannovesimo secolo il SIMI (1847), nella sua «Relazione del Monte Corchia», descrive in maniera molto dettagliata la prima parte dell'Antro del Corchia (120 T/LU), allora denominato «Buca ventajola» per la forte corrente d'aria che fuoriesce dall'ingresso e che tanto impressionò i primi visitatori.

Con l'inizio di questo secolo appaiono i primi lavori a carattere esclusivamente speleologico riguardanti le Alpi Apuane. Tra questi: «Appunti di speleologia della Garfagnana» del QUARINA (1910) e «Caverne e grotte delle Alpi Apuane» di BRIAN e MANCINI (1913) che per molti anni rappresentò il lavoro più esauriente e completo sull'argomento.

Negli anni Trenta le esplorazioni hanno un forte impulso grazie all'attività di speleologi fiorentini che esplorano le prime grandi grotte delle Apuane, tra cui l'Abisso E. Revel (102 T/LU), una verticale unica di 300 m di profondità, la Buca dell'Omo Salvatico (54 T/LU) e l'Antro del Corchia, sino alla profondità di 540 m, allora record del mondo (MARCHETTI, 1930 e 1931).

Nel secondo dopoguerra, in seguito al proliferare dell'attività esplorativa e alla nascita di numerosi gruppi speleologici, viene costituito il Catasto delle Grotte della Toscana, in cui gran parte delle cavità inserite sono localizzate sulle Apuane, e inizia la ricerca sistematica di nuove grotte anche nelle aree meno accessibili. Tra le numerose pubblicazioni che vedono la luce negli anni Sessanta diverse hanno spunti di carattere scientifico, poiché numerosi sono coloro che praticano attività speleologica provenendo dall'ambiente delle scienze naturali. Molti sono anche gli studiosi stranieri che vengono a visitare le Apuane e le loro grotte. Tra questi un gruppo di geologi cecoslovacchi (KRALIK e SKRIVANEK, 1965) compiono interessanti ricerche in diverse cavità apuane e nel Corchia in particolare, lasciando una dettagliata relazione in cui, forse per primi, mettono in relazione le morfologie di alcune grotte con l'esistenza di un «peneplano» pliocenico di cui rimarrebbero tracce in «paleosuperfici» situate attualmente intorno ai 1200 m.

Con gli anni Settanta si ha un forte incremento dell'attività esplorativa, e alla scoperta

di sempre nuove grotte fa seguito un gran numero di pubblicazioni favorite anche dalla nascita di numerosi bollettini informativi editi dai singoli Gruppi Speleologici. In questi anni la speleologia diventa un attività per lo più di tipo sportivo-esplorativo e perciò solo poche delle numerose pubblicazioni si soffermano anche su problemi scientifici. Non sfugge a questa regola anche il recente lavoro «Abissi delle Alpi Apuane» di SIVELLI e VIANELLI (1982) e «Abissi Italiani» di BADINO e BONELLI (1984) in cui però, ad onor del vero, alla semplice descrizione delle singole grotte si accompagna un rinnovato interesse per i problemi morfo-evolutivi delle grotte descritte.

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E MORFOLOGICO

Le Alpi Apuane costituiscono un caratteristico gruppo montuoso che si eleva nella Toscana nord-occidentale, presso il confine con la Liguria. Benché appartenenti all'Appennino Settentrionale, le Apuane si individuano come una catena con caratteristiche geografiche e geologiche ben distinte. Nel suo insieme la catena, allungata in direzione NW-SE per una lunghezza di circa 50 km con una larghezza di una ventina, è compresa tra il corso del Serchio e la linea di costa versiliana dalla foce del Serchio a quella del Magra. Lo spartiacque principale corre in forma leggermente arcuata per circa 35 km, dal Pizzo d'Uccello (1782 m) a N sino al M. Vallimona (810 m) a S (fig. 1). La vetta più alta è quella del M. Pisanino che sfiora i 2000 m di quota (1947 m) e che si trova staccata verso NE dallo spartiacque principale.

Una serie di creste secondarie, che si spingono verso SW perdendo quota in prossimità della costa, individuano una serie di bacini idrografici che sfociano direttamente nella pianura costiera versiliese. Da N verso S i principali bacini sono quelli del Torrente Carrione, Torrente Frigido, Torrente Vezza e Fosso di Camaiole.

Il versante interno presenta lunghe linee displuviali secondarie che individuano una serie di bacini paralleli, tributari del Serchio, di forma più allungata e spazati con singolare regolarità. Questi bacini sono, da N verso S e tralasciando i minori, quelli del Serchio di Gramolazzo, Torrente Edron, Turrite Secca, Turrite di Galliciano, Turrite Cava e Torrente Pedogna. Rivolti verso N troviamo, infine, il bacino del Torrente Lucido, e il bacino del Torrente Bardine.

Il rilievo presenta forme aspre e scoscese, con creste affilate, pendii ripidi e vere e proprie pareti alte fino a 800 m. La scarsa vegetazione presente sulle cime maggiori, dovuta principalmente alla natura calcarea delle rocce affioranti, contribuisce ad esaltare il contrasto di forme con le aree ove affiorano le rocce scistose del basamento e quelle argilloso-arenacee della copertura terziaria, che presentano morfologie più dolci e una maggiore copertura boschiva.

Il contrasto morfo-litologico tra formazioni calcaree e formazioni scistoso-arenacee è forse il principale responsabile della particolare morfologia apuana; ma anche la complessa struttura, che porta spesso a rovesciamenti e a giaciture quasi mai vicine all'orizzontale, ha certamente giocato un ruolo importante.

I due versanti principali della catena, quello sud-occidentale e quello nord-orientale, hanno caratteristiche morfologiche abbastanza diverse, legate soprattutto alla diversa evoluzione tettonica. Il versante marino presenta scoscesi valloni, profondamente incassati, che precipitano dalle cime principali con un dislivello che supera i 1500 m, i reticoli idrografici sono generalmente di tipo dendritico ma, nell'insieme, piuttosto irregolari anche a causa di alcune catture. Il versante che guarda la valle del Serchio presenta invece morfologie più dolci e vallate meno profonde, anche in ragione della maggior presenza di rocce clastiche; il reticolo dei bacini è ancora di tipo dendritico ma con andamento più regolare e poco condizionato da direttrici strutturali.

In tutte le Apuane si riconoscono in maniera evidente i segni della ultima glaciazione, che contribuiscono ad accentuarne l'aspetto alpestre (MERCIALI, 1912; FEDERICI, 1981; BRASCHI *et al.*, 1986) Le morfologie nivo-glaciali più vistose si hanno sui versanti settentrionali e nord-orientali delle cime maggiori, ma morfologie a circo legate a piccoli ghiacciai o a nevai perenni si ritrovano anche su versanti che guardano a W e a S. I ghiacciai maggiori hanno lasciato anche ingenti accumuli morenici, spesso abbondantemente rimaneggiati dai torrenti, in particolare nelle vallate di Gramolazzo, Gorfigliano e Vagli.

Uno degli aspetti morfologici più interessanti delle Alpi Apuane è quello relativo al carsismo, che però non si presenta, salvo alcune zone, con fenomeni superficiali particolarmente vistosi. Mancano del tutto forme carsiche a grande scala, tipo «polje», valli cieche e bacini chiusi.

Sempre a livello generale vale la pena di segnalare la presenza di solchi vallivi fortemente incassati che localmente possono assumere l'aspetto di veri e propri «canyon», come nel caso della Turrite di Galliciano e di alcuni suoi affluenti.

Un breve accenno merita il clima, che a causa della vicinanza al mare e della esposizione ai venti occidentali, è caratterizzato da precipitazioni che sono tra le più elevate d'Italia.

Il clima è di tipo temperato-umido con precipitazioni medie pari a circa 2500 mm annui. La situazione orografica è però tale da poter ipotizzare che nelle zone a quote maggiori ed esposte ad W le precipitazioni medie possano raggiungere i 3500 mm/anno (PICCINI e PRANZINI, 1989).

Le temperature non sono particolarmente basse risentendo della benefica influenza del mare. In funzione della esposizione e della situazione topografica si possono comunque avere situazioni microclimatiche particolarmente fredde anche a quote relativamente basse. Stime approssimative indicano temperature medie di circa 11 gradi per il versante marino, e di qualche grado inferiori per i versanti a N e NE.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le Alpi Apuane rappresentano un'importante finestra tettonica in cui affiorano le unità tettoniche strutturalmente più profonde di tutto il settore settentrionale della catena appenninica. L'assetto geologico è di tale complessità che in questa sede verrà dato solo un inquadramento generale, rimandando ai numerosi lavori citati in bibliografia per eventuali approfondimenti.

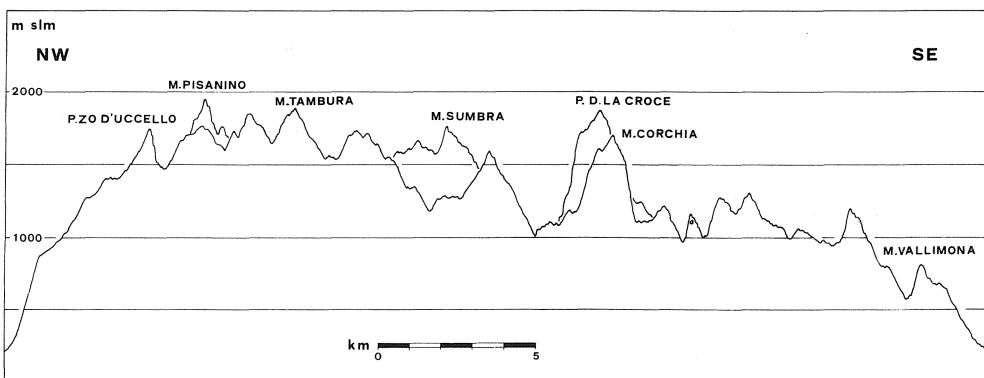


Fig. 1 - Profilo altimetrico longitudinale della catena apuana.

Stratigrafia

Le rocce affioranti nella «finestra» delle Alpi Apuane costituiscono il Complesso Metamorfico Apuano, suddiviso in due unità tettoniche: l'Unità delle Alpi Apuane e l'Unità di Massa (fig. 2).

Tettonicamente sovrapposta a queste unità si trova la «Falda Toscana» Auct., la cui sequenza stratigrafica ricalca in molti termini l'Unità delle Alpi Apuane. Questa unità affiora tutto intorno al nucleo apuano con l'esclusione del lato sud-occidentale. Al di sopra della Falda Toscana si trovano, nelle aree più settentrionali e più meridionali delle Apuane, lembi delle coltri Liguridi appartenenti per lo più alle Unità di Canetolo e al Supergruppo del Trebbia (Flysch di M. Caio).

Per maggiori dettagli sulle successioni stratigrafiche delle suddette unità si rimanda ai numerosi studi di carattere stratigrafico, tra cui: ZACCAGNA (1932), NARDI (1961 e 1967), GIGLIA (1967), DALLAN NARDI e NARDI (1972), FAZZUOLI *et al.* (1985), CARMIGNANI *et al.* (1987), COLI *et al.* (1988), COLI e FAZZUOLI (1991).

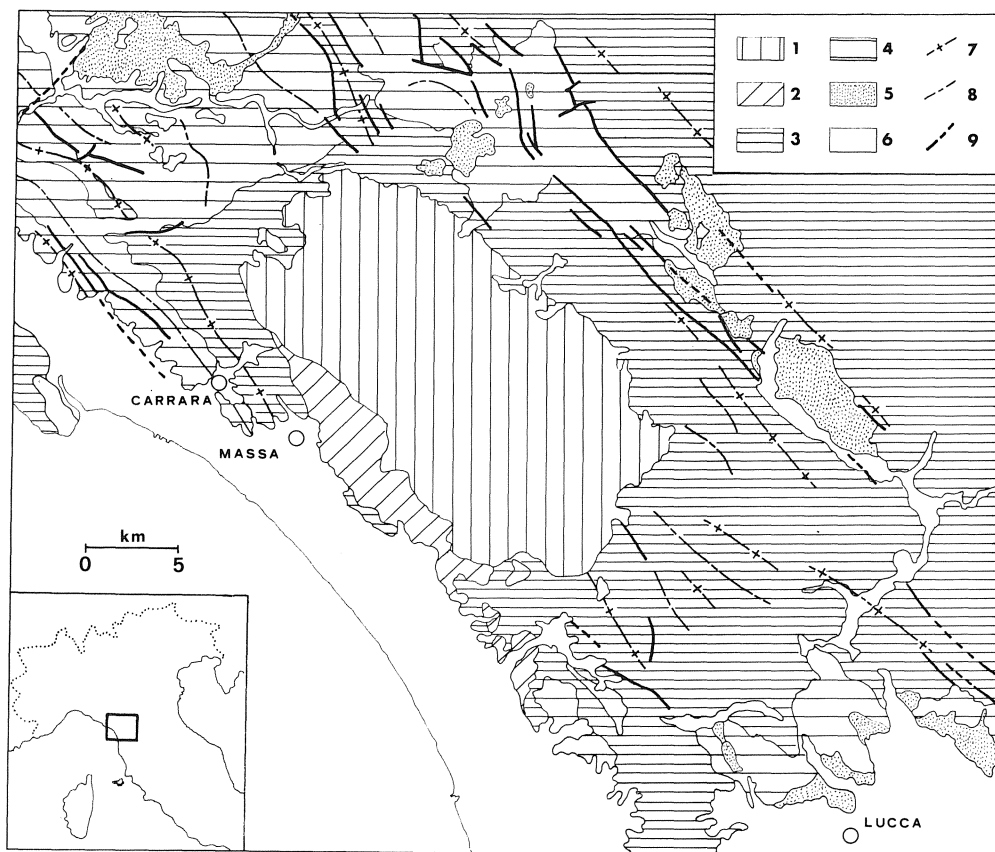


Fig. 2 - Schema geologico dell'area delle Alpi Apuane: 1) Unità delle Alpi Apuane (Autoctono Auct.); Unità di Massa; 3) Falda Toscana; 4) Unità Liguri; 5) Depositi continentali plioquaternari; 6) Depositi alluvionali attuali e recenti; 7) Tracce dei piani assiali delle principali anticlinali delle coperture "alloctone"; 8) Tracce dei piani assiali delle principali sinclinali delle coperture "alloctone"; 9) Faglie principali. (da BOCCALETTI e COLI, 1982, ridisegnato e semplificato).

Unità delle Alpi Apuane («Autoctono» Auct.)

La successione comprende un basamento scistoso-filladico ercinico e una copertura prevalentemente carbonatica di età compresa fra il Trias medio-sup. e l'Oligocene sup. (fig. 3.1).

Il basamento è costituito da filladi quarzítico-muscovitiche (Filladi Inferiori del Cambriano sup. ? - Ordoviciano inf ?) e da metavulcaniti acide (Porfiroidi dell'Ordoviciano medio ?) e loro derivati clastici (Scisti Porfirici), ai quali seguono quarziti e filladi, talora grafitose, con lenti di dolomie cristalline (Dolomie ad *Orthoceras* del Silurico) nella parte superiore.

La copertura ha inizio con depositi silicoclastici grossolani di ambiente continentale, di età medio-triassica («Verrucano»), su cui poggiano localmente metarenarie e filladi, con livelli e lenti carbonatiche (Formazione di Vinca del Carnico-Norico). A queste formazioni, discontinue e di spessore limitato, fanno seguito le facies di piattaforma, prima prevalentemente dolomitiche, rappresentate dai Grezzoni, e poi soprattutto calcaree con i Marmi Dolomitici e i Marmi s.s.. La successione di piattaforma ha età compresa fra il Norico e il Lias inferiore e spessore totale variabile da 300 a 800 m. Il passaggio da litologie dolomitiche a calcaree è frequentemente segnato da livelli discontinui di breccie calcareo-dolomitiche a matrice filladica, conosciute come Breccie di Seravezza, o da lenti di Scisti a Cloritoide (Hettangiano basale ?). Al tetto dei marmi si trovano localmente metabreccie marmoree, in ammassi anche di notevole estensione o in filoni che riempiono cavità paleocarsiche (FAZZUOLI e SGUAZZONI, 1981, COLI e FAZZUOLI, 1991). Queste breccie testimoniano una tettonica a blocchi liassica, con locali emersioni, che prelude al veloce sprofondamento della piattaforma e al passaggio ad una sedimentazione di tipo pelagico.

Un sottile e discontinuo livello di metacalcari rosati segna il passaggio a calcescisti e poi a metacalcari grigi con liste e noduli di selce ricristallizzata (Calcari Selciferi, Lias medio-sup.), cui seguono delle metaradiolariti di colore da rosso vivo a verde scuro del Malm (Diaspri e Scisti Diasprini). Sopra i Diaspri troviamo ancora metacalcari con selce ricristallizzata del Dogger-Cretacico inferiore, denominati Calcari Selciferi a Entrochi. Al tetto di questi si ha un passaggio graduale ad una successione costituita prevalentemente da filladi sericitico-cloritiche (Scisti Sericitici), con lenti e membri di calcescisti (Marmi Cipollini), del Cretacico-Paleogene, cui seguono delle metatorbiditi silicoclastiche di età oligocenica, denominate Pseudomacigno per le attinenze con il Macigno della successione toscana non metamorfica.

Tutte le formazioni sono state interessate da metamorfismo regionale di basso grado in facies di scisti verdi.

Unità di Massa

È costituita da una successione di tipo toscano, ridotta tettonicamente ai soli termini inferiori (fig. 3.2), poggiate su di un basamento ercinico simile a quello dell'Unità delle Alpi Apuane. L'Unità è caratterizzata da un metamorfismo di grado più elevato (paragenesi a cianite+cloritoide) rispetto a quello dell'Unità delle Alpi Apuane. Sulle metamorfite paleozoiche si succedono due brevi cicli sedimentari (MARTINI et al., 1986).

Il primo ciclo ha inizio con metaruditi continentali prevalentemente silicee (Anageniti, Anisico ?) seguite da filladi muscovitico-quarzitiche, talora con livelli grafitici e metarenarie, passanti a depositi di piattaforma rappresentati da marmi con rari livelli dolomitici e abbondanti crinoidi (Marmi a Crinoidi, Ladinico) sormontati localmente da breccie marmoree. Nella parte alta della sequenza sono presenti metavulcaniti basiche (Prasiniti).

