

LAURA BONFIGLIO (\*) & DONATA VIOLANTI (\*)

## PRIMA SEGNALAZIONE DI TIRRENIANO ED EVOLUZIONE PLEISTOCENICA DEL CAPO PELORO (Sicilia Nord-Orientale) (\*\*)

ABSTRACT: BONFIGLIO L. & VIOLANTI D., *First finding of Tyrrhenian deposits and Pleistocene evolution of Cape Peloro (North-East Sicily)* (IT ISSN 0084-8948, 1983).

After some faint mentions for the environs of Messina, the existence of Tyrrhenian marine sediments in North-Eastern Sicily is ascertained by the first finding of *Strombus bubonius* LMK. on the hills of Southern sides of Cape Peloro. Upon sands and gravels of Messina Formation, cut by an abrasion surface at 62 ms a.s.l., there are gravels with *Ostrea edulis* L. standing below sands with *Strombus bubonius* which are heteropic of lagoon deposits with *Cerastoderma glaucum* L. and *Ostrea edulis* L.. In the upper part they contain deep benthonic Foraminifera and Fish remains which suggest the existence of partial opening to marine environment. Tyrrhenian sequence ends with a paleosoil, understanding marshy silts and red, continental sands and gravels. The uppermost part of continental sequence coincides with a terrace surface 100-110 ms high above present sea level.

Three following distensive faults have displaced Cape Peloro area, giving also rise to its present form. The present height above sea level of Tyrrhenian deposits is 85 m and, before the recognized tectonic phase, it must have been about 105 m, while terrace surface must have been 120-130 m high a.s.l. The present coastal plane which includes Faro and Ganzirri lagoons, has formed during Olocene time.

RIASSUNTO: BONFIGLIO L. & VIOLANTI D., *Prima segnalazione di Tirreniano ed evoluzione pleistocenica del Capo Peloro (Sicilia nord-orientale)* (IT ISSN 0084-8948, 1983).

Dopo alcune vaghe segnalazioni nella letteratura per i dintorni di Messina, l'esistenza di depositi del ciclo tirreniano nella Sicilia nord-orientale risulta accertata per il ritrovamento di un esemplare di *Strombus bubonius* LMK. sulle colline del versante meridionale del Capo Peloro. Alle ghiaie e sabbie clinostratificate della Formazione di Messina, tagliate da una superficie di abrasione alla quota di 62 m, sono sovrapposte in discordanza ghiaie a *Ostrea edulis* L. cui seguono sabbie chiare a *Strombus bubonius* e, alla stessa quota sul versante settentrionale, depositi lagunari a *Cerastoderma glaucum* L. e *Ostrea edulis* L., i quali, verso l'alto, contengono Foraminiferi bentonici profondi e resti di Pesci, che denotano una parziale apertura al mare. La serie tirreniana è troncata da un paleosuolo, cui seguono limi, ghiaie e sabbie rossastre continentali la cui superficie superiore coincide con un terrazzo di quota intorno a 100-110 m.

Una serie di faglie distensive ha interessato successivamente tutti i depositi pleistocenici abbassando e delimitando nella sua attuale configurazione la zona del capo, le cui aree depresse sono diventate sede di accumulo di depositi di pendio dei versanti. L'attuale quota massima di 85 m dei depositi tirreniani risulta essere stata originariamente intorno a 105 m e il sovrastante terrazzo intorno a 120-130 m. Successiva alle faglie riconosciute è

la formazione della pianura costiera attuale che racchiude le due lagune salmastre di Ganzirri e di Faro.

TERMINI-CHIAVE: Tirreniano; terrazzo; Neotettonica; Stretto di Messina.

### PREMESSA

Durante l'estate del 1976 gli scavi eseguiti per la costruzione di un serbatoio sulle colline del Capo Peloro hanno messo in luce pochi decimetri di sabbie fossilifere immediatamente al di sotto della spessa copertura di ghiaie e sabbie rossastre continentali estese sull'area sommitale delle colline del capo.

Un tardivo ma fortunato intervento ha permesso di raccogliere un esemplare di *Strombus bubonius* LMK. e pochi altri di *Glycymeris* sp. nei residui di sabbie chiare a granulometria minuta ai margini dello scavo già occupato dalla costruzione.

Si ha così la prima concreta prova dell'esistenza di depositi marini del Tirreniano al Capo Peloro e nella Sicilia nord-orientale.

Le ricerche successive e la ricostruzione stratigrafica consentono di riconoscere una serie di depositi marini e salmastri suborizzontali depositi su di una superficie spianata intorno alla quota di 62 m sulle ghiaie e sabbie della Formazione di Messina, ormai abbastanza nota in letteratura. L'apice della serie marina raggiunge la quota massima di 85 m.

La particolare distribuzione e giacitura della spessa copertura di depositi alluvio-colluviali rossastri sommitali appare legata a una Tettonica molto recente.

Emerge da questo nuovo dato il parallelismo con i classici depositi tirreniani della sponda orientale dello Stretto di Messina (BONFIGLIO, 1972) e la ulteriore conferma che i sollevamenti recenti dei Peloritani sono perfettamente confrontabili per entità e intensità con quelli di Aspromonte.

(\*) Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia Fisica, Università degli Studi, Via dei Verdi, 75 - 98100 Messina. Stratigrafia di BONFIGLIO L.; studio micropaleontologico di VIOLANTI D.

(\*\*) Lavoro eseguito parzialmente con i fondi per la ricerca del M.P.I., 40%, anno 1981.

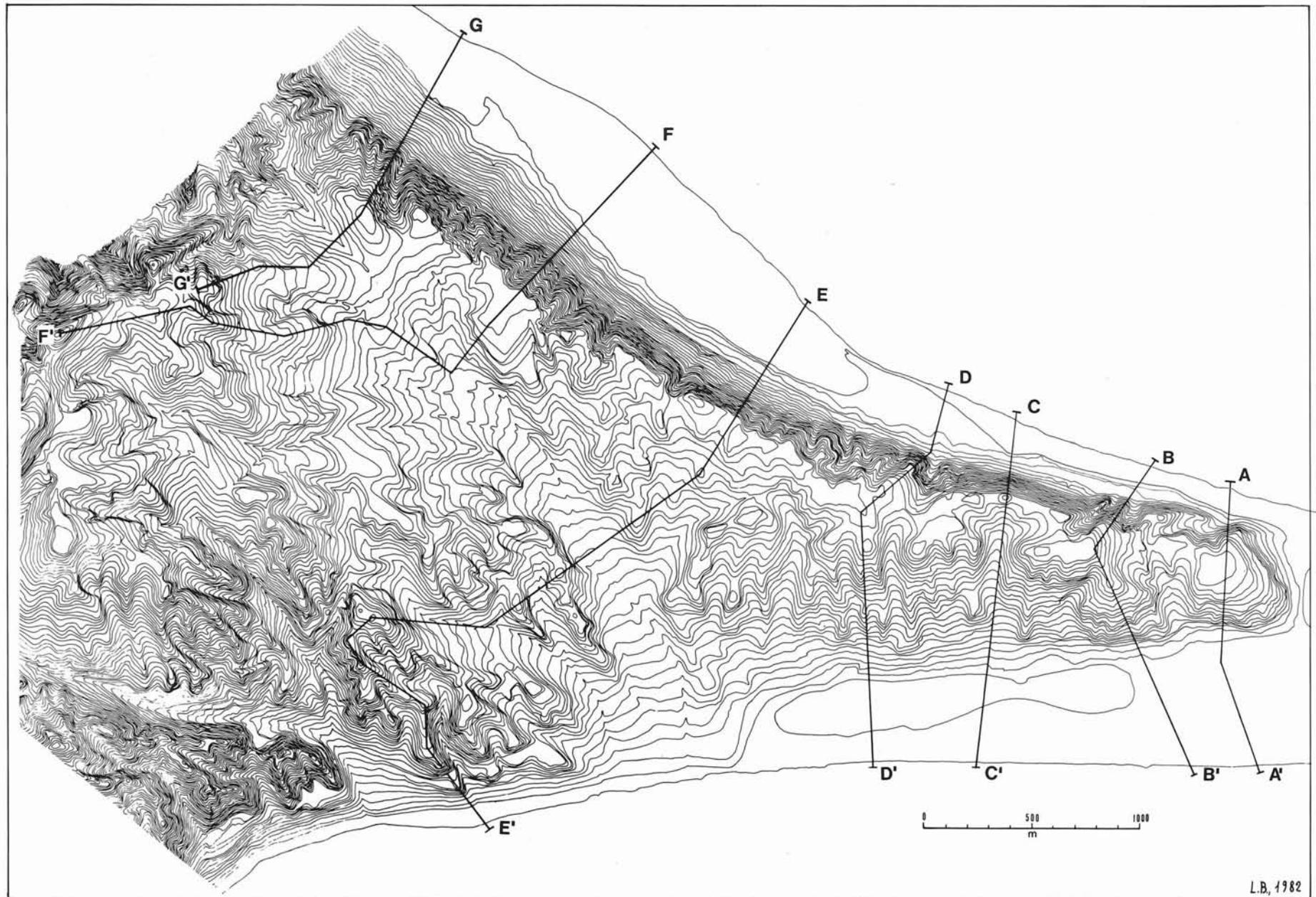


Fig. 1 - Orografia dell'area del Capo Peloro ridisegnata da aereofotogrammetria in scala 1:4 000; equidistanza delle curve di 4 m; A-A', B-B', ...: tracce delle sezioni di fig. 3.

## INTRODUZIONE

A differenza della quasi totalità dell'area peloritana, caratterizzata da alti tassi di erosione e il cui motivo morfologico dominante è dato da profonde incisioni valliche, la serie di colline che formano il Capo Peloro è caratterizzata da una morfologia dolce, con brusche rotture di pendenza localizzate in aree ben circoscritte, e da un regime di sedimentazione continentale e colluviale che ha obliterato in gran parte la paleomorfologia relativa al substrato, formato dalle ghiaie e sabbie della Formazione di Messina, colmandone le irregolarità.

Queste condizioni, unite all'esistenza di una fitta copertura vegetale spontanea, in alcuni luoghi impenetrabile, rendono molto complesso il lavoro di ricostruzione stratigrafica.

