

**L'EVOLUZIONE NEOTETTONICA DEI PELORITANI SETTENTRIONALI (SICILIA NORD-ORIENTALE):  
IL CONTRIBUTO DI UNA ANALISI GEOMORFOLOGICA PRELIMINARE(\*\*\*)**

## INDICE

RIASSUNTO	pag. 113
ABSTRACT	" 113
INTRODUZIONE	" 114
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	" 115
TERRAZZI MARINI E FLUVIALI	" 116
<i>Terrazzi marini del I ordine</i>	" 116
<i>Terrazzi marini del II ordine</i>	" 116
<i>Terrazzi marini del III ordine</i>	" 118
<i>Paleosuperficie fluviale delle Masse</i>	" 118
<i>Terrazzi marini del IV ordine e terrazzi fluviali recenti</i>	" 118
<i>Piana costiera e falesia attuale</i>	" 119
ELEMENTI MORFOLOGICI	" 119
DATAZIONE E SIGNIFICATO DEI TERRAZZI MARINI E FLUVIALI	" 120
CONCLUSIONI	" 121
BIBLIOGRAFIA	" 123

## RIASSUNTO

Nel quadro di studi volti a ricostruire l'evoluzione neotettonica del margine peritirrenico in Sicilia orientale sono stati analizzati i principali lineamenti morfologico-strutturali e le forme terrazzate di un tratto della costa tirrenica dei Monti Peloritani. L'area prescelta corrisponde alla terminazione settentrionale di un *horst* allungato in direzione NNE-SSW, formatosi in età plio-pleistocenica, rappresentato dalla dorsale che attualmente separa la sponda siciliana dello Stretto di Messina dal versante tirrenico dei Peloritani settentrionali. In questo settore sono stati riconosciuti quattro ordini di spianate di erosione disposte da quota 450 metri fino a 70 metri s.l.m.. L'ordine più alto è rappresentato da lembi accordanti di una originaria superficie di abrasione marina impostata sui terreni del basamento cristallino ercinico e profondamente rimodellata da un paesaggio fluviale.

Le superfici a quote minori costituiscono tre distinti ordini di terrazzi di abrasione marina che scandiscono le ultime fasi del sollevamento della zona. I quattro ordini sono stati riferiti rispettivamente agli stadi caldi 11, 9, 7 e 5. La loro attuale dislocazione a quote diverse, rapportata all'età, suggerisce un tasso di sollevamento di circa 1 mm/anno uniforme per tutta l'area e costante nel tempo. A questa evidenza si associano testimonianze di una intensa attività tettonica, i cui principali stadi sono stati segnati dalla formazione di paleopaesaggi fluviali, controllati dalle strutture, che risultano incastrati nei terrazzi marini dell'ordine immediatamente precedente e sospesi sui terrazzi di ordine successivo. L'analisi dei numerosi lineamenti morfostrutturali presenti nell'area hanno consentito di individuare le strutture riattivatesi in età recente e di ricostruire le modalità del sollevamento che hanno interessato l'area. Gran parte dei morfolineamenti riconosciuti sono il risultato della riesumazione di antiche li-

(\*)Istituto di Geologia e Geofisica - Università di Catania.

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

(\*\*\*)Lavoro eseguito con fondi CNR 94.00182.05 e MURST 40% 1994 (Resp. prof. F. LENTINI).

nee di faglie a seguito del forte approfondimento subito dal reticolo di drenaggio durante l'*uplift* finale. Questi stessi lineamenti mostrano, a tratti, effetti di una riattivazione recente che si è distribuita lungo segmenti più o meno estesi delle faglie pre-esistenti. L'attività tettonica si è distribuita in tempi successivi su fasce ristrette sempre più spostate verso mare. Queste, nei diversi momenti, hanno controllato la posizione della linea di costa, delimitando verso mare le piattaforme di abrasione marina attive da quelle già sospese al di sopra del livello di base. I diversi ordini di terrazzi sono essenzialmente di origine tettonica e deriverebbero dallo smembramento di una originaria piattaforma, estesa a tutte le aree di alto strutturale del Pleistocene inferiore, soggetta a ripetute rielaborazioni marine e continentali, in risposta alle oscillazioni eustatiche, i cui tratti più a monte sono stati via via terrazzati ad opera dell'attività delle faglie.