Il secondo ciclo, che denota il ritorno ad un ambiente di tipo continentale, è costituito

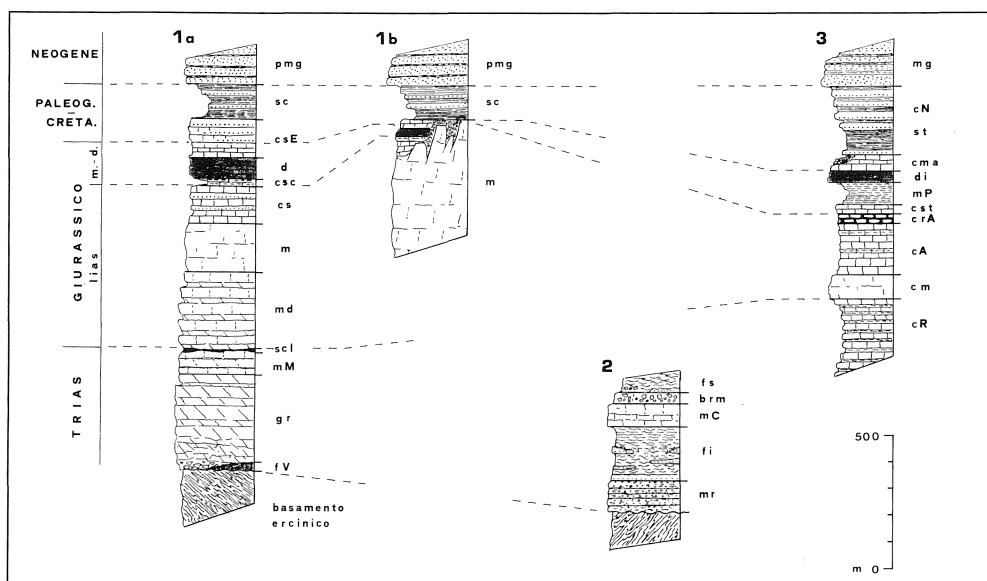


Fig. 3 - Colonne stratigrafiche schematiche delle unità metamorfiche affioranti nella finestra tettonica apuana e della Falda Toscana: 1 = Unità delle Alpi Apuane (a = Apuane settentrionali, b = Valle d'Armetola); 2 = Unità di Massa (Montignoso); 3 = Falda Toscana (Castelpoggio).

Unità delle Alpi Apuane: fV - Formazione di Vinca; gr - Grezzoni; mM - Marmi a Megalodonti; scl - Scisti a Cloritoide e Breccie di Seravezza; md - Marmi Dolomitici; m - Marmi; cs - Calcari Selciferi; csc - Calcescisti; d - Diaspri; csE - Calcari Selciferi a Entrochi; sc - Scisti Sericitici e Cipollini; pmg - Pseudomacigno.

Unità di Massa: mr - Metaruditi; fi - Filladi e metaarenarie del ciclo inferiore; mC - Marmi a Crinoidi; brm - Breccie Marmoree; fs - Filladi e metaruditi del ciclo superiore.

Falda Toscana: cR - Calcari e marne a *Rhaeticavicula*; cm - Calcare Massiccio; cA - Formazione di Ferriera (Calcari ad Angulati Auct.); cRA - Calcare Rosso Ammonitico; cst - Calcare Selcifero di Limano; mP - Marne a Posidonia; di - Diaspri; cma - Calcare "Maiolica"; st - Scisti Policromi (Scaglia Toscana Auct.); cN - Calcarenti a Nummuliti; mg - Macigno. (1a, 1b, 3: da CARMIGNANI *et al.*, 1987, ridisegnato e semplificato; 2: da DALLAN NARDI e NARDI, 1972, reinterpretata).

principalmente da metaruditi, metarenarie e filladi quarzose (Ladinico-Carnico), correlabili con il Verrucano dei M. Pisani, che poggiano con contatto erosivo sui depositi del ciclo precedente.

Falda Toscana Auct.

La «Falda Toscana» rappresenta l'unità non metamorfica del dominio Toscano (fig. 3.3). Nell'area apuana, al di sopra di un orizzonte di breccie di origine tettonico-sedimentaria, interposte tra Falda e nucleo metamorfico (un tempo cartografate come Calcare Cavernoso), troviamo una successione carbonatica costituita sia da facies neritiche, bacinali (Calcare a *Rhaeticavicula* Auct.) o di piattaforma (Calcare Massiccio), che emipelagiche (Formazione di Ferriera), di età compresa tra il Retico e l'Hettangiano.

Al di sopra di un orizzonte discontinuo di calcari rossi nodulari ricchi di ammoniti (Rosso Ammonitico, Sinemuriano), che chiude il ciclo reefalico, troviamo una successione pelagica, costituita da calcari selciferi (Calcare Selcifero di Limano, Calcare Selcifero della

Val di Lima e Maiolica) cui si interpongono delle marne (Marne a Posidonia) e delle radiolariti (Diaspri), di età compresa tra il Lias e il Cretacico inferiore. Con il Cretacico ha inizio la sedimentazione terrigena pelagica di scarpata, prima prevalentemente argillosa (Scisti Policromi), con frequenti e talora rilevanti episodi torbiditici (Calcareniti a Nummuliti), sino all'Oligocene, e poi silicoclastica, sempre legata a torbide in ambiente di mare profondo. Le facies torbiditiche arenacee costituiscono la formazione del Macigno (Oligocene sup.-Miocene inf.) con cui ha fine il ciclo sedimentario alpino.

Depositi neogenici (post-orogenici)

Nei bacini plio-quadernari periapuani, formati in seguito alla tettonica distensiva postparossistica, sono presenti depositi clastici di origine fluvio-lacustre di spessore sino a qualche centinaio di metri che includono conoidi prodotti dallo smantellamento della catena apuana e di quelle circostanti. Questi bacini sono quelli di: Aulla-Olivola, Sarzana, Minucciano, media Valle del Serchio e Lucca-Altopascio. Si tratta di depositi fluvio-lacustri, con caratteri simili per tutti i bacini, che hanno inizio con argille grigie lacustri, intercalate a livelli di lignite, che passano gradualmente a sabbie con lenti di conglomerati poligenici via via più grossolani (CALISTRI, 1974; FEDERICI, 1973; PUCCINELLI, 1987; D'AMATO AVANZI e PUCCINELLI, 1988; DALLAN, 1988).

L'età dei depositi è genericamente tardo pliocenica (Villafranchiano inferiore). Recenti analisi polliniche delle argille basali (Bertoldi, 1988) hanno mostrato in qualche caso (Aulla-Olivola) un'età riconducibile al Pliocene medio-inf. (Rusciniano).

I conglomerati contengono ciottoli di rocce metamorfiche provenienti dall'area Apuana; ciò significa che già nel Pliocene sup. affioravano le metamorfite e le Apuane erano già individuate come un alto strutturale a drenaggio, almeno a grandi linee, centrifugo. Gli altri costituenti dei conglomerati sono ciottoli prevalentemente di Macigno o di formazioni delle Unità Liguri.

Tutti i depositi si presentano inclinati in misura diversa (maggiore sul lato nord-occidentale) in seguito ai sollevamenti che hanno interessato le Apuane durante il Pleistocene medio-inferiore (RAGGI, 1985). Gli stessi bacini sono stati oggetto di sollevamenti che nella zona di Minucciano hanno portato i depositi fluvio-lacustri in corrispondenza dell'attuale crinale che divide il bacino del Serchio da quello del Magra ad una quota superiore a 900 m (BARTOLINI e BORTOLOTTI, 1971).

Al di sopra del ciclo villafranchiano giace in discordanza un conglomerato grossolano costituito prevalentemente di ciottoli arenacei di età Pleistocene medio-superiore.

Depositi quaternari

Oltre ai depositi conglomeratici, che vanno a costituire i conoidi che ricoprono quasi ovunque i depositi fluvio-lacustri pliocenici, gli altri depositi quaternari dell'area apuana, soprattutto olocenici o di poco più antichi, sono riconducibili ai seguenti tipi:

depositi fluviali "antichi", prevalentemente ciottolosi, localmente terrazzati ben cementati; depositi glaciali o fluvio-glaciali (Würm), spesso in cordoni allungati o morene frontali; depositi alluvionali recenti e attuali, di ambiente fluviale e fluvio-lacustre, spesso terrazzati; detriti di falda, frequentemente cementati, presenti soprattutto alla base di pareti e scarpate di natura calcarea; detriti eluviali e colluviali, più frequenti sulle litologie scistose ed arenacee.

TETTONICA

Assetto tettonico del nucleo metamorfico

Il Complesso Metamorfico Apuano è strutturato in una serie di grandi pieghe scistogene e sin-metamorfiche a geometria isoclinalica prodottesi in seguito ad un primo evento deformativo, datato all'Oligocene, responsabile del metamorfismo di più alto grado (CARMIGNANI *et al.* 1980; CARMIGNANI e GIGLIA, 1979 e 1984; BOCCALETTI *et al.*, 1983; KLIGFIELD *et al.* 1986; CARMIGNANI e KLIGFIELD, 1990). Tale evento è da correlare ad una zona di taglio ensialico (CARMIGNANI *et al.*, 1980) nell'ambito della collisione della micro-placca sardo-corsa con il margine continentale italo-dinarico. A questa prima fase è associata una scistosità di piano assiale molto penetrativa e prevalentemente parallela alle discontinuità litologiche. Una ultima fase plicativa, più blanda e contemporanea alla resurrezione del massiccio apuano, ha generato pieghe aperte simmetriche che ondulano le strutture di prima fase e ne crenulano la scistosità. Le analisi radiometriche (KLIGFIELD *et al.*, 1986) mostrano l'esistenza di almeno tre picchi metamorfici, datati rispettivamente a circa 27, 14 e 11 milioni di anni.

In particolare CARMIGNANI e GIGLIA (1983) riconoscono una serie di strutture tettoniche di primo ordine appilate l'una sull'altra e con vergenza generale verso NE (fig 4). Partendo da W, e quindi andando dalle strutture geometricamente superiori a quelle inferiori troviamo: l'Unità di Massa - strutturalmente complessa e separata dall'Unità delle Alpi Apuane da una superficie tettonica di sovrascorrimento; la Sinclinale di Carrara - la più occidentale tra le grandi strutture che costituiscono l'edificio apuano; l'Anticlinale di Vinca - la maggiore tra le pieghe delle Apuane e quella in cui il basamento viene maggiormente implicato; la Sinclinale di Orto di Donna / M. Altissimo / M. Corchia - anch'essa molto sviluppata, racchiude tutti i termini della successione apuana; l'Anticlinale di Monte Tambura - fortemente strizzata nel nucleo che verso N è costituito da lembi sradicati di basamento. Ad Est di questa struttura le successive sinclinali e anticlinali si presentano strettamente serrate tra loro e fortemente laminate (CARMIGNANI, 1984).

Nelle Apuane orientali si trova il Gruppo delle Panie la cui relazione strutturale con il resto delle Apuane non è ancora ben chiara. Secondo recenti interpretazioni (BIGAZZI *et al.*, 1988) la cosiddetta «Unità delle Panie», insieme alle «Scaglie dello Stazzemese» (Auct.) farebbe pienamente parte del nucleo apuano e sarebbe separata da questo una zona di taglio tardiva che avrebbe eliso alcune strutture plicative intermedie.

Nel nucleo apuano ha agito una intensa tettonica fragile che ha portato allo sviluppo di più sistemi di fratture, anche molto sviluppate, che però non assumono, salvo poche e localizzate eccezioni, le caratteristiche di faglie.

Assetto tettonico della Falda Toscana e neotettonica

Tettonicamente sovrapposta al nucleo a deformazione metamorfica delle Apuane si trova la Falda Toscana, a sua volta sormontata dalle Unità Liguri. La storia tettonica di questa unità è ancora per molti aspetti controversa, in particolar modo sui tempi e le modalità del sovrascorrimento. Alcuni tra i modelli più recenti (CARMIGNANI e KLIGFIELD, 1990) ipotizzano un sovrascorrimento di provenienza occidentale secondo più sistemi di ramp-flat. Successivamente, in epoca tardo miocenica, si sarebbe avuto l'inarcamento del nucleo apuano con la rimessa in movimento centrifuga delle falde a seguito di faglie normali a basso angolo. Al di là della interpretazione cinematica, l'assetto strutturale della Falda Toscana è caratterizzato da una serie di anticlinali e sinclinali ad asse appenninico e con vergenza occidentale, per quelle del versante tirrenico, e orientale quelle della Garfagnana (BOCCALETTI e COLI, 1982) (fig. 2).

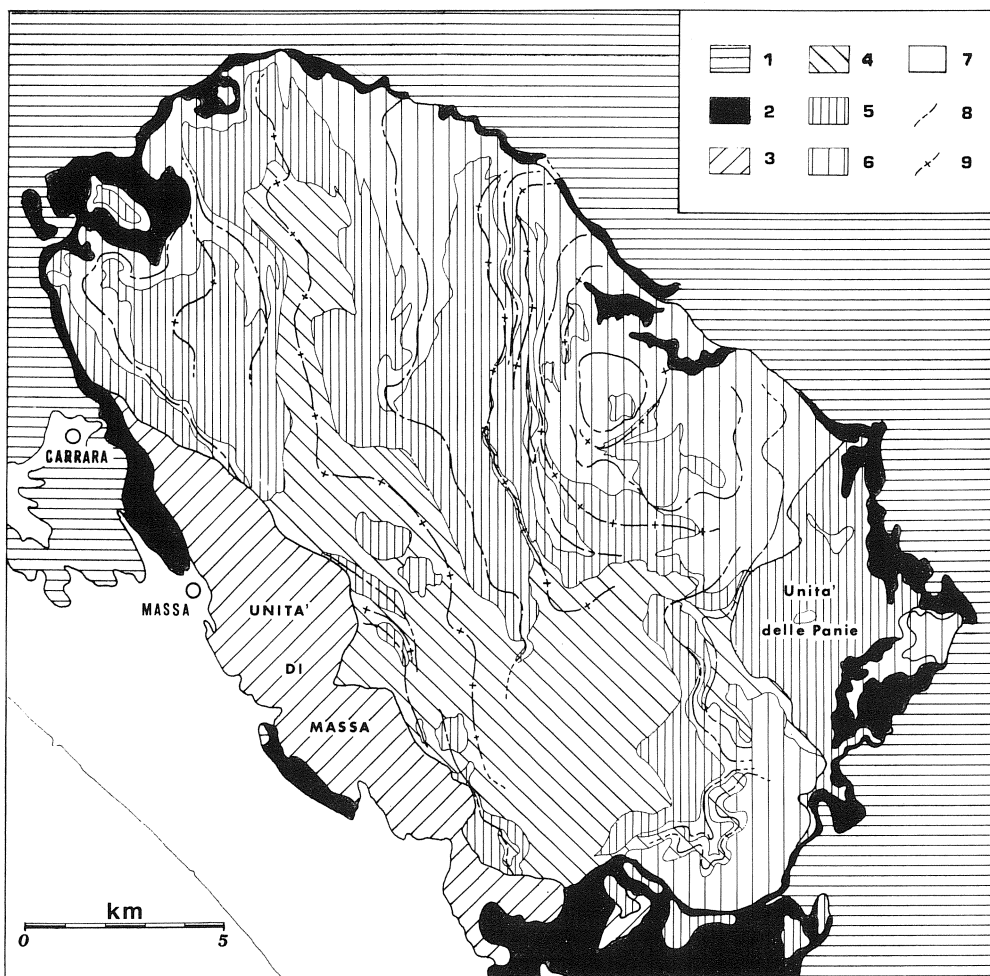


Fig. 4 - Schema geologico-strutturale della finestra tettonica delle Alpi Apuane: 1) Falda Toscana e Unità Liguri; 2) Breccie Poligeniche e "Calcere Cavernoso" s.l.; 3) Unità di Massa; 4) Basamento paleozoico dell'Unità delle Alpi Apuane; 5) Formazioni di piattaforma carbonatica dell'Unità delle Alpi Apuane (Norico-Lias inferiore); 6) Formazioni (emi) e *flysch* dell'Unità delle Alpi Apuane (Lias-Oligocene); 7) Depositi alluvionali attuali e recenti; 8) Tracce dei piani assiali delle principali sinclinali di prima fase; 9) Tracce dei piani assiali delle principali anticlinali di prima fase (da CARMIGNANI e GIGLIA, 1984, ridisegnato e semplificato).

Falda Toscana e Unità Liguri sono interessate da una intensa tettonica distensiva plio-pleistocenica, in cui le master faults hanno direzione appenninica e rigetti notevoli; questi sistemi di faglie hanno determinato l'affossamento dei maggiori bacini periapuani. A queste faglie principali sono associate numerose faglie minori sintetiche e antitetiche, più varie faglie trasversali con direzione prevalentemente SW-NE, alcune delle quali a carattere trascorrente.

La tettonica distensiva, che ha determinato la formazione dei bacini neogenici periapuani, ha avuto inizio nel tardo Miocene con la formazione del bacino di Lucca e della Ver-

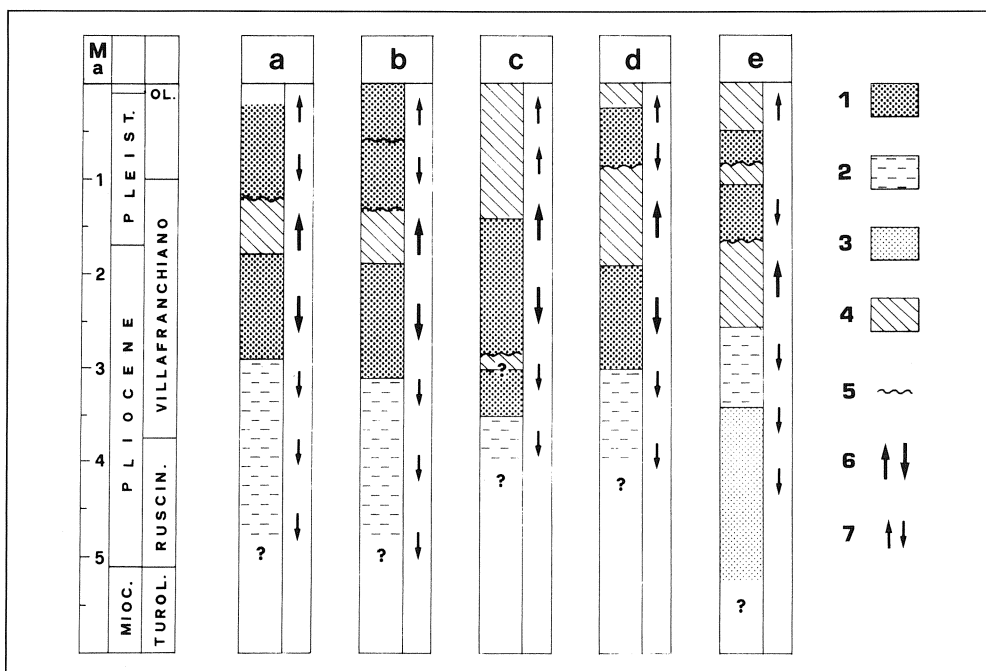


Fig. 5 - Schema riassuntivo dei principali eventi tettonico-sedimentari che hanno interessato i bacini periapauani: a = Bacino di Sarzana; b = Bacino di Aulla-Olivola; c = Bacino Minucciano-Castagnola; d = Bacino del Serchio (Pieve Fosciana e Barga); e = Bacino di Altopascio. 1) Depositi fluviali (conoidi); 2) Depositi lacustri; 3) Depositi marini; 4) Erosione o non sedimentazione; 5) Principali discordanze; 6) Verso dei movimenti tettonici principali; 7) Verso dei movimenti tettonici minori.

silia. Durante il Pliocene si assiste ad una progressiva migrazione verso N e NE dell'attività tettonica, con lo sprofondamento del graben del Serchio e di quello della bassa e alta Val di Magra (BARTOLINI *et al.*, 1982; RAGGI, 1985; FEDERICI e MAZZANTI, 1988).

La fig. 5 riporta in forma schematica i principali eventi tettono-sedimentari che hanno interessato i bacini dal momento della loro formazione. In base a tali eventi sono ipotizzabili almeno due fasi di stasi relativa nel sollevamento delle Alpi Apuane, databili al Pliocene sup. e al Pleistocene medio. Le fasi di maggior sollevamento sarebbero invece individuabili nel Pleistocene inf. e, in ambito più globale, nel Pleistocene sup.-Olocene. Indizi di sollevamenti recenti, che hanno coinvolto anche i depositi quaternari, si hanno in molte aree situate ai margini delle Apuane.

FENOMENI CARSIICI SUPERFICIALI

Le Alpi Apuane non presentano un carsismo superficiale particolarmente sviluppato, soprattutto per quanto riguarda i fenomeni a scala media e grande, a causa dell'elevata acclività della maggior parte delle aree di affioramento delle rocce carbonatiche. Il carsismo superficiale si manifesta soprattutto nelle forme a scala piccola o medio-piccola nelle zone



Fig. 6 - Veduta di una tipica area carsica d'alta quota delle Alpi Apuane (Carcaria-M. Tambura).

di affioramento delle formazioni calcaree, caratterizzate da una morfologia accidentata, un coefficiente di infiltrazione elevato e da una scarsa copertura vegetale.

Le forme più diffuse sono quelle classiche dei vari tipi di «karren», ovvero solchi e scannellature di varie forme e dimensioni, vaschette, e creste dentellate (MARCACCINI, 1964; FEDERICI *et al.*, 1981).

Laddove la roccia si presenta intensamente fratturata le acque tendono ad infiltrarsi rapidamente, dando origine a carsi a «trincee» o a «blocchi» (fig. 6), a seconda che le fratture in cui si ha la maggiore corrosione appartengano a una o più famiglie. Quest'ultimo tipo di paesaggio è particolarmente diffuso nelle fasce di quota superiori dove si ha una maggiore persistenza del manto nevoso.

Le litologie dove le forme a piccola scala sono più diffuse e sviluppate sono ovviamente quelle dei calcari puri, ovvero i Marmi e il Calcarea Massiccio. Morfologie analoghe anche se meno accentuate si trovano anche sui livelli di calcari dolomitici e dolomie meno fratturati, nei livelli marmorei più potenti dei Calcari Selciferi, nonché nelle bancate a composizione prevalentemente carbonatica delle formazioni della successione toscana non metamorfica.

Tra le forme di dissoluzione alla media scala rientrano quelle che sono le forme più tipiche dei paesaggi carsici e cioè le doline e i pozzi superficiali. Queste forme, benché di superficie, sono sempre condizionate dall'esistenza di un drenaggio sotterraneo e perciò testimoniano all'esterno lo sviluppo dei fenomeni carsici profondi. Si tratta di quelle che MYLROIE (1984) chiama «forme di interfaccia» e rappresentano nella maggioranza dei casi le principali vie di alimentazione, più o meno concentrata, dei sistemi carsici sotterranei. Si tratta di forme che talvolta possono essere ereditate da situazioni morfologiche anche profondamente diverse dalla attuale.

Le doline

Le Alpi Apuane non sono particolarmente ricche di doline, con l'eccezione di alcune zone (Carcaraia, M. Pisanino, M. Sagro, M. Sumbra) ove si trovano concentrate numerose doline di dissoluzione prive di copertura con dimensioni che variano da poco più di un metro di diametro sino a qualche decina. Durante l'inverno esse raccolgono le precipitazioni nevose e le conservano sino a primavera inoltrata e in qualche caso anche durante tutta l'estate. La loro profondità è abbastanza accentuata rispetto al diametro e si possono trovare tutti gli stadi di passaggio ai «pozzi a neve». Doline coperte da una coltre più o meno spessa di detrito sono concentrate in zone ristrette localizzate soprattutto nelle aree di affioramento delle Breccie Poligeniche (Torre di Monzone) e delle rocce calcaree della Falda Toscana (M. Matanna, M. Croce e M. Penna).

La maggior parte delle doline si trova in aree relativamente poco pendenti rivolte verso i quadranti nord-orientali. Sui versanti che guardano verso S o SW, mediamente più acclivi, non vi sono praticamente doline e quelle poche sono spesso localizzate in zone di cresta o in corrispondenza di selle. Doline, o resti di doline, situate in prossimità o addirittura a cavallo di creste e selle anche molto marcate (e quindi in posizioni anomale) sono abbastanza frequenti sulle Apuane. In più di un caso è lecito ipotizzare che queste forme si siano evolute in una situazione morfologica diversa dall'attuale in cui il rilievo era se non altro meno accentuato.

Un censimento, eseguito con l'uso di cartografia a grande scala, foto aeree e ricognizioni in campagna, ha permesso di individuare circa 180 doline. Si tratta di un numero limitato se si pensa che l'estensione totale delle rocce carbonatiche è di circa 350 km². La densità media è dunque intorno a 0.5 doline/km², valore piuttosto basso se confrontato con quello di certe aree carsiche italiane dove si hanno più di 50 doline/km².

Una semplice analisi statistica sulla distribuzione altimetrica (fig. 7-a) evidenzia come la maggior parte delle doline si trovi ad una quota compresa tra 1450 e 1500 m. Altre ristrette fasce di quota, in cui si concentrano buona parte delle doline, sono quelle comprese tra 1600 e 1650 m, 1250 e 1300 m, 750 e 800 m.

Gli ingressi di grotte

Il Catasto Regionale delle Grotte della Toscana riporta attualmente oltre 800 grotte nell'area delle Alpi Apuane; o meglio sarebbe dire «ingressi», poiché in molti casi si tratta di accessi diversi della stessa grotta. È questo un punto importante: se si astrae dalla accezione comune di grotta e si considera invece il sistema carsico nella sua globalità si può affermare che tutte le cavità che si aprono su un massiccio carsico sono in realtà parti di poche o, al limite, anche di un'unica «grotta» che noi conosciamo solo in minima parte e in maniera frammentaria. Le cavità che si aprono ad esempio nell'area di alimentazione di una sorgente carsica fanno parte dello stesso sistema carsico.

Gli ingressi delle grotte sono quindi solo i punti di intersezione, più o meno casuali, tra i sistemi carsici sotterranei e la superficie esterna, e come tali vanno trattati. Dire che in una certa zona vi sono molte più «grotte» che in un'altra, significa in realtà che lì vi sono molti più ingressi accessibili, e non che il carsismo sotterraneo è più sviluppato. In molti casi infatti l'apertura di un ingresso è legata a processi non carsici quali, ad esempio, il crollo della volta di cavità sotterranee, l'incisione dei solchi vallivi, o l'erosione ad opera dei ghiacciai.

Le aree delle Apuane dove si ha la maggior concentrazione di ingressi di cavità di origine sicuramente carsica sono quelle già citate per quanto riguarda le doline. La Carcaraia, ad esempio, conta circa 80 ingressi di cavità, mentre la Vetricia ne conta oltre 100. Altre

zone ricche di ingressi sono quella del Monte Sagro, del versante settentrionale del M. Pisano, l'area subito a NW del M. Sumbra e quella subito a NE del Monte Altissimo (CAZZANTE *et al.*, 1988).

La maggior parte degli ingressi è costituita da pozzi verticali di percolazione, soprattutto alle quote più alte, mentre più in basso si trovano cavità messe alla luce dall'arretramento dei versanti e, nelle valli, ingressi di grotte che funzionano o hanno funzionato da sorgenti.

La distribuzione altimetrica per fasce di quota (fig. 7-b) mostra come buona parte degli ingressi (circa il 36%) si trova concentrata tra i 1400 e i 1600 m di quota (con il massimo assoluto tra i 1450 e 1500 m); tale valore è tanto più significativo se si considera che queste fasce altimetriche sono arealmente meno sviluppate di quelle situate a quote inferiori. Calcolando la densità areale di ingressi si osserva che i valori massimi si hanno al di sopra dei 1400 m, con il massimo assoluto, pari a 25 ingressi/km², tra 1650 e 1700 m. A quote inferiori a 1000 m invece la densità è in genere inferiore all'unità. Questa distribuzione è dovuta, oltre alla maggiore presenza relativa di rocce carsificabili alle alte quote rispetto alle basse (a quote superiori a 1000 m queste coprono circa i 3/4 del territorio), alla naturale strutturazione di un sistema carsico con numerosi punti di «input» in quota e pochi punti di «output» verso il livello di base.

Le fasce altimetriche a massima densità di ingressi corrispondono a quelle dove si concentrano anche le doline e in cui si è fatta più sentire l'azione esarativa dei ghiacciai, il che spiega l'aspetto di cavità «troncate» di molti di questi ingressi. In altre parole si può ritenere che i ghiacciai wurmiani abbiano messo alla luce grotte altrimenti non comunicanti con l'esterno attraverso passaggi praticabili dall'uomo (PICCINI, 1990b). Ciò non toglie che i ghiacciai possano aver avuto anche un ruolo attivo nello sviluppo del carsismo profondo.

Un discreto numero di cavità, circa il 15%, si apre in aree di cresta situate a quote elevate e caratterizzate da un notevole sviluppo longitudinale. Molte di queste sono cavità «relitte» formatasi in condizioni morfologiche diverse dalla attuale.

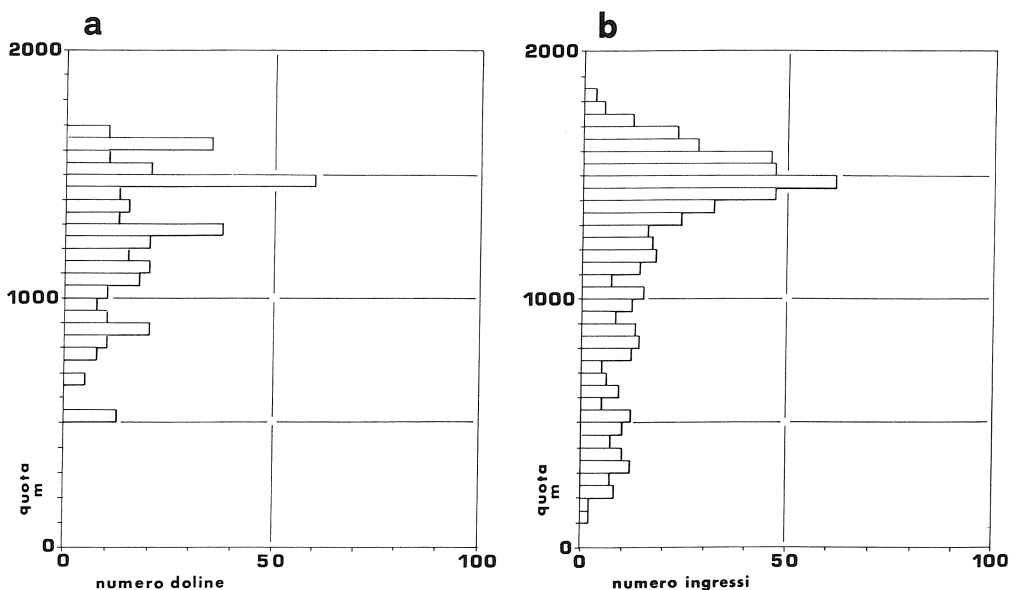


Fig. 7 - Grafici a barre relativi alla distribuzione altimetrica delle doline (a) e degli ingressi di cavità carsiche (b).

FENOMENI CARSICI PROFONDI

Le Alpi Apuane presentano un carsismo profondo tra i più sviluppati e meglio conosciuti d'Italia. Tra le cinquanta grotte più profonde della penisola ben 20 si trovano sulle Apuane mentre 9 sono quelle comprese tra le 50 più lunghe. Sempre alle Apuane compete, attualmente, il «record» italiano di profondità, con l'Abisso P. Roversi profondo 1250 m, e quello di lunghezza, con il Complesso del Corchia che ha uno sviluppo spaziale complessivo di circa 60 km ed è al terzo posto come profondità con quasi 1200 m di dislivello totale.

Il numero globale di cavità conosciute è intorno al migliaio. La maggior parte di queste è rappresentata da modeste cavità di assorbimento, a sviluppo prevalentemente verticale, non ulteriormente percorribili perché ostruite o perché di dimensioni troppo ridotte.

Le cavità con sviluppo superiore a 100 m sono in numero di 160. Messe insieme hanno uno sviluppo complessivo di oltre 170 km, che rappresenta il 95% circa dello sviluppo totale di ambienti carsici sotterranei conosciuti sulle Apuane.

Le principali grotte delle Alpi Apuane

La maggior parte delle cavità carsiche conosciute sulle Apuane si trova nelle formazioni carbonatiche del nucleo metamorfico, in particolare marmi e dolomie (Grezzoni), concentrate nelle parti alte dei principali massicci carsici.

Nelle Apuane settentrionali, tralasciando il Pizzo d'Uccello e il M. Pisanino, in cui non si conoscono per il momento grosse cavità sotterranee, l'area con il maggior sviluppo di cavità carsiche è quella del M. Sagro, dove si trovano alcuni dei maggiori sistemi carsici delle Apuane. Sui bordi del Catino del Sagro troviamo l'*Abisso dello Smilodonte* (937 T/MS), profondo 655 m, che in una delle sue diramazioni discendenti arriva a incontrare il basamento paleozoico lungo il fianco normale dell'anticlinale di Vinca. La particolarità di questa grotta sta comunque nel fatto che sino a 400 m di profondità è scavata in una breccia costituita prevalentemente da clasti di Calcari Selciferi (PICCINI, 1990c). Interessante è la presenza di frammenti di piccole condotte freatiche intorno a quota 950.

Sempre sul Sagro, ma a quota inferiore e più spostata verso S, si apre la *Buca di Foce Luccica* (330 T/MS), profonda 440 m e con uno sviluppo di 2000 m, scavata interamente nella formazione dei Grezzoni. Da un punto di vista morfologico questa cavità presenta un esteso sistema di gallerie freatiche che si sviluppano tra 600 e 650 m, quota corrispondente a quella di depositi terrazzati presenti nella vicina vallata di Colonnata.

Poco lontano dal massiccio del Sagro, lungo le pendici meridionali del M. Grondilice, si apre l'ingresso dell'*Abisso Olivifer* (1000 T/MS). Profondo 1215 m e con circa 7 km di sviluppo, questo grande abisso, scoperto solo 4 anni fa, rappresenta una delle più interessanti cavità, da un punto di vista morfogenetico, delle Apuane (PICCINI, 1992b). La grotta si sviluppa prevalentemente al contatto tra Marmi Dolomitici e Grezzoni. Da un punto di vista morfologico è interessante la presenza di alcune gallerie freatiche la cui quota media è vicina a quelle che si hanno nella non lontana Buca di Foce Luccica. Nelle parti più profonde di quest'abisso si trova invece un esteso reticolo di condotte freatiche, di dimensioni esigue, che si sviluppa tra 450 e 500 m di quota. Numerosi indizi, tra cui la presenza di depositi limoso-sabbiosi, suggeriscono che queste condotte sono solo da poco tempo emerse dalla zona satura, abbassatasi in seguito all'incisione delle soglie impermeabili nella vallata del Frigido (PICCINI, 1994).

Non lontano dall'Abisso Olivifer si apre un'altra grotta che, seppur di dimensioni assai minori, è ugualmente interessante per la presenza di morfologie freatiche che si trovano attualmente a 950 m di quota e quindi circa 700 m al di sopra del livello di base attuale. Si tratta dell'*Abisso Watanka* (1036 T/MS), il cui sviluppo è di circa 1550 m per una profondità di 270.

Nelle parti basse della vallata del Frigido si conoscono numerose grotte, per lo più a

sviluppo orizzontale, alcune delle quali funzionano, o hanno funzionato, da sorgenti carsiche. Tra queste la maggiore, grazie ai suoi 3 km di sviluppo, è quella conosciuta col nome di *Grotta Topolinia* (995 T/MS) per le dimensioni anguste dei suoi condotti e l'andamento labirintico tipico di grotte scavate prevalentemente in condizioni freatiche.

Spostandosi verso E entriamo in quello che è il maggior massiccio carsico delle Apuane: il Monte Tambura. Sul versante settentrionale (Carcaraia) si aprono numerosi abissi verticali, tra cui l'*Abisso Roveri* (70S T/LU), profondo 1250 m e con circa 4 km di sviluppo. Questo profondo abisso, dopo aver attraversato i Marmi Dolomitici entra, intorno ai 500 m di profondità nei Grezzoni in cui si sviluppa per la restante parte. In prossimità del fondo si incontrano i Porfiroidi al nucleo della anticlinale del M. Tambura. Brevi condotte freatiche si incontrano intorno ai 1400, 700 e 500 m di quota. Nella stessa zona si trova anche l'*Abisso P. Saragato* (350 T/LU), ove nuove esplorazioni hanno portato alla scoperta di due fondi, alla profondità di 980 e 1075 m, con gallerie di origine freatica sviluppate intorno ai 550 m di quota. Sul versante marino del massiccio si trova invece quello che è conosciuto come *Complesso del M. Tambura*, nato dalla recente giunzione di tre grotte, di cui due conosciute da tempo (l'*Abisso della Tambura*, 463 T/MS e la *Buca del Paleri*, 878 T/MS). Questo complesso è scavato prevalentemente nei Marmi Dolomitici ed ha uno sviluppo di oltre 6 km per una profondità complessiva di 965 m (CHIOMENTO *et al.*, 1993). Nelle parti basse si trova un collettore sotterraneo che scorre in grandi gallerie di origine freatica, poste intorno ai 600 m di quota. Questo fiume sotterraneo, la cui portata media oscilla intorno ai 50 l/s, va poi ad alimentare le Sorgenti di Forno, situate al di là della dorsale del M. Castagnolo. Un importante sistema di gallerie freatiche «fossili», si sviluppa invece intorno ai 900-1000 m di quota. Nelle vicinanze si apre un'altra interessante cavità: la *Buca del Baccile* (226 T/MS), presumibilmente formatasi ad opera di acque risalenti in pressione.

Una delle zone ove si registra una eccezionale concentrazione di cavità carsiche, anche molto profonde, è quella della Valle d'Arnetola, situata a E del M. Tambura. In questa bella conca di origine glaciale si contano infatti ben 10 grotte profonde più di 400 m, di cui 7 superano i 650 m. La più profonda è l'*Abisso dello Gnomo* (843 T/LU), il cui dislivello totale è di 900 m, che si apre con ben 5 ingressi nella zona di Passo Sella. Altre importanti cavità di questa zona sono l'*Abisso Coltelli* (642 T/LU) e l'*Abisso Simi* (643 T/LU), profondi rispettivamente 720 e 690 m.

Ancora più a E troviamo il massiccio carsico del M. Sumbra, anch'esso ricco di fenomeni carsici profondi. Delle circa 80 cavità conosciute solo una raggiunge però dimensioni notevoli; si tratta dell'*Abisso dei Draghi Volanti* (680 T/LU), profondo 880 m e con uno sviluppo di circa 1800 m. Questa grotta si sviluppa lungo il contatto tra Marmi e Calcere Selcifero sino a 250 m di profondità per poi entrare nei Marmi. Intorno ai -500 m si entra nei Grezzoni, in cui è scavata la restante parte di grotta. Si tratta di Grezzoni appartenenti alla struttura più orientale, e quindi più profonda, dell'edificio apuano, dei quali non esistono affioramenti in superficie .

Scendendo a S entriamo nella dorsale carbonatica del M. Pelato-M. Altissimo, prosecuzione meridionale della grande struttura sinclinalica di Orto di Donna. Qui troviamo la *Buca di M. Pelato* (465 T/LU) che, recentemente congiunta con una altra cavità denominata *Abisso Astrea* (1191 T/LU), costituisce un importante complesso sotterraneo profondo 650 m e con uno sviluppo di oltre 7 km. La parte alta di questo sistema ha, come la maggior parte delle altre grotte che si aprono in quest'area, andamento verticale ed è costituita da una serie di pozzi, profondi anche più di 100 m, intervallati da stretti meandri. A circa 550 m di profondità si raggiunge una grande galleria di origine freatica percorsa da un torrente sotterraneo. Questo collettore, la cui portata media è intorno ai 60 l/s, si dirige verso N andando ad alimentare le Sorgenti di Renara, sempre nel bacino del Frigido. Nel versante marino di questo monte si apre, ad una quota di circa 1200 m, una breve ma interessante cavità

freatica conosciuta come *Buca dei Tunnel* (551 T/MS) formatasi per la risalita in pressione di acque sotterranee.

Più a S troviamo invece due altre importanti cavità conosciute come *Abisso dei Fulmini* (1009 T/LU) e *Abisso Ribaldone* (711 T/LU), profonde rispettivamente 760 e 620 m e caratterizzate da uno sviluppo prevalentemente verticale.

Il Monte dei Ronchi, situato poco a SE del M. Altissimo, ospita uno dei maggiori sistemi carsici delle Alpi Apuane: l'*Abisso Milazzo* (1001 T/LU). La parte più interessante di questa grotta, il cui sviluppo supera i 10 km per un dislivello totale di circa 700 m, è rappresentata dal vasto sistema di grosse gallerie freatiche che si sviluppano intorno agli 800 m di quota. Queste gallerie hanno andamento orizzontale e presentano importanti fasi di scavo a pelo libero. Queste e altre caratteristiche morfologiche indicano l'esistenza di un antico livello di base carsico situato intorno a queste quote.

Poco più a S troviamo il Monte Corchia, che è certamente il massiccio più importante, da un punto di vista carsico, delle intere Alpi Apuane. In esso si trova infatti il *Complesso Carsico del Monte Corchia* (52, 120 T/LU), il cui sviluppo complessivo è di circa 60 km mentre il dislivello raggiunge i 1190 m; gli ingressi conosciuti sono 10. La particolarità di questa grotta sta nella estrema complessità morfologica ed evolutiva; si tratta di un reticolo carsico tridimensionale in cui si hanno diversi livelli di gallerie freatiche tagliati da cavità a sviluppo verticale, lungo le attuali vie di drenaggio delle acque di infiltrazione verso la zona satura. La parte morfologicamente più interessante del sistema è quella situata al di sopra dei 1000 m di quota, in cui si trova il maggior sviluppo di gallerie freatiche che raggiungono una larghezza anche superiore agli 8 m. Le dimensioni e certe loro caratteristiche morfologiche indicano uno sviluppo avvenuto grazie al passaggio di grosse quantità d'acqua (fig. 8). Nella parte bassa del sistema scorre quello che è il più grosso collettore sotterraneo delle Apuane, con una portata media di circa 100 l/s e che va ad alimentare le Sorgenti che si trovano poco a monte di Ponte Stazzemesse.



Fig. 8 - Galleria freatica del piano medio (q. 1150) del Corchia; notare le pareti rivestite di “scallops”.

Nel Gruppo delle Panie, infine, benché costituito interamente da rocce carbonatiche, non si conoscono grotte di grandi dimensioni. La Vetricia, ad esempio, presenta un carsismo superficiale particolarmente vistoso con molte cavità costituite prevalentemente da voragini verticali, che però non raggiungono mai sviluppi superiori a qualche centinaio di metri. La maggiore cavità delle Panie è infatti la famosa *Grotta del Vento di Fornovolasco* (19 T/LU), bella cavità di bassa quota in buona parte attrezzata per visite turistiche.

Al di fuori del nucleo metamorfico, nonostante l'abbondanza di affioramenti di rocce carbonatiche, non si conoscono grosse cavità carsiche. La maggiore tra le grotte che si sviluppano nelle formazioni della «Falda Toscana» e quella conosciuta come *Complesso della Rocca di Tenerano* (1029 T/MS), nelle estreme Apuane nord-occidentali, che si sviluppa al contatto tra le Breccie Poligeniche e i sottostanti Scisti Sericitici del nucleo metamorfico. Le altre cavità di un certo sviluppo scavate in rocce non metamorfiche si trovano soprattutto nella valle della Turrite Cava, in particolare negli affioramenti di Maiolica. Tra queste le maggiori sono la *Buca della Freddana* (377 T/LU), la *Tana di Casteltendine* (366 T/LU) e la *Buca del Vasa o di Motrone* (361 T/LU). La più profonda tra le cavità esterne al nucleo metamorfico è invece la *Buca della Borra del Poggione* (360 T/LU), che si trova sul M. Pigiione.

Distribuzione dei fenomeni carsici profondi

Volendo utilizzare delle procedure di analisi statistica, per quanto semplici, sorge sempre il problema della rappresentatività del campione che vogliamo analizzare. Nel caso dei sistemi carsici il problema assume una particolare importanza poiché praticamente in nessun caso è possibile conoscerne l'intera «popolazione», a causa della inaccessibilità della maggior parte di essi. Questo vale certamente anche per le Apuane dove, pur trattandosi di una delle aree carsiche meglio conosciute del mondo, è probabile che le grotte conosciute costituiscano solo una piccola parte dell'insieme di cavità realmente esistenti nel sottosuolo.

Tipologie delle cavità carsiche e loro distribuzione

Nel caso delle Apuane, e in funzione degli scopi di questo lavoro, è risultato utile suddividere le cavità carsiche, limitatamente a quelle di un certo sviluppo, in cavità «semplici» e «complesse», intendendo per «semplici» quelle cavità sviluppatesi in condizioni idrogeologiche relativamente costanti e per «complesse» quelle cavità sviluppatesi invece in condizioni idrogeologiche mutevoli in funzione soprattutto di una migrazione progressiva del livello di base verso quote inferiori (PICCINI, 1990a). Una suddivisione di questo tipo è realizzabile, in prima approssimazione, su basi puramente geometriche, ovvero dalla analisi dei rilievi topografici delle singole grotte, anche se una conoscenza diretta delle stesse aiuta molto.

In linea di massima, le grotte «semplici» sviluppatesi nella zona di trasferimento verticale delle acque di infiltrazione sono caratterizzate da una sequenza di pozzi anche molto profondi intervallati da brevi meandri o forre. In mancanza di disturbi lito-strutturali queste cavità tendono a deviare solo in minima parte dalla verticale, come è il caso, ad esempio, dell'Abisso dei Fulmini o della Buca Grande di M. Pelato. Nella zona di trasferimento orizzontale, viceversa, le grotte «semplici» sono caratterizzate da un andamento pianeggiante, e talvolta labirintico, proprio delle cavità formatesi in vicinanza della zona satura. A seconda che si siano sviluppate costantemente al di sotto della superficie piezometrica o poco al di sopra, presenteranno morfologie tipicamente freatiche (condotte in pressione) o vadose

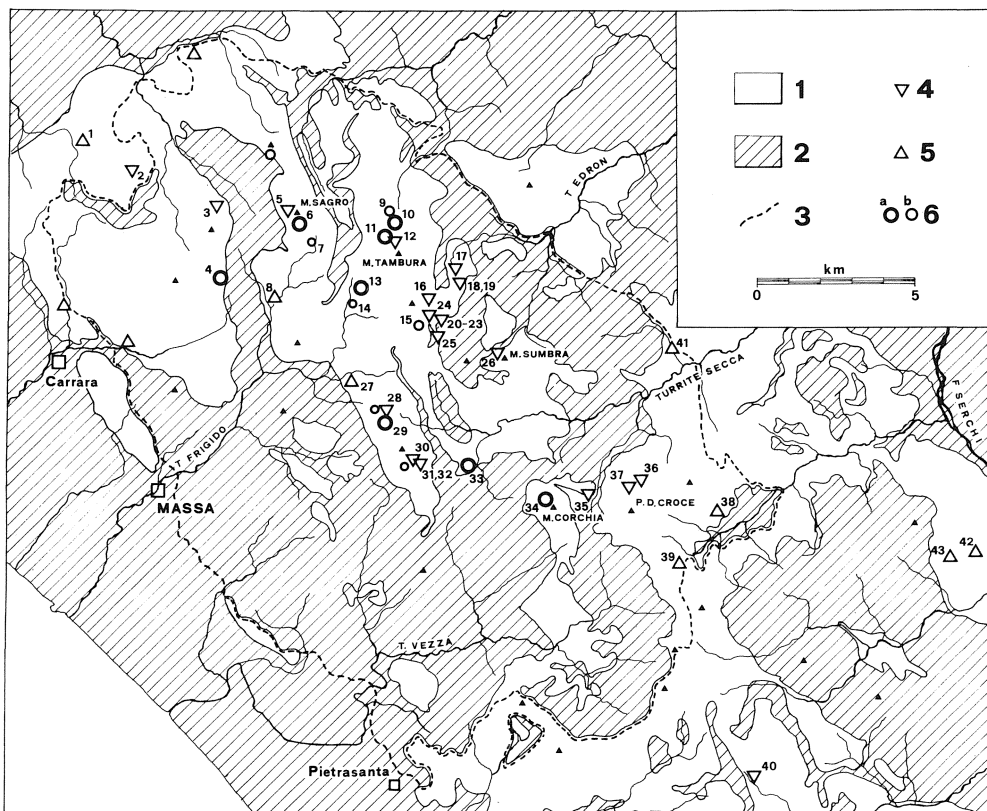


Fig. 9 - Posizione delle principali grotte delle Alpi Apuane. I numeri sono quelli riportati in tab. I. 1) Rocce carsificabili; 2) Rocce non carsificabili; 3) Limite dell'area di affioramento delle metamorfiti; 4) Cavità "semplici" ad andamento prevalentemente verticale; 5) Cavità "semplici" ad andamento prevalentemente orizzontale; 6) Cavità "complesse" con sviluppo superiore a 2000 m (a) o inferiore (b).

(canyon). In Apuane gli esempi più tipici sono quelli del Complesso di Topolinia e della Buca di Renara (228 T/MS).

Le grotte «complesse», o polifasiche, sono invece caratterizzate dalla presenza di condotte ad andamento orizzontale anche a livello della attuale zona di trasferimento verticale. In altre parole in esse abbiamo la coesistenza di morfologie freatiche e vadose (ringiovanimenti) alla stessa altezza e non strettamente correlate tra loro da un punto di vista genetico, in pratica sono il risultato della sovrapposizione di più generazioni di grotte «semplici». L'esempio più eclatante è quello del Complesso Carsico del M. Corchia, ma in pratica quasi tutte le maggiori cavità apuane appartengono a questa categoria.

Analizzando la distribuzione spaziale delle principali grotte delle Apuane, indipendentemente dalla loro tipologia, si osserva che la maggior parte di queste si trova concentrata in un'area, che è in pratica la zona centro-orientale di affioramento delle formazioni metamorfiche dell'Unità Apuana (fig. 9).

In tutta la parte sud-orientale, quella dove affiorano le formazioni carbonatiche non

metamorfiche della Falda Toscana, le cavità conosciute sono in numero minore e soprattutto di dimensioni minori. Questo è sintomatico di una minore carsificazione globale di queste rocce rispetto ai rispettivi termini metamorfici, o per lo meno di una minore manifestazione di fenomeni profondi. La causa principale di questa distribuzione sta probabilmente nel fatto che nel nucleo apuano la complessa struttura a pieghe ha portato le formazioni maggiormente carsificabili, Marmi, Marmi Dolomitici e Grezzoni, ad affiorare in misura maggiore e precedentemente alle corrispettive formazioni non metamorfiche, che sono state interessate dai fenomeni carsici solo successivamente in seguito alla profonda incisione delle valli principali.

Uno dei dati più significativi che emergono analizzando in dettaglio la distribuzione dei fenomeni carsici profondi delle Apuane è che quasi il 40% dello sviluppo totale degli ambienti sotterranei conosciuti è concentrato in una zona piccolissima, pari a poco più dell'1% di tutta l'area carsica apuana. Questa zona è quella del Monte Corchia, in cui si trova l'omonimo complesso. Allo stato attuale si può affermare con una certa sicurezza che questo fatto non è casuale, né tanto meno «sogettivo», cioè dovuto al fatto che il Monte Corchia ha da sempre attratto buona parte dell'attività speleologica svolta sulle Apuane.

Senza dimenticare che grotte classificate come «semplici» possono, in realtà, essere frammenti di sistemi carsici complessi conosciuti solo parzialmente, si osserva come le grotte di tipo «complesso» siano concentrate in una stretta fascia, allineata lungo l'asse principale della catena, che va in pratica dal Pizzo d'Uccello sino al Monte Corchia, e che risulta spostata verso il versante che guarda il mare, o più esattamente a SW di quello che è l'allineamento delle vette principali (fig. 9). Questi sistemi, nelle loro parti più alte, possono essere considerati come i più antichi delle Apuane, poiché hanno iniziato a formarsi necessariamente in una situazione morfologica diversa dall'attuale che, in qualche caso, implica l'esistenza di un livello di base carsico sino ad oltre 1000 m più alto di quello odierno.

Le cavità «semplici» si presentano invece più uniformemente distribuite e in generale accordo con la situazione morfologica attuale. Le cavità a sviluppo prevalentemente verticale si trovano soprattutto lungo l'asse della catena e nell'intorno delle cime principali. In particolare, le zone a maggior concentrazione appaiono essere quelle della Valle d'Arnetola, del M. Tambura e del M. Sagro. Tale distribuzione è in accordo con la loro funzione idrogeologica attuale che è quella di trasferimento delle acque dalle zone alte di infiltrazione sino al livello della zona satura. Le cavità «semplici» a sviluppo prevalentemente orizzontale si trovano invece ai margini delle strutture carbonatiche e prevalentemente in corrispondenza di solchi vallivi. Tali cavità sono ovviamente concentrate nelle zone di recapito delle acque sotterranee, e nella maggior parte dei casi funzionano ancora come cavità-sorgenti perenni o di troppo pieno.

Un'altro fatto interessante, che emerge dalla distribuzione delle grotte, riguarda la posizione delle cavità di maggiori dimensioni. Le uniche due grotte che arrivano a superare i 10 km di sviluppo, il Complesso del Corchia e l'Abisso Milazzo, si trovano nell'estrema parte sud-orientale della fascia in cui si concentrano le cavità complesse. In entrambi i casi le dimensioni e le morfologie dei fenomeni carsici profondi implicano una alimentazione allogena che non trova riscontro nella situazione morfologica attuale.

Distribuzione altimetrica delle morfologie freatiche

È noto che le gallerie ad andamento orizzontale si sviluppano prevalentemente nella zona epifreatica o poco al di sotto di questa (PALMER, 1984, 1987). In realtà il loro sviluppo può essere condizionato, anche fortemente, da fattori lito-strutturali; nel caso delle Apuane, però, la giacitura quasi sempre molto inclinata delle superfici di strato e dei contatti litolo-

Tab. I - Principali grotte carsiche delle Alpi Apuane.

| Nome | Numero Catasto | Quota m s.l.m. | Dislivello m | Sviluppo m |
|--|----------------|----------------|--------------|------------|
| 1 - Complesso Rocca di Tenerano | 1029 MS | 510 | + 210 | 3000 |
| 2 - Buca degli Orridi | 285 MS | 1160 | - 250 | 500 |
| 3 - Abisso dello Smilodonte | 937 MS | 1365 | - 655 | 2000 |
| 4 - Buca di Foce Luccica | 330 MS | 985 | - 445 | 2000 |
| 5 - Abisso Trittoleomo | 999 MS | 1700 | - 400 | 600 |
| 6 - Abisso Olivifer | 1000 MS | 1565 | - 1215 | 7000 |
| 7 - Abisso Watanka | 1036 MS | 980 | - 260 | 600 |
| 8 - Grotta Topolinia | 995 MS | 350 | - 50, + 190 | 3000 |
| 9 - Abisso Arbadrix | 741 LU | 1335 | - 280 | 700 |
| 10 - Abisso P. Saragato | 350 LU | 1465 | - 1075 | 5000 |
| 11 - Abisso P. Roversi | 705 LU | 1710 | - 1250 | 4000 |
| 12 - Buca della Mamma Gracchia | 708 LU | 1730 | - 400 | 800 |
| 13 - Complesso del M. Tambura | 463 MS | 810 | - 965 | 5100 |
| 14 - Buca del Baccile | 226 MS | 600 | - 160 | 1700 |
| 15 - Buca di Piastreta | 1035 MS | 1585 | - 180 | 350 |
| 16 - Abisso A. Guaglio | 645 LU | 1120 | - 650 | 1350 |
| 17 - Buca della Pompa | 317 LU | 890 | - 410 | 1000 |
| 18 - Abisso della Cava Terza | 644 LU | 1025 | - 490 | 600 |
| 19 - Abisso Alice | 1140 LU | 1110 | - 440 | 1350 |
| 20 - Abisso dei Tarzanelli | 1046 LU | 1040 | - 540 | 950 |
| 21 - Abisso Eunice | 756 LU | 1130 | - 650 | 1500 |
| 22 - Complesso Simi-Pelagalli-Mamma G. | 643 LU | 1180 | - 690 | 3500 |
| 23 - Abisso S. Mandini | 646 LU | 1160 | - 680 | 1400 |
| 24 - Abisso O. Coltelli | 642 LU | 1210 | - 730 | 1300 |
| 25 - Abisso dello Gnomo | 843 LU | 1400 | - 900 | 4400 |
| 26 - Abisso dei Draghi Volanti | 680 LU | 1425 | - 880 | 1800 |
| 27 - Buca del Rocciolo - Renara | 229 MS | 330 | - 30 | 800 |
| 28 - Buca Grande di Monte Pelato | 550 MS | 1270 | - 540 | 725 |
| 29 - Complesso di Monte Pelato | 465 LU | 1260 | - 655 | 7000 |
| 30 - Abisso dei Fulmini | 1009 LU | 1330 | - 760 | 1300 |
| 31 - Abisso G. Ribaldone | 711 LU | 1225 | - 620 | 1700 |
| 32 - Buca del Gomito - Abisso L. Zuffa | 324 LU | 1275 | - 400 | 600 |
| 33 - Abisso Milazzo | 1001 LU | 830 | - 700 | 10000 |
| 34 - Complesso di M. Corchia | 52 LU | 1640 | - 1190 | 60000 |
| 35 - Tana dell'Uomo Selvatico | 54 LU | 1155 | - 270 | 1500 |
| 36 - Abisso E. Revel | 102 LU | 1455 | - 300 | 320 |
| 37 - Abisso F. Orsoni | 1012 LU | 1475 | - 270 | 350 |
| 38 - Buca del Vento di Trimpello | 19 LU | 635 | - 45, + 100 | 4200 |
| 39 - Tana che urla | 26 LU | 620 | + 45 | 400 |
| 40 - Buca della Borra del Poggione | 360 LU | 730 | - 350 | 500 |
| 41 - Buca della Condotta | 443 LU | 5 | - 60 | 1100 |
| 42 - Tana di Casteltendine | 366 LU | 850 | + 50 | 1200 |
| 43 - Buca della Freddana | 377 LU | 760 | - 155 | 1000 |
| 44 - Buca del Vasaio di Motrone | 361 LU | 570 | - 110 | 600 |

gici fa sì che ciò non avvenga praticamente mai. In questo caso il movimento di acque lungo direttrici a componente prevalentemente orizzontale può avvenire, salvo casi estremamente localizzati, solo a livello della zona saturata o poco al di sopra di essa.

Analogamente a quanto avviene per la morfologia di superficie anche i sistemi carsici sotterranei si evolvono, nei periodi di stasi tettonica, verso una configurazione matura caratterizzata da una rete di drenaggio maggiormente gerarchizzata. A questa si associa quasi sempre la formazione di grossi condotti sotterranei e un generale maggior sviluppo nella zona epifreatica che è quella geneticamente più attiva.

Non bisogna dimenticare che un altro possibile fattore in grado di determinare uno sviluppo differenziale dei fenomeni carsici è quello climatico. I grandi cambiamenti a cui è stato soggetto il clima possono infatti avere influenzato un maggiore o minore sviluppo dei fenomeni carsici, e quindi aver dato origine a fasce di quota in cui si concentrano le cavità carsiche, anche in presenza di un tasso di sollevamento costante. Va però detto che se l'influenza del clima è particolarmente spinta sul carsismo di superficie non sembra esserlo altrettanto su quello profondo, poiché la semplice azione di corrosione delle acque meteoriche di infiltrazione si attenua abbastanza rapidamente nelle prime decine di metri di roccia.

Limitandosi alla zona di affioramento della finestra tettonica apuana, dove si concentrano la maggior parte dei fenomeni carsici profondi, l'assenza di faglie recenti (successive cioè alla tettonogenesi) rende possibile fare correlazioni altimetriche tra livelli di gallerie situate in grotte diverse, anche se lontane tra loro.

I risultati dell'analisi sulla distribuzione altimetrica sono riportati sui due grafici in fig. 10.

Il primo grafico, relativo a tutte le cavità apuane (fig. 10-a), mostra una distribuzione alquanto inomogenea, probabilmente dovuta ad una ancora scarsa conoscenza dei fenomeni carsici profondi. Un primo, seppur lieve, picco, legato alla presenza di alcune cavità freatiche, si ha intorno ai 1650 m di quota; benché si tratti di situazioni ben localizzate, tali cavità indicano comunque che in una certa fase dello sviluppo dei fenomeni carsici il livello di base carsico era posizionato, almeno in certe zone, intorno a tali quote. Più in basso si nota l'esistenza di un picco isolato per la fascia di quota compresa tra 1150 e 1200 m. Il picco successivo, il maggiore, cade tra 950 e 800 m ed è dovuto a poche grotte. Tra 500 e 650 m di quota troviamo un notevole addensamento di condotte freatiche, sia sul versante marino che su quello della Garfagnana. Il vistoso picco situato tra 300 e 350 m corrisponde, infine, alle numerose grotte a sviluppo orizzontale che si trovano nei bacini rivolti al mare poco al di sopra dell'attuale livello di base, e che in certi casi vengono ancora invase dalle acque durante le piene maggiori.

Il grafico relativo al solo complesso del Corchia (fig. 10-b) mostra una situazione piuttosto complessa. I maggiori addensamenti di gallerie si hanno intorno ai 1400 m di quota e soprattutto tra 1100 e 1250 m. Al di sotto del livello principale si trovano condotte freatiche abbastanza sviluppate tra i 900 e i 1000 m di quota e un nuovo picco abbastanza marcato tra 800 e 850 m di quota che corrisponde esattamente con quello del grafico precedente (dovuto quasi esclusivamente all'Abisso Milazzo che si trova relativamente vicino al Corchia). Anche nel Corchia si trovano livelli di condotte situati intorno ai 650 m di quota e probabilmente correlabili con lo stesso livello di base generalizzato che si riscontra in tutte le apuane.

Riassumendo, la distribuzione altimetrica dei condotti freatici conosciuti sembra indicare più momenti di sviluppo preferenziale di livelli carsici. I livelli più alti, quelli del Corchia in particolare, sono riferibili alle prime fasi di sviluppo dei fenomeni carsici in una situazione morfologica ben diversa dall'attuale. I livelli intorno ai 1200 m di quota sono quelli quantitativamente più sviluppati ma si trovano praticamente nel solo Corchia. Scendendo di quota l'altro livello ben sviluppato è quello intorno a 900 m che potrebbe ancora corrispondere ad una fase di relativa stasi tettonica. A quote ancora inferiori si nota un maggiore

addensamento di livelli carsici, che ora si trovano diffusi all'intorno del massiccio apuano, molti dei quali corrispondono all'attuale livello di base carsico.

La quasi totale mancanza di condotte freatiche al di fuori del Corchia intorno alle quote in cui qui si trovano i piani di gallerie maggiormente sviluppati, richiede una riflessione. Fermo restando che tale assenza può essere dovuta al fatto che queste gallerie non sono ancora state scoperte, si può supporre che durante le fasi di sviluppo dei grossi sistemi di condotte del Corchia, la cui formazione ha sicuramente richiesto grosse quantità d'acqua, su buona parte delle Apuane le formazioni carbonatiche non fossero ancora sufficientemente esposte o comunque non ancora interessate da un carsismo profondo sufficientemente sviluppato.

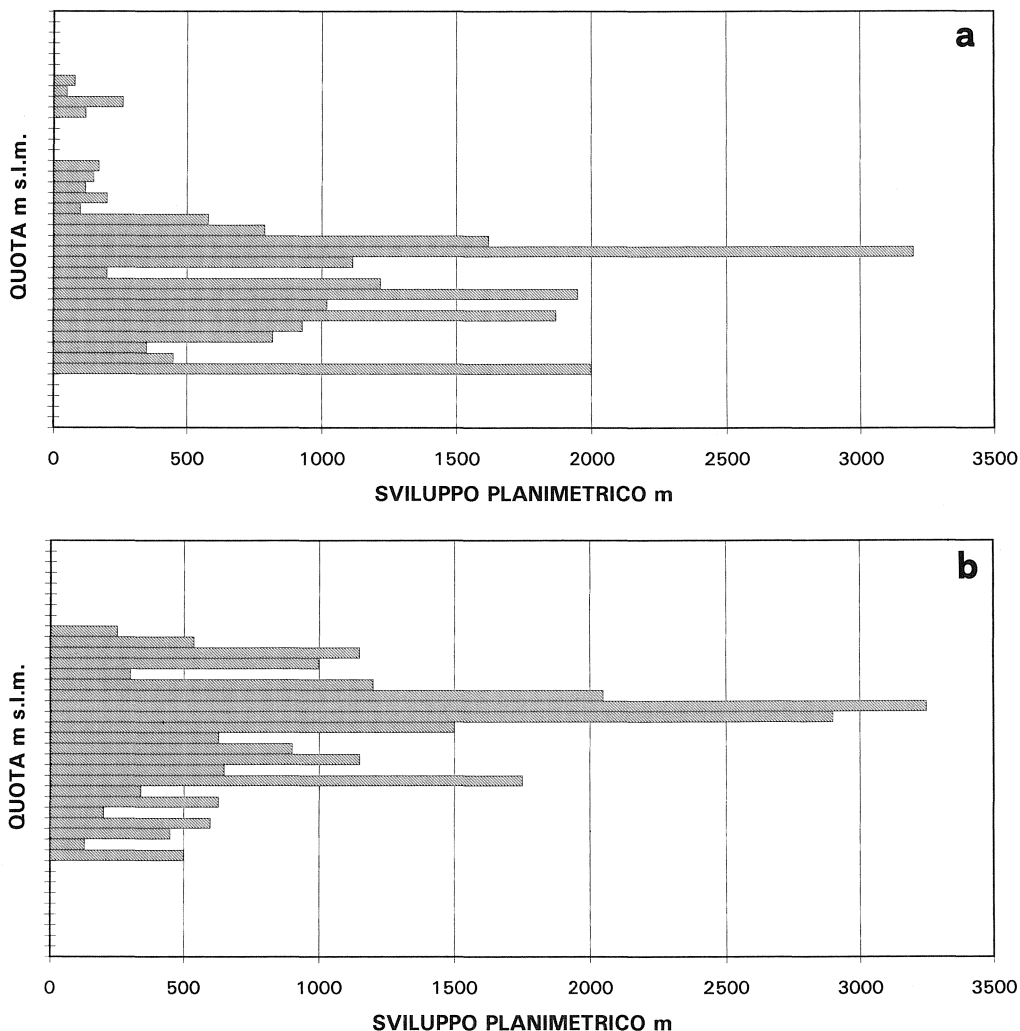


Fig. 10 - Grafici a barre relativi alla distribuzione altimetrica delle condotte di origine freatica in tutte le grotte delle Apuane (Corchia escluso) (a) e nel solo Complesso Carsico del M. Corchia (b).

MORFOLOGIA DI SUPERFICIE

Durante lo studio dei fenomeni carsici profondi sono più volte emerse delle possibili relazioni genetiche tra questi e certe morfologie di superficie, in particolare tra livelli di gallerie formati in condizioni freatiche, o epifreatiche, e superfici pianeggianti o ripiani morfologici, sia sommitali che di versante. Nel caso del Corchia si è anche ipotizzata l'esistenza di un bacino superficiale di alimentazione, ora completamente smantellato, che potrebbe aver lasciato qualche traccia di sé nell'attuale assetto morfologico delle Apuane. Per meglio chiarire eventuali relazioni tra morfologia di superficie e distribuzione delle cavità carsiche è stata fatta una analisi dei principali caratteri morfologici dell'area apuana, relativi in particolare all'orografia e ai reticoli idrografici.

Orografia

L'andamento ipsometrico di una determinata area mette in evidenza l'anomalo sviluppo di superfici poste in un determinato intervallo di quota rispetto a quello che è il profilo teorico (profilo d'equilibrio) di un paesaggio esente da disturbi di qualsiasi tipo.

In prima approssimazione, le «anomalie» possono essere dovute o a cause lito-strutturali oppure essere il «ricordo» di passate configurazioni morfologiche. Nell'ambito delle Alpi Apuane, l'elevata complessità strutturale rende lecito propendere più per la seconda interpretazione, qualora si tratti di anomalie di scala regionale (anche se non sono pochi i casi in cui l'orografia appare nettamente condizionata dall'assetto lito-strutturale).

Questo tipo di analisi ha mostrato l'esistenza di anomalie positive nello sviluppo areale di alcune fasce di quota. La più elevata di queste si pone tra 1500 e 1550 m, probabilmente dovuta allo sviluppo planimetrico di alcune creste; l'esame diretto della cartografia non mostra in effetti superfici residuali particolarmente evidenti alle alte quote, al massimo si riscontrano delle zone di cresta molto arrotondate accompagnate da piccole superfici pianeggianti.

L'irregolarità altimetrica più marcata si ha da 1200 a 1000 m di quota e in particolare tra 1100 e 1150 m, dove si riscontra una sviluppo areale che trova uguale solo al di sotto dei 950 m (fig. 11-a). Intorno a queste quote si trovano numerose superfici relativamente pianeggianti, per lo più situate in quelli che erano i principali bacini glaciali wurmiani, che attualmente ospitano estesi fenomeni carsici. Rimane il problema di capire quanto queste superfici siano dovute al modellamento dei ghiacciai o quanto invece siano ereditate da una precedente morfologia relativamente matura. La risposta non è ovviamente facile, ma lo sviluppo di alcune di queste conche glaciali in contrasto con una limitata estensione del bacino di alimentazione glaciale porta a credere che si tratti di superfici preesistenti solo parzialmente rimodellate dai ghiacciai.

Scendendo ancora di quota si trova una nuova anomalia intorno ai 700-800 m, che è da mettere in relazione con ampie superfici pianeggianti che si trovano estesamente lungo le dorsali che dalle Apuane scendono verso la valle del Serchio e un po' in tutto il bacino della Garfagnana.

Limitatamente ai versanti occidentali le anomalie più vistose si hanno intorno ai 700 m. Esse sono dovute non tanto all'esistenza di superfici pianeggianti quanto alla presenza di creste secondarie che si sviluppano planimetricamente intorno a questa quota. L'esistenza di un antico livello di base a questa altezza è confermato, oltre che dalle morfologie carsiche profonde ben sviluppate, anche dai depositi conglomeratici di origine fluviale e con tracce di terrazzamento che si trovano nei pressi del paese di Colonnata ad una quota compresa tra 650 e 700 m.

Le anomalie orografiche descritte sono meglio messe in risalto analizzando la distri-

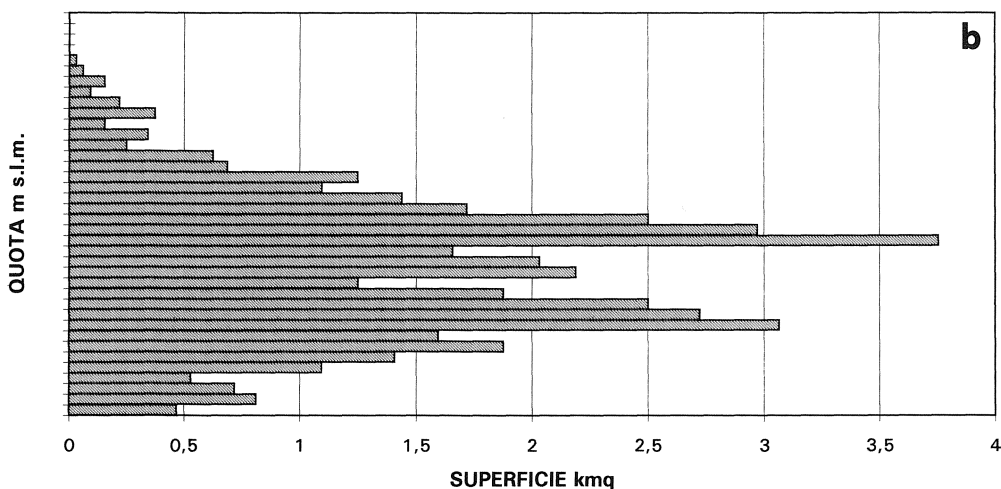
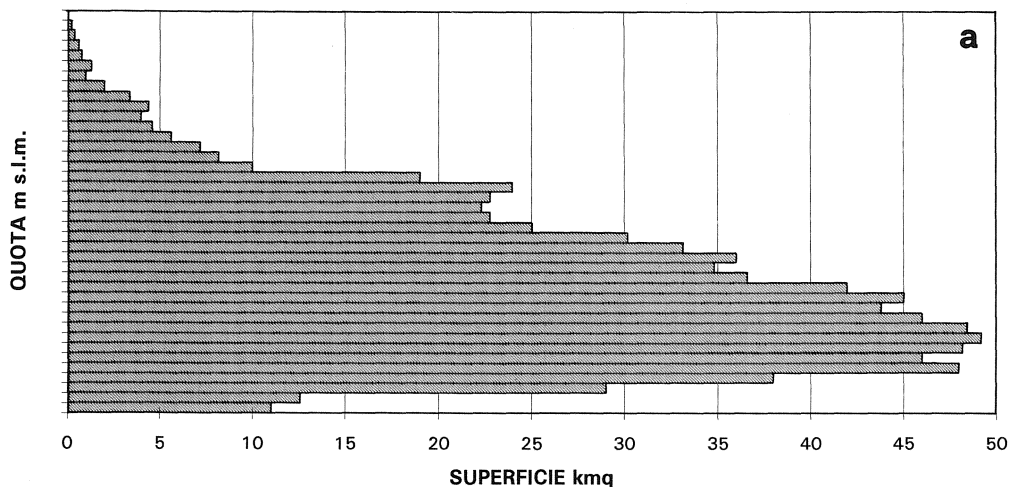


Fig. 11 - Grafici a barre relativi allo sviluppo areale per fasce di quota (a) e allo sviluppo areale delle superfici con pendenza < 33% (b) dell'area apuana.

buzione altimetrica di generiche superfici a «bassa pendenza» (fig. 11-b), sia situate nelle zone alte dei rilievi sia lungo i versanti, che possono interpretarsi come resti di «paleosuperfici» mature evolute in prossimità del livello di base locale. Non esistendo un limite clinometrico preciso al di sotto del quale una superficie è definibile a «bassa pendenza», una analisi qualitativa della cartografia e valutazioni di ordine pratico hanno suggerito il limite del 30%.

I risultati di questa analisi hanno confermato l'esistenza di superfici a bassa pendenza situate poco al di sopra dei 1500 m. Tra 1000 e 1300 m di quota non si osservano invece picchi particolarmente significativi e comunque non tali da giustificare l'anomalo andamento della curva ipsografica rilevato in precedenza.

Appare invece molto netta la presenza di superfici a bassa pendenza comprese tra 900

e 1050 m di quota. In diversi casi si tratta di vere e proprie «superfici sommitali» individuabili lungo le dorsali che dalle Apuane scendono verso il Serchio; la litologia varia da caso a caso passando da calcarea a argilloso-arenacea. Queste superfici sono strettamente correlabili con quelle poste a quote simili già rilevate per i monti della Lucchesia (Bartolini, 1980) e riscontrabili anche sul versante appenninico del bacino del Serchio. Nel nucleo apuano vero e proprio non si riscontrano superfici «sommitali» ma solo gradini morfologici.

Particolarmente significativa è la presenza di superfici poco acclivi tra 750 e 850 m di quota, ben correlabili con i sistemi di gallerie posti a quote analoghe. Anche in questo caso si tratta soprattutto di spianate sommitali, che interessano alcuni rilievi posti a ridosso della valle del Serchio, e di alcuni terrazzi orografici situati nelle parti alte dei bacini.

Un altro picco è posto tra 500 e 650 m di altitudine, legato soprattutto all'esistenza di superfici spianate e di gradini morfologici presenti sia nei bacini versiliesi sia in quelli della Garfagnana, in prossimità della valle del Serchio. Intorno a tali quote si notano, su entrambi i lati della valle del Serchio, gradini morfologici e veri e propri terrazzi dovuti all'incisione dei depositi fluvio-lacustri villafranchiani.

A coronamento delle analisi morfometriche dell'orografia è stato verificato anche l'andamento altimetrico delle linee di cresta, il cui involucro può ricalcare l'andamento di antiche superfici morfologiche. L'attendibilità di tale analisi è, nel caso delle Apuane, resa maggiore dal fatto che le creste principali sono impostate su rocce carbonatiche, spesso intensamente carsificate, il che le rende elementi morfologici dotati di una buona conservatività.

L'analisi ha mostrato l'esistenza di un primo picco marcato tra 1600 e 1650 m di quota legato a quello che è l'andamento altimetrico dello spartiacque principale. L'altra anomalia positiva di un certo interesse è quella che si rileva tra 1000 e 1100 m di quota, da mettere in relazione con quello che è l'andamento altimetrico delle dorsali secondarie che si spingono verso il mare e verso il Serchio.

L'andamento delle creste, unitamente alla posizione delle vette principali e delle selle orografiche, ha dato delle possibili indicazioni sull'antica disposizione degli spartiacque principali e quindi sull'andamento delle antiche reti idrografiche.

Riguardo alla posizione delle vette si può osservare una marcata tendenza delle cime di quota simile ad allinearsi secondo delle direttrici NW-SE. Partendo dal mare e spostandosi verso NE il primo allineamento che si incontra è quello del M. La Pizza, M. Brugiana, M. Belvedere, M. Lieto e M. Gabberi, la cui quota è per tutti intorno a 900-1000 m. Più a NE esiste un allineamento dato dalle cime del M. Borla, M. Sagro e M. Altissimo la cui quota va invece da 1400 a oltre 1700 m. Infine esistono due diversi allineamenti, lungo l'asse della catena, di quelle che sono le principali vette delle Apuane e cioè: Pizzo d'Uccello, M. Cavallo, M. Tambura, M. Fiocca e Pania della Croce da una parte e M. Pisanino, M. Roccadaglia, M. Sumbra, e Pania Secca dall'altra. Per tutte la quota è sempre superiore ai 1750 m.

Poiché non esistono particolari evidenze strutturali per spiegare l'esistenza di tali allineamenti, è possibile che essi siano il «ricordo» di una antica rete idrografica a direzione prevalente NW-SE che esisteva durante le prime fasi di denudamento del nucleo Apuano, condizionata dalla direzione delle strutture della Falda Toscana, che è appunto NW-SE. Oltre alle vette principali e a molte di quelle secondarie, troviamo anche numerose selle allineate sulla stessa direttrice.

Le creste secondarie che si dipartono da quella principale hanno invece andamento NE-SW e si spingono verso i margini del massiccio perdendo quota soprattutto nelle loro parti terminali, coinvolte nelle principali depressioni tettoniche che bordano il massiccio apuano a SW e NE. Anche in questo caso non vi sono precise corrispondenze tra andamento delle creste, e quindi dei bacini da esse delimitati, ed elementi tettonici riconoscibili.

Caratteri fisiografici dei principali bacini apuani

I bacini dei torrenti apuani presentano caratteri abbastanza disomogenei, particolarmente evidenti tra quelli del versante occidentale e quelli del versante orientale. Questa differenziazione dipende oltre che dall'assetto geo-strutturale da una diversa storia evolutiva.

In estrema sintesi si osserva che i bacini rivolti verso il mare hanno generalmente forma più tozza e una maggiore gerarchizzazione. Quelli rivolti verso la Garfagnana hanno invece forma più allungata e una generale minore gerarchizzazione. La gerarchizzazione tende a diminuire anche andando dal settore centrale delle Apuane verso NW e SE, così come la simmetria.

Riguardo alle catture, poche sono quelle chiaramente riconoscibili con sicurezza e tutte di modesta entità. Interessante notare come quelle più evidenti si trovino nelle estreme porzioni settentrionale e meridionale delle Apuane e sono tutte a scapito di corsi d'acqua con direzione NW-SE. Anche questo fatto potrebbe indicare che in passato esisteva un drenaggio con direzione parallela all'asse principale della catena, più sviluppato di quanto non accada oggi.

Il bacino della Turrîte Secca mostra alcune anomalie del reticolo nella parte più alta, in cui affluenti importanti, provenienti dal versante occidentale del M. Freddone, hanno verso quasi opposto a quello di flusso del bacino. Tutta la parte situata a monte dell'allineamento M. Sumbra-M. Freddone si presenta, inoltre, disassata rispetto al resto del bacino. Queste irregolarità potrebbero essere dovute ad una cattura che la testata della Turrîte ha compiuto nei confronti di un bacino il cui drenaggio era presumibilmente verso SE; ciò spiegherebbe anche la maggiore estensione del suo bacino rispetto agli altri bacini del versante nord-orientale.

Esaminando i reticoli idrografici nel loro insieme si può notare come vi sia una certa tendenza di quelli rivolti verso il mare ad aprirsi lungo una fascia centrale allineata lungo la solita direttrice NW-SE e compresa tra l'allineamento delle vette principali e la linea che unisce le cime del M. Sagro e del M. Altissimo. Lungo questa congiungente si nota anche una certa tendenza del bacino del Frigido a chiudersi in corrispondenza delle dorsali che fanno capo alla vetta di Cima Pianello, dal M. Sagro, e del M. Antona, dal M. Altissimo. Analogo comportamento lo si osserva a riguardo della parte superiore del bacino della Turrîte Secca lungo la congiungente tra M. Sumbra e M. Freddone.

La sensazione è quella di trovarsi di fronte ai resti di un bacino orientato NW-SE catturato dalla testata del Frigido e da quella della Turrîte Secca. Il fondovalle doveva trovarsi ad una quota superiore ai 1200, attuale quota del Passo del Vestito, che collega la parte alta del bacino della Turrîte Secca con quella del bacino del Frigido. Tenendo conto di quella che doveva essere la quota di questo bacino, della sua estensione (circa 30 km²) e della sua posizione, in asse con il M. Corchia, si può supporre che si tratti del bacino superficiale che raccoglieva le acque che alimentavano il sistema sotterraneo del Corchia.

DISCUSSIONE

Le analisi morfometriche e le considerazioni d'insieme sul paesaggio, esposte nel precedente capitolo, hanno già anticipato alcuni dei principali rapporti tra morfologie di superficie e carsismo.

Questi rapporti, talvolta molto stretti, possono interpretarsi secondo modelli genetici che tengano conto delle diverse condizioni di sviluppo dei fenomeni carsici e che correlino

certe morfologie di superficie con altre sotterranee. In questo modo è possibile ipotizzare delle relazioni temporali tra le diverse fasi di sviluppo dei fenomeni carsici di sottosuolo e i principali eventi tettonici che hanno condizionato l'evoluzione morfotettonica delle Apuane.

Rapporti tra fenomeni carsici e morfologia superficiale

I fenomeni carsici epigei sono distribuiti in maniera abbastanza disomogenea, in rapporto alle diverse situazioni morfologiche, litologiche e strutturali. Le forme più sviluppate, in particolar modo a media scala, si ritrovano nei marmi e nei calcari puri, in particolare nelle aree poco acclivi. L'influenza della morfologia superficiale è limitata per quelle che sono le forme superficiali di «interfaccia» (sensu MYLROIE, 1984), in pratica le doline e gli ingressi delle cavità carsiche, poiché spesso queste forme sono più antiche dell'attuale assetto morfologico. In questi casi può succedere che la loro posizione non sia compatibile con i meccanismi morfo-genetici che ne hanno determinato la formazione. È questo il caso di molti degli ingressi e di alcune doline che si trovano in corrispondenza delle creste. Questo è ancor più vero per le cosiddette forme di «intersezione» (MYLROIE, 1984), ovvero gli ingressi venuti alla luce per crollo di cavità sotterranee o per erosione dei versanti; anche in questo caso la loro posizione può non avere alcun rapporto con la morfologia attuale. Molte delle forme carsiche presenti in certe aree delle Alpi Apuane appartengono a questa classe e sono state messe alla luce dall'intensa erosione avutasi durante le fasi glaciali würmiane, che ha dunque «scoperchiato» un carsismo sotterraneo già ben sviluppato.

Il rapporto tra forme carsiche superficiali e morfologia è ben messo in evidenza dal confronto dei grafici relativi alla distribuzione altimetrica delle doline e degli ingressi delle grotte, con quelli relativi all'andamento ipsografico e alla distribuzione delle superfici poco acclivi (vedi figure 10 e 11). Sia per le doline che per gli ingressi di cavità carsiche il massimo assoluto cade tra 1450 e 1500 m di quota. Questi picchi possono essere messi in relazione con quelli, seppur lievi, che si riscontrano nei grafici relativi all'andamento ipsografico e allo sviluppo di superfici a «bassa pendenza» per la fascia di quota compresa tra 1500 e 1550 m. Meno chiari i rapporti per quanto riguarda le quote inferiori, anche se per quelle comprese tra 1100 e 1200 m si nota un certo addensamento di doline e di ingressi in corrispondenza di quella che è l'anomalia ipsografica più vistosa che come si è visto segna probabilmente uno stadio di «maturazione» del paesaggio.

Dall'analisi della distribuzione areale delle cavità carsiche in funzione anche della loro tipologia, si è visto come la maggior parte delle cavità conosciute sia sostanzialmente in equilibrio con l'attuale assetto morfologico e idrogeologico. Ciò non è vero però per quelli che sono i maggiori sistemi carsici delle Apuane e in particolare per quello del M. Corchia. In questi, e anche in altre grotte, si trovano morfologie evolute in condizioni freatiche a quote anche molto più elevate (sino ad oltre 1000 m) di quella del livello di base carsico attuale. Tutto ciò può significare solo che tali cavità iniziarono a formarsi in una situazione orografica molto diversa dall'attuale.

Riguardo alla distribuzione altimetrica delle morfologie freatiche e ai rapporti tra queste e la morfologia estema, come già espresso in precedenti lavori (PICCINI, 1990a e b, 1991, 1992a e b), le relazioni più evidenti relative alle grotte apuane (Corchia escluso) (fig. 10-a) riguardano il picco di quota 800-850, che corrisponde esattamente con quello relativo al Corchia. Scendendo di quota si nota un discreto addensamento di condotte freatiche nelle quote comprese tra 500 e 650 m, che corrisponde esattamente al notevole addensamento di superfici a «bassa pendenza» che sono responsabili della leggera anomalia orografica positiva che si nota tra 550 e 600 m di quota.

La non sempre esatta corrispondenza tra livelli di gallerie e anomalie orografiche positive non deve stupire. Ammesso che l'esistenza di grossi sistemi di gallerie sia da mettere in relazione soprattutto con periodi di stasi nel sollevamento, occorre distinguere il caso in cui la stasi si sia protratta nel tempo durante la fase freatica di scavo o durante una successiva fase epifreatica o vadosa. Nel primo caso infatti il livello di base sarà situato a quote superiori a quello delle gallerie, mentre nel secondo sarà situato a quote coincidenti o inferiori. Questo significa che le eventuali superfici «residuali» da mettere in relazione con i piani carsici dovranno essere cercate a quote più alte, di quella delle gallerie, nel primo caso e a quote più basse nel secondo. Questo implica anche che certe superfici o certe anomalie ipsografiche positive possono essere messe in relazione sia con la fase vadosa di piani carsici situati a quote superiori sia con quella freatica di piani situati a quote inferiori. La soluzione può venire solo dalla attenta valutazione della distribuzione delle morfologie di sottosuolo e da un esame delle loro caratteristiche evolutive.

Analizzando le caratteristiche morfologiche delle condotte freatiche del Corchia (fig. 10-b) si osserva come le gallerie situate intorno ai 1400 m di quota si siano evolute prevalentemente in condizioni freatiche o al massimo epifreatiche, con scarse evidenze di un successivo rimodellamento da acque circolanti a pelo libero. Questo suggerisce che tale piano vada messo in relazione con superfici «relitte» situate a quote superiori e che quindi possono essere identificate con quei lembi di superfici pianeggianti situati tra 1500 e 1550 m di quota.

Diverso è il caso del grande piano situato tra 1050 e 1200 m di quota, le cui gallerie presentano invece i segni di una successiva e intensa erosione in condizioni vadose. In realtà le morfologie vadose, che in qualche caso costituiscono dei canyon sotterranei di dimensioni anche imponenti, si trovano soprattutto al di sotto dei 1100 m e proseguono sino intorno ai 950-900. Le gallerie al di sopra dei 1100 m di quota, viceversa, non presentano segni di inforramento se non in maniera limitata. Questo secondo piano, nel suo insieme, può dunque essere messo in relazione con superfici poste a quote superiori, quali quelle tra 1200 e 1250 m e, più in generale, con la netta anomalia ipsografica positiva di quota 1050-1200. Viceversa la fase vadosa, che si mostra particolarmente vistosa intorno ai 1000 m di quota, può essere messa in relazione con superfici poste a quote inferiori quali quelle molto sviluppate che si ritrovano tra 900 e 1000 m di quota e a cui può essere correlata anche la fase freatica del piano di gallerie di quota 850-900.

Scendendo ancora si può ipotizzare una qualche relazione tra fase vadosa manifestata-si intorno ai 700-800 m di quota con le superfici che si trovano tra 500 e 650 m di quota. Queste possono essere messe in relazione anche con le morfologie freatiche che si trovano alle stesse quote, o poco al di sotto, nel Corchia e in diverse delle altre maggiori cavità.

Evoluzione del sistema carsico del Corchia

Come si è più volte sottolineato il Corchia rappresenta senza dubbio l'area chiave per la comprensione dell'evoluzione del carsismo profondo delle Apuane e pertanto è importante soffermarvisi con particolare attenzione. Il maggior numero di dati disponibili ne consente infatti una ricostruzione abbastanza precisa della storia evolutiva; storia che può servire come punto di partenza per la ricostruzione dell'evoluzione dei fenomeni carsici su tutte le Apuane.

Numerose stime delle paleo-portate fluenti nelle gallerie del Corchia (Piccini, 1991), eseguite utilizzando i metodi morfometrici proposti da CURL (CURL, 1974; LAURITZEN, 1989) relativi alle impronte di flusso sulle pareti delle gallerie, hanno mostrato come le gallerie superiori di questo complesso si siano formate in condizioni freatiche con un apporto

idrico tale da implicare l'esistenza di un bacino superficiale di alimentazione. L'esistenza di un bacino di alimentazione allogena è anche dimostrata dalla presenza di ciottoli esotici nei depositi conglomeratici che si trovano nelle gallerie superiori (fig. 12). Tali ciottoli sono costituiti da arenarie carbonatiche non metamorfiche provenienti o dal Macigno o, più probabilmente, da qualche Flysch ad Elmintoidi delle Unità Liguri. Si tratta comunque di formazioni non affioranti attualmente nell'area del Corchia: per trovare i più vicini affioramenti di Macigno occorre spostarsi di almeno 6 o 7 km verso NE o verso E, e in ogni caso si tratta di affioramenti situati a quote non superiori a 1250 m; mentre per trovare rocce arenacee delle Unità Liguri occorre andare ancora più lontano. La mancanza di ciottoli provenienti dalle altre formazioni non metamorfiche, in particolare dei termini della Falda Toscana sottostanti il Macigno, può avere una duplice spiegazione. O i ciottoli arenacei del Corchia sono rimaneggiati, provenienti cioè da depositi superficiali in cui vi era già stata, per qualche ragione, una selezione litologica, oppure provengono da aree dove non affioravano i termini sottostanti al Macigno. Il diretto contatto del Macigno, o addirittura delle Liguridi, con il nucleo metamorfico apuano può spiegarsi grazie alle faglie normali a basso angolo responsabili del denudamento tettonico delle Alpi Apuane (CARMIGNANI e KLIGFIELD, 1990).

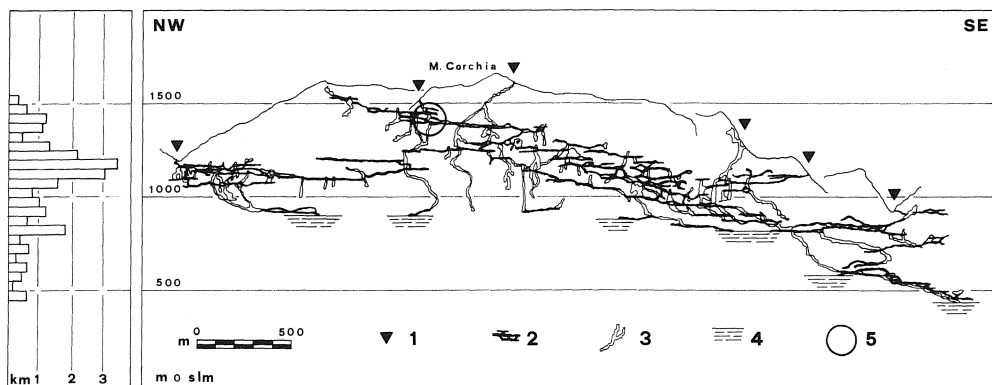


Fig. 12 - Sezione longitudinale schematica del Complesso Carsico del Monte Corchia. 1) Posizione delle principali ingressi del sistema; 2) Condotti di origine prevalentemente freatica; 3) Condotti di origine prevalentemente vadosa (pozzi e forre); 4) Livello attuale della zona saturata; 5) Zona di ritrovamento dei ciottoli arenacei. A sinistra: Grafico dello sviluppo planimetrico per fasce di quota dei condotti freatici del Corchia.

Il quadro paleogeografico che è necessario ipotizzare per spiegare la presenza di questi ciottoli esotici si concilia male con un sollevamento già marcato della catena apuana, e in particolare con l'esistenza del bacino del Serchio già ben sviluppato. In esso si trovano, infatti, ingenti accumuli detritici di provenienza apuana (CALISTRI, 1974) con abbondanti clasti di rocce metamorfiche, in particolare marmi, sin dai livelli inferiori. Questi depositi sono interpretati come gli antichi conoidi depositi dalla paleo-Turrite di Galliciano e dalla paleo-Turrite Secca, la cui area di alimentazione arrivava presumibilmente a comprendere anche la zona del Corchia. Tutto ciò porta a credere che la formazione delle gallerie alte del Corchia sia antecedente o al limite contemporanea a quella di accumulo dei conoidi del bacino del Serchio.

Con l'inizio del sollevamento, sarebbe andato via via delineandosi un bacino endorei-

co sospeso, sul tipo di quelli che si trovano comunemente nell'Appennino Centrale, le cui acque venivano catturate da uno o più inghiottitoi drenati per via sotterranea dal massiccio del Corchia verso S. Questa situazione deve essersi mantenuta per un discreto lasso di tempo e in coincidenza di una stasi del livello di base che ha portato alla formazione del sistema freatico posto intorno a quota 1200 (fig. 13).

Una ripresa del sollevamento potrebbe aver facilitato la progressiva cattura di questo bacino da parte soprattutto dei torrenti che scendevano verso la pianura versiliese e che dovevano essere dotati di elevata energia. Durante questa fase si potrebbe aver avuto anche la cattura per via sotterranea di parte del bacino ad opera di cavità carsiche drenanti verso il mare (di cui l'Abisso Milazzo costituisce forse la principale) in seguito all'abbassamento per erosione delle soglie impermeabili sul lato occidentale.

Questa cattura del bacino di alimentazione avrebbe fatto diminuire in maniera abbastanza brusca le portate fluenti attraverso il Corchia, come testimoniato dalla netta riduzione di sezione rilevabile in alcune forre sotterranee presenti intorno ai 1100 m di quota. Successivamente la cattura superficiale, da parte della testata della Turrîte Secca, di quello che doveva restare del bacino chiuso originario avrebbe privato anche il sistema carsico del Milazzo della maggior parte della sua area di alimentazione.

Riguardo alla posizione e alla estensione di questo bacino, con buona probabilità esso doveva trovarsi a NW del Corchia e allungato secondo l'asse della catena; retaggio, forse, di una ancora più antica rete di drenaggio condizionata dalle strutture tettoniche proprie della copertura alloctona e quindi con direzione NW-SE. Alcuni indizi morfologici, come ad esempio la posizione di certe selle e quella di alcune vette, sembrano indicare una posizione del bacino corrispondente alle parti alte dell'attuale bacino della Turrîte Secca e dell'attuale

| PIANI CARSIICI | SUPERFICI A BASSA PENDENZA | EVENTI GEOGRAFICI | MOVIMENTI TETTONICI |
|---------------------------------|----------------------------|---|-------------------------|
| q. 1350-1450 (fase freatica) | q. 1500-1600 (?) | configurazione del bacino chiuso | sollevamento |
| q. 1100-1200 (fase freatica) | q. 1200-1250 | ampliamento del bacino di alimentazione | stasi |
| q. 1000-1100 (fase vadosa) | q. 900-1050 | riduzione del bacino per catture superficiali e/o sotterranee | sollevamento (lento) |
| q. 850-900 (fase freatica) | q. 750-850 | interruzione dell'alimentazione allogonica | stasi |
| q. 700-800 (fase vadosa) | q. 500-650 | formazione dei terrazzi versante a mare | sollevamento (generale) |
| q. 600-700 (fase freatica) | | incisione delle soglie impermeabili | |
| q. 450-500 (fase freatica) | | | |

Fig. 13 - Schema dei possibili rapporti temporali tra sviluppo dei "piani carsici" del Corchia, superfici morfologiche a bassa pendenza e principali eventi geografici e tettonici.

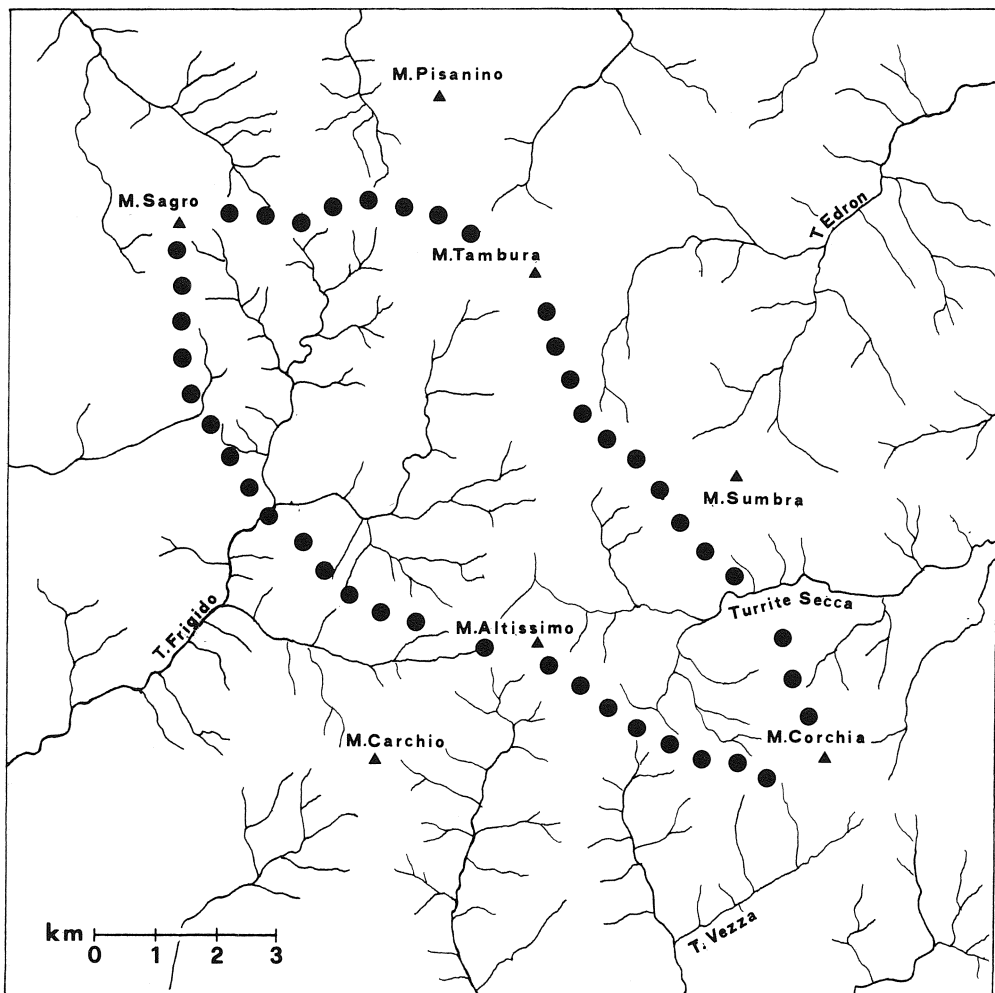


Fig. 14 - Ipotetica posizione del paleo-bacino di alimentazione del sistema carsico del Corchia (area delimitata dai punti neri) durante lo sviluppo dei piani di gallerie situati tra 1000 e 1250 m.

bacino del Frigido (fig. 14). Quest'area ha una superficie totale di circa 30 km², valore che dunque si concilia con le stime fatte in base alle paleoportate valutate dalla misura delle scallops (PICCINI, 1991) i cui valori erano dell'ordine di qualche m³/s di portata media.

Successivamente un ulteriore episodio di sollevamento avrebbe provocato l'abbassamento del livello di base con il conseguente (e ancora in fase di realizzazione) svuotamento delle gallerie di quota 800-900 e lo sviluppo di quelle poste intorno a quota 600-700. Da allora il livello di base carsico avrebbe continuato ad abbassarsi, con l'incisione della soglia impermeabile, raggiungendo di nuovo una posizione di equilibrio in corrispondenza del livello di base locale.

Evoluzione spazio-temporale del carsismo sulle Alpi Apuane

Tappe evolutive dei fenomeni carsici

Partendo da quanto ipotizzato per lo sviluppo del Complesso Carsico del Monte Corchia (fig. 13) si può cercare di ricostruire le tappe di sviluppo dei fenomeni carsici apuani nel loro insieme. Si è già visto (fig. 9) come i fenomeni carsici profondi più antichi non siano distribuiti uniformemente negli affioramenti di rocce carsificabili ma tendano a concentrarsi in una fascia ristretta allungata in direzione NW-SE e collocata nella parte centrale del nucleo apuano. Questa zona potrebbe corrispondere a quella dei primi importanti affioramenti delle formazioni carbonatiche metamorfiche, che la storia tettonica delle Apuane e l'età e la natura dei depositi presenti nei bacini periapuani, suggeriscono essersi verificati verso la metà del Pliocene.

Indizi di vario genere riguardanti la morfologia di superficie rendono possibile ipotizzare che questa fascia corrisponda ad un'antica depressione (fig. 15) (che ha poi costituito, in parte o del tutto, il bacino di alimentazione del Corchia), condizionata nella sua orientazione, dall'assetto strutturale delle coltri che un tempo ricoprivano le Apuane ed i cui lineamenti tettonici, compressivi e distensivi, avevano direzione NW-SE, come nel resto dell'Appennino Settentrionale. Con un po' di fantasia si può arrivare ad ipotizzare che questa depressione si sia impostata proprio in corrispondenza della linea di apertura delle coltri «alloctone», provocata dall'inarcamento del nucleo apuano e dal loro conseguente scaricamento in direzioni opposte, verso SW e verso NE.

Gli affioramenti carbonatici situati a SW di questa fascia centrale dovevano essere coperti, durante le prime fasi di sviluppo di fenomeni carsici, dalle rocce dell'Unità di Massa o da quelle, in giacitura rovesciata, del basamento dell'Unità Apuana (fig. 15-a). Queste costituivano perciò una barriera impermeabile in grado di contenere gli acquiferi carsici già esposti, condizionandone il drenaggio verso SE. A NE di questa fascia, invece, le formazioni carbonatiche si trovavano al di sotto di lembi delle coltri alloctone non ancora erosi.

L'esistenza di un carsismo antico è dimostrata dalle numerose cavità «relette» che si trovano lungo le creste più elevate della catena apuana a quote generalmente superiori a 1500 m. A questa prima fase di sviluppo di fenomeni carsici profondi va probabilmente anche riferita la formazione delle più elevate e antiche gallerie del Corchia (quelle situate intorno ai 1400 m).

Poco significative sono invece le morfologie carsiche profonde che si possono trovare a quote situate tra 1400 e 1000 m al di fuori della zona del Corchia. Senza dimenticare che ciò può essere dovuto ad una ancora scarsa conoscenza dei fenomeni carsici sotterranei, si può ipotizzare che durante questa fase la maggior parte delle rocce carbonatiche del nucleo apuano, con l'eccezione della zona del Corchia, era ancora «tamponata» lateralmente dalle rocce impermeabili del basamento (verso W) e dalle coperture alloctone (verso E) e quindi non soggetta ad una circolazione molto profonda.

Una fase di sollevamento, verificatasi presumibilmente durante il Pleistocene inferiore, potrebbe essere la causa principale di una intensa attività erosiva lungo i margini della catena che avrebbe portato ad una incisione delle soglie impermeabili occidentali (fig. 15-b). L'abbassamento del livello di base carsico verso W avrebbe permesso lo sviluppo di altri sistemi carsici, di cui si trovano le tracce in diverse cavità del versante marino intorno ai 900-1000 m di quota, privando progressivamente il Corchia degli apporti provenienti dal suo bacino di alimentazione.

Durante questa fase di intensa erosione delle Apuane, testimoniata dagli accumuli di conglomerati nei bacini di Aulla (RAGGI, 1985), del Serchio (CALISTRI, 1974) e negli altri bacini periapuani (FEDERICI, 1973; FEDERICI e MAZZANTI, 1988), i fenomeni di carsismo

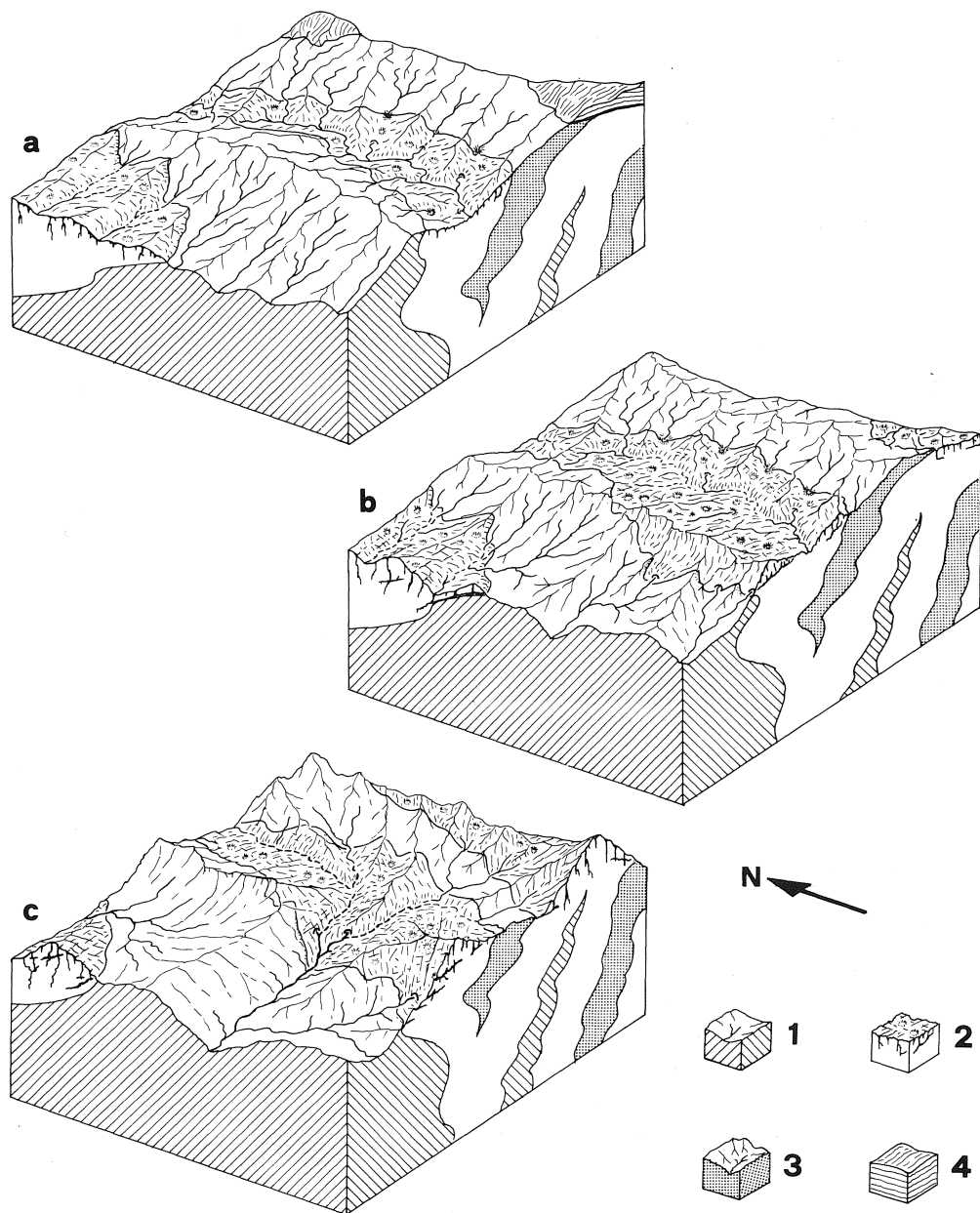


Fig. 15 - Schema evolutivo a tappe dei fenomeni carsici nel settore centro orientale delle Alpi Apuane; le strutture rappresentate in forma schematica sono, da sinistra, l'anticlinale di Vinca, la sinclinale di Orto di Donna-M. Altissimo, e l'anticlinale del M. Tambura; 1) Basamento paleozoico; 2) Successione carbonatica (Retico-Lias); 3) Successione pelagico-terrigena (Malm-Oligocene); 4) Lembi (*klippen*) delle Unità "Alloctone" 4) Falda Toscana e Liguridi). Ipotetiche situazioni al Pliocene superiore (a), Pleistocene medio-inferiore (b), e tardo Pleistocene (c).

avrebbero progressivamente interessato aree sempre più vaste andando a svilupparsi soprattutto in quelle zone relativamente poco acclivi, probabili residui del ciclo di «maturazione» del rilievo riferibile alla fase di stasi precedente.

Il progressivo abbassamento delle soglie impermeabili ha probabilmente visto un periodo di stop attestandosi intorno ai 700 m di quota; questo giustificherebbe il netto sviluppo di morfologie freatiche a quote di poco inferiori, che si trovano in molte delle grotte apuane. Questa ulteriore fase di stasi avrebbe infatti permesso di raggiungere una situazione di equilibrio, in cui cioè il livello di base carsico coincideva con quello idrogeologico, su entrambi i versanti delle Apuane, con lo sviluppo di sorgenti carsiche alle stesse quote.

È probabilmente in questa fase, in cui le Apuane si delineavano già come una catena montuosa dall'assetto non molto diverso dall'attuale (anche se non ancora del tutto sollevata), che si assiste all'affioramento di rocce carbonatiche della successione metamorfica nelle porzioni più nord-orientali (fig. 15-c). In queste zone i fenomeni carsici che vi si sviluppano trovano dunque un livello di base carsico già fortemente ribassato e danno origine a cavità caratterizzate da sviluppo prevalentemente verticale, costituite da ambienti sviluppatasi in condizioni prevalentemente vadose, dalla superficie sino al livello della zona satura. È quanto si osserva, ad esempio, per i numerosi abissi che si aprono nella zona della Valle d'Arnetola.

Una ulteriore e ormai recente fase di sollevamento ha provocato una nuova incisione delle soglie impermeabili, ed un conseguente ulteriore abbassamento del livello di base, sul solo versante marino. Ciò è stato favorito dalla giacitura spesso rovesciata del tetto del basamento, che ha portato a veloci e considerevoli abbassamenti dei punti di trabocco anche a seguito di approfondimenti relativamente modesti dei solchi vallivi (PICCINI, 1994). Questo fatto spiega anche le cospicue catture che si hanno per via sotterranea da parte dei bacini del lato marino rispetto a quelli del versante nord-orientale. Tra questi il caso più eclatante è quello del Bacino del Frigido, dove circa il 30 % delle acque proviene da aree situate nei bacini attigui (PICCINI e PRANZINI, 1989).

Nella situazione attuale, se le sorgenti hanno già raggiunto o quasi le quote dei punti di trabocco idrogeologico, abbandonando i vecchi punti di emergenza corrispondenti alle numerose cavità che si trovano intorno ai 500 m di quota, lo stesso non è avvenuto per il livello della superficie piezometrica (segnata dalle quote dei sifoni presenti al fondo di numerosi degli abissi apuani) all'interno dei principali massicci carsici. È quanto si osserva nelle parti più profonde dell'Abisso Olivifer, ove si ha una zona di condotte freatiche in fase di svuotamento e caratterizzata da ampie oscillazioni della superficie piezometrica che indicano l'esistenza di una non ancora ben sviluppata rete di drenaggio.

Il non equilibrio tra zone di emergenza e quota delle zone sature è dimostrato anche dai valori dei gradienti idraulici negli acquiferi carsici drenati dalle sorgenti del versante marino. In questi si hanno infatti gradienti dell'ordine del 5%, valore abbastanza elevato per degli acquiferi carsici e comunque decisamente più alto di quelli che si riscontrano negli acquiferi drenati dalle sorgenti del versante garfagnino e che si aggirano intorno a 0.2-0.3%.

Datazione dei fenomeni carsici

Allo stato attuale non esistono metodologie che consentano di datare una cavità carsica, tuttalpiù si possono fare delle datazioni sui loro riempimenti, siano essi di origine detritica o chimica. Tra tutte le metodologie di datazione radiometrica quella che trova la maggior applicazione nello studio delle grotte è quella che permette di ricavare l'età di una concrezione calcarea tramite l'analisi del contenuto isotopico della serie U234/TH230 (FORD e WILLIAMS, 1989). Purtroppo questa tecnica ha in 350.000 anni il limite massimo di risoluzione.

Alcuni campioni di concrezioni raccolti nel Corchia nelle gallerie di quota 800, cioè nel più basso dei tre livelli principali, e scelti evitando quelle palesemente recenti e quelle in fase di disfacimento o visibilmente alterate, hanno dato, non senza sorpresa, per tutti i campioni un'età maggiore di 350.000 anni. La mancanza di ulteriori dati, magari relativi a concrezioni raccolte a quote più basse, non consente di trarre molte conclusioni sull'età di formazione delle gallerie ove sono state campionate le concrezioni. Il fatto che due dei campioni provenissero da grosse colate stalagmitiche che ricoprono dei depositi alluvionali erosi (il che indica almeno un ciclo di riempimento elastico precedente al concrezionamento), nonché la presenza di concrezioni calcaree visibilmente più vecchie, lasciano comunque supporre un'età minima di almeno 400.000 anni.

Questo valore può tentativamente essere estrapolato per avere un'idea dell'età di inizio di formazione del complesso del Corchia. Tenendo conto della quota a cui si trova adesso la zona satura, circa 600 m s.l.m., e della quota a cui sono stati raccolti i campioni, mediamente 800 m, si può calcolare la velocità media di abbassamento della zona satura che risulta, per quanto detto, intorno a 0,5 mm/anno. Estrapolando questo valore ottengo per lo sviluppo in condizioni freatiche delle gallerie alte del Corchia di quota 1450 un'età non inferiore a circa 1.700.000 anni. È chiaro che si tratta di un valore tutt'altro che significativo, poiché nulla fa ritenere che la velocità di abbassamento del livello di base, e con esso della zona satura, sia stata costante nel tempo, anzi vi sono molti dati che suggeriscono esattamente il contrario. Inoltre si tratta probabilmente di una valutazione in difetto perché le concrezioni datate potrebbero avere anche un'età molto maggiore dei 400.000 anni stimati.

Nonostante ciò l'ordine di grandezza di questo valore è confrontabile con quanto già stimato a partire dai dati sulla evoluzione tettonica e geografica delle Apuane e dei vicini bacini continentali, e che suggeriva un'età riferibile al Pliocene medio-superiore.

CONCLUSIONI

In base alle ricerche compiute sulle morfologie carsiche profonde, in particolare quelle «relitte», si può ritenere che i fenomeni carsici, nelle formazioni carbonatiche del nucleo apuano, abbiano avuto inizio quando le Apuane si sono «liberate» dalle coperture alloctone, inoltre, il fatto che il denudamento del nucleo metamorfico si sia realizzato in seguito a fenomeni tettonici più che all'erosione, fa ritenere che i fenomeni carsici profondi che si trovano nelle formazioni del nucleo metamorfico siano più antichi, in linea generale, di quelli che si riscontrano nelle formazioni carbonatiche della Falda Toscana.

Recenti datazioni compiute con le tracce di fissione delle apatiti (BIGAZZI *et al.*, 1988; ABBATE *et al.*, 1990) hanno dimostrato che sino ad almeno 5 Ma fa il nucleo Apuano si trovava ancora sepolto al di sotto di una copertura di almeno 3 km di spessore; in concomitanza, dunque, con la tettonica distensiva, che aveva già fatto la sua comparsa dal Messiniano nell'area a W e S delle Apuane (FEDERICI e MAZZANTI, 1988). Considerando che i conoidi di provenienza apuana che si ritrovano nel bacino del Serchio hanno un'età di almeno 2 milioni d'anni (CALISTRI, 1974), si può ipotizzare che il denudamento delle Apuane sia iniziato circa 3-3,5 milioni di anni fa. Di poco inferiore dovrebbe essere, l'età delle più antiche cavità carsiche riscontrabili sulle Apuane e dei livelli alti di gallerie del Corchia (fig. 16).

Durante la fine del Pliocene e l'inizio del Pleistocene deve essersi avuta la fase di massimo sviluppo dei fenomeni carsici profondi, che ha portato alla formazione dell'imponente sistema di gallerie di quota 1000-1200 m del Corchia. La conformazione di queste gallerie denota anche un prolungato stazionamento del livello di base dovuto ad una probabile fase di relativa stasi nel sollevamento del massiccio apuano. A questo punto viene

| ETA' | EVENTI CARSIICI | EVENTI GEOGRAFICI | EVENTI TETTONICI |
|--------------------|---|--|---|
| OLOC. | | | |
| PLEISTOCENE | sviluppo piani carsici q. 300 (lato mare) | abbassamento del livello di base sul lato mare | sollevamento generalizzato (coinvolge anche i bacini) |
| | sviluppo piani carsici q. 500-600 | formazione dei terrazzi di q. 600-700 | stasi |
| | sviluppo piani carsici q. 800-900 | progressivo smantellamento del bacino endoreico del Corchia accumulo conoidi nel bacino del Serchio | sollevamento (lento) |
| PLIOCENE | sviluppo piani carsici q. 1000-1200 (Corchia) | configurazione del bacino endoreico drenato dal Corchia | stasi |
| | sviluppo gallerie q. 1400 nel Corchia | | sollevamento |
| | formazione prime cavità carsiche (q. 1550-1650) | esposizione rocce del nucleo metamorfico | esumazione tettonica del complesso metamorfico |

Fig. 16 - Tavola sinottica di correlazione cronologica tra le fasi di sviluppo dei principali piani carsici profondi, gli eventi paleogeografici e i movimenti tettonici relativi.

spontaneo mettere in relazione questo piano di gallerie con le paleosuperfici «mature» che si trovano intorno ai 1000 m in diverse zone del bacino del Serchio e delle aree limitrofe, e che sarebbero quindi legate alla stessa fase di stasi tettonica (forse con la favorevole concomitanza di un clima caldo-umido quale si è avuto alla fine del Pliocene).

La successiva fase di sollevamento, riferibile al Pleistocene inferiore e che interessa in un primo momento anche i depositi dei bacini periapuan (FEDERICI, 1973; CALISTRI, 1974; BARTOLINI e BORTOLOTTI, 1971), porta ad un lento svuotamento delle falde carsiche, che si riassestano intorno agli 800-900 m in concomitanza di una nuova probabile fase di relativa stasi durante il Pleistocene medio. In questa fase, caratterizzata da una modesta velocità di abbassamento del livello di base carsico, osserviamo il progressivo passaggio delle gallerie da condizioni freatiche a condizioni vadose, nonché la formazioni di sistemi freatici intorno ai 600-700 m di quota, coincidenti con i terrazzi alluvionali della valle del Carrione e con quelli d'erosione presenti nelle altre vallate apuane.

Un nuovo e ultimo sollevamento tardo pleistocenico, documentato su tutta l'area apuana, e che ha portato anche al sollevamento dei bacini interni (PUCCINELLI, 1987; BERNINI *et al.*, 1992; D'AMATO AVANZI e PUCCINELLI, 1988) porta anche questo livello in una posizione di non equilibrio con il livello di base locale dei bacini del versante marino. Il fatto che non si sia ancora raggiunto un equilibrio tra quota dei punti di emergenza, che sul versante a mare hanno ormai raggiunto la quota del livello di base locale grazie all'abbassamento delle soglie impermeabili, e livello della zona satura all'interno dei massicci carsici apuani, ci conferma come questo ultimo episodio di sollevamento sia relativamente recente.

B I B L I O G R A F I A

- ABBATE E., BALESTRIERI M., BIGAZZI G., NORELLI P. e QUERCIOLO C., (1990) - *Apatite fission track datings and the uplift of the Apuan Alps and surrounding regions (Northern Apennines, Italy)*. Abs. in: Proc. of the 7th Int. Conf. on Geochronology, Cosmochronology and isotope Geology, Camberra, Australia.
- BADINO G. e BONELLI R. (1984) - *Gli Abissi Italiani*. Zanichelli, Bologna, 126 pp.
- BARTOLINI C. (1980) - *Su alcune superfici sommitali dell'Appennino Settentrionale (prov. di Lucca e Pistoia)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 3, 42-60.
- BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G. C., CASTALDINI D., COSTANTINI A., FEDERICI P. R., FRANCAVILLA F., GASTRI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI F. e VERCESI P. L., (1982) - *Carta Neotettonica dell'Appennino Settentrionale. Note Illustrative*. Boll. Soc. Geol. It., 101, 523-549.
- BARTOLINI C. e BORTOLOTTI V. (1971) - *I depositi continentali dell'alta Garfagnana in relazione alla tettonica Plio-Pleistocenica*. Mem. Soc. Geol. It., 10, 203-246.
- BERNINI M., BOCCALETTI M., MORATTI G., PAPANI G., SANI F. e TORELLI L. (1992) - *Episodi compressivi neogenico-quaternari nell'area estensionale tirrenica nord-orientale. Dati in mare e a terra*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 577-589.
- BERTOLDI R. (1988) - *Una sequenza palinologica di età rusciniense nei sedimenti lacustri basali del bacino di Aulla-Olivola (Val di Magra)*. Riv. It. Paleont. Strat., 94, 1, 105-138.
- BIGAZZI G., DI PISA A., GATTIGLIO M., MECCHERI M. e NORELLI P. (1988) - *La struttura cataclastico milonitica di Foce di Mosseta Alpi Apuane sud-orientali (M. Corchia, Gruppo delle Panie)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., s. A, 95, 105-116.
- BOCCALETTI M., CAPITANI S., COLI M., FORNACE G., GOSSO G., GRANDINI G., MILANO P. F., MORATTI G., NAFISSI P. e SANI F. (1983) - *Caratteristiche deformative delle Alpi Apuane Settentrionali*. Mem. Soc. Geol. Ital., 26, 1983, 527-534.
- BOCCALETTI M. e COLI M. (ed.) (1982) - *Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, pubbl. 429, S.EL.CA., Firenze.
- BRASCHI S., DEL FREO P. e TREVISAN L. (1986) - *Ricostruzione degli antichi ghiacciai sulle Alpi Apuane*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, 93, 203-219.
- BRIAN C. e MANCTNI C. (1913) - *Caverne e Grotte delle Alpi Apuane*. Boll. Reg. Soc. Geogr., serie 5, 2 (9), 1032-1051.
- CALISTRI M. (1974) - *Studi di geomorfologia e neotettonica: II - Il Pliocene fluvio-lacustre della conca di Barga*. Mem. Soc. Geol. It., 13 (1), 1-22.
- CARMIGNANI L. (1984) - *Carta Geologica Strutturale del Complesso Metamorfoico delle Alpi Apuane*. Scala 1:25.000, L.A.C., Firenze.
- CARMIGNANI L., GATTIGLIO M., KALIN O. e MECCHERI M. (1987) - *Guida all'escursione sul complesso metamorfoico delle Alpi Apuane*. Tip. Ed. Pisana, Pisa, 109 pp.
- CARMIGNANI L. e GIGLIA G. (1979) - *Large scale reverse «drug folds» in the late building of the Apuan Alps*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., ser. A, 86, 109-125.
- CARMIGNANI L. e GIGLIA G. (1983) - *Il problema della doppia vergenza delle Alpi Apuane e la struttura del M. Corchia*. Mem. Soc. Geol. Ital., 26, 515-525.
- CARMIGNANI L. e GIGLIA G. (1984) - *Autoctono Apuano e Falda Toscana: sintesi dei dati e interpretazioni più recenti*. Soc. Geol. Ital., vol. Giubil., Ed. Pitagora, Bologna, 199-214.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. e KLIGFIELD R. (1980) - *Nuovi dati sulla zona di taglio ensialico delle Alpi Apuane*. Mem. Soc. Geol. Ital., 21, 939-1000.
- CARMIGNANI L. e KLIGFIELD R. (1990) - *Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane Core Complex*. Tectonics, 9, 6, 1275-1303.
- CAZZANTE S., FORTI P., MICHELI L., PICCINI L. e PRANZINI G. (1988) - *Carta delle grotte e delle sorgenti delle Alpi Apuane*. C.N.R., Gr. Naz. Dif. Catastrofi Idrogeologiche, u.o. 4.9, pubbl. n. 105, L.A.C., Firenze.
- CHIOMENTO E., MARASTONI L. e MALCAPI V. (1993) - *L'Abisso Giuseppe Pinelli e il Complesso del Monte Tamburra*. Speleologia, Soc. Spel. Ital., 28, 6-15.
- COLI M., e FAZZUOLI M., (1991) - *Considerazioni sulla litostratigrafia e sull'evoluzione sedimentaria delle formazioni retico-liassiche del nucleo metamorfoico apuano*. Atti Tic. Sc. della Terra, 35, pp. 43-60.
- COLI M., GRANDINI G. e MATTEINI L. (1988) - *Il bacino marmifero di orto di Donna - Alpi Apuane*. Dip. Sc. della Terra, Univ. di Firenze, Firenze.
- CURL R. L. (1974) - *Deducing flow velocity in cave conduits from scallops* Bull of Nat. Spel. Soc., 26, 2, 33-38.
- D'AMATO AVANZI G. e PUCCINELLI A. (1988) - *La valle villafranchiana della Turrice di Galliciano (Val di Serchio) e le sue implicazioni neotettoniche*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1, 147-154.
- DALLAN L. (1988) - *Ritrovamento di *Alephis lyrix* nelle argille della serie lacustre di Montecarlo (Lucca) e considerazioni stratigrafiche sui depositi continentali dell'area tra il M. Albegna ed il M. Pisano*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., S. A, 95, 203-219.

- DALLAN NARDI L. e NARDI R. (1972) - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Acc. Lunigianese di Scienze G. Capellini, 42, La Spezia, 1-212.
- FAZZUOLI M., FERRINI G., PANDELI E. e SGUAZZONI G. (1985) - *Le formazioni giurassico-mioceniche della Falda Toscana a nord dell'Arno: considerazioni sull'evoluzione sedimentaria*. Mem. Soc. Geol. It., 30, 159-201.
- FAZZUOLI M. e SGUAZZONI G. (1981) - *Presenza di facies tipo «Rosso Ammonitico» e di forme paleocarsiche al tetto dei Marmi in località Pianellaccio (M. Pisanino - Alpi Apuane)*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 555-566.
- FEDERICI P. R. (1973) - *La tettonica recente dell'Appennino: I - Il bacino villafranchiano di Sarzana e il suo significato nel quadro dei movimenti distensivi a nord-ovest delle Alpi Apuane*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 287-301.
- FEDERICI P. R. (1981) - *The quaternary glaciation on the seaward side of the Apuan Alps*. Riv. Geogr. Ital., 88 (2), 183-199.
- FEDERICI P. R. e MAZZANTI R. (1988) - *L'evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del Valdarno inferiore*. Boll. Soc. Geogr. It., S. 11, 5, 573-615.
- FEDERICI P. R., SPAZZAFUMO A., CASOLI G. M., STRENTA D., DINI M. e PALAGI F. (1981) - *Ricerche sul carsismo delle Alpi Apuane*. Studi e Ricerche di Geografia, 1, 86-119.
- FORD D. C. WILLIAMS P. (1989) - *Karst geomorphology and hydrogeology*. Hunwin Hyman, London, 601 pp.
- GIGLIA G. (1967) - *Geologia dell'Alta Versilia Settentrionale (tavoletta M. Altissimo)*. Mem. Soc. Geol. Ital., 6, 67-95.
- KLIGFIELD R., DALLMEYER R. D., HUNZIKER J. e SCHAMEL S. (1986) - *Dating of deformation phases using K-Ar and 40Ar/39Ar techniques: results from the Northern Apennines*. Jour. Struct. Geol., 8, 781-798.
- KRALIK F. e SKRIVANEK F. (1965) - *Geologicky a geomorfologicky vyzkum jeskyni a proposti Antro del Corchia v Italii*. Ceskoslovesk kras, 16, ed. Nakladatelstvi ceskolovenske.
- LAURITZEN S. E. (1989) - *Scallop dominant discharge*. Proc. of 10th Int. Congr. of Spel., Budapest, Hungary, 123-124.
- MARCACCINI P. (1964) - *Fenomeni carsici di superficie nelle Alpi Apuane*. Riv. Geogr. Ital., 71, 35-45.
- MARCHETTI M. (1930) - *Grotte delle Alpi Apuane*. Le Grotte d'Italia, 4, 237-246.
- MARCHETTI M. (1931) - *Contributo allo studio dei fenomeni carsici delle Alpi Apuane*. Università di Firenze, Tesi di Laurea inedita.
- MARTINI I. P., RAU A. e TONGIORGI M. (1986) - *Syntectonic sedimentation in a Middle Triassic rift, Northern Apennines, Italy*. Sedim. Geol., 47, 191-219.
- MERCIAI G. (1912) - *Fenomeni glaciali delle Alpi Apuane*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 28, 70-90.
- MYLROIE J. E. (1984) - *Hydrologic classification of caves and karst*. In: La Fleur R. G. (ed.) «Groundwater as a geomorphic agent», Boston, Allen and Unwin, 157-172.
- NARDI R. (1961) - *Geologia della zona tra la Pania della Croce, Galliciano e Castelnuovo Garfagnana (Alpi Apuane)*. Boll. Soc. Geol. It., 80, 257-334.
- NARDI R. (1967) - *Schema stratigrafico e strutturale delle Alpi Apuane Nord-orientali*. Mem. Soc. Geol. Ital., 6, 421-437.
- PALMER A. N. (1984) - *Geomorphologic interpretation of caves features*. In: La Fleur R. G. (ed.) «Groundwater as a geomorphic agent», Boston, Allen and Unwin, 173-209.
- PALMER A. N. (1987) - *Cave levels and their interpretation*. The NSS Bulletin 49, 50-66.
- PICCINI L. (1990-a) - *Il carsismo delle Alpi Apuane: genesi e sviluppo*. Speleologia, Soc. Spel. It. 22, 35-38.
- PICCINI L. (1990-b) - *Alcuni dati dalla analisi statistica delle grotte delle Alpi Apuane*. Talp, Fed. Spel. Tosc., 3, 20-24.
- PICCINI L. (1990-c) - *Osservazioni geologiche, geomorfologiche e idrogeologiche sull'Abisso dello Smilodonte (M. Sagro - Alpi Apuane)*. Atti del XVI Congr. Naz. di Speleologia, Udine, Settembre 1990, 21-30.
- PICCINI L. (1991) - *Ipotesi sulla evoluzione del Complesso Carsico del M. Corchia (Alpi Apuane)*. Atti del VI Congr. Fed. Spel. Tosc., Stazzema, Novembre 1991, 59-82.
- PICCINI L. (1992-a) - *I fenomeni carsici delle Alpi Apuane e il loro sviluppo in rapporto all'evoluzione paleogeografia*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Firenze (inedita).
- PICCINI L. (1992-b) - *Aspetti geologici e morfologici dell'Abisso Olivifer (M. Grondilice - Alpi Apuane)*. Proc. of «Alpine Caves» Int. Congr., Asiago, Giugno 1992 (in stampa).
- PICCINI L. (1994) - *Il sistema idrocarsico della Sorgente del Frigido (Alpi Apuane - Toscana)*. Atti del XVII Congr. Naz. di Spel., Castelnuovo Garfagnana, Settembre 1994 (in stampa).
- PICCINI L. e PRANZINI G. (1989) - *Idrogeologia e carsismo del bacino del Fiume Frigido (Alpi Apuane)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., s. A, 96, 107-158.
- PUCCELLINI A. (1987) - *Un esempio di tettonica recente nella Val di Serchio: il sollevamento di Monte Perpoli*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., s. A, 94, 105-117.
- QUARINA L. (1910) - *Appunti di Speleologia della Garfagnana*. Stab. Tipogr. A. Rosa, Castelnuovo Garfagnana, 53 pp.
- RAGGI G. (1985) - *Neotettonica e evoluzione paleogeografica del bacino del Fiume Magra*. Mem. Soc. Geol. Ital., 30, 35-62.
- SIMI E. (1847) - *Relazione del Monte Corchia con una memoria sulla costituzione geologica dei monti Pietrasantini del professore cav. Paolo Savi*. Frat. Frediani, Massa, 32 pp.

- SIVELLI M. e VIANELLI M. (1982) - *Abissi delle Alpi Apuane*. Soc. Spel. Ital., 255 pp.
- SPALLANZANI L. (1789). In: *Lettere di vari illustri italiani del secolo XVIII e XIX*. Tip. Torreggiani e C., Reggio.
- VALLISNERI A. (1726) - *Lezione accademica intorno l'origine delle fontane*. Ed. Bortoli, Venezia, 63-69.
- ZACCAGNA D. (1932) - *Descrizione geologica delle Alpi Apuane*. Mem. Descr. della Carta geologica d'Italia, v. 25, Roma, 440 pp.

Indirizzo dell'Autore:

LEONARDO PICCINI, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi, via La Pira 4 - 50121 FIRENZE