

**IL PLEISTOCENE SUPERIORE MARINO DI ISCHIA:  
PALEOECOLOGIA E RAPPORTI CON L'EVOLUZIONE TETTONICA RECENTE(\*\*\*\*)**

## INDICE

RIASSUNTO	pag. 231
ABSTRACT	" 231
PREMESSA	" 232
CENNI SULL'EVOLUZIONE GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA DI ISCHIA	" 232
I DEPOSITI MARINI TARDO-PLEISTOCENICI DI ISCHIA	" 233
Stratigrafia	" 233
Considerazioni paleoecologiche	" 233
CONCLUSIONI	" 235
BIBLIOGRAFIA CONSULTATA	" 242

## RIASSUNTO

Vengono discussi i risultati di uno studio paleoecologico condotto sui terreni trasgressivi che ricoprono la sommità e le gradinate di faglia bordiere dell'*horst* vulcano-tettonico del M. Epomeo, ad Ischia (Campania). Le associazioni a foraminiferi bentonici ed ostracodi testimoniano un ambiente marino, di batimetria compresa tra -70 e -120 metri, fortemente contaminato da faune derivate da vicini ambienti costieri e transizionali. Ciò da una parte conferma l'ipotesi, affacciata da precedenti studi vulcanologici, che il settore centrale di Ischia costituiva in passato una caldera e, dall'altro, permette di ricostruirne qualitativamente la paleogeografia. I dati ottenuti consentono inoltre di escludere una spiegazione puramente glacio-eustatica della trasgressione registrata dalla paleo-caldera dopo l'eruzione del Tufo Verde (55000 *yr BP*) suggerendo invece che essa fu accompagnata, se non causata, da una ulteriore fase di collasso vulcano-tettonico. È stato condotto un riesame dei rapporti stratigrafici e geomorfologico-strutturali che intercorrono tra le varie unità vulcaniche, i sedimenti marini e le grosse frane che si staccarono dal M. Epomeo durante il suo successivo sollevamento. Ciò ha permesso innanzitutto di ritenere non più antichi di 55000 anni B.P. e non più recenti di 10000 anni B.P. i depositi marini in questione, e di indicare altresì come più probabile una loro collocazione nella parte centrale di detto intervallo. Ciò induce anche a collegare la trasgressione alla risalita glacio-eustatica interstadiale dello *Stage* Isotopico 3. Il sollevamento vulcano-tettonico (risorgenza intracraterica) di almeno 700 m che ha portato alle quote attuali i sedimenti marini in questione è iniziato durante la IV Fase di attività vulcanica dell'Isola, esaurendo la massima parte del rigetto tra 20000 e 6000 anni BP circa.

## ABSTRACT

In order to better reconstruct the Late Quaternary vertical movements suffered by the volcanic island of Ischia (Naples, Southern Italy) a palaeontological and palaeoecological

(\*)Dipartimento di Paleontologia - Università di Napoli "Federico II".

(\*\*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Napoli "Federico II".

(\*\*\*)ENEL - Servizio Opere Idrauliche e Civili, Napoli.

(\*\*\*\*)Lavoro eseguito con il contributo MURST 60% (Prof. R. Scorzello).

cal study was conducted on the marine deposits that occur at the top of Mount Epomeo; a resurgent block forming the highest relief of the island. The study was accompanied by geomorphological, morphostructural and stratigraphical observations about the relationships between dated volcanic formations, the marine deposits of interest and the huge landslide deposits that covered large portions of the island during the resurgence of Mt. Epomeo.

Results allow to conclude that a marine transgression invaded the central area of Ischia after the eruption that had formed (about 55000 *yr BP*) the 150 meters thick *Tufo Verde Formation*. Said transgression brought up to 70/120 meters of water depth on the central area, while a discontinuous ring of reliefs remained emerged around it. The palaeoecological data also demonstrate that coastal lagoons and lakes were present along the coast of that small internal sea basin. Such landscape was controlled by a broad caldera depression already delineated at the time when the Tufo Verde was erupted. This is proved by the local variations of facies and thickness of that formation as well as by the fact that other beach deposits, predating the *Tufo Verde Formation*, occur only within the originally depressed central part of Ischia.

Based on the existing knowledge on sea-level history during the Last Glacial and by taking into account the difference in elevation between the pre-Tufo Verde and the post-Tufo Verde episodes of marine deposition (some 150 meters), we argue that the second transgression cannot be entirely justified in terms of glacio-eustatic rise of the sea level. Evidently it was at least facilitated, if not completely caused, by a new phase of caldera collapse after the Tufo Verde eruption.

On the base of direct stratigraphic relations with dated volcanics, the marine deposits overlying the Mt. Epomeo Tufo Verde might have any age between 55000 and 10000 *yr B.P.*. But other indirect stratigraphic and morphostructural evidence lead to refer them to the central portion of said span of time. In the same way it is possible to propose that the strong uplift suffered by the Mt. Epomeo resurgent block (between 720 and almost 1000 meters, according to our calculation) was almost entirely completed 5-6000 *yr BP*. The moment when said uplift started is more difficult to be identified. Surely it is not older than the beginning of the so called 4th Phase of volcanic activity of Ischia (28000 to 18000 *yr BP*). Other structural evidence, together with data regarding the stratigraphic position of the huge landslides that departed from the flanks of Mt. Epomeo block during its uplift, suggest that the movement started around the end of the 4th Phase.

Presently marine deposits cover Mt. Epomeo flanks up to 620 meters a.s.l., but it seems logical to assume that they were originally covering also the topmost part of that homoclinal block, which reaches 786 meters high. Depending on the age one assumes for the initiation of the uplift, on the absolute sea level position at the time of the transgressive acme, and the actual bathymetry of deposition (70 to 120 meters below s.l.) as well, the average rate of volcano-tectonic uplift may be calculated between 7.1 and 3.3 cm/yr.

**PAROLE CHIAVE:** Pleistocene superiore, Foraminiferi bentonici, Ostracodi, Evoluzione vulcano-tettonica, Ischia.

**KEY WORDS:** Upper Pleistocene, Benthic Foraminifers, Ostracods, Volcano-tectonic evolution, Ischia.

L'isola d'Ischia costituisce la parte emersa di un complesso e vasto campo vulcanico attivo da oltre 150000 anni. Essa fa parte del distretto vulcanico napoletano e, in particolare, presenta forti analogie con i Campi Flegrei, ai quali si lega anche fisicamente attraverso gli edifici vulcanici delle isole di Procida e Vivara. Il vulcanismo flegreo si localizza nella zona di massima profondità (almeno 4 mila metri sotto il livello marino) della depressione strutturale quaternaria della Piana Campana ed appare legato alla presenza di linee tettoniche NE-SW che dislocano le sottostanti unità della catena appenninica e che a luoghi manifestano anche rigiochi recenti nell'ambito delle serie vulcaniche esposte (ORTOLANI & APRILE, 1978). A questa tettonizzazione lungo linee di carattere (o, quantomeno, di direzione) regionale se ne sovrappone una a carattere certamente vulcano-tettonico che dà luogo a scarpate di faglia e fratture con orientazioni più disperse, a collassi subcircolari, ecc.

Alcuni dati stratigrafici e geomorfologici consentono di inquadrare l'inizio della subsidenza della Piana Campana nell'ambito di un non meglio definibile Pleistocene inferiore, anche se non è del tutto escluso che essa sia cominciata nel corso del Pliocene finale (BRANCACCIO *et al.*, 1991). La subsidenza è continuata, con ritmi medi prossimi a 2 mm/anno, fino al Pleistocene superiore, come dimostrato dalla presenza di depositi eutirreniani ribassati sotto la Piana (CINQUE, 1991).

In località quali Pompei (CINQUE, 1991), Ercolano (SIGURDSSON *et al.*, 1985) e Sinuessa (PAGANO, 1990) dati archeologici e stratigrafici dimostrano che anche durante gli ultimi due millenni la subsidenza ha continuato ad agire con uguale ritmo. Si tratta tuttavia di dati riguardanti località ancora troppo limitate e distanziate per poter permettere una sicura generalizzazione.

Quello che appare certo è che il settore flegreo ha tenuto, almeno nel corso dell'Olocene, un comportamento tettonico autonomo, registrando fasi di sollevamento anche di entità decametrica (terrazzo marino de La Starza a Pozzuoli; CINQUE *et al.*, 1985) e sovrapposti cicli bradisismici di durata da pluriennale a plurisecolare (BARRA, 1991; CINQUE *et al.*, 1991).

Proprio al fine di contribuire a ricostruire il comportamento vulcano-tettonico dell'area flegrea si è avviato lo studio dei terrazzi e dei depositi marini di Ischia. Questi si rinvengono in più ordini, fino ad oltre 600 metri di quota, e sono suscettibili di datazione tramite lo studio dei loro rapporti con le numerose formazioni vulcaniche datate presenti nell'isola nonché, per i più recenti, mediante l'ausilio di dati archeologici. Un ulteriore vantaggio offerto dall'isola di Ischia consiste nel fatto che, presentando in affioramento unità più antiche di quelle esposte ai Campi Flegrei, essa consente lo studio di fenomeni di abbassamento e sollevamento anche suprapleistocenici.

Il presente lavoro riguarda appunto i terreni marini più antichi tra quelli presenti sull'isola, ovvero le tufiti ed i sedimenti litorali poggianti sul *Tufo Verde del Monte Epomeo* e comunemente indicate come *Tufiti del M. Epomeo* e *Formazione di Colle Jetto* (VEZZOLI, 1988). Vengono considerati, inoltre, anche dei depositi di spiaggia più antichi, ovvero quelli che, con spessore massimo di tre metri, marcano la base del *Tufo Verde Epomeo* in località Rione Bocca.

La storia geologica di Ischia è stata per la prima volta tracciata da RITTMANN (1930). Lavori più recenti (VEZZOLI, 1988; CHIESA *et al.*, 1987; CIVETTA *et al.*, 1991; ORSI *et al.*, 1991) consentono di suddividere la complessa serie di eventi eruttivi in cinque fasi: la I Fase, più antica di 150000 anni B.P. e carente di datazioni numeriche, è rappresentata solo alle periferie meridionali dell'isola e consiste di relitti quasi completamente distrutti e sepolti di un complesso vulcanico difficilmente ricostruibile. La II Fase (di età compresa tra 150000 e 75000 anni B.P. circa) è anch'essa testimoniata principalmente lungo i bordi dell'isola ma alcuni affioramenti e dati di sottosuolo ne attestano la presenza anche nella zona centrale, al di sotto dell'*horst* del M. Epomeo. La distribuzione ed i caratteri delle formazioni testimonia che all'epoca la parte centrale di Ischia era occupata da una depressione di probabile origine vulcano-tettonica. Tra circa 75000 e 55000 anni B.P. il vulcanismo ischitano ha conosciuto un periodo di pausa che è testimoniato sia dalla mancanza di prodotti vulcanici, sia da paesaggi erosionali localmente marcati da formazioni sedimentarie. Si tratta per lo più di sottili e localizzati lembi di depositi di versante (Monte Vico e Punta Imperatore) o alluvionali (Scarrupata di Barano e Porticello). Lungo il ripido versante occidentale del M. Epomeo, in una zona che all'epoca considerata doveva far parte del settore centrale depresso, una formazione sabbiosa conglomeratica di spiaggia (in seguito citata come *Marino di Rione Bocca*) separa le *Lave del Rione Bocca* (II Fase) dal *Tufo Verde Epomeo* (III Fase).

La III Fase, di età compresa tra 55000 e 33000 anni B.P. circa, comprende le formazioni del *Tufo Verde Epomeo* e quella di *Citara*. Nell'ambito dei prodotti attribuiti al *Tufo Verde* (55000 anni B.P.) si osservano delle significative variazioni laterali di *facies*. Nella zona centrale dell'isola (all'epoca depressa ed almeno parzialmente invasa dal mare) il *Tufo Verde* presenta il suo massimo spessore (150 metri circa), *facies* ignimbricitica, flussi piroclastici di alta densità ed il tipico colore verde che VEZZOLI (1988) ritiene di poter attribuire ad una alterazione ad opera di acqua marina in condizioni idrotermali. Nelle località periferiche, che all'epoca dell'eruzione dovevano essere più rilevate (Monte Vico, S. Angelo, Punta Imperatore e Scarrupata di Barano), prevalgono *facies* sciolte, nettamente subaeree e meno dense, di colore giallastro o biancastro.

La *Formazione di Citara* (44000 - 33000 anni B.P.) deriva da varie eruzioni esplosive riferibili a centri eruttivi attualmente sommersi a sud ed a ovest di Ischia. Secondo VEZZOLI (1988) tale formazione, nella zona del versante sud-ovest del M. Epomeo, sostituisce in eteropia la formazione marina tardopleistocenica di *Colle Jetto*. In effetti nell'isola mancano affioramenti che mostrino chiaramente questa eteropia laterale.

La IV Fase di attività vulcanica (28500 - 18000 anni B.P.) è testimoniata da affioramenti e relitti di edifici concentrati nelle periferie sud-ovest e sud-est dell'isola. Nessuna delle formazioni appartenenti a questa fase (tutte di ambiente subaereo) viene a contatto con i depositi marini tardopleistocenici che sovrastano il *Tufo Verde* nell'area del M. Epomeo. Un dato interessante è che tutte le frane che rimangono detti depositi marini dalla sommità e dai fianchi dell'Epomeo risultano posteriori alle attività della IV Fase.

La V Fase (da 10000 anni B.P. al 1302 d.C.) si verifica in concomitanza di eventi tettonici che modificano pesantemente l'orografia dell'isola. Tra i principali effetti di questa tettonizzazione sono la nascita dell'*horst* del M. Epomeo (interpretata come una risorgenza vulcano-tettonica da CHIESA *et al.*, 1985; VEZZOLI, 1988; ORSI *et al.*, 1991) ed il formarsi del cosiddetto "graben di Ischia" nel settore nord-orientale dell'isola. ORSI *et al.* (1991) interpretano questa depressione triangolare, entro la quale si concentra pressoché tutta l'attività della V Fase, come un effetto della distensione avutasi ad est del blocco dell'Epomeo durante il suo sollevamento e basculamento verso SW.

I prodotti della V Fase vulcanica sono chiaramente successivi alle formazioni marine tardo-pleistoceniche e si intercalano ai potenti ed estesi accumuli di frana che rimaneggiano tali terreni marini dalle neofornate scarpate di faglia che innalzavano il M. Epomeo.

Tanto i cumuli di frana che i prodotti della V Fase sono tagliati, lungo la costa, da falesie marine modellatesi a partire dall'acme della trasgressione versiliana. A monte di dette falesie si rinvengono, in più punti dell'isola, terrazzi di abrasione marina e depositi di spiaggia sollevati fino a circa 40 m s.l.m. Alcuni di questi depositi contengono frammenti ceramici che datano tra l'ottavo secolo a.C. e l'epoca romana. A dimostrare il comportamento tettonico frammentario e variabile dell'isola nel corso dei tempi storici vi sono poi una serie di ritrovamenti archeologici sommersi, di età compresa tra l'ottavo secolo a.C. ed il primo secolo d.C., che indicano subsidenze di 5-8 metri (VEZZOLI, 1988).

## I DEPOSITI MARINI TARDO-PLEISTOCENICI DI ISCHIA

### Stratigrafia

A parte il piccolo affioramento di sabbie di spiaggia che marca la base del *Tufo Verde* a monte del Rione Bocca (Forio), al Pleistocene marino di Ischia sono correntemente ascritte due formazioni: le *Tufiti del M. Epomeo* e la *Formazione di Colle Jetto*.

La prima raggiunge spessori massimi di una cinquantina di metri e poggia in sostanziale concordanza sul *Tufo Verde*. Essa è costituita da materiale silteo grigiastro e giallastro con frammenti millimetrici di lava, pomici e cristalli di sanidino organizzati in strati nei quali sono talora evidenti laminazioni parallele, incrociate e convolute. In località Capo dell'Uomo le tufiti sono intercalate da lenti arenitiche e conglomeratiche intraformazionali. Secondo VEZZOLI (1988) la sedimentazione di queste tufiti era alimentata dal rimaneggiamento erosionale del *Tufo Verde* e di altre più antiche formazioni vulcaniche. A nostro avviso esse possono invece testimoniare una coeva attività esplosiva nell'isola o nel suo circondario, e risulterebbero pertanto coeve della *Formazione di Citara* e forse anche di alcune eruzioni della IV Fase vulcanica.

In paraconcordanza sulle *Tufiti del M. Epomeo* seguono i sedimenti della *Formazione di Colle Jetto*, potenti fino ad un centinaio di metri. Tale formazione è generalmente costituita da alternanze di siltiti, cineriti vulcaniche, sabbie e sedimenti argilloso-marnosi. A luoghi la formazione è ricca di macrofossili (RITTMANN, 1930).

Secondo VEZZOLI (1988) questa formazione è coeva di quella piroclastica di *Citara* per cui dovrebbe datare tra 44000 e 33000 anni B.P. Quello che obiettivamente si ricava dai dati di terreno è che essa è, come le *Tufiti del M. Epomeo*, posteriore all'eruzione del *Tufo Verde Epomeo* (55000 anni B.P.) ed anteriore ai fenomeni di risorgenza vulcano-tettonica che sollevarono l'Epomeo. Questi ultimi potrebbero essere occorsi durante la risalita magmatica che alimentò la IV Fase eruttiva (come sostenuto in VEZZOLI, 1988) oppure immediatamente prima e durante la V fase, come dimostrano i rapporti stratigrafici tra i prodotti di quest'ultimo periodo eruttivo e le frane che si staccarono dall'Epomeo in seguito al suo sollevamento.

I depositi marini delle formazioni in questione vanno comunque ascritti al tardo Pleistocene in quanto la più antica tra le formazioni vulcaniche che li coprono in discordanza è quella di *Selva del Napolitano*, data 10000 ± 1000 anni B.P. Quest'ultima ricopre anche cumuli di frana provenienti dal versante orientale dell'Epomeo e dà luogo ad edifici vulcanici allineati sulla faglia basale di questa scarpata tettonica. Altre faglie più recenti e di minore rigetto interessano queste vulcaniti della V Fase.

Alla Formazione delle *Tufiti del M. Epomeo* e a quella di *Colle Jetto* sono attribuibili i materiali affioranti in località Cava di Lecce. In tale località ubicata ad est del M.te Epomeo, più precisamente tra il Colle Jetto e il domo lavico del M.te Trippodi, protesa sul versante settentrionale dell'isola d'Ischia, si rinvengono una serie argilloso-tufitica (Fig. 1) della potenza di almeno 80 m.

Partendo dal basso, la serie mostra un'alternanza di livelli tufitici e sabbiosi con intercalazioni pomicee per circa 50 m. Al di sopra si rinvengono un banco di argilla intercalato da livelli sabbiosi. Il tetto della serie è costituito da 2 m di sabbia gialla piroclastica.

### Considerazioni paleoecologiche

Nella successione di Cava di Lecce i campioni analizzati per lo studio quantitativo delle microfaune sono indicati in Fig. 1. La parte bassa della serie è risultata sterile (campioni C1 - C7) mentre per i campioni fossiliferi, i dati di presenza/assenza delle specie di foraminiferi bentonici e di ostracodi, sono stati considerati per una *cluster analysis* allo scopo di ottenere indicazioni di carattere paleoecologico. A tal fine, sono state compilate matrici numeriche di presenza/assenza delle specie ottenute dalle tabelle delle rispettive abbondanze. Tali matrici sono state utilizzate per l'analisi dei *clusters* effettuata con il programma CLUSTAN (WISHART, 1987) che integra la quasi totalità delle procedure e degli algoritmi utilizzati per l'analisi multivariata e tipologica consentendo di applicarli a singole o complesse matrici di dati.

Per la *cluster analysis* delle associazioni della successione, è stata utilizzata la tecnica UPGMA (SOKAL & SNEATH, 1963; HARTIGAN, 1967) che ben si applica ad analisi di rapporti esistenti fra gli "stati" di condivisione di due o più *taxa*. I dati di presenza/assenza delle 130 specie di foraminiferi bentonici e delle 89 specie di ostracodi, sono stati trattati in modo da ottenerne l'indice di similarità relativa utilizzando l'algoritmo di similarità di Jaccard e derivandone, con la tecnica UPGMA, i dendrogrammi relativi.

In figura 2 viene riportato il dendrogramma ottenuto per i foraminiferi bentonici dal quale risultano evi-

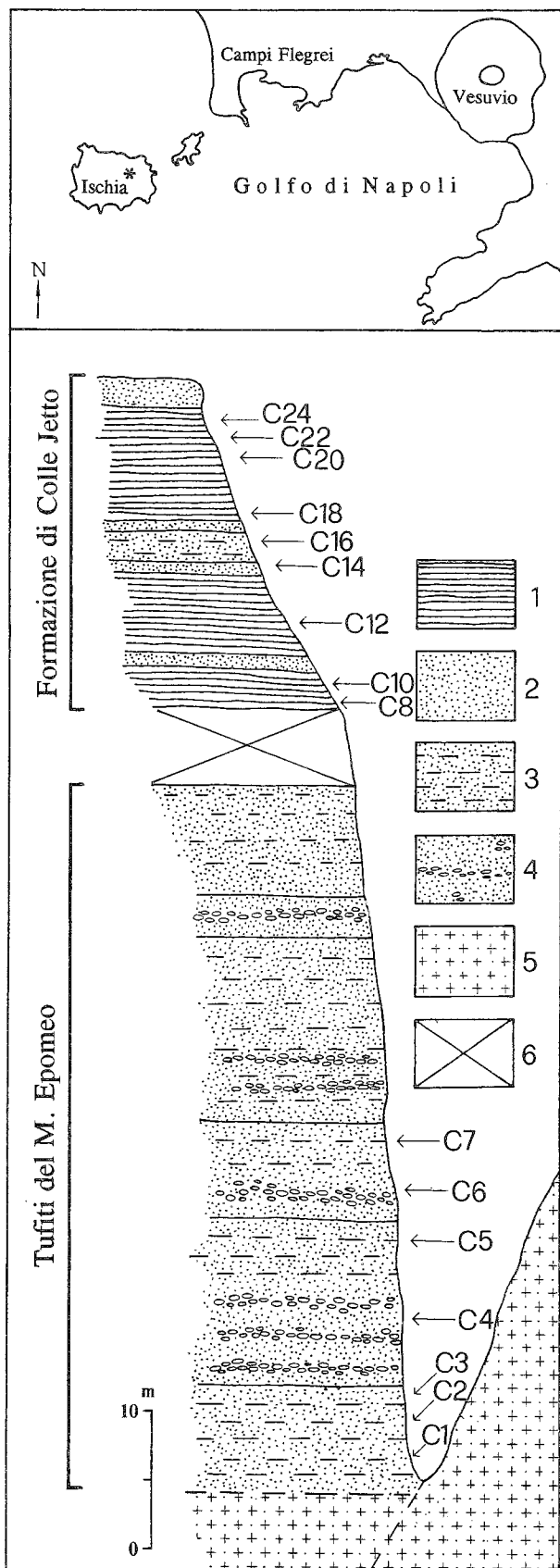


Fig. 1 - Ubicazione dell'area studiata, colonna stratigrafica e localizzazione dei campioni esaminati lungo la successione di Cava di Leccio.  
 1 - argilla; 2 - sabbia; 3 - tufiti; 4 - sabbie piroclastiche con intercalazioni pomicee; 5 - Tufo Verde; 6 - intervallo non esposto (frana); \* - ubicazione della sezione campionata (Cava di Leccio).

denti 8 clusters. La correlazione cofenetica, CCF (ROHLF, 1964) calcolata per questo dendrogramma rispetto alla sua matrice di similarità, è risultata essere statisticamente significativa (CCF = 0.92).

Il cluster 1 comprende 72 specie rappresentanti il 55.4% delle specie rinvenute. La similarità relativa tra le specie di questo cluster è abbastanza elevata. Infatti la maggior parte di esse si raggruppa con un indice di similarità maggiore di 0.8; il restante 44.6% di specie è ripartito negli altri sette clusters, la maggior parte dei quali, si riunisce con un indice di similarità minore di 0.5. Le unità tipologiche contraddistinte dal 2 all'8 sono rappresentate in media da circa 8 specie per cluster mostrando quindi una discreta affinità. In questi clusters, 38 specie hanno una similarità pari a 1 indicando l'esistenza di gruppi molto omogenei che tuttavia non rappresentano entità distinte da un punto di vista paleoecologico. Tenuto conto delle caratteristiche ecologiche delle specie rinvenute - così come desunte dalla letteratura sulla distribuzione attuale di tali microfane nel Mediterraneo - un'analisi più dettagliata dei taxa rappresentati nei singoli clusters ha permesso di identificare, nella loro globalità, associazioni tipiche del piano circalittorale costituite da specie quali *Quinqueloculina padana*, *Pyrgo* spp., *Uvigerina mediterranea*, *Hyalinea baltica*, *Cassidulina laevigata carinata*, *Globocassidulina subglobosa*, *Gyroidina* spp., *Heterolepa pseudoungeriana*, *Melonis barleanum*. Tali specie risultano omogeneamente ripartite negli otto raggruppamenti riconosciuti dalla cluster analysis ed è ipotizzabile, pertanto, una batimetria costante durante la sedimentazione dell'intera successione.

La presenza di specie quali *Quinqueloculina aspera*, *Neoconorbina terquemi*, *Rosalina obtusa*, *Tretomphalus concinnus*, *Ammonia* spp., "*Elphidiononion*" *cuvillieri*, *Cibicides lobatulus*, caratteristiche del piano infralittorale e anch'esse presenti in tutti i clusters, fa ritenere che un fenomeno di forte contaminazione da parte di queste specie più costiere deve avere interessato l'ambiente di sedimentazione.

In figura 3 viene riportato il dendrogramma risultante dall'analisi dei clusters delle 89 specie di ostracodi. Sono evidenti, accettando un livello di similarità inferiore a 0.4, otto clusters principali che comprendono la quasi totalità delle specie ad eccezione di *Cytheropteron* aff. *C. rotundatum*, *Cytherois* sp. e *Callistocythere pallida* le cui unità tipologiche si riuniscono alle restanti con livelli di similarità uguali o minori di 0.1. Non sembra possibile giustificare la tendenza dell'analisi ad isolare queste tre specie con una così spinta dissimilarità anche perchè il dendrogramma è altamente correlabile con la matrice di dati (CCF = 0.97). In tutti i clusters è possibile individuare, anche per gli ostracodi, specie tipiche dell'infralittorale e/o del circalittorale che si ripartiscono in unità abbastanza equilibrate tra loro mostrando, in alcuni clusters piuttosto che in altri, evidenze di contaminazioni di specie infralittorali all'interno di raggruppamenti chiaramente di dominio circalittorale. In particolare, i clusters 1, 2 e parte del 3 risultano costituiti da specie tipiche di ambiente marino infralittorale quali *Leptocythere* spp., *Callistocythere flavidofusca*, *Loxoconcha rhomboidea*, *Pontocythere turbida*, *Semicytherura incongruens*, *Semicytherura sulcata*, *Xestoleberis* spp. tra le più abbondanti, specie di ambiente transizionale, *Cyprideis torosa* e *dulcicolo*, *Ilyocypris gibba*; negli stessi clusters la presenza di *Costa edwardsi*, *Paracytheridea bovet-*

*tensis*, *Cytheropteron latum*, *Cytheropteron monoce-ros*, fornisce indicazione di una profondità comunque maggiore di 70 m.

Le percentuali relative di specie batimetricamente piú significative sono state prese in esame nell'ambito della campionatura quali diverse specie di *Ammonia* fra i foraminiferi bentonici e *Pontocythere turbida*, *Leptocythere* spp., *Xestoleberis* spp., fra gli ostracodi, forme tipiche della zona infralittorale (Fig. 4) e *Cassidulina laevigata carinata*, *Gyroidina* spp., *Melonis barleanum* fra i foraminiferi e *Cytheropteron* spp. fra gli ostracodi, tipiche della zona circalittorale (Fig. 5).

I grafici mostrano un comportamento comune delle specie circalittorali con due picchi di abbondanza negli intervalli compresi fra le quote 48-53 m (campioni C8, C10, C12) e 64-66 m (campioni C20, C22) a partire dalla base della successione. Analogo comportamento mostrano le diverse specie appartenenti ai generi *Xestoleberis* e *Leptocythere*. Questo dato conferma l'indicazione fornita dalla *cluster analysis* circa la costanza della contaminazione da parte di specie meno profonde nell'intera serie.

Andamento diverso è evidenziato nei grafici relativi ad *Ammonia* spp. e *Pontocythere turbida* nei quali le percentuali piú alte si riscontrano nel campione C14. Questo campione, prelevato a quota 56 m dalla base in un livello sabbioso presenta associazioni poverissime in cui predominano, oltre alle specie citate, tra i foraminiferi, *Elphidium punctatum*, "*Elphidionion*" *cuvilleri*, *Protelphidium granosum* e *Semicytherura incongruens*, *S. sulcata* tra gli ostracodi, tutte tipiche di fondi sabbiosi infralittorali. Non mancano, però, anche se rappresentate da un basso numero di individui, *Cassidulina laevigata carinata* ed *Heterolepa pseudoungeriana*, indicative di una maggiore profondità.

Da quanto su esposto, sembra che il livello sabbioso in questione rappresenti un momento in cui si è verificato un piú cospicuo apporto di materiale trasportato nel bacino ischitano da un ambiente limitrofo meno profondo.

I sedimenti attribuiti alle *Tufiti del M. Epomeo*, pur essendo risultati sterili, per i loro caratteri sedimentologici non lasciano dubbi sul fatto che si siano sedimentati in ambiente subacqueo, quale un lago ospitato all'interno della caldera ischitana o invece un ambiente lagunare o ancora marino litorale. In ogni caso è evidente che la successione si è accumulata in breve tempo, in seguito a cospicui e frequenti apporti di materiale piroclastico con conseguenti condizioni poco favorevoli alla vita. Riteniamo che questi *input* piroclastici possano essere derivati da una contemporanea attività eruttiva lungo i rilievi marginali alla caldera (eruzioni di Citara e/o della IV Fase vulcanica).

La porzione superiore fossilifera dell'affioramento di Cava di Lecce, ascrivibile alla *Formazione di Colle Jetto*, risulta invece depositata in un ambiente marino con batimetria massima compresa tra -70 e -120 metri. È interessante notare che le faune di tutto l'intervallo campionato presentano contaminazione da parte di specie piú costiere e dulcicole. Il quadro paleogeografico che ne deriva corrisponde ad un fondale marino discretamente profondo ma prossimo alla linea di costa con specchi d'acqua costieri popolati da specie dulcicole.

## CONCLUSIONI

In base a quanto precedentemente esposto riteniamo di poter interpretare le formazioni delle *Tufiti del M. Epomeo* e di *Colle Jetto* come depositatesi all'interno di una vasta depressione calderica che doveva caratterizzare la zona centrale dell'isola dopo l'eruzione del *Tufo Verde Epomeo* (55000 anni B.P.). Almeno la seconda di dette formazioni è di ambiente francamente marino e si è deposta sotto una lama d'acqua che ha raggiunto i 70/120 metri di spessore. È evidente che il recinto calderico doveva presentare uno o piú settori ribassati funzionanti come efficaci bocche di comunicazione tra il bacino ischitano ed il mare aperto. Sulla base della attuale distribuzione areale dei depositi marini e dei depositi vulcanici precaldarici (Figg. 6, 7) si può ipotizzare l'esistenza di ampie aperture sia verso NE e WNW, sia, forse, verso S.

La contaminazione delle microfaune con specie marino-costiere e dulcicole permette inoltre di precisare che lungo la costa interna della caldera si sviluppavano lagune e stagni, probabilmente ospitati in baie di origine craterica o calderica e chiuse da lidi sabbiosi. Vale a dire un paesaggio costiero non dissimile da quello che borda attualmente il Golfo di Pozzuoli.

VEZZOLI (1988) sostiene che la depressione invasiva dal mare era il relitto inattivo della caldera nata prima dell'eruzione del *Tufo Verde Epomeo* e che l'accumulo di questa pur cospicua formazione piroclastica non era riuscita a colmare. Ma se si considera che anche alla base del *Tufo Verde* in facies intracalderica si rinvengono depositi di spiaggia e che lo spessore del *Tufo Verde* che separa questa formazione marina da quella analoga sommitale è di circa 150 metri, si conclude che una risalita interstadiale wurmiana del livello marino non può da sola giustificare la trasgressione post-Tufo Verde. E ciò anche nell'ipotesi estrema e favorevole che i sedimenti di spiaggia pre-Tufo siano da riferire ad un periodo di minimo glacio-eustatico (visti i vincoli cronologici potrebbe considerarsi quello del primo picco freddo wurmiano) e quelli post-Tufo al ben marcato *Stage* Isotopico 3. Infatti la risalita eustatica che separa questi due picchi, per quanto mal nota, non è stata certamente superiore ad alcune decine di metri (MOORE, 1982).

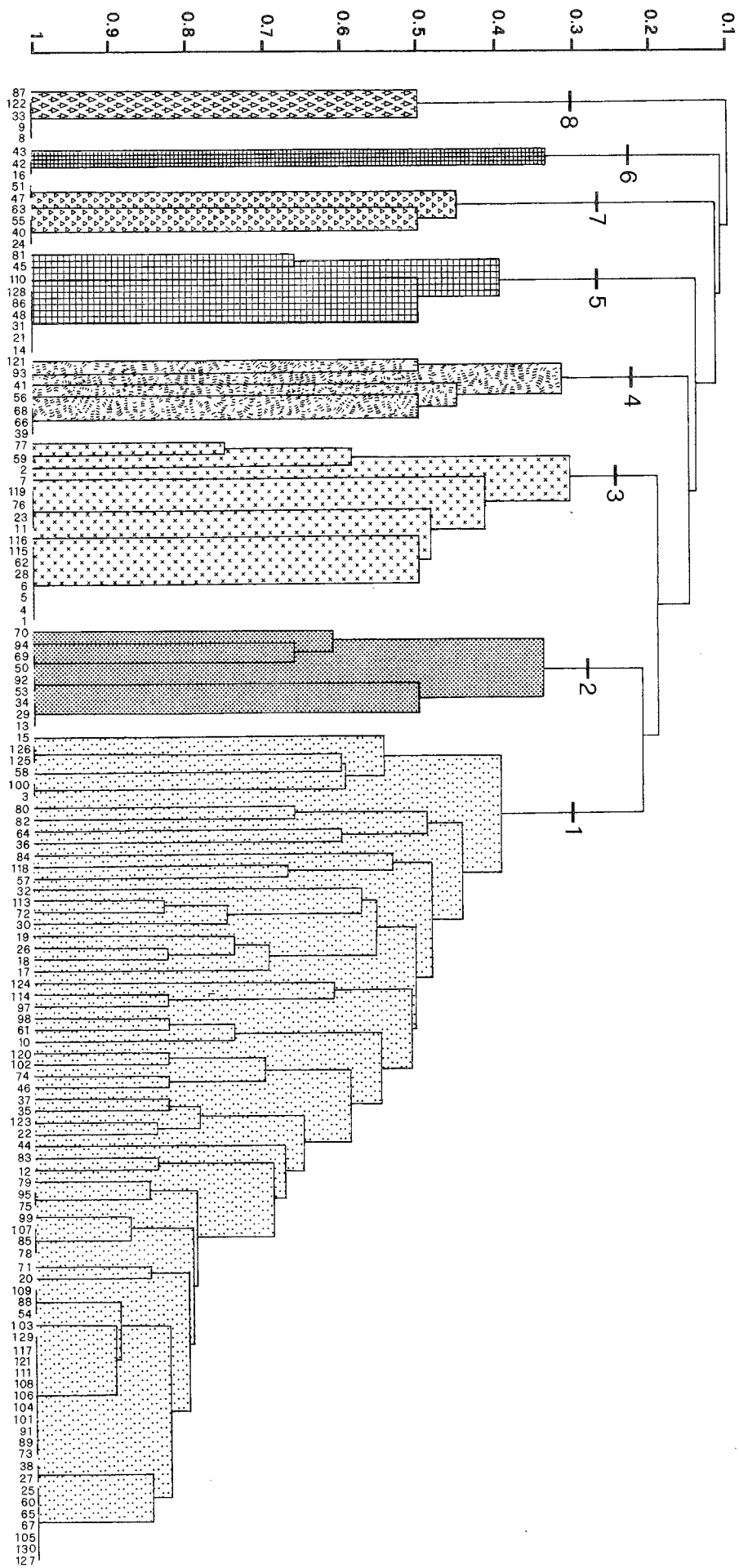
In definitiva riteniamo necessario assumere che una nuova fase di approfondimento della caldera ischitana, occorsa dopo l'eruzione del *Tufo Verde*, permise, o per lo meno facilitò, il ritorno del mare entro la paleocaldera ischitana.

Circa l'età dei depositi marini studiati, non si sono raccolti elementi decisivi. Essi sono certamente piú recenti di 55000 anni B.P. e sensibilmente piú antichi di 10000 anni B.P. Sebbene l'assenza di *marker* climatici tra le microfaune non consenta di portare altre evidenze a supporto di tale ipotesi riteniamo che la trasgressione possa essere stata facilitata dalla risalita glacio-eustatica registratasi tra 40000 e 25000 anni B.P. circa, in concomitanza con il *Sub-Stage* isotopico 3.1 (MARTINSONS *et al.*, 1987).

Circa l'entità del sollevamento subito dal *M. Epomeo* dopo la deposizione del marino di *Colle Jetto*, va precisato che tali depositi si trovano fino a 620 metri di quota. È probabile che in passato affiorassero anche piú in alto, sino alla sommità dell'*Epomeo* (q. 786 m), da dove sono stati poi smantellati ad opera soprattutto delle grandi frane innescate dal sollevamento e

- 1 *Glomospira gordialis* (Jones & Parker)
- 2 *Spiroplectammina wrighti* (Silvestri)
- 3 *Textularia calva* Laliker
- 4 *Textularia gramen* d'Orbigny
- 5 *Bigenerina nodosaria* d'Orbigny
- 6 *Cyclogyra carinata* (Costa)
- 7 *Cyclogyra involvens* (Reuss)
- 8 *Fischerina compressa* (Wiesner)
- 9 *Ophthalmidium acutumargo* (Brady)
- 10 *Wiesnerella auriculata* (Egger)
- 11 *Spiroloculina rotunda* d'Orbigny
- 12 *Quinqueloculina aspera* d'Orbigny
- 13 *Quinqueloculina contorta* d'Orbigny
- 14 *Quinqueloculina laevigata* d'Orbigny
- 15 *Quinqueloculina padana* Perconig
- 16 *Quinqueloculina parvula* Schlumb.
- 17 *Quinqueloculina pygmaea* Reuss
- 18 *Quinqueloculina seminulum* (Linneo)
- 19 *Quinqueloculina stelligera* Schlumb.
- 20 *Quinqueloculina viennensis* Le Calvez
- 21 *Pyrgo elongata* (d'Orbigny)
- 22 *Pyrgo inornata* (d'Orbigny)
- 23 *Pyrgoella sphaera* (d'Orbigny)
- 24 *Sigmoilina costata* Schlumberger
- 25 *Sigmoilina distorta* Phleger & Parker
- 26 *Sigmoilina grata* (Terquem)
- 27 *Sigmoilina tenuis* (Czjzek)
- 28 *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri)
- 29 *Triloculina gibba* d'Orbigny
- 30 *Triloculina schreibersiana* d'Orbigny
- 31 *Triloculina tricarinata* d'Orbigny
- 32 *Miliolinella subrotunda* (Montagu)
- 33 *Biloculinella globula* (Bornemann)
- 34 *Biloculinella inflata* (Wright)
- 35 *Amphicoryna scalaris* (Batsch)
- 36 *Lagena laevis* (Montagu)
- 37 *Lagena semistriata* Williamson
- 38 *Lagena striata* (d'Orbigny)
- 39 *Lenticulina rotulata* (Lamarck)
- 40 *Globulina gibba* (d'Orbigny)
- 41 *Glandulina laevigata* (d'Orbigny)
- 42 *Oolina acuticostata* (Reuss)
- 43 *Oolina hexagona* (Williamson)
- 44 *Fissurina apiculata* Reuss
- 45 *Fissurina bicarinata* Terquem
- 46 *Fissurina castanea* (Flint)
- 47 *Fissurina clathrata* (Brady)
- 48 *Fissurina eburnea* (Buchner)
- 49 *Fissurina fasciata* (Egger)
- 50 *Fissurina lucida* (Williamson)
- 51 *Fissurina nummiformis* (Buchner)
- 52 *Fissurina orbignyana* Seguenza
- 53 *Fissurina pseudorbignyana* (Buchner)
- 54 *Fissurina sidebottomi* (Buchner)
- 55 *Fissurina varioperforata* (Buchner)
- 56 *Parafissurina staphylearia* (Schwager)
- 57 *Buliminella multicamera* Cush. & Parker
- 58 *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny
- 59 *Bolivinita quadrilatera* (Schwager)
- 60 *Bolivina aenariensis* (Costa)
- 61 *Bolivina alata* (Seguenza)
- 62 *Bolivina albatrossi* Cushman
- 63 *Bolivina catanensis* Seguenza
- 64 *Bolivina dilatatissima* Silvestri
- 65 *Bolivina pseudoplicata* H. - A. & E.
- 66 *Bolivina pseudopunctata* Hoeglund
- 67 *Bolivina spatulata* (Williamson)
- 68 *Bolivina striatula* Cushman
- 69 *Bolivina subspinescens* Cushman
- 70 *Bolivina variabilis* (Williamson)
- 71 *Bulimina aculeata* d'Orbigny
- 72 *Bulimina costata* d'Orbigny
- 73 *Bulimina elongata* d'Orbigny
- 74 *Bulimina etnea* Seguenza
- 75 *Bulimina marginata* d'Orbigny
- 76 *Globobulimina pseudospinescens* (Emil.)
- 77 *Stainforthia complanata* (Egger)
- 78 *Reussella spinulosa* (Reuss)
- 79 *Uvigerina mediterranea* Hofker
- 80 *Trifarina angulosa* (Williamson)
- 81 *Trifarina bradyi* Cushman
- 82 *Discorbis mira* Cushman
- 83 *Buccella granulata* (di Napoli)
- 84 *Discorbinella bertheloti* (d'Orbigny)
- 85 *Gavelinopsis praegeri* H. - A. & E.
- 86 *Neoconorbina crustata* (Cushman)
- 87 *Neoconorbina opercularis* (d'Orbigny)
- 88 *Neoconorbina terquemi* (Rzehak)
- 89 *Rosalina obtusa* d'Orbigny
- 90 *Tretomphalus concinnus* (Brady)
- 91 *Valvulinera bradyana* (Fornasini)
- 92 *Glabratella baccata* (H. - A. & E.)
- 93 *Siphonina reticulata* (Czjzek)
- 94 *Asterigerinata adriatica* Haake
- 95 *Asterigerinata mamilla* (Williamson)
- 96 *Asterigerinata mariae* Sgarrella
- 97 *Spirillina vivipara* Ehrenberg
- 98 *Patellina corrugata* Williamson
- 99 *Ammonia perlucida* (H. - A. & E.)
- 100 *Ammonia tepida* (Cushman)
- 101 *Ammonia tepida* (Cushman) f. 1
- 102 *Elphidium complanatum* d'Orbigny
- 103 *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll)
- 104 *Elphidium macellum aculeatum* (Silv.)
- 105 *Elphidium pulvereum* Todd
- 106 *Elphidium punctatum* (Terquem)
- 107 "Elphidiononion" cuvillieri (Levy)
- 108 *Haynesina depressula* (W. & J.)
- 109 *Protelphidium granosum* (d'Orbigny)
- 110 *Planulina ariminensis* d'Orbigny
- 111 *Hyalinea baltica* (Schroeter)
- 112 *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob)
- 113 *Planorbulina mediterranea* d'Orb.
- 114 *Fursenkoina tenuis* (Seguenza)
- 115 *Loxostomum karrerianum* (Brady)
- 116 *Cassidulina crassa* d'Orbigny
- 117 *Cassidulina laevigata carinata* Silvestri
- 118 *Globocassidulina subglobosa* (Brady)
- 119 *Chilostomella oolina* Schwager
- 120 *Nonion pauciloculum* Cushman
- 121 *Florilus asterizans* (Fichtel & Moll)
- 122 *Florilus aff. F. asterizans* (F. & M.)
- 123 *Nonionella turgida* (Williamson)
- 124 *Pullenia bulloides* (d'Orbigny)
- 125 *Gyroidina altiformis* R.E. & K.C. S.
- 126 *Gyroidina neosoldanii* Brotzen
- 127 *Gyroidina umbonata* (Silvestri)
- 128 *Oridorsalis umbonatus* (Reuss)
- 129 *Heterolepa pseudoungarica* (Cush.)
- 130 *Melonis barleanum* (Williamson)

Fig. 2 - Dendrogramma derivato con la tecnica UPGMA dai dati della distribuzione dei foraminiferi bentonici nella successione di Cava di Lecce. I numeri all'origine di ciascuna unità tipologica corrispondono all'elenco di specie.

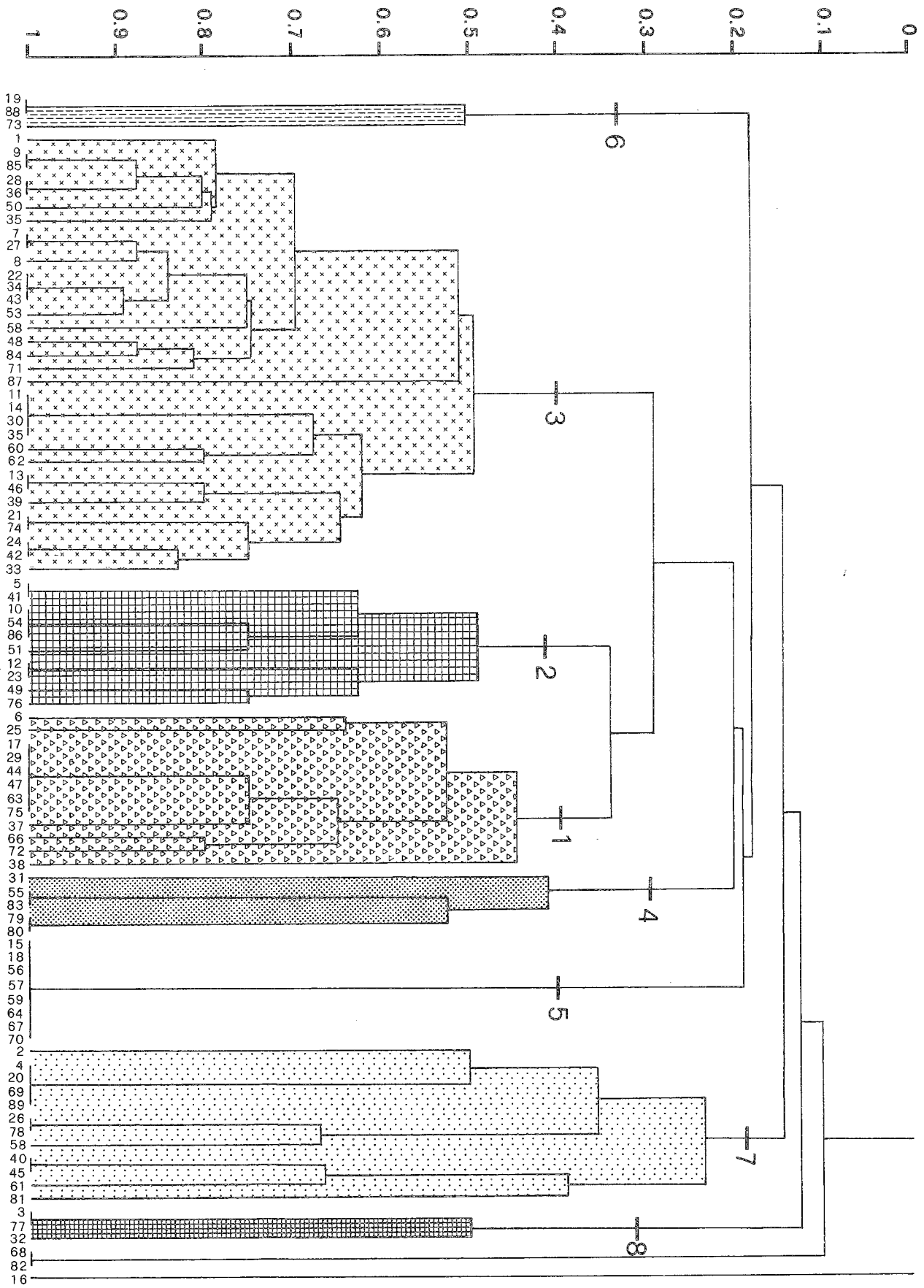




- |                                              |                                             |                                              |
|----------------------------------------------|---------------------------------------------|----------------------------------------------|
| 1 Bairdia gr. B. mediterranea G.W. Mueller   | 31 Pterigocythereis jonesi (Baird)          | 61 Microcytherura nigrescens G.W. Mueller    |
| 2 Pontocypris sp.                            | 32 Cytheretta adriatica Ruggieri            | 62 Paracytheridea bovettensis (Seguenza)     |
| 3 Propontocypris sp.                         | 33 Cyprideis torosa (Jones)                 | 63 Pseudocytherura calcarata (Seguenza)      |
| 4 Argilloecia acuminata G.W. Mueller         | 34 Pontocythere turbida (G.W. Mueller)      | 64 Cytheropteron alatum Sars                 |
| 5 Ilyocypris gibba (Ramdohr)                 | 35 Neocytherideis fasciata (Brady & Rob.)   | 65 Cytheropteron latum G.W. Mueller          |
| 6 Leptocythere bacescoi (Rome)               | 36 Procytherideis subspiralis (B. C. & R.)  | 66 Cytheropteron monoceros B. C. & M.        |
| 7 Leptocythere levis (G.W. Mueller)          | 37 Sahlia subulata (Brady)                  | 67 Cytheropteron rotundatum G.W. Mueller     |
| 8 Leptocythere macella Ruggieri              | 38 Semicytherura acuticostata (Sars)        | 68 Cytheropteron aff. C. rotundatum Mueller  |
| 9 Leptocythere multipunctata (Seguenza)      | 39 Semicytherura aenariensis B. C. & M.     | 69 Tuberculocythere tetrapteron (B. C. & M.) |
| 10 Leptocythere pellucida (Baird)            | 40 Semicytherura alifera Ruggieri           | 70 Loxocauda decipiens (G.W. Mueller)        |
| 11 Leptocythere ramosa (Rome)                | 41 Semicytherura costata (G.W. Mueller)     | 71 Loxoconcha rhomboidea (Fischer)           |
| 12 Callistocythere ? C. badia (Norman)       | 42 Semicytherura dispar (G.W. Mueller)      | 72 Sagmatocythere caelata (Ciampo)           |
| 13 Callistocythere flavidofusca (Ruggieri)   | 43 Semicytherura incongruens (G.W. Mueller) | 73 Sagmatocythere littoralis (G.W. Mueller)  |
| 14 Callistocythere folliculosa B. C. & M.    | 44 Semicytherura paradoxa (G. W. Mueller)   | 74 Sagmatocythere naupoliana (Puri)          |
| 15 Callistocythere lobiancoi (G.W. Mueller)  | 45 Semicytherura quadridentata (Hartmann)   | 75 Sagmatocythere versicolor (G.W. Mueller)  |
| 16 Callistocythere pallida (G.W. Mueller)    | 46 Semicytherura rara (G.W. Mueller)        | 76 Sagmatocythere sp. 1                      |
| 17 Callistocythere sp. 1                     | 47 Semicytherura ruggierii (Pucci)          | 77 Sagmatocythere sp.                        |
| 18 Callistocythere sp. 2                     | 48 Semicytherura sulcata (G. W. Mueller)    | 78 Loxoconchidea minima B. C. & M.           |
| 19 Callistocythere sp. 3                     | 49 Semicytherura sp. 1                      | 79 Cytheromorpha nana B.C. & M.              |
| 20 Callistocythere sp.                       | 50 Semicytherura sp. 2                      | 80 "Bythocythere" minima B. C. & M.          |
| 21 Cluthia keiji Neale                       | 51 Semicytherura sp.                        | 81 Sclerochilus contortus (Norman)           |
| 22 Aurila convexa (Baird)                    | 52 Hemicytherura defiozei Ruggieri          | 82 Cytherois sp.                             |
| 23 Aurila sp.                                | 53 Hemicytherura videns G.W. Mueller        | 83 Paracytherois oblonga G.W. Mueller        |
| 24 Heterocythereis voraginosa Athersuch      | 54 Hemicytherura sp.                        | 84 Xestoleberis communis G.W. Mueller        |
| 25 Urocythereis flexicauda B. C. & M.        | 55 Kangarina abyssicola (G.W. Mueller)      | 85 Xestoleberis dispar G.W. Mueller          |
| 26 Urocythereis margaritifera (G.W. Mueller) | 56 Eucytherura alata G.W. Mueller           | 86 Xestoleberis parva G.W. Mueller           |
| 27 Carinocythereis bairdi Uliczny            | 57 Eucytherura complexa (Brady)             | 87 Xestoleberis plana G.W. Mueller           |
| 28 Hiltermannicythere turbida (G.W. Mueller) | 58 Eucytherura gibbera G.W. Mueller         | 88 Microxestoleberis kykladica Barb.-Gonz.   |
| 29 Occultocythereis dohrni Puri              | 59 Tetracytherura angulosa (Seguenza)       | 89 Forme dulcicole non determinabili         |
| 30 Costa edwardsi (Roemer)                   | 60 Microcytherura fulva (Brady & Robertson) |                                              |

Fig. 3 - Dendrogramma derivato con la tecnica UPGMA dai dati della distribuzione degli ostracodi nella successione di Cava di Lecce. I numeri all'origine di ciascuna unità tipologica corrispondono all'elenco di specie.





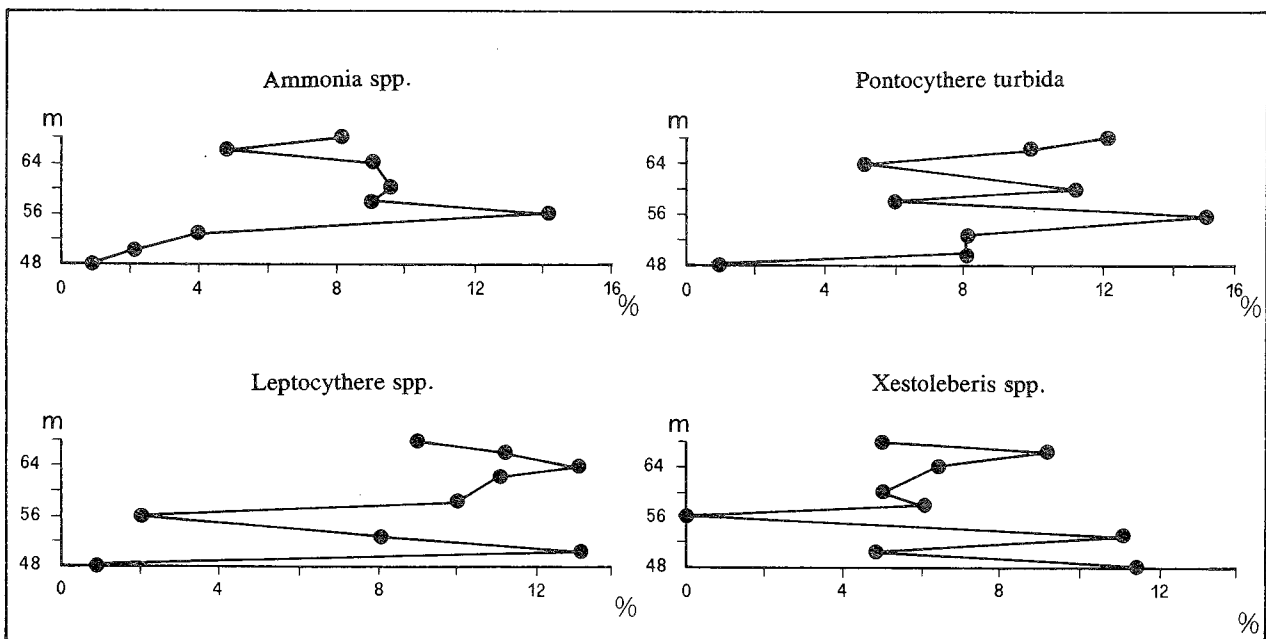


Fig. 4 - Abbondanze relative di alcune specie tipiche della zona infralittorale nella successione di Cava di Leccio.

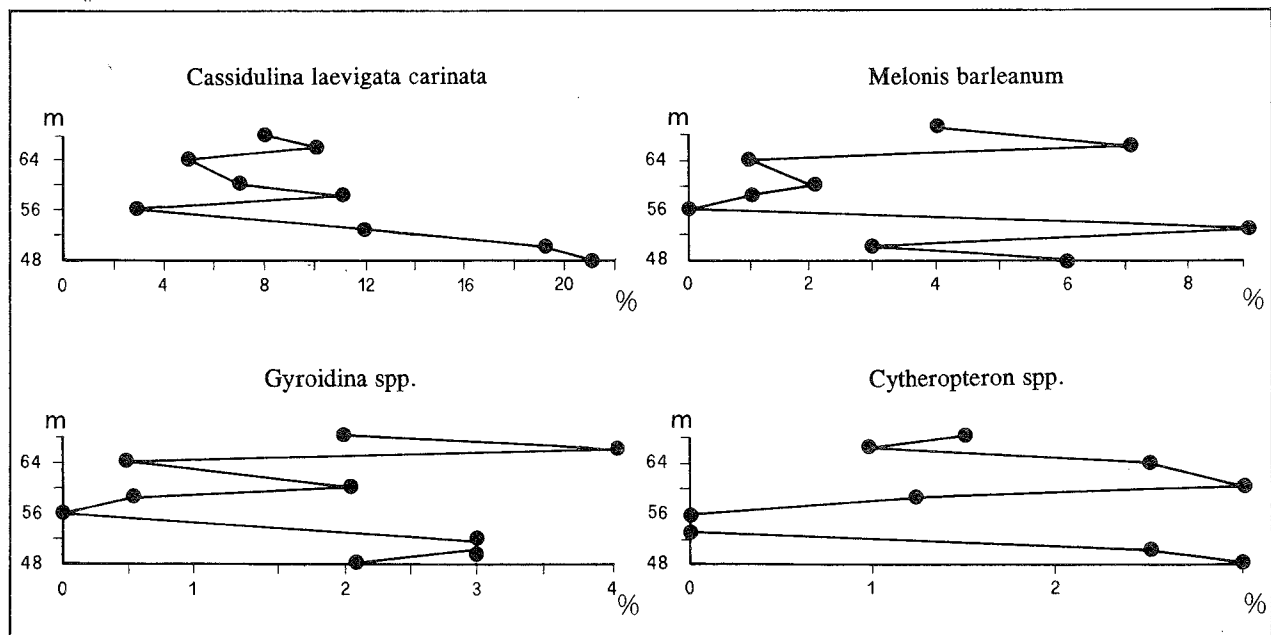


Fig. 5 - Abbondanze relative di alcune specie tipiche della zona circalittorale nella successione di Cava di Leccio.

dagli scuotimenti sismici. Se alle quote massime di affioramento si sommano la paleobatimetria deposizionale (almeno 70 metri) e la differenza tra livello marino attuale e quello degli interstadi wurmiani (30-40 metri; MOORE, 1982) si ottiene che il sollevamento dell'Epomeo ha avuto un'entità di 720 m almeno, ovviamente nel punto più sollevato della struttura. Se invece si ammette che la trasgressione è avvenuta in un momento di basso eustatico, si considera il valore massimo di batimetria (-120 m) e si accetta che dei depositi marini erano presenti anche in cima al blocco dell'Epomeo (il che è probabile visto che si tratta di una monoclinale che ha tiltato solo dopo la deposizione in concordanza dei depositi marini), si ottiene un valore di sollevamento intorno ai 1000 metri. Questo range di

720 - 1000 metri è molto ben confrontabile con i valori di rigetto relativo suggeriti da VEZZOLI, 1988 (più di 800 metri) e da ORSI *et al.*, 1991 (900 m o più).

Circa l'età del sollevamento dell'horst dell'Epomeo non esistono dati che consentono di determinarla con precisione. Se si considerano come indicatori coevi dei moti surrettivi i grossi cumuli di frana che si sono staccati a più riprese dal blocco risorgente dell'Epomeo, la loro posizione stratigrafica all'interno delle successioni vulcaniche suggerisce che le prime fasi di surrezione sono avvenute prima di 10000 anni B.P. (ovvero prima delle eruzioni di Selva del Napolitano). Ma molte grosse frane coprono edifici vulcanici di circa 6000 anni B.P. (Zaro) e 4300 anni B.P. (Costa Sparaina). Altre frane, infine, impattano contro l'edificio di

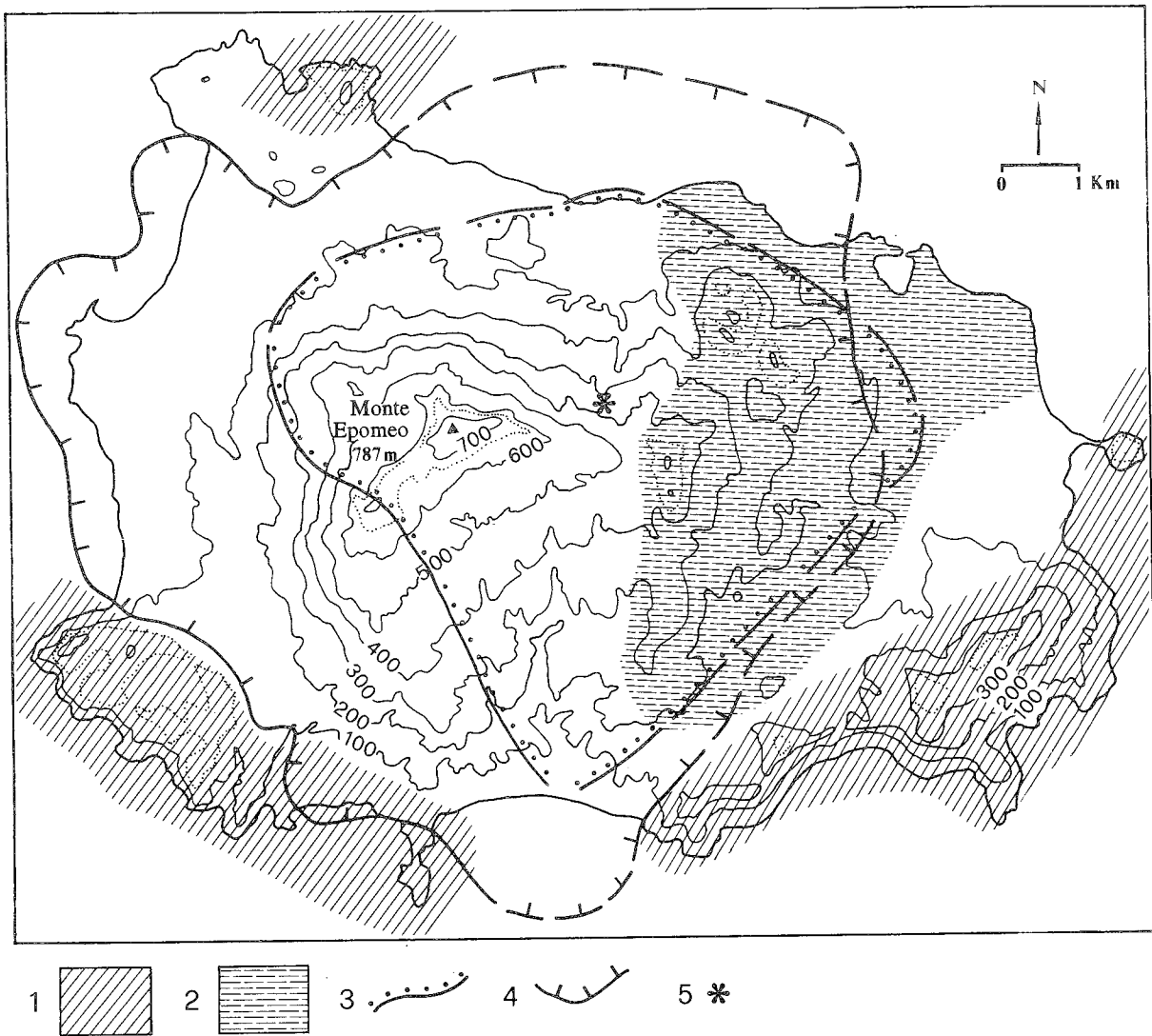


Fig. 6 - Distribuzione areale di alcune formazioni ed elementi considerati nel testo (base topografica da VEZZOLI, 1988)  
 1 - aree occupate da rilievi vulcanici formatisi durante la I e II Fase e rimasti sempre emersi (rilievi bordieri della paleocaldera ischitana); 2 - area dominata da formazioni ed edifici della V Fase vulcanica che ricoprono i terreni trasgressivi ed i cumuli di frana; 3 - limite dell'area interessata dalla trasgressione marina tarso-pleistocenica (incerto ove tratteggiato); 4 - limite dell'area invasa dai cumuli delle frane staccatesi dal blocco risorgente dell'Epomeo (incerto ove tratteggiato); 5 - ubicazione della sezione campionata (Cava di Lecce).

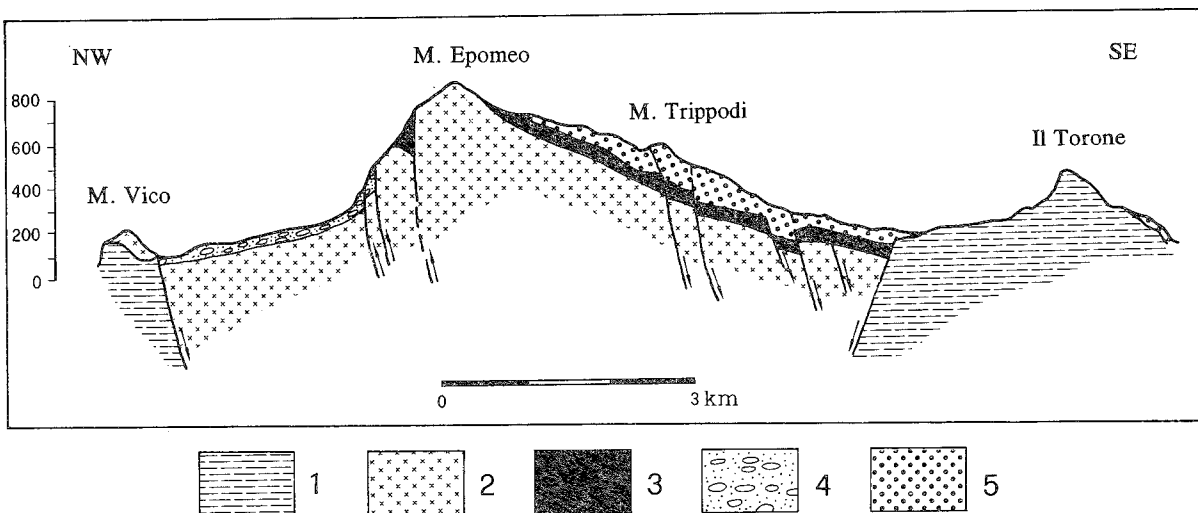


Fig. 7 - Sezione geologica schematica attraverso Ischia (da ORSI *et al.*, 1991; modificata).  
 1 - rocce più antiche del 1° collasso calderico (I e II Fase); 2 - rocce più recenti del collasso calderico (III Fase); 3 - depositi marini tardopleistocenici; 4 - accumuli di frane di scoscendimento a blocchi di Tufo Verde; 5 - rocce prodotte da eruzioni relative alla risorgenza intracratereica (V Fase).

Campotese, i cui prodotti ricoprono suoli con resti neolitici (RITTMANN, 1930). C'è poi da considerare che lungo il versante sud-occidentale dell'Epomeo risultano dislocati dalle faglie che innalzano l'*horst* anche la *Formazione di Citara* ed il cono di scorie di Cava Petrella (attribuito alla IV Fase; VEZZOLI, 1988), mentre lungo il versante orientale dell'Epomeo alcuni dei rilievi vulcanici della V Fase sigillano le grosse scarpate di faglia dell'*horst*, pur essendo a loro volta tagliati da faglie di minore rigetto.

In definitiva ci sono sufficienti elementi per ritenere che l'inizio della risorgenza dell'Epomeo non predata certamente la IV Fase vulcanica di Ischia e che, anzi, esso è probabilmente iniziato verso la fine di questa, esaurendo il massimo dei rigetti nel corso della prima metà della V Fase.

Volendo tentare un calcolo dei ritmi medi di sollevamento del M. Epomeo occorre considerare che l'entità massima del movimento può essere compresa tra 720 e 1000 m, mentre l'arco di tempo da considerare può variare tra circa 22000 anni (se si assume che il sollevamento è iniziato con l'inizio della IV Fase e si è concluso intorno a 4000 yrs BP) e circa 14000 anni (se si assume che esso sia iniziato con la fine della IV Fase). In conseguenza di tali indeterminazioni, i valori che si possono calcolare oscillano tra un minimo di 3.3 cm/anno ed un massimo di 7.1 cm/anno. C'è ovviamente da considerare che tali ritmi medi, oltre che ipotetici ed imprecisi, possono essere poco significativi in quanto l'*uplift* ha probabilmente proceduto attraverso una o più fasi parossistiche decisamente più rapide di quanto le medie sopra calcolate lascino intendere. Una parte dell'attuale elevazione raggiunta dai depositi marini tardopleistocenici sembra dovuta a fenomeni di sollevamento riferibili agli ultimi millenni e coinvolgenti l'intera isola. Si tratta tuttavia di movimenti di poche decine di metri che non modificano sostanzialmente le stime di velocità sopra indicate.

#### RINGRAZIAMENTI

Gli Autori ringraziano i Proff. G. Bonaduce, L. Brancaccio e G. Orsi dell'Università di Napoli per le proficue discussioni con loro avute durante la stesura del manoscritto.

#### BIBLIOGRAFIA CONSULTATA

- BARBEITO-GONZÁLEZ P.J. (1971) - *Die Ostracoden des Küstenbereiches von Naxos (Griechenland) und ihre Lebensbereiche*. Mitt. Hamburg. Zool. Mus. Inst., **67**, 255-326.
- BARRA D. (1991) - *Studio del Pleistocene superiore - Olocene delle aree vulcaniche campane*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia del Sedimentario, Università degli Studi di Napoli, "Federico II", III ciclo.
- BIZON G. & BIZON J.J. (1984) - *Distribution des Foraminifères sur le plateau continental au large du Rhone. - Ecologie des microorganismes en Méditerranée occidentale*. "Ecomed", Ass. Franc. Techn. Pétrole, Paris, 84-104.
- BLANC-VERNET L. (1969) - *Contribution à l'étude des Foraminifères de Méditerranée*. Thèse de Doctorat. Travaux de la Station marine d'Endoume **64-48**, 281 pp.
- BLANC-VERNET L., CLAIREFOND P. & ORSOLINI P. (1979) - *La mer Pélagienne. Les Foraminifères*. Géol. méditerranéenne, **6**, (1), 171-209.
- BLANC-VERNET L., PUJOS M. & ROSSET-MOULINIER M. (1984) - *Les biocénoses de Foraminifères benthiques des plateaux continentaux français (Manche, Sud - Gascogne, Ouest - Provence)*. Benthos '83, 2nd Int. Symp. Benthic Foram. (Pau, April 1983), 71-79.
- BONADUCE G., CIAMPO G. & MASOLI M. (1976) - *Distribution of Ostracoda in the Adriatic Sea*. Pubbl. Staz. Zool. Napoli, **40**, suppl., 1-304.
- BONADUCE G., MASOLI M., MINICHELLI G. & PUGLIESE N. (1976) - *La mer Pélagienne. The benthic ostracods*. Géol. méditerranéenne, **6**, (1), 280-289.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. Z. Geomorph. N. F., **82**, suppl., 47-58.
- BREMAN E. (1975) - *The distribution of ostracodes in the bottom sediments of the Adriatic Sea*. Diss. Vrije Universiteit Amsterdam, 165 pp.
- CHIESA S., CIVETTA L., DE LUCIA M., ORSI G. & POLI S. (1987) - *Volcanological evolution of the Island of Ischia*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, spec. issue, 69-83.
- CHIESA S., GILLOT P.Y., PASQUARÈ G. & VEZZOLI L. (1985) - *Colapse and resurgent calderic movements in a volcano-tectonic area: a new interpretation of the geological history of Ischia island*. IAVCEI Scientific Assembly, Abstract.
- CINQUE A. (1991) - *La trasgressione versiliana nella Piana del Sarno (Campania)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14**, 63-71.
- CINQUE A., ROLANDI G. & ZAMPARELLI V. (1985) - *L'estensione dei depositi marini olocenici nei Campi Flegrei in relazione alla vulcano-tettonica*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 327-348.
- CINQUE A., RUSSO F. & PAGANO M. (1991) - *La successione dei terreni di età post-romana delle Terme di Miseno (Napoli): nuovi dati per la storia e la stratigrafia del bradisismo puteolano*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 231-244.
- CIVETTA L., GALLO G. & ORSI G. (1991) - *Sr- and Nd- isotope and trace-element constraints on the chemical evolution of the magmatic system of Ischia (Italy) in the last 55 Ka*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **46**, 213-230.
- HARTIGAN J.A. (1967) - *Representation of similarity matrices by trees*. J. Amer. Stat. Assn., **62**, 1140-1158.
- JORISSEN F.J. (1987) - *The distribution of benthic Foraminifera in the Adriatic Sea*. Mar. Micropaleontology, **12**, 21-48.
- JORISSEN F.J. (1988) - *Benthic Foraminifera from the Adriatic Sea: principles of phenotypic variation*. Utrecht Micropal. Bull., **37**, 174 pp.
- MARTINSONS D.G., PISIAS N.G., HAYS J.D., IMBRIE J., MOORE T.C. JR. & SHACKLETON N.J. (1987) - *Age dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 - year chronostratigraphy*. Quaternary Res., **27**, 1-29.
- MOORE W.S. (1982) - *Late Pleistocene sea level history*. In: IANONOVICH M. & MARION G. (1982) - *Uranium serie disequilibrium. Applications to environmental problems*. Clarendon Press, Oxford, 481-494.
- MUELLER G.W. (1984) - *Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeresabschnitte*. Naples Staz. Zool. Fauna und Flora Golfes Neapel, Mon., **21**, 1-404.
- ORSI G., GALLO G. & ZANCHI A. (1991) - *Simple-shearing block resurgence in caldera depressions. A model from Pantelleria and Ischia*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **47**, 1-11.
- ORTOLANI F. & APRILE F. (1978) - *Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana a sud-est del F. Volturmo*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 591-608.
- PAGANO M. (1990) - *Sinuessa. Storie ed archeologie di una colonia romana*. Sessa Aurunca, 1-38.
- PEYPOUQUET J.P. & NACHITE D. (1984) - *Les ostracodes en Méditerranée nord-occidentale*. "Ecomed", Ass. Franc. Techn. Pétrole, Paris, 151-169.
- RITTMANN A. (1930) - *Geologie der Insel Ischia*. Z. f. Vulkanol. Ergänzungsband, **6**, 265 pp.
- ROHLF F.J. (1964) - *Methods for checking the results of a numerical taxonomy study*. Syst. Zool., **313**, 102-104.
- SANCHEZ ARIZA M.C. (1984) - *Recent Benthic Foraminifera associations of the neritic zone, Motril-Nerja area, Spain: relationship with the calcium carbonate content of superficial sediments*. Benthos '83, 2nd Int. Symp. Benthic Foram. (Pau, April 1983), 539-544.
- SGARRELLA F., BARRA D. & IMPROTA A. (1983) - *The benthic Foraminifera of the Gulf of Policastro (Southern Tyrrhenian Sea, Italy)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **92**, 67-114.
- SGARRELLA F. & BARRA D. (1984) - *Distribuzione dei Foraminiferi bentonici nel Golfo di Salerno (Basso Tirreno, Italia)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **93**, 1-58.
- SIGURDSSON H., CAREY S., CORNELL W. & PESCATORE T. (1985) - *The Eruption of Vesuvius in A.D. 79*. Nat. Geographic Res., **1** (3), 332-387.

- SOKAL R.R. & SNEATH P.H.A. (1963) - *The principles of numerical taxonomy*. Freeman, San Francisco, 359 pp.
- UFFENORDE H. (1972) - *Ökologie und jahreszeitliche Verteilung rezenter benthonischer Ostracoden des Limski bei Rovinj (nördliche Adria)*. Gottinger Arb. Geol. Päläont., 121 pp.
- VEZZOLI L. (Ed.) (1988) - *Island of Ischia*. C.N.R. Quaderni de la "Ricerca Scientifica", P.F.G., **10**, 51-72.
- YASSINI I. (1979) - *The littoral system ostracodes for the bay of Bou-Ismaïl, Algiers, Algeria*. Rev. Esp. Micropal., **11** (3), 353-416.
- WISHART D. (1987) - *Clustan, Cluster analysis software*. Clustan Ltd. Edimburgh, Scotland.