## ABSTRACT

The Mts. Peloritani (NE Sicily) represent the southern termination of the Calabrian Arc, the orogenic segment connecting the Southern Apennines and the Maghrebien orogen of Sicily. The modern structural setting of the Mts. Peloritani originated from the Tyrrhenian Sea opening coupled with the SE-ward migration of the Calabrian Arc. The result was the activation of the "South Tyrrhenian Fault System", which consists of NW-SE trending dextral strike-slip faults associated with N-S, NE-SW and NNE-SSW conjugated fault systems. Along the northern coast, the "South Tyrrhenian Fault System" gave rise to triangular shaped depressions, filled with Upper Miocene and Plio-Pleistocene deposits, separated by horsts, oriented roughly N-S, where the Hercinian crystalline basement is exposed. The analysis of the geomorphological and the morpho-structural data has been carried out in the NE sector of the Mts. Peloritani, north of Messina, to determine the recent structural evolution of the northern coast of Sicily, connected with the development of the "South Tyrrhenian Fault System". The study area consists of a NNE-SSW oriented horst acting as the main regional divide between rivers flowing to the Tyrrhenian and the Ionian seas, in north-eastern Sicily. The present-day horst originated during Late Pliocene-Early Pleistocene and developed from a pre-existing structure characterized by crystalline units on highs and Pliocene deposits, infilling structural depressions. Since Early Pleistocene the whole area formed a platform subjected to repeated ingression/regression, which resulted in a low-relief landscape near the base-level. On different horizons of the eroded substratum wide marine terraces have been modelled during the highstands. Today four distinct orders can be detected, lying from 450 to 70 m asl. Each of them represents the product of marine abrasion during the inter-glacial stages of the Middle- Late Pleistocene (from stage 11 to stage 5). The rate of uplift, inferred by the present elevation of different orders, is about of 1 mm/y. It resulted uniform over the whole area and constant through time. In each period, in fact, the rate of uplift was exclusively due to the slip rate of the faults which have controlled, in different times, the coastline. The various terraces, today displaced at different elevation, are mostly of tectonic origin, as they are bounded on both sides by fault-lines scarps. They split the original eustatically controlled platform, as parts of it have been up-

lifted upon the sea level and separate from the submerged areas by narrow fault belts controlling, at different times, the spatial position of the coastline. As the active fault belt progressively shifted seaward further sectors of the platform have been displaced upon the sea level and isolated from the adjacent submerged areas. So, step by step, four groups of terraces have been generated, arranged in parallel belts, which can be observed today. Different elevation between adjacent orders of terraces correspond to the amount of displacement recorded at the end of the tectonic activity along the same fault belt. The distribution of the terraces indicates the migration through time of the active belt. These mechanisms of uplift of marine terraces may represent a constraint on the recent tectonic evolution of the peri-Tyrrhenian margin, which must further tested in the adjacent areas along the northern coast of Sicily.

PAROLE CHIAVE: Neotettonica, Geomorfologia, Margine tirrenico.

KEY WORDS: Neotectonic, Geomorphology, Tyrrhenian margin.

## INTRODUZIONE

L'assetto attuale del settore settentrionale dei Monti Peloritani (Sicilia nord-orientale) (Fig. 1) è il prodotto della combinazione, a partire dal Serravalliano, tra i processi legati alla migrazione dell'Arco Calabro-Peloritano e la concomitante apertura del Bacino Tirrenico a spese dei domini interni dell'Orogene Appenninico-Maghrebide (SCANDONE, 1979; MALINVERNO & RYAN, 1986; PATACCA & SCANDONE, 1989;

LENTINI *et alii*, 1995). Questi processi sono intervenuti successivamente alle fasi di accavallamento delle unità peloritane, appartenenti al dominio di derivazione "europea" kabilo-calabride (LENTINI *et alii*, 1994; 1995; FINETTI *et alii*, 1996), sui domini appenninico-maghrebidi, di pertinenza tetidea. Gli eventi legati all'apertura tirrenica si sono tradotti in tutto il margine siciliano del bacino nell'attivazione del "Sistema Sud-Tirrenico", una fascia trasforme che ha accomodato verso sud l'intero sistema distensivo tirrenico, che non si è trasmesso nelle aree orogeniche più meridionali dell'isola, guidando al contempo la migrazione delle unità dell'arco verso SE (FINETTI *et alii*, 1996; LENTINI *et alii*, 1994; 1996a, b).

Nei Peloritani settentrionali, il "Sistema Sud-Tirrenico" consiste in una associazione di faglie con direttrici principali destre orientate NW-SE e sistemi coniugati, prevalentemente normali, a direzione NE-SW e N-S, sviluppatasi in un generale regime trassensivo. Esse hanno individuato, lungo la fascia peritirrenica siciliana, una serie di *horst* in cui sono esposte le unità cristalline kabilo-calabridi, alternati a *graben* ad andamento meridiano e di forma grossolanamente triangolare, nei quali si sono accumulate potenti successioni medio-supramioceniche e plio-quadernarie (*Carta geologica del Golfo di Patti*, 1993; GARGANO, 1994). Le stesse strutture sembrano controllare l'attuale andamento della costa tirrenica siciliana, la quale segue a tratti l'una e a tratti l'altra di queste direttrici strutturali.

L'evidenza di ripetute riattivazioni in tempo delle strutture peritirreniche, già segnalate sia per l'intervallo medio-supramiocenico (LENTINI *et alii*, 1995) che per l'intervallo pliocenico-infrapleistocenico (DI STEFANO

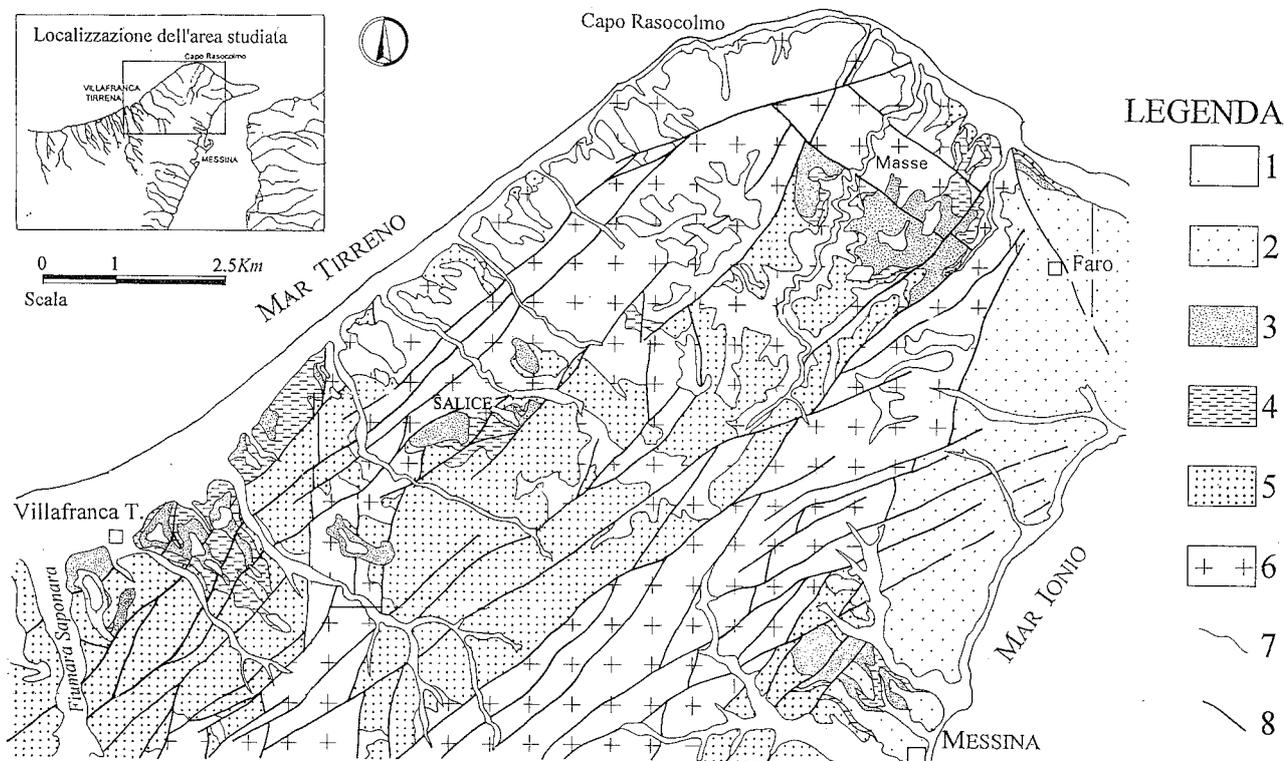


Fig. 1 - Schema geologico dei Peloritani settentrionali (da DI STEFANO & LENTINI, 1996, modificato).

Legenda: 1) Alluvioni attuali e recenti, spiagge, terrazzi marini e fluviali; 2) "Ghiaie e sabbie di Messina" (Pleistocene medio); 3) Depositi sabbioso-calcarenitico-argillosi (Pliocene inf.-Pleistocene inf.); 4) *Trubi* (Pliocene inf.); 5) serie evaporitica (Messiniano) ed alternanza arenaceo-conglomeratica (Serravalliano - Messiniano inf.); 6) basamento metamorfico ercinico.

& LENTINI, 1996), ha suggerito di intraprendere uno studio dei lineamenti morfologici e morfostrutturali lungo la costa settentrionale della Sicilia. Lo scopo è di definire le fasi più recenti dell'evoluzione del margine tirrenico siciliano, nel tentativo di completare il quadro tettono-cinematico dell'apertura del bacino in gran parte già sufficientemente definito (FINETTI *et alii*, 1996; LENTINI *et alii*, 1994; 1995).

Una prima raccolta di dati preliminari è stata operata su un'area campione posta immediatamente a nord di Messina (Fig. 1), dove sono stati cartografati i principali elementi morfologici e morfostrutturali (terrazzi marini e fluviali, paleofalesie, scarpate di faglia e di linea di faglia). Questa analisi è stata condotta parallelamente ad uno studio stratigrafico delle successioni plio-pleistoceniche affioranti nella stessa area (DI STEFANO & LENTINI, 1996), che costituisce un valido supporto per la datazione degli elementi morfologico-strutturali studiati, cui si rimanda per eventuali notizie più dettagliate sul substrato sul quale essi sono modellati.

### INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il settore dei Monti Peloritani analizzato è posto immediatamente a nord di Messina nei dintorni di Castanea delle Furie e delle Masse ed è limitato verso mare dalla costa di Capo Rasocolmo (Fig. 1). L'area comprende la terminazione settentrionale della dorsale peloritana che suddivide i bacini drenanti verso il Mar Tirreno da quelli drenanti verso la sponda messinese dello Stretto di Messina. Questo alto morfologico coincide con un alto strutturale (Alto di Castanea) (Fig. 2) di età suprapliocenica-infrapleistocenica allungato in

direzione NNE-SSW (DI STEFANO & LENTINI, 1996). Esso è delimitato da un lato dalle faglie di collasso peritirreniche e dall'altro dai sistemi bordieri dello Stretto di Messina. Le strutture al contorno dell'alto appartengono prevalentemente al sistema di faglie normali orientato NNE-SSW, originatosi a partire dal Pliocene superiore, ed in parte consistono in tratti riattivati di faglie preesistenti (Sistemi orientati N-S e NW-SE) (DEL BEN *et alii*, 1996; LENTINI *et alii*, 1996a).

L'area dell'Alto di Castanea è stata soggetta a forti tassi di erosione durante il Pliocene superiore che hanno liberato per vasti tratti le unità cristalline kabilocalabridi dalla loro originaria copertura terrigena miopliocenica. Questa all'interno dell'alto si è conservata solo in un'area depressa centrale che coincide sostanzialmente con il *Graben* delle Masse (Fig. 2), una struttura allungata in direzione NE-SW, che deriva dalla modificazione in età suprapliocenica di una depressione già esistente nel Pliocene inferiore (GARGANO, 1994; DI STEFANO & LENTINI, 1996). L'attuale depressione strutturale è parzialmente chiusa verso NE da una dorsale allungata in direzione NW-SE, costituita da rocce cristalline, corrispondente all'*Horst* di Mantriglia (Fig. 2).

Le aree denudate dell'Alto di Castanea sono state successivamente ricoperte dai depositi del ciclo plio-pleistocenico affiorante lungo i bordi della struttura ribassati verso il Tirreno (zona di Salice e Gesso) (DI STEFANO & LENTINI, 1996).

Ai lati della dorsale peloritana, a NW e a SE dell'Alto di Castanea (*Graben* di Villafranca e *Graben* di Messina), al tetto delle successioni mioceniche e plio-pleistoceniche, affiora una sequenza argilloso-calcareonica contenente associazioni di nannoflore di età mediopleistocenica (DI STEFANO & LENTINI, 1995) su cui

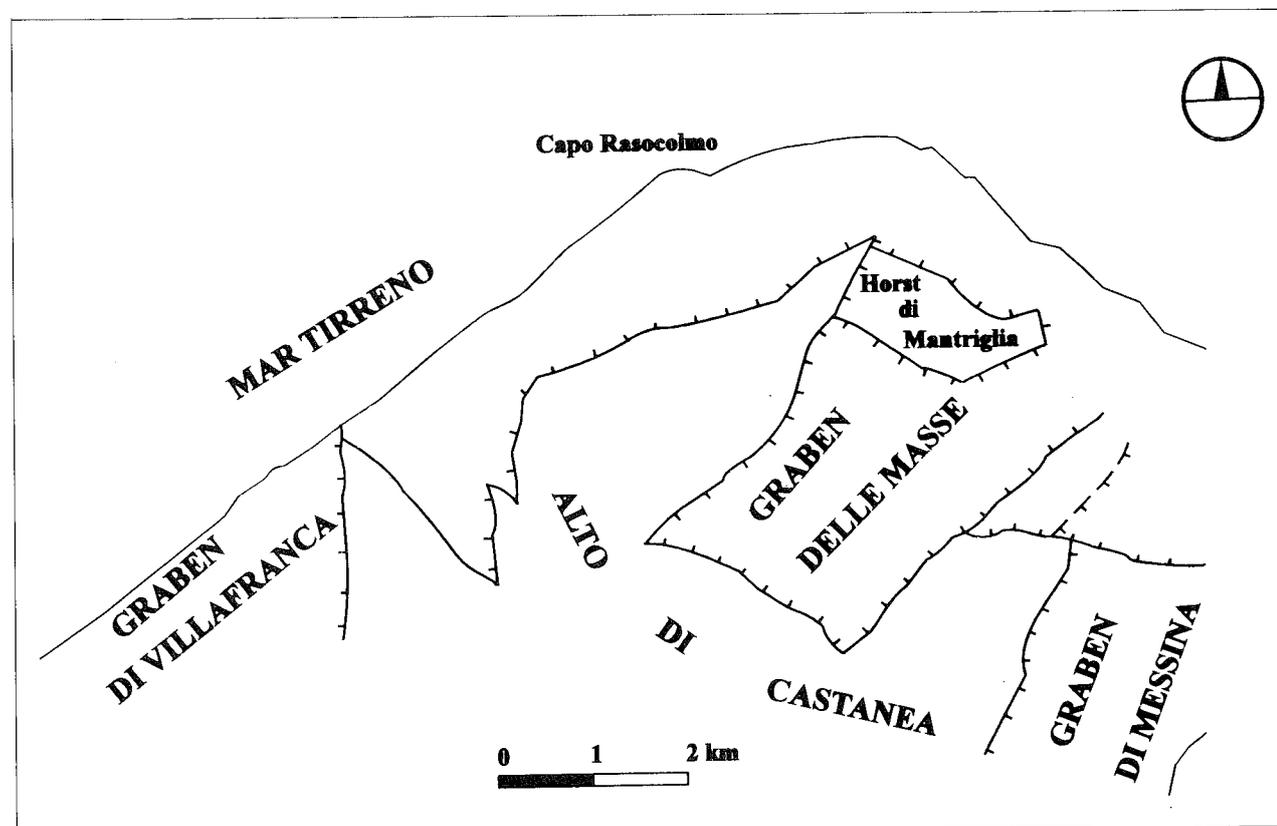


Fig. 2 - Principali lineamenti strutturali dell'area esaminata.

poggia una potente successione di conglomerati fluvio-deltizi, le "Ghiaie e sabbie di Messina". Questa formazione clastica è caratterizzata da un intervallo inferiore in facies marina, attribuita da vari Autori al Pleistocene inferiore ("ciclo siciliano" *Auct.*), ma sicuramente più recente in quanto poggiante al tetto di orizzonti mediopleistocenici, ed una porzione sommitale di ambiente continentale (BONFIGLIO, 1983). Quest'ultima sutura parte delle faglie del bordo orientale dell'Alto di Castanea. Le ghiaie di ambiente continentale contengono mammalofaune attribuibili al Pleistocene medio recente. Le associazioni riscontrate, infatti, sarebbero riferibili ad un intervallo cronologico di  $200 \pm 40$  ka secondo BADA *et alii* (1991) e comunque risulterebbero più recenti di 365 ka secondo i dati riproposti in BONFIGLIO (1991).

Verso settentrione, l'Alto di Castanea si affaccia direttamente sul Tirreno, in corrispondenza di Capo Rasocolmo, con una costa alta caratterizzata da una ripida falesia marcata al piede da una spiaggia sottile e discontinua. Alla scala dell'intera area il tracciato planimetrico della costa si presenta regolarmente arcuato, ma nel dettaglio esso appare articolato in tratti rettilinei a controllo strutturale che risultano orientati secondo le direttrici tettoniche riconosciute a terra.

Nel complesso, ancora oggi l'area mostra i caratteri di una zona in sollevamento come testimoniato da "valli a v" profondamente incise e dai profili longitudinali acclivi, terrazzi fluviali e marini sollevati sino a diverse centinaia di metri di quota (ATZORI *et alii*, 1978; HUGONIE, 1979).

## TERRAZZI MARINI E FLUVIALI

Nell'area investigata (Fig. 3) sono stati riconosciuti, tra 450 e 70 metri di quota, numerose morfologie relitte attestanti antiche posizioni del livello di base dell'erosione. Si tratta sia di lembi di terrazzi marini che, in misura minore, di terrazzi e paleomorfologie fluviali sospese. L'origine degli spianamenti è stata accertata sia sulla scorta dell'analisi dei depositi ad essi associati, sia prendendo in esame i caratteri geometrici e la distribuzione geografica delle forme. I terrazzi marini sono rappresentati da piattaforme di abrasione tagliate su vari termini del substrato (inclusi i terreni cristallini) e recano sottili e discontinue coperture di depositi di spiaggia. Questi sono di tessitura ghiaiosa e sabbiosa, sterili o con solo frammenti di fossili, e risultano spesso sepolti da formazioni detritiche continentali alimentate dai retrostanti rilievi (depositi di falda e di conoide).

Pur apparendo interessati da faglie che ne hanno variato localmente la quota, i vari lembi di terrazzi marini sono risultati raggruppabili in quattro distinti ordini (di cui l'ultimo è localmente suddivisibile in tre sottordini) attribuibili ad altrettante fasi di modellamento. Le paleoforme di origine fluviale sono risultate ascrivibili a due fasi di modellamento da collocare rispettivamente tra la terza e la quarta fase di terrazzamento marino e posteriormente alla genesi dei terrazzi marini di quarto ordine.

### *Terrazzi marini di I ordine*

Su vasti tratti dell'area analizzata le tracce di spianamento riferibili ad una prima fase di terrazzamento marino appaiono in posizione sommitale sui rilievi. Verso SW, invece, si nota che gli apici di queste anti-

che morfologie subpianeggianti si incastrano entro un paesaggio più elevato, che costituisce il paesaggio sommitale nell'area, caratterizzato da una maggiore energia del rilievo e da un susseguirsi di valli fluviali separate da creste assottigliate. Queste dissecano trasversalmente una dorsale allungata secondo il *trend* strutturale dominante (determinato dalle faglie normali orientate NNE-SSW), la cui linea di cresta degrada progressivamente verso NNE, da una quota massima di 608 metri fino ad una quota di circa 515 metri.

Le paleofalesie che stanno alle radici dei terrazzi di primo ordine appaiono a tratti impostate lungo scarpate di faglia con direzione WNW-ESE responsabili della dislocazione del paesaggio sommitale.

Le superfici del primo ordine si ritrovano a quote che vanno da 450 a 380 metri s.l.m. e mostrano una generale immersione di pochi gradi verso NE, ossia verso mare. I lembi più estesi si collocano all'esterno della depressione centrale del *Graben* delle Masse e sono modellati sui terreni cristallini: da Piano Ravelli - Poggio Scudeddu fino a Monte Pace - Castanea delle Furie, sulla spalla occidentale del *graben*, e da Campo Inglese a Campo Italia, su quella orientale (Fig. 3). Questi lembi si svolgono tra 450 e 390 metri di quota circa, con una ampiezza massima da monte verso mare di circa 2.5 Km. All'interno del *graben*, invece, si hanno lembi raccordabili posti tra 410 e 380 metri s.l.m.. Le faglie che hanno prodotto questo ribassamento relativo hanno chiara espressione morfologica e rigetti verticali valutabili intorno ai 40 metri (Fig. 3).

Alcuni dei terrazzi di primo ordine appaiono dissecati da valli secche o molto sottoalimentate che hanno debole gradiente e sul cui fondo piatto si rinvengono placche relitte di antichi depositi alluvionali. Queste valli poco incise hanno per lo più tracciati di tipo conseguente ed appaiono sospese lungo le scarpate d'erosione che bordano i lembi terrazzati. Esse rappresentano relitti di un paleoreticolo che è stato attivo subito dopo l'emersione del terrazzo per essere poi via via abbandonato in seguito al più rapido approfondimento regressivo con cui le valli di maggior ordine gerarchico hanno risposto al progressivo sollevarsi della regione.

### *Terrazzi marini di II ordine*

Mediamente 40 metri circa più in basso delle superfici di abrasione marina di primo ordine, si sono rinvenute numerose tracce di una successiva fase di terrazzamento marino. La relativa paleofalesia ha un tracciato piuttosto sinuoso con una marcata rientranza in corrispondenza del *Graben* delle Masse, dove l'affiorare di litologie più tenere (coperture mio-plioceniche) ha favorito un maggiore arretramento della falesia. Lungo il versante tirrenico la paleolinea di riva ha un andamento simile a quello attuale con direzione WSW-ENE nella parte più occidentale dell'area. Nell'estremo orientale dell'Alto di Castanea la paleofalesia si riconosce tra il terrazzo di primo ordine di Campo Italia e quello di secondo di Case Bruno con un andamento arcuato con direzione variabile tra E-W e N-S.

Su tutte le aree dell'alto strutturale il secondo ordine è rappresentato da lembi che hanno la radice intorno a 360 metri s.l.m. (lembi di Puntale Cammara, Piano Campi, Piano Monaci, Case Bruno). Analogamente a quanto già osservato per i terrazzi di primo ordine, anche quelli di secondo ordine si presentano "ribassati" di alcune decine di metri all'interno del *Graben* delle Masse (lembi a quote comprese tra i 320 ed

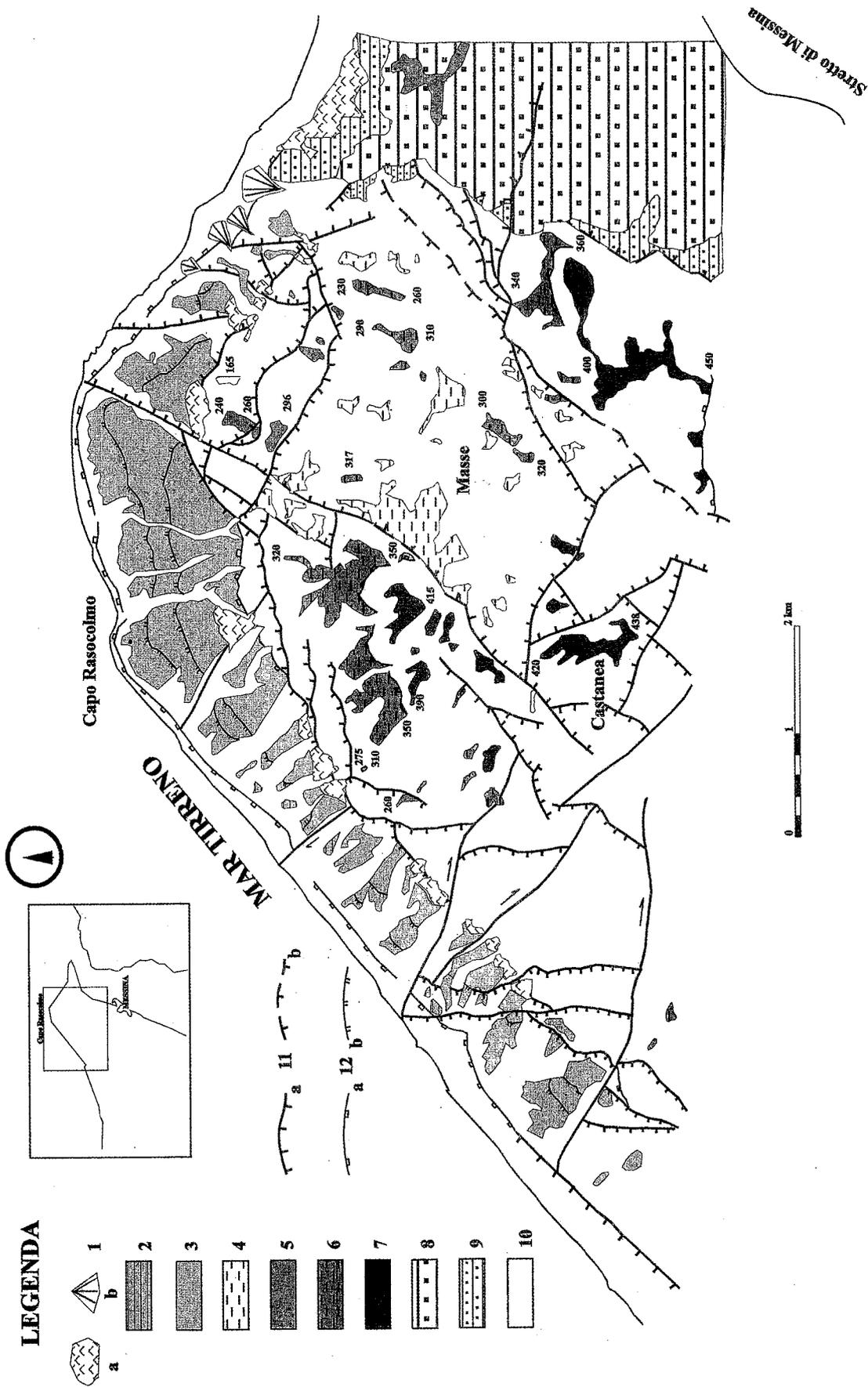


Fig. 3 - Distribuzione dei principali terrazzi marini e fluviali. Accanto ai lembi di maggior estensione sono riportate le quote massime e minime delle spianate.  
 Legenda: 1) a: detriti recenti ed attuali, b: conoidi recenti ed attuali; 2) paleosuperficie fluviale recente; 3) terrazzo marino di IV ordine; 4) paleosuperficie fluviale delle Masse; 5) terrazzo marino di III ordine; 6) terrazzo marino di II ordine; 7) terrazzo marino di I ordine; 8) *Ghiaie e sabbie di Messina*: facies prevalentemente continentali (Pleistocene medio); 9) *Ghiaie e sabbie di Messina*: facies prevalentemente marine (Pleistocene medio); 10) substrato indifferenziato (unità cristalline, coperture supramioceniche e plio-pleistoceniche) e sedimenti attuali e recenti lungo costa: 11) linee di faglia; a) con scarpate scarsamente modellate, b) con scarpate molto modellate; 12) falcie: a) con altezza maggiore di 10 metri, b) con altezza minore di 10 metri.

290 metri s.l.m. di Monte Uni, Massa San Giovanni e Pianaccio) (Fig. 3).

Rispetto al primo ordine di spianamenti marini, il secondo ordine è conservato con maggiore continuità ed è rappresentato da lembi mediamente preservati. Solo nella zona del Pianaccio esso appare rimodellato da valli poco incise e sospese che, analogamente a quelle notate sul terrazzo di primo ordine, testimoniano una fase di dissezione precoce del terrazzo appena emerso. Altrove, invece, la piattaforma appare dissecata esclusivamente da valli profonde ed ancora attive.

L'inviluppo dei vari lembi relitti dei terrazzi di secondo ordine disegna una piattaforma di abrasione profonda circa un chilometro che immerge complessivamente verso NW, con l'eccezione dei lembi dislocati nel *Graben* delle Masse che appaiono basculati verso NNE e NE.

Gli elementi acclivi che bordano verso valle i terrazzi di secondo ordine si raccordano talora con le superfici di abrasione di terzo ordine e manifestano caratteri geomorfologici che li fanno interpretare come le paleofalesie di queste ultime. Dette paleofalesie risultano spesso impostate lungo faglie che riteniamo essere state attive tra le due fasi di abrasione marina, determinando dislivelli variabili tra le superfici dei due ordini. All'interno del *Graben* delle Masse, ad esempio, il lembo del Pianaccio è sospeso di circa 30 metri su un sottostante terrazzo di terzo ordine; tale dislivello è invece di circa 45 metri a valle del terrazzo di secondo ordine di Piano Campi, sito sull'Alto di Castanea.

#### *Terrazzi marini di III ordine*

Una terza fase di terrazzamento marino è testimoniata, nell'area di studio, da una serie di lembi di superfici d'abrasione