La disponibilità di un rilievo aereofotogrammetrico in scala 1:4 000, con isoipse di 4 m di equidistanza, ha permesso di mettere in evidenza i dettagli di una morfologia assai peculiare e di integrare attraverso l'analisi morfologica i dati stratigrafici. La planimetria con le sole isoipse di fig. 1 è stata ridisegnata dall'originale 1:4 000; in fig. 2 è rappresentata la Geologia della stessa area; la serie di profili di fig. 3 mette in evidenza la corrispondenza fra i dati morfologici e quelli stratigrafici e strutturali.

Le osservazioni più significative sono state fatte nella vallecchia a S del vecchio villaggio di Mortelle (sez. D-D' delle figg. 1, 2 e 3) e nelle due incisioni a E di questa (sez. B-B') e, lungo il versante meridionale, sulle pendici a N del Lago di Ganzirri.

## COGNIZIONI PRECEDENTI

SEGUENZA (1873-77) riferisce di aver raccolto in Contrada Mortelle *Ostrea edulis* L. e *Cerastoderma glaucum* (BRUG.), specificando che quello è il solo luogo fossifero delle colline a N di Messina.

GIGNOUX (1913) fornisce una dettagliata descrizione e una sezione del giacimento « probabilmente Siciliano, discordante sul Calabriano » di Mortelle; secondo l'autore la fauna marina nelle sabbie fini alla quota di 80 m presenta una grande analogia con quella di Milazzo, rappresentando una facies molto litorale e anche lagunare del Siciliano. Nella lista dei Molluschi data in appendice sono elencate insieme le faune della Formazione di Messina e quelle dei livelli lagunari e salmastri sovrastanti.

PATA (1946) vede nel profilo delle colline del Faro un terrazzo siciliano compreso tra i 200 e i 100 m di quota e uno milazziano a 60 m. Successivamente PATA & alii (1949) correlano i terrazzi dei 100 m a W di Messina con il giacimento siciliano di Mortelle e distinguono spianate fra i 50 e i 60 m che a Montalto contengono Molluschi « assai comuni nei giacimenti tirreniani ». Per la corrispondenza altimetrica con depositi a *Strombus bubonius* LMK. a 30-40 m presso Vibo Valentia (PATA, 1947), le spianate dei 50-60 m, compresa quella di Capo Peloro, vengono datate al Tirreniano. Le specie della collina di Montalto (*Spondylus gaederopus* L.,

*Mytilus galloprovincialis* LMK. f. *berculea* MTRS., *Conus testudinarius* MARTINI, *Tritonidea viverrata* KIENER, *Tritonium nodiferum* L.) appartengono in parte alla Formazione di Messina.

JACOBACCI & alii (1961) continuano ad attribuire al Siciliano un livello marino con *Ostrea* e *Chlamys* passante superiormente a facies salmastra con *Cardium* sul versante tirrenico dei Peloritani « al km 16 della rotabile costiera » (si tratta evidentemente della stessa serie di GIGNOUX).

HUGONIE (1974; 1982) attraverso uno studio comparato dello stato di alterazione dei ciottoli delle alluvioni continentali presenti sulle superficie terrazzate, attribuisce al Siciliano « classico » una superficie di abrasione a 350-320 m, a un episodio di trasgressione del Pleistocene medio, forse corrispondente all'interglaciale Mindel-Riss, la superficie di 70-130 m e al Neotirreniano le spianate comprese fra 30 e 60 m; riferendosi alla fauna di Montalto di PATA & alii (1949) afferma che: « *des Strombes ou une faune associée ont été découvert* » e tale affermazione verrà poi erroneamente ripresa nella letteratura successiva come un dato di fatto.

Tracce meno vaghe di Tirreniano vengono segnalate da BERDAR (1974) per la Contrada Paradiso (a N di Messina), ove molari elefantini fluitati nelle ghiaie della Formazione di Messina intorno alla quota di 60 m incrociati da valve di *Brachidontes puniceus* (GMELIN) e di *Chlamys stellatus depressus* POLI (determinazioni di SETTEPASSI F.) indicherebbero l'esistenza di una linea di riva tirreniana intorno a quella quota.

SELLI (1978) insiste sulle differenze di quota fra i terrazzi corrispondenti sulle due sponde dello stretto, ignorando, per la verità, i nuovi dati sulla altimetria e la struttura dei depositi tirreniani e delle soprastanti ghiaie e sabbie continentali calabresi (ASCENZI & SEGRE, 1971a; 1971b; BONFIGLIO, 1972; 1974) e la intensa Tettonica postpliocenica dei Peloritani (BONFIGLIO, 1970).

ATZORI & alii (1979) e DI GERONIMO & alii (1979) citano, da GIGNOUX (1913) e da HUGONIE (1974), le « faune tirreniane » di Mortelle e ATZORI & alii (1979) ripetono la medesima espressione di JACOBACCI & alii circa la serie al km 16 della S.S. Messina-Palermo.

Ancora terrazzi tirreniani alla quota di 125 m e lembi terrazzati di probabile età tirreniana sono citati per la fascia costiera ionica dei Peloritani (GHISSETTI, 1979), mentre FABBRI & alii (1980) e SELLI & alii (1980) sottolineano la maggiore entità di innalzamento della Calabria meridionale rispetto ai Peloritani.

## STRATIGRAFIA

Le colline del Capo Peloro hanno come substrato affiorante le ghiaie e sabbie della Formazione di Messina che, all'estremità occidentale dell'area qui studiata, poggiano in discordanza sul substrato pre-pleistocenico, rappresentato dai paragneiss biotitici della Fiumara Tono (PUGLISI & ROTTURA, 1973) e da sovrastanti marne del Pliocene inferiore (= trubi) termine 1 nelle figg. 2 e 3.

La serie quaternaria presenta i seguenti termini:

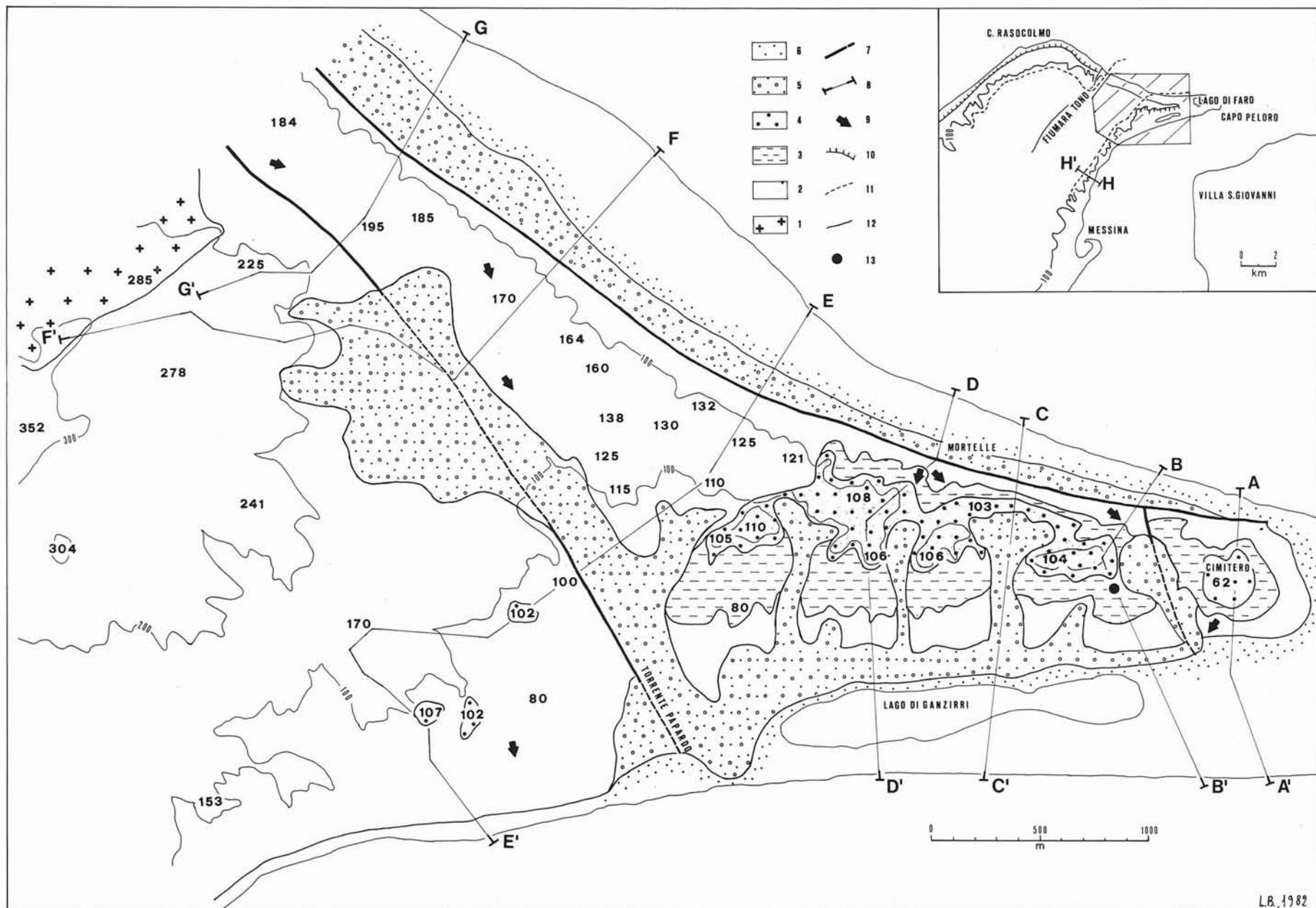


FIG. 2 - Condizioni litostratigrafiche e strutturali del Capo Peloro. 1) metamorfiti; 2) ghiaie e sabbie della Formazione di Messina; 3) depositi marini del Tirreniano; 4) sabbie e ghiaie rossastre continentali; 5) depositi colluviali; 6) sabbie eoliche di duna; 7) faglie; tratteggiato: sotto la copertura dei depositi colluviali; 8) tracce delle sezioni delle fig. 3 e 8; 9) immersione degli strati; 10) margine esterno del terrazzo post-tirreniano; 11) linea di costa del Tirreniano; 12) limiti fra unità litostratigrafiche; 13) ubicazione delle sabbie con *Strombus bubonius* L. I numeri in grassetto indicano le quote massime.

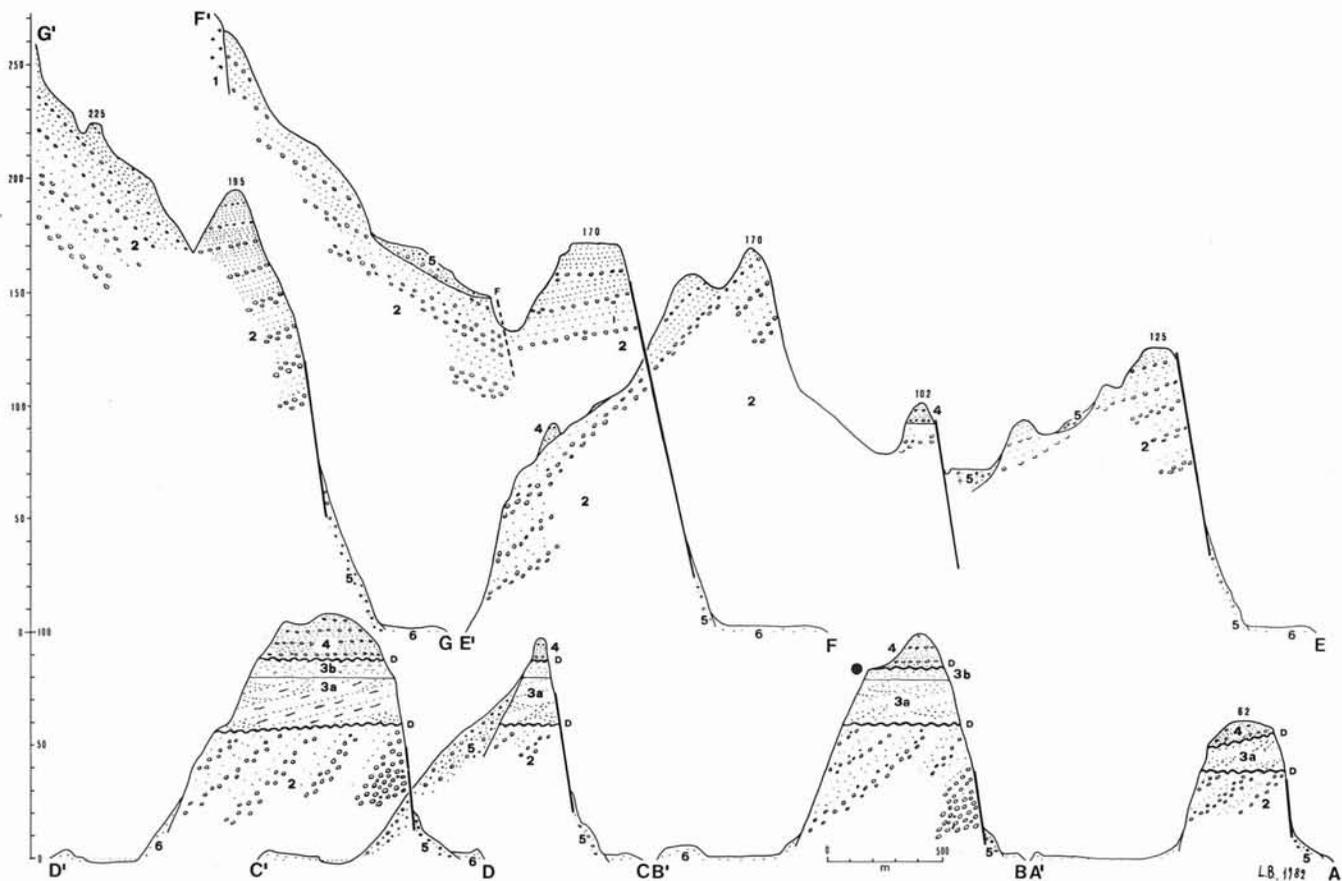


FIG. 3 - Profili morfologici e sezioni stratigrafiche delle colline del Capo Peloro secondo le tracce indicate nelle fig. 1 e 2. Numeri 1-2 e 4-6 come in fig. 2. 3a: sabbie a *Ostree*; 3b: depositi tirreniani marini e salmastri; cerchio pieno ubicazione delle sabbie con *Strombus bubonius* L.; D discordanza; F e linee inspespite faglie.

**Termine 2 - Formazione di Messina:** Questo complesso clinostratificato appartenente al ciclo siciliano, almeno nella sua porzione basale (SEGUENZA, 1873-77; GIGNOUX, 1913; PATA, 1946; PATA & *alii*, 1949; JACOBACCI & *alii*, 1961; BONFIGLIO, 1964; 1983 a; BONFIGLIO & BERDAR, 1969; 1979; SELLI, 1968; ATZORI & *alii*, 1979; GHISSETTI, 1979; SAURET, 1980) è presente nell'area di Capo Peloro con le sue due tipiche facies (BONFIGLIO, 1983 a) ossia quella di delta marino e quella, soprastante, di delta continentale.

Nella stretta e breve valle subito al termine della strada a doppia corsia a W degli stabilimenti balneari di Mortelle (sez. B-B'), la parte più profonda affiorante è costituita da un conglomerato grigio a grossi ciottoli di metamorfiti del substrato, ben arrotondati, in scarsa matrice sabbiosa, poco cementata, con stratificazione appena evidente. Segue un conglomerato sempre grigio, nettamente stratificato, a livelli fortemente cementati, con ciottoli meno grossolani, sempre ben arrotondati e costituiti oltre che dagli elementi delle metamorfiti da abbondanti ciottoli di calcari a polipai provenienti dalla copertura sedimentaria neogenica (fig. 4).

Si alternano livelli decimetrici di conglomerati a livelli di sabbie grossolane e di ghiaie minute cementate da calcare biancastro: questa facies è particolarmente

ben esposta sui due fianchi della vallecchia di Mortelle (sez. D-D') e sulle pendici a N del Lago di Ganzirri, al di sotto del serbatoio (sez. B-B').

I singoli elementi sono frequentemente incrostanti nella loro parte superiore da Serpule, Balani e da sovrappo-

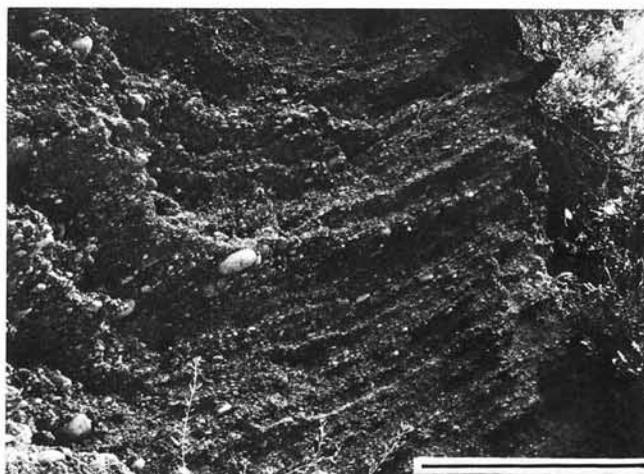


FIG. 4 - Ghiaie clinostratificate della Formazione di Messina; scala di 1 m.

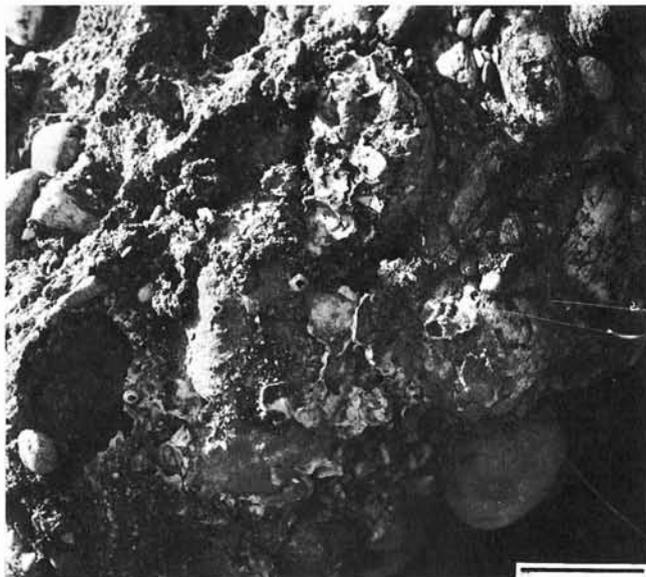


FIG. 5 - Incrostazioni (Ostree, Balani, Briozoi) sui ciottoli delle ghiaie della Formazione di Messina; scala di 10 cm.

ste colonie di Briozoi (fig. 5). Frequenti i Molluschi, di cui si sono determinate le seguenti specie: *Charonia nodifera* (LMK.), *Bursa scrobiculata* L., *Dosinia exoleta* (L.), *Glycymeris inflatus* (BROCCHI), *Glycymeris* sp., *Lima* sp., *Mytilus galloprovincialis* LMK., *Mytilus galloprovincialis* LMK. f. *herculea* MTRS., *Aequipecten opercularis* (L.), *Perna* cf. *picta* (BORN), *Spondylus* sp. Nella zona di Messina, a un livello corrispondente, sono presenti *Chlamys islandica* MULLER e *Pecten maximus* MULLER (JACOBACCI & alii, 1961), *Cancer pagurus* L. (BERDAR & GUGLIELMO, 1979; BONFIGLIO, 1983 a), e *Arctica islandica* (L.), mentre sulla sponda orientale dello stretto è presente una intercalazione di sabbie ad *Arctica islandica* (L.), *Modiola* cf. *modiolus* (L.), *Lucina borealis* (L.), *Cardium norvegicum* SPENGL., *Cancer pagurus* L. (ASCENZI & SEGRE, 1971 b; BONFIGLIO, 1983 a). Questa facies francamente marina verso l'alto è sostituita da un'alternanza ghiaiosa e sabbiosa, sempre distintamente stratificata, incoerente e priva di fossili; le porzioni più elevate sono francamente sabbiose, in banchi spessi fino a 4-5 m, intensamente arrossate (serie di rilievi contrassegnati dalle quote 170, 185, 195, 225 dell'area settentrionale in fig. 2 e sezz. E-E', F-F' e G-G' di fig. 3).

In tutto questo complesso clinostatificato la inclinazione ha sempre valori notevoli (25-30°) e la immersione prevalente è verso lo Stretto di Messina, con locali variazioni da riferirsi all'andamento irregolare del substrato. In una serie di trivellazioni effettuate sulla pianura costiera, a S del Lago di Ganzirri, la base della Formazione di Messina è stata raggiunta a -226 m nel pozzo AGIP Messina, mentre il pozzo AASS Ganzirri 2, profondo 230 m, non raggiunse il substrato (SELLI, 1978).

*Termine 3a* - Ghiaie a Ostree: intorno alla quota di 62 m i depositi clinostatificati della Formazione di Messina appaiono troncati da una superficie suborizzontale su cui poggia una formazione di ghiaie minute e sabbie grossolane, scarsamente cementate, con frequenti livelli

a stratificazione incrociata e immersione prevalente a SSW. Nella porzione inferiore sono presenti banchi di *Ostrea edulis* L. e più rara *Ostrea* cf. *adriatica* LMK., che cementano anche i ciottoli delle ghiaie; le valve presentano frequentemente fori di Clionidi e di Vermi. Lo spessore di queste ghiaie è intorno ai 20 m. Nella zona del Cimitero di Faro la superficie spianata di base è posta alla quota di 40 m.

*Termine 3b* - Solo nella vallecchia a S del vecchio villaggio di Mortelle è osservabile, al di sopra delle ghiaie a *Ostrea*, una serie di depositi orizzontali a granulometria assai minuta e a livelli assai ricchi di faune oligotipiche. In fig. 6 è rappresentata nel dettaglio questa serie (parte della sez. D-D' delle figg. 2 e 3), che corrisponde a quella già descritta e illustrata da GIGNOUX (1913, p. 209).

La serie comprende i livelli seguenti, dei quali si riferiscono anche i risultati dell'esame micropaleontologico:

A) La porzione sommitale delle ghiaie a Ostree è costituita da un livello decimetrico fortemente cementato. Negli ultimi 3 cm si susseguono: un livello nerastro con granuli incrostati da patine nere probabilmente da riduzione di sostanza organica, un livello a cemento calcareo e, infine, un terzo livello rossastro con granuli incrostati da patine di ossidazione.

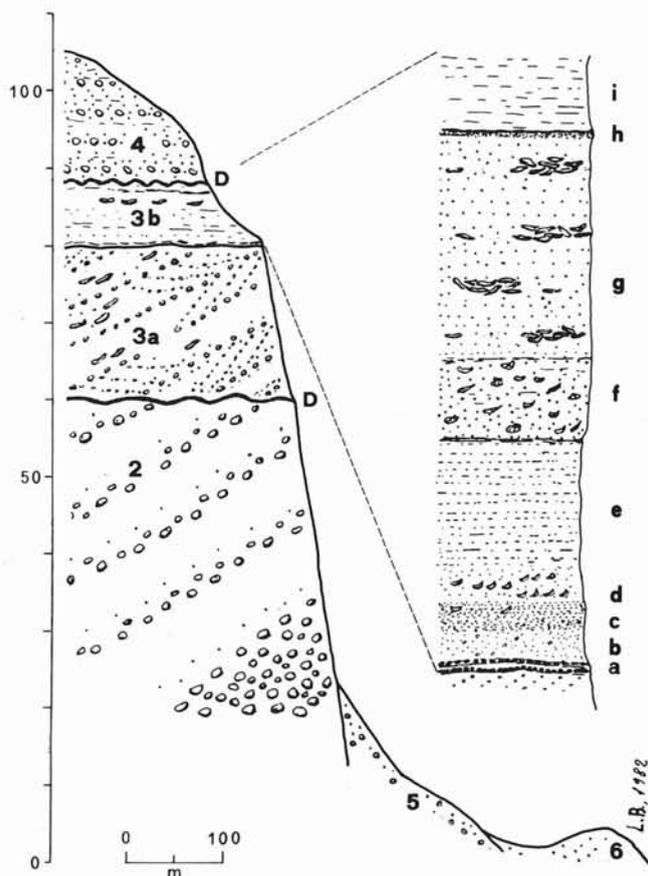


FIG. 6 - Stratigrafia dei depositi lagunari e marini a monte del vecchio villaggio di Mortelle, dettaglio della sezione D-D' numeri 2 e 4-6: come in fig. 2; 3a e 3b: come in fig. 3; D: discordanza.

Per le lettere vedi spiegazione nel testo.

B) Marne diatomitiche con ghiaiette sparse; residuo prevalentemente inorganico, con abbondante quarzo angoloso, spesso ialino, mica biotite, rari frammenti di metamorfiti e aggregati carbonatici più frequenti nella frazione fine; rarissimi frammenti di Bivalvi, Gasteropodi e radioli di Echini, abbondanti Ostracodi e rarissimi Foraminiferi, rappresentati da *Ammonia beccarii tepida* (CUSH.) e da un esemplare di *Globigerina* sp.; abbondanti Diatomee.

C) Sabbie sottili, arrossate, con rari *Cerastoderma* sparsi; residuo inorganico costituito da aggregati carbonatici molto teneri, con argilla e ossidi di ferro, quarzo e mica; sono presenti: Bivalvi e Gasteropodi molto frammentati, Ostracodi, Diatomee; rare *Ammonia beccarii tepida* (CUSH.).

D) Sabbie sottili con *Cerastoderma glaucum* (L.), accumulati in livelli e con valve isoorientate; residuo inorganico ricco di aggregati carbonatici, quarzo, mica e rari frammenti di metamorfiti; Bivalvi dominanti, accompagnati da Ostracodi, Gasteropodi e vertebre di Pesci; nella frazione più fine ( $>151 \mu$ ), Ostracodi molto abbondanti (stima visuale 70-80 %) con gusci spesso interi e frequenti Diatomee; i Foraminiferi bentonici sono presenti con le seguenti specie: *Ammonia beccarii* (L.); *Ammonia beccarii tepida* (CUSH.); *Ammonia perlucida* (HERON-ALLEN & EARL.); *Elphidium decipiens* (COSTA); *Elphidium lidoense* (CUSH.); *Elphidium* aff. *lobatum* (GALL. & HEMING.). Sia in questo livello che nei successivi alcuni frammenti di Molluschi hanno madreperla quasi intatta, o bande di colore.

E) Marnette sottilmente stratificate con *Cerastoderma glaucum* (L.) assai rari; residuo scarso con predominio della frazione fine ( $>40 \mu$ ) costituito da quarzo con frammenti angolosi o arrotondati, aggregati carbonatici, mica e frammenti di metamorfiti; residuo organico con frammenti di Bivalvi, vertebre e scaglie di Pesci, Ostracodi, Gasteropodi e Foraminiferi; le specie determinate sono: *Ammonia beccarii tepida* (CUSH.); *Ammonia perlucida* (HERON-ALLEN & EARL.); *Anomalina io* (CUSH.); *Elphidium decipiens* (COSTA); *Globigerina quinqueloba* NATLAND; *Globigerinoides conglobatus* (BRADY) (es. giovani); *Orbulina universa* D'ORB.

F) Sabbie conchigliari con abbondanti esemplari di *Cerastoderma glaucum* (L.) e rari esemplari di: *Tapes rhomboides* PENN., *Mytilus* sp., *Pinna nobilis* L., *Parvicardium exiguum* (GMELIN); le numerose valve di *Cerastoderma* appaiono impastate in matrice limosa; residuo inorganico piuttosto scarso con abbondante mica, quarzo e rari frammenti di metamorfiti; prevalenti Bivalvi, con frammenti e gusci giovani, a volte incrostati o con segni di predazione; presenti anche: Gasteropodi, Foraminiferi, Ostracodi e spicole di Spugne. Le specie di Foraminiferi determinate sono: *Ammonia beccarii* (L.); *Ammonia beccarii tepida* (CUSH.); *Ammonia perlucida* (HERON-ALLEN & EARL.); *Anomalina io* (CUSH.); *Elphidium decipiens* (COSTA); *Rosalina globularis bradyi* (CUSH.).

G) Sabbie conchigliari a *Cerastoderma glaucum* (L.) in limo grigio con frequenti colonie di *Ostrea edulis* (L.) in banchi a vari livelli e inoltre: *Tapes* cf. *aureus* (GME-

LIN), *Chlamys varia* (L.), *Callista* cf. *chione* (L.), *Arca noae* (L.), *Pecten jacobaeus* (L.), *Abra* sp.; da questo livello sono stati esaminati due campioni (uno presso la base e l'altro presso la sommità) che presentano caratteri simili. Residuo inorganico con quarzo, mica, ossidi di ferro e rari frammenti di metamorfiti; residuo organico dominato da Bivalvi; sono presenti inoltre: Gasteropodi, Ostracodi, radioli di Echinidi, spicole di Spugna e Foraminiferi.

Nel campione più basso si sono determinate le seguenti specie: *Ammonia beccarii* (L.); *Ammonia beccarii tepida* (CUSH.); *Ammonia perlucida* (HERON-ALLEN & EARL.); *Anomalina io* (CUSH.); *Brizalina attica* (PARKER); *Brizalina catanensis* (SEG.); *Bulimina aculeata basispinosa* TEDESCHI & ZANMATTI; *Bulimina fusiformis* WILL.; *Buliminella elegantissima* (D'ORB.); *Cornuspira involvens* (REUSS); *Elphidium advenum* CUSH.; *Nonion depressulum* (WALKER & JACOB); *Quinqueloculina laevigata* D'ORB.; *Quinqueloculina* sp.; *Valvulineria complanata* (CUSH.); *Globigerina incompta* CIFELLI; *Globigerina rubescens* HOFKER; *Globigerina falconensis* BLOW; *Orbulina universa* D'ORB.

Nel campione più alto sono presenti: *Acervulina inhaerens* SCHULTZE; *Ammonia beccarii* (L.); *Ammonia beccarii tepida* (CUSH.); *Ammonia beccarii inflata* (SEG.); *Ammonia perlucida* (HERON-ALLEN & EARL.); *Asterigerinata mamilla* WILLIAMSON; *Brizalina catanensis* (SEG.); *Bulimina aculeata basispinosa* TEDESCHI & ZANMATTI; *Bulimina fusiformis* WILL.; *Discorbis australis* PARR.; *Elphidium aculeatum* (D'ORB.); *Elphidium advenum* (CUSH.); *Nonion* aff. *citai* DI NAPOLI; *Nonion granosum* (D'ORB.); *Nonionella turgida* (WILL.); *Quinqueloculina* aff. *cultrata* (BRADY); *Rosalina globularis bradyi* (CUSH.); *Rosalina* sp.; *Valvulineria complanata* (CUSH.); *Valvulineria* sp.; *Globigerina bulloides* D'ORB.; *Globigerina rubescens* HOFKER; *Orbulina universa* D'ORB.

H) Paleosuolo arrossato, di pochi centimetri di spessore, alla sommità del precedente livello g; residuo inorganico con frammenti indigregati, più frequenti nella frazione grossolana ( $>270 \mu$ ); biotite, muscovite e frammenti di metamorfiti; il residuo organico, simile a quello del livello g, presenta anche modelli interni di Gasteropodi, ben cristallizzati. I Foraminiferi, piuttosto scarsi, appartengono alle seguenti specie: *Ammonia beccarii* (L.); *Brizalina catanensis* (SEG.); *Bulimina costata* D'ORB.; *Bulimina fusiformis* WILL.; *Discorbis australis* PARR.; *Elphidium aculeatum* (D'ORB.); *Neoconorbina terquemi* (RZEHAK); *Nonion depressulum* (WALKER & JACOB); *Uvigerina canariensis* D'ORB.; *Globigerina* sp. Sono inoltre presenti forme giovanili di *Cancris* e *Gyroldina*; *Ammonia beccarii* è rappresentata da rari individui, in genere rotti.

I) Limi continentali bruni; residuo prevalentemente inorganico, più abbondante nella frazione fine con quarzo, biotite e muscovite; la parte organica è data da frammenti probabilmente provenienti dalle biostrutture presenti nei campioni precedenti e da rari Ostracodi e spicole di Spugne; assenti i Foraminiferi. Questa serie raggiunge la quota massima di 85 m; alla stessa quota, sul versante me-

ridionale del capo, sono presenti le sabbie chiare a granulometria minuta contenenti *Strombus bubonius* e *Glycymeris* sp. (fig. 7).

*Termine 4* - Le sommità delle colline di quota massima intorno a 100-110 m sono costituite da una serie di depositi alluvio-colluviali rossastri con sabbie, ghiaie e limi alternanti, suborizzontali; lo spessore massimo si aggira sui 20 metri e, lungo il versante settentrionale del capo sono tagliate da pareti subverticali.

Questa facies continentale è assai diffusa lungo tutto il versante tirrenico dei Peloritani (Capo Rasocolmo, Villafranca Tirrena, S. Filippo del Mela) e sulla sponda orientale dello Stretto di Messina (Archi, Ravagnese, Bovetto, Spirito Santo); lungo il versante ionico dei Peloritani è estesa a W della città di Messina e si osserva assai raramente a S della città. In tutti questi luoghi la sommità dei terrazzi distribuiti intorno alla quota dei 100 m coincide con la sommità di questa serie. A Ravagnese e Bovetto (BONFIGLIO, 1972) essa è sovrapposta ai classici depositi tirreniani, precedentemente erosi; a Spirito Santo (S di Reggio Calabria) è sovrapposta a depositi lacustri con *Palaeoloxodon antiquus* (BONFIGLIO, 1974), ad Archi è al di sopra di livelli salmastri a *Cardium*, *Tapes* e *Cerithium* (ASCENZI & SEGRE, 1971b); a Villafranca Tirrena poggia su una superficie suborizzontale che taglia le argille a *Globorotalia truncatulinoides excelsa*, RUGGERI, SPROVIERI & UNTI intorno alla quota di 80 m, culminando intorno alla quota di 110 m.

*Termine 5* - Il fondovalle del Torrente Papardo, tutte le larghe depressioni presenti lungo il versante meridionale del capo, e una larga fascia che si estende alla base del versante settentrionale sono costituiti da un deposito colluviale bruno rossastro, ghiaioso e sabbioso, localmente a struttura assai disordinata o stratificato in livelli ghiaiosi e sabbiosi alternanti, suborizzontali o variamente inclinati, che seguono l'andamento del substrato. Le caratteri-



Fig. 7 - *Strombus bubonius* L. del Tirreniano di Capo Peloro; grandezza nat.

stiche litologiche e strutturali e la distribuzione areale lo fanno riferire a sovrapposizione di successivi accumuli detritici di pendio del versante dei materiali del precedente *termine 4* e di quelli provenienti dall'alterazione superficiale delle ghiaie e sabbie della Formazione di Messina; gli spessori sono molto variabili.

*Termine 6* - La serie è completata dalla fascia costiera pianeggiante che forma anche la punta estrema del capo e che racchiude i due stagni denominati rispettivamente Lago di Ganzirri e Lago di Faro. Si tratta di una serie di depositi eolici di duna olocenici che a S del Lago di Ganzirri contengono ceramiche eneolitiche della facies di Piano Conte (2 200-2 000 a.C.) (BIDDITTO & alii, 1980) e qualche chilometro più a E ceramiche più recenti e riferibili probabilmente all'Età del Bronzo. A NE del Lago di Ganzirri, lungo la linea di battigia, si estende un conglomerato a ciottoli grossolani, fortemente cementato e potente intorno a 50 cm, soprastante un'arenaria molto compatta da cui nel passato sono state ricavate pietre per macine. Un sondaggio di 40 m, all'estrema punta sud-orientale del capo (Punta Sottile), ha attraversato, al di sotto delle sabbie eoliche di duna (6 m), sabbie grossolane con ghiaie e tre intercalazioni di conglomerato, rispettivamente a -9,60 m (40 cm), -19,50 m (25 cm) e -36,70 m (30 cm) (SGES, 1958).

## MORFOLOGIA

La valle del Torrente Papardo (fig. 1) delimita due aree nettamente distinte dal punto di vista morfologico. A SW sono solchi di erosione profondi e relativamente ampi con frequenti rotture di pendenza, tipiche della Formazione di Messina. A E e NE prevalgono forme dolci; lungo le pendici meridionali le larghe depressioni colmate dai depositi del *termine 5* sono interrotte da aree a maggiore pendenza, tipica della Formazione di Messina; le pendici settentrionali, molto acclivi, presentano pendenza omogenea, con differenze appena accennate fra i vari litotipi presenti e una sola rottura di pendenza evidente all'appoggio dei depositi colluviali sulle ghiaie del substrato; inoltre, sono incise da pochi solchi erosivi, stretti e brevi.

Le sommità delle colline nella porzione orientale sono pianeggianti e ricoperte dai depositi di ghiaie e sabbie orizzontali; il loro raccordo consente di ricostruire una superficie terrazzata lievemente inclinata verso S; a W manca la copertura continentale, le quote massime sono gradualmente più elevate e la morfologia irregolarmente ondulata.

La valle del Torrente Papardo si presenta come una larga depressione colmata da depositi colluviali, salvo che nella porzione a valle ove le pendici di destra sono subverticali; a NW si continua in altra incisione torrentizia affluente della Fiumara Tono.

Per tutti questi elementi, collegati alla Stratigrafia, le pendici settentrionali appaiono assai più giovani di quelle meridionali e tutto il blocco in sinistra del Torrente Papardo, sede di accumuli detritici di pendio, appare abbassato rispetto al blocco occidentale.

## CONSIDERAZIONI SUI DEPOSITI QUATERNARI ED EVOLUZIONE DEL CAPO PELORO

*Formazione di Messina.* I Molluschi presenti indicano un ambiente francamente marino; le frequenti incrostazioni, con sovrapposizione dei Briozoi alle Serpule, indicano un rapido trasporto anche dei materiali grossolani fino a profondità superiori a quelle in cui si risentono gli effetti del moto ondoso e anche il verificarsi di fasi di stasi prima dei successivi apporti detritici ai vari livelli: ciò in accordo con quanto si desume dal notevole spessore ed estensione di questa formazione e dalla sua distribuzione areale, che indicano una intensa fase erosiva in concomitanza con un rapido sollevamento dei Peloritani e dell'Aspromonte, il cui ritmo viene indicato dal succedersi dei singoli livelli sedimentari.

La clinostratificazione verso lo stretto indica per l'area del capo una provenienza dei clasti da W e concorderebbe con l'ipotesi di SELLI (1978) dell'esistenza di un golfo precedente all'apertura del « primo Stretto di Messina ». La presenza di molari elefantini fluitati entro la Formazione di Messina (BONFIGLIO & BERDAR, 1979), presenti solo sulla sponda occidentale dello stretto, sembrano suggerire invece la mancanza di un collegamento fra le aree emerse, o l'esistenza di ostacoli alla diffusione dei Mammiferi anche sulla sponda calabra in una fase precedente alla deposizione della Formazione di Messina.

*Ghiaie a Ostree.* Si sono deposte inizialmente in ambiente di acque calme che hanno permesso la cementazione dei clasti ad opera delle Ostree; le frequenti laminazioni incrociate nella parte più alta indicano un ambiente più turbolento.

*Depositi lagunari:* Sulle associazioni di microfauna della serie *b-i* (fig. 6) si possono fare le seguenti considerazioni: I campioni più bassi (livelli *b, c, d*) contengono rarissimi Foraminiferi. *Ammonia beccarii tepida* è la unica forma presente oppure è la forma più frequente accompagnata da scarsi esemplari di *A. beccarii*, *A. perlucida*, *Elphidium*, sp., tutti con esemplari piccoli, trasparenti e gusci sottili e fragili; queste forme vivono attualmente in acque salmastre, lagune o in prossimità della linea di costa. L'associazione è segnalata nella Laguna di Venezia (CITA & PREMOLI SILVA, 1966-67) in cui *A. beccarii tepida* predomina su *A. beccarii*, di cui è ampiamente nota la capacità di adattamento a variazioni di salinità, nelle parti più interne della laguna. Secondo LE CALVEZ J. & Y. (1951) *A. beccarii tepida* accompagna *A. beccarii* nelle parti di laguna più vicine al mare, con salinità prossima al normale, mentre è sola in acque poco salate e prossime alla riva. BRADSHAW (1957), ne ha dimostrato la capacità di vita e di riproduzione in ambiente ipoalino.

Mancano i Foraminiferi arenacei, presenti invece in buona parte degli ambienti lagunari o costieri; non sono stati però trovati nella Laguna di Venezia che, nell'insieme, appare l'ambiente più direttamente confrontabile, e in parte degli ambienti studiati da KRUIT (1955), il quale ipotizza una distruzione post-deposizionale del guscio chitinoso per spiegare l'assenza di arenacei in campioni di sottosuolo.

Gli Ostracodi, sempre abbondanti ma oligotipici, raggiungono un numero elevatissimo di esemplari soprattutto nel livello *d*, dove formano la maggior parte del residuo. Unica specie presente o dominante è *Cyprideis torosa* (JONES) (1), indicativa di acque salmastre. Degna di nota è la presenza di un' apprezzabile quantità di gusci interi, che testimoniano un trasporto scarso o assente; l'isoorientamento delle valve di *Cerastoderma glaucum* nello stesso livello indica pertanto correnti laminari leggere e superficiali che non hanno rimescolato i depositi del fondo.

Il livello *e* accanto ad *Ammonia* ed *Elphidium* presenta *Anomalina io*, segnalata a profondità di —55, —75 m (BANDY, 1956) e alcuni planctonici: *Orbulina universa*, gusci giovanili di *Globigerina quinqueloba* e *Globigerinoides conglobatus*; gli esemplari di *O. Universa* hanno dimensioni medio-grandi e gusci interi di spessore normale.

Mentre gli Ostracodi subiscono un netto calo, sono relativamente abbondanti i resti di Pesci; le comunicazioni, indicate dai livelli precedenti, tra la laguna costiera e il mare aperto sembrano diventare migliori e permettere l'arrivo di faune viventi anche in acque profonde.

Le sabbie conchigliari del livello *f* presentano un'associazione confrontabile con la precedente, mentre molto più diversificata è la fauna a Foraminiferi dei banchi a *Ostrea* contenuti nello stesso livello. La specie numericamente più rappresentativa è sempre *A. beccarii tepida*, ma più numerose sono le specie viventi in ambiente francamente marino: vi sono specie di acque relativamente basse, come *Asterigerinata mamilla*, *Buliminella elegantissima*, *Quinqueloculina laevigata*, che attualmente sono frequenti tra —30 e —50 m (PHLEGER, 1964); di habitat più profondo sono invece *Brizalina attica* e *B. catanensis*.

I planctonici sono rappresentati da forme di acque calde o temperato calde; il loro significato paleoclimatico simile sembra escludere un inquinamento del materiale e permette di considerare in posto *Globigerina rubescens*, forma pleistocenica di acque calde.

La fauna della parte sommitale, alterata, delle sabbie conchigliari (paleosuolo) è più povera di forme, in particolare di quelle costiere. Sono invece frequenti le specie profonde: *Brizalina catanensis*, *Bulimina costata*, *Uvigerina canariensis*, forme giovanili di *Gyroidina*.

Il livello *i* indica l'inizio di una fase di deposito in ambiente continentale, al di sopra di una superficie di erosione.

La serie *b-h* indica il passaggio da un ambiente oligoalino, lagunare o costiero, con abbondanti apporti di acque dolci, ad un ambiente francamente marino. La diluizione della microfauna, oltre che alle condizioni selettive dell'ambiente, sembra dovuta a un elevato tasso di sedimentazione. Nei livelli *f* e *g* la presenza di Foraminiferi, anche bentonici, con specie litorali accanto ad altre viventi a diverse profondità, fa pensare a un ambiente di mare aperto, con acque calde o temperato-calde, non troppo distante dalla costa, e con variazione di pendenza dei fondali abbastanza rapida. Il trasporto

1) Cortese determinazione del dott. Bossio A. dell'Università di Pisa.

dei gusci lungo la piattaforma sembra però di limitata entità; infatti i gusci, sottili e fragili, sono interi o hanno solo le ultime camere rotte. Il passaggio dall'ambiente salmastro a quello marino si è verificato in modo rapido.

In definitiva, la serie di depositi sovrastanti le ghiaie a Ostree indica la persistenza a S di ambiente marino (sabbie a *Strombus*) e la transizione verso N a lagune con episodi di chiusura (livelli *a-e*) e di parziale apertura, con apporto di acque marine anche profonde (sabbie conchigliari a *Cerastoderma* e Foraminiferi bentonici di mare relativamente profondo dei livelli *f-g*).

Dal punto di vista cronostratigrafico l'associazione dei Foraminiferi non è molto significativa: la quasi totalità delle specie bentoniche ha una lunga distribuzione che va dal Miocene o dal Pliocene inferiore fino al Recente; la presenza di *Bulimina aculeata basispinosa* fa però sicuramente escludere il Pliocene inferiore (SPROVIERI, 1968).

I Foraminiferi planctonici, ritenuti in posto, sia per l'assenza di tracce di rimaneggiamento, sia per il loro significato paleoclimatico concordante, permettono di riferire la serie a un intervallo caldo o temperato caldo del Pleistocene.

La presenza di *Strombus bubonius* nelle sabbie marine non lascia alcun dubbio sull'attribuzione al Tirreniano della sequenza dei depositi dei termini *3a* e *3b*, che comprende una fase trasgressiva con abrasione del substrato e deposito di sedimenti marini e una successiva fase di stasi o inizio di regressione con formazione di lagune costiere.

Le argille del livello *i* indicano un ambiente paludoso, solo sporadicamente e per breve tempo invaso dalle acque marine che vi hanno trasportato le spicole di Spugne. Questo livello paludoso rappresenta assai probabilmente la base della successiva serie continentale di ghiaie e sabbie rossastre, al di sopra del paleosuolo *b*. La fase di emersione testimoniata dal paleosuolo corrisponde a quella riconosciuta a Bovetto e Ravagnese.

Le sommità pianeggianti presenti nell'area orientale del capo rappresentano il residuo di un terrazzo esteso fra le quote di 110 m e di 85 m, lievemente inclinato verso S e limitato a W da una serie di colline che si elevano gradualmente fino alla quota di 195 m (fig. 2). Al di là, dalla Fiumara Tono verso Occidente, si estende un vasto terrazzo compreso tra le quote di 120 e 85 m, inclinato a N, anch'esso costituito nella parte sommitale dalle ghiaie e sabbie rossastre continentali che, almeno per quanto è dato finora di sapere, poggiano direttamente su superfici di abrasione del substrato pre-pleistocenico, la quale, per l'equivalenza delle quote, può essere attribuita alla medesima trasgressione tirreniana.

Tenuto conto delle tracce di Tirreniano segnalate a N di Messina, si può ricostruire la linea di costa come è indicato in fig. 2 e si individua in tal modo l'esistenza di un'area continentale posta a E della Fiumara Tono e a NW del Capo Peloro durante il Tirreniano. Le condizioni paleogeografiche così ricostruite presentano un'indubbia analogia con quelle attuali dell'area di Capo Peloro, con una fascia costiera che isolava lagune salmastre, ai margini di una terra emersa che aveva probabilmente una analoga conformazione di capo prominente verso una soglia alla quale giungevano le acque profonde risalenti

lungo i fondali del Mare Ionio e che potevano riversare sulla costa elementi di provenienza profonda (Pesci, organismi bentonici). Attualmente, lungo la costa da Messina al Capo Peloro, vengono occasionalmente spiaggiati organismi di acque profonde e anche di habitat abissale (GUGLIELMO, 1969; CAVALLARO & BERDAR, 1969, CAVALLARO & *alii*, 1970; BERDAR, 1970; BERDAR & *alii*, 1975).

La spianata morfologica dei 120-85 m non è tirreniana ma posteriore alla deposizione delle ghiaie e sabbie rossastre per la cui cronologia non si hanno al momento dati; non si può escludere che possa rappresentare la pianura costiera relativa a un successivo ciclo erosivo di cui si hanno tracce a Taormina (BONFIGLIO, 1983b) e sulla sponda calabrese dello stretto (DUMAS & *alii*, 1980; SAURET, 1980).

La brusca interruzione, con pareti verticali, della serie continentale al margine settentrionale del capo, non potendosi attribuire a erosione normale, perché mancano attualmente le condizioni per una simile erosione, suggerisce l'esistenza di una faglia parallela a tale versante, concordemente con l'andamento omogeneo e assai ripido di tutte le pendici settentrionali e il contrasto tra la morfologia articolata in ampie incisioni, in parte attualmente sepolte, del versante meridionale e le rade e brevi incisioni su quelle settentrionali.

Il dislivello tra il terrazzo dei 100 m e quello del Cimitero di Faro è da attribuire a una faglia con direzione circa N-S: la relativa scarpata è coperta da qualche metro di depositi colluviali, qui in particolare privi di ordine e di stratificazione degli elementi.

Infine, la netta separazione di caratteri morfologici ai due lati della valle del Torrente Papardo è da attribuire a una faglia con andamento NW-SE, che ha abbassato il blocco di NE e sulla quale ha deviato il corso dello stesso torrente. Il rigetto ha valori decrescenti a NW e la scarpata è riconoscibile solo nella porzione di SE; difficile da valutare il rigetto verticale per l'andamento ondulato della superficie della Formazione di Messina, al di sotto dei depositi colluviali; esso sembra aggirarsi sui 20 m.

Ciò porta a riferire la sommità dei depositi marini e salmastri del Tirreniano alla originaria quota di 105 m e le quote del terrazzo a quella di 130-105 m, in perfetta corrispondenza con i coevi depositi della Calabria.

La faglia del Torrente Papardo ha preservato dall'erosione i depositi marini del Tirreniano che verso Messina sono stati invece asportati. Il profilo di fig. 8, condotto all'altezza di Contrada Paradiso, mostra una superficie inclinata verso mare da 80 a 45 m, che può rappresentare la superficie di abrasione sulle ghiaie della Formazione di Messina corrispondente al ciclo tirreniano, riesumata dall'erosione, e sulla quale sono rimaste tracce solo nei Molluschi tirreniani incrostanti gli elementi (molari elefantini; BERDAR, 1974) della Formazione di Messina.

Le tre faglie individuate appartengono ai sistemi W-E, NW-SE e N-S riconosciuti nell'area dello stretto (JACOBACCI & *alii*, 1961; SELLI, 1978; ATZORI & *alii*, 1979) e che sono dagli AA. attribuiti alla più recente fase evolutiva del graben dello Stretto di Messina. L'età certamente post-tirreniana e preolocenica non è definibile con maggiore esattezza. Si può osservare che questa serie

di faglie ha definitivamente isolato il Capo Peloro nella sua attuale configurazione e che, dopo tale avvenimento, può aver avuto inizio la formazione della pianura costiera e degli stagni attuali secondo i meccanismi noti per queste strutture (ZENKOVICH, 1967).

Il bacino del Lago di Faro, imbutiforme e particolarmente profondo (28 m; BORZÌ & CASELLI, 1914; ABRUZZESE & GENOVESE, 1952) deve probabilmente la sua origine a una faglia parallela a quella che ha abbassato la spianata del Cimitero di Faro.

## CONCLUSIONI

Al Capo Peloro, al di sopra delle ghiaie e sabbie clinostratificate della Formazione di Messina tagliate da una superficie di abrasione intorno alla quota di 62 m, poggia una serie di depositi marini e salmastri. Il rinvenimento di un esemplare di *Strombus bubonius* alla quota di 85 m rappresenta la prima prova concreta dell'esistenza di depositi marini tirreniani nella Sicilia nord-orientale. La serie di depositi marini e salmastri di Mortelle (GIGNOUX, 1913) viene così a essere datata al ciclo tirreniano e rappresenta una facies eteropica della spiaggia a Strombi estesa più a S.

La faglia del Torrente Papardo, orientata per NW-SE, posteriore alla deposizione delle ghiaie e sabbie rosastre continentali, ha abbassato di circa 20 m la serie tirreniana, che risulta così avere avuto un'originaria altezza intorno a 105 m.

I livelli conglomeratici rinvenuti nella trivellazione di Punta Sottile rappresentano probabilmente l'equivalente dell'attuale conglomerato costiero (*beach rock*) e potrebbero segnare le fasi successive dell'abbassamento del blocco orientale del Capo Peloro; che non si tratti di un sollevamento differenziale, di minore entità rispetto al blocco occidentale, può essere provato dalla presenza della faglia costiera che indica una tendenza allo sprofondamento recente delle parti marginali e inoltre dalla peculiare morfologia di accumulo continentale del *termine* 5 mai presente ai margini dei terrazzi di quota 100 m dei Peloritani.

La quota così ricostruita è corrispondente a quella massima di affioramento dei depositi tirreniani di Ravagnese (105 m) e di Bovetto (130 m). Anche sulla sponda orientale dello Stretto di Messina sono citati depositi marini salmastri ad Archi di Reggio Calabria (ASCENZI & SEGRE, 1971a; 1971b) e depositi lacustri (BONFIGLIO, 1974), a quote corrispondenti.

Le condizioni paleogeografiche ricostruite indicano la esistenza, nel Tirreniano, di un'area emersa a E della Fiumara Tono e a NW dell'attuale Capo Peloro, intorno alla quale si estendeva una fascia costiera con lagune salmastre e una spiaggia, su cui periodicamente giungevano acque di provenienza profonda. Si riconosce in tal modo l'esistenza di una situazione analoga a quella attualmente esistente.

Il terrazzo degli 85-120 m non è tirreniano ma posteriore alla deposizione delle ghiaie e sabbie continentali.

La inclinazione a S dei residui di tale terrazzo è in parte dovuta al basculamento generato dalla faglia del Torrente Papardo, a rigetto crescente verso SE, in parte

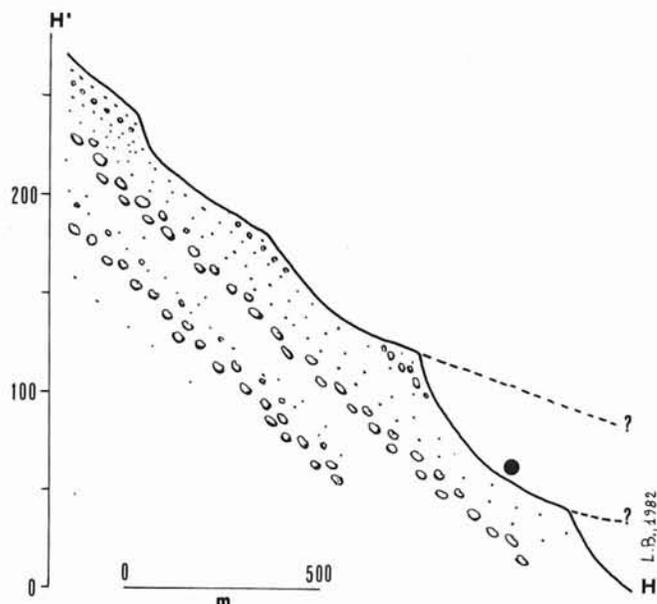


FIG. 8 - Profilo morfologico presso Contrada Paradiso secondo la traccia segnata in fig. 2. Cerchio pieno: ubicazione dei molarini elefantini con incrostazioni di Molluschi tirreniani. Il prolungamento del piano inclinato che si stacca dalla quota di 140 m indica la probabile estensione del terrazzo post-tirreniano; il profilo concavo il terrazzo di abrasione riesumato e in parte eroso da un probabile ciclo successivo (40 m).

alla originaria inclinazione verso il mare del Tirreniano, la cui linea di costa è da localizzarsi lungo l'attuale versante settentrionale del capo.

La faglia del Torrente Papardo, abbassandola, ha salvato dall'erosione la serie dei depositi marini tirreniani e delle ghiaie continentali sovrastanti che, più a S (Contrada Paradiso, colline a W di Messina) è stata distrutta. Il profilo di Contrada Paradiso (fig. 8) e altri preliminarmente ricostruiti presso Montalto e Cristo Re, mostrano un raccordo dolce fra la spianata di 45-60 m e il residuo di terrazzo di 120-130 m che si possono interpretare rispettivamente il primo come dovute alla riesumazione e alla ulteriore erosione della superficie di abrasione tirreniana, il secondo come il residuo di un più esteso terrazzo inclinato verso mare la cui estensione è ricostruibile fra le quote di 130 e di 85 m. Così le tracce di faune tirreniane citate dagli AA. possono rappresentare il residuo delle porzioni basali di probabili depositi tirreniani analoghi a quelli di Capo Peloro.

L'ultimo ciclo erosivo (spianate dei 45-60 m) potrebbe corrispondere a quello che ha formato il terrazzo di 30-60 m a Taormina (BONFIGLIO, 1983b) e i terrazzi di quota corrispondente sulla sponda calabrese dello Stretto (DUMAS & alii, 1980; SAURET, 1980).

Successiva alla faglia costiera settentrionale e a quella che ha abbassato la spianata del cimitero, e alla conseguente formazione del capo come appare oggi, è la deposizione di dune costiere, il cui sviluppo successivo ha isolato le due lagune di Faro e di Ganzirri. Il Lago di Faro ha avuto origine probabilmente da una faglia N-S nella serie pleistocenica, su cui successivamente si sono depositate le sabbie eoliche di duna.

## POSCRIPTUM

Il dosaggio degli amminoacidi in valve di *Glycymeris* delle sabbie a *Strombus bubonius* LMK. di Capo Peloro, eseguito da HEARTY P. J. (Università del Colorado) nel corso della stampa del presente lavoro, ha dato gli stessi valori di quello di valve dello stesso genere dei classici depositi di Bovetto, di Ravagnese e del Mar Piccolo (Taranto). La relativa nota è in corso (HEARTY P. J., BONFIGLIO L., SZABO B. & VIOLANTI D. - *New evidence supporting an isotope stage age for the «Milazzian», Capo Peloro, and Reggio Calabrian marine beds of Bovetto and Ravagnese, Southern Italy.*)

## RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia il prof. I. DI GERONIMO per alcune determinazioni di Molluschi.

## BIBLIOGRAFIA

- ABRUZZESE D. & GENOVESE S. (1952) - Osservazioni geomorfologiche sui laghi di Ganzirri e di Faro. Boll. Pesca, Piscic. Idrob., n.s. 28° 7 (1), Gennaio-Giugno 1952, 3-15.
- ASCENZI A. & SEGRE A. G. (1971 a) - A new Neanderthal child mandible from an upper Pleistocene site Southern Italy. Nature, 233, Sept. 24, 280-283, 4 ff., 2 tavv.
- ASCENZI A. & SEGRE A. G. (1971 b) - Il giacimento con mandibola neandertaliana di Archi (Reggio Calabria). Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., ser. 8, 50, 763-771, 5 ff., 2 tavv.
- ATZORI P., GHISETTI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1979) - Struttura ed evoluzione geodinamica recente dell'area peloritana (Sicilia Nord-orientale). Boll. Soc. Geol. It., 97 (1978), 31-56, 5 ff., 3 tavv.
- BERDAR A. (1970) - *Bathophilus nigerimus* GIGL. raccolto sulla spiaggia di Ganzirri (Messina). Atti Soc. Pelor. Sc. Fis. Mat. Nat., 16. (1-2) 75-86, 7 ff., 1 tab.
- BERDAR A. (1974) - Molari di Elefanti con incrostazioni marine tirreniane nel Pleistocene di Messina. Studi Paletn., Paleoantr. Paleont. Geol. Quaternario, 2, 279-284, 4 ff.
- BERDAR A., GUGLIELMO L. & GIACOBBE S. (1975) - Malaco fauna bentonica e pelagica spiaggiata nello Stretto di Messina. Boll. Pesca, Piscic. Idrobiol., 30, (2), 323-337.
- BERDAR A. & GUGLIELMO L. (1979) - Reperti di *Cancer pagurus* L. nel Pleistocene superiore di Poggio Paradiso (Messina). Mem. Biol. Mar. Ocean., 9, (6), 175-184, 5 ff.
- BIDDITTO I., BONFIGLIO L. & RICCOBONO F. (1979) - Eneolitico di facies di Piano Conte a Ganzirri (Capo Peloro, Messina). Sicilia Archeologica, anno 12, 40, 87-90, 3 ff.
- BONFIGLIO L. (1964) - Su alcuni molari di Elefanti fossili presso Villaggio Paradiso a N di Messina. Atti Acc. Pelor. Sc. Mat. Fis. e Nat., 10 (2), 157-164, 1 f., 2 tavv.
- BONFIGLIO L. (1970) - Facies biodetritica tardopliocenica nei Peloritani a 1250 metri d'altitudine. Boll. Soc. Geol. It., 89, 499-506, 4 ff.
- BONFIGLIO L. (1972) - Il Tirreniano di Bovetto e Ravagnese presso Reggio Calabria. Quaternaria, 16, 137-148, 4 ff.
- BONFIGLIO L. (1974) - Stratigrafia del Neogene e del Quaternario nella sezione Reggio Calabria-Terreti. Studi Paletn., Paleoantr., Paleont. e Geol. Quaternario, 2, 87-108, 8 ff., 2 tavv.
- BONFIGLIO L. (1983 a) - *Cancer pagurus* L., ospite nordico nel Pleistocene inferiore dell'area dello Stretto di Messina. (Decapoda Brachiura). Il Naturalista Siciliano, 6 (1982), 111-125, 4 ff.
- BONFIGLIO L. (1983 b) - Terrazzi marini e depositi continentali quaternari di Taormina (Sicilia). Quaternaria, 23, (1981), 81-98, 4 ff.
- BONFIGLIO L. & BERDAR A. (1969) - Elefanti pleistocenici del litorale dello Stretto di Messina; revisione e nuove osservazioni. Quaternaria, 11, 255-261, 1 ff.
- BONFIGLIO L. & BERDAR A. (1979) - Gli elefanti delle ghiaie pleistoceniche di Messina. Quaternaria, 21, 139-177, 11 ff.
- BORZÌ L. & CASELLI L. (1914) - Note e proposte pel miglioramento igienico ed agricolo (industriale) dei laghi del Faro. Municipio Messina, Ufficio Tecnico, Tip. De Francesco, Messina.
- CAVALLARO G. & BERDAR A. (1969) - Ritrovamenti di *Ancistroteuthis lichtensteini* (d'ORBIGNY) nello Stretto di Messina e zone adiacenti. Boll. Pesca Piscic. Idrobiol., 24, 237-243.
- CAVALLARO G., GUGLIELMO L. & BERDAR A. (1970) - Su un esemplare di *Microichthys coccoi* (RÜPPEL) spiaggiato a Capo Peloro (Messina). Boll. Pesca Piscic. Idrobiol., 52.
- DI GERONIMO I., GHISETTI F., LENTINI F. & VEZZANI L. (1979) - Lineamenti neotettonici della Sicilia orientale. Mem. Soc. Geol. It., 69° Congr. Soc. Geol. It., Perugia 2-4 Ottobre 1978, 19 (1978), 543-549, 2 ff.
- DUMAS B., GUEREMY P., LHENAFF R. & RAFFY J. (1980) - Terrasses quaternaires soulévées sur le façade calabraise du Déroit de Messine (Italie). Compt. Rend. Acad. Sc., ser. D, 290, 24 Marzo 1980, p. 739.
- FABRI A., GHISETTI F. & VEZZANI L. (1980) - The Peloritani-Calabria range and the Gioia Basin in the Calabrian Arc (Southern Italy): relationships between land and marine data. Geol. Rom., 19, 131-150, 15 ff.
- GHISETTI F. (1979) - Relazioni tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina-Fiumefreddo, Tindari-Letojanni e Alia-Malvagna (Sicilia nord-orientale): uno studio microtettonico. Geol. Rom., 18, 23-58, 26 f., 1 tab.
- GIGNOUX M. (1913) - Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. Ann. Univ. Lyon, n.s., 36, VII-XXIV 693 pp., 40 ff., 20 tavv.
- GUGLIELMO L. (1969) - Spiaggiamenti di Eufasiacei lungo la costa messinese dello stretto dal Dicembre 1968 al Dicembre 1969. Boll. Pesca Piscic. Idrob., 24, 71-77.
- HUGONIE G. (1974) - Le relief de la region de Messine (Sicile). Méditerranée, 1, 43-61.
- HUGONIE G. (1982) - Mouvements tectoniques et variations de la morphogénèse au Quaternaire en Sicile septentrionale. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., 23, 3-14, 4 ff.
- JACOBACCI A., MALATESTA A. & MOTTA S. (1961) - Piano di studi sullo stretto di Messina per il collegamento della Sicilia con la Calabria: Ricerche geologiche. IRES Palermo, 66 pp. 32 ff., 1 carta geol., 1 t.
- PATA O. (1946) - Contributo allo studio della Stratigrafia del Pliocene sullo stretto di Messina. Atti R. Acc. Pel., Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., 47, 1944-45, 9 pp.
- PATA O. (1947) - Su di un nuovo giacimento a *Strombus bubonius* LMK. presso Vibo Valentia. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 54, 10 pp.
- PATA O., BALDANZA B. & IMBESI M. (1949) - Le formazioni terziarie e quaternarie nei dintorni di Messina. Notizie Geologia Calabrese Messinese, 1, (2), 15-37, 11 ff., 1 tav.
- PUGLISI G. & ROTTURA A. (1973) - Le leucogranodioriti muscovitiche della zona di Capo Rasocolmo (Messina). Per. Min., 42 207-256, 36 ff.
- SAURET B. (1980) - Contribution a l'étude néotectonique du Déroit de Messine (Italie) (secteur Sud de Reggio di Calabria). Thèse pré. Univ. Paris VII, 257 pp., 6 tavv., 96 ff.
- SEGUENZA G. (1873-1877) - Studi stratigrafici sulla formazione Pliocenica dell'Italia Meridionale. Boll. R. Com. Geol. It., 4, 84-103, 1 tav.
- SELLI R. (1978) - Geologia e sismotettonica dello Stretto di Messina. Conv. 4-6 Luglio 1978 su: l'attraversamento dello Stretto di Messina e la sua fattibilità. Acc. Naz. Lincei, 111-148, 15 ff., 2 tabb.
- SELLI B., COLANTONI P., FABRI A., ROSSI S., BORSETTI A. M. & GALLIGNANI P. (1978-79) - Marine geological investigation on the

Messina Strait and its approaches. *Giorn. Geol.*, ser. 2, 42 (2), 1-70, 9 ff., 22 tt.

SGES - SOCIETÀ GENERALE ELETTRICA DELLA SICILIA (1958) - *L'attraversamento elettrico dello Stretto di Messina*. Libreria Dedalo ed., Roma, 201 pp., 247 ff., 163-164.

ZENKOVICH V. P. (1967) - *Processes of coastal development*. Oliver & Boyd, London, 738 pp., 328 ff.

#### BIBLIOGRAFIA MICROPALÉONTOLOGICA

BANDY O. L. (1956) - *Ecology of Foraminifera in Northeastern Gulf of Mexico*. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 274-G, pp. III, 179-204, tt. 29-31, 3 tabb., ff. 26-28.

BOLTOVSKOY E. & LENA H. (1966) - *Foraminiferos recientes de la zona litoral de Pernambuco (Brasil)*. *Rev. Mus. Arg. Cien. Nat., Hidrobiol.*, 1 (8), 269-367, 10 tt., 6 ff.

BRADSHAW J. S. (1957) - *Laboratory studies on the rate of growth of the Foraminifer «*Streblus beccarii*» (LINNÉ) var. *tepida* (CUSHMAN)*. *Journ. Pal.*, 31, 1138-1147, 5 ff.

BREMER M. L., BRISKIN M. & BERGGREN W. A. (1980) - *Quantitative paleobathymetry and Paleoecology of the late Pliocene-early Pleistocene Foraminifera of Le Castella (Calabria, Italy)*. *Journ. Foram. Res.*, 10, 1-30, 3 pl., 6 ff.

CITA M. B. & PREMOLI SILVA I. (1966-67) - *Sui Foraminiferi incontrati in un pozzo perforato nella Laguna di Venezia*. *Mem. Biogeografia Adriatica*, 7, 29-51, 9 ff., 2 tavv.

CITA M. B. & ZOCCHI M. (1978) - *Distributions patterns of benthic Foraminifera on the floor of the Mediterranean Sea*. *Oceanologica Acta*, 1, 445-462, 10 ff., 3 tavv.

GIGNOUX M. (1926) - *Les rivages et les faunes des mers pliocènes et quaternaires dans le Méditerranée occidentale*. *Compt. Rend. 13me Congr. Géol. Intern.*, 1922, 1447-1491.

KRUIT C. (1955) - *Sediments of the Rhone delta. I° Grain size and microfauna*. *Verh. Ned. Geol.-mijnb., Geol. Serv.*, 15, 359-514, 37 ff., t. VI.

LE CALVEZ J. & LE CALVEZ Y. (1951) - *Contribution à l'étude des Foraminifères des eaux saumâtres. Étangs de Canes et de Salses*. *Vie et Milieu*, 2, 237-254, 5 ff.

MONCHARMONT ZEI M. (1960) - *Contributo alla conoscenza del Pleistocene della Sicilia*. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 69, 141-186, t. XIV.

PARKER F. L. (1958) - *Eastern Mediterranean Foraminifera*. *Rep. Swedish Deep-Sea Exp.*, 8, 219-283, 6 tt., 20 tabb.

PARKER F. L., PHLEGER F. B. & PEIRSON J. F. (1953) - *Ecology of Foraminifera from S. Antonio Bay and environs, southwest Texas*. *Cush. Found. Foram. Res., Spec. Publ.*, 2, 72 pp 7 tt., 49 ff.

PHLEGER F. B. (1964) - *Patterns of living benthonic Foraminifera, Gulf of California*. *Mar. Geol. Gulf Calif. - A Symposium, Mem.* 3, 377-394, 7 ff., 1 t.

ROBBA E. (1969) - *Il Plio-Pleistocene della zona di Taranto*. *Riv. It. Pal.*, 75, 605-672, 4 ff., tt. 38-45.

SEGUENZA G. (1862) - *Prime ricerche intorno ai Rizopodi fossili delle argille pleistoceniche dei dintorni di Catania*. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat.*, 18, 87-125, 2 tt.

SPROVIERI R. (1968) - *La serie plio-pleistocenica di Agrigento*. *Giorn. Geol. ser. 2*, 35, 295-301, 3 ff.

SPROVIERI R. (1979) - *I Foraminiferi benthonici del Pliocene inferiore lungo la costa nord-occidentale della Sicilia*. *Il Nat. Sicil.*, ser. 4,3, 61-78, 1 f., 1 tab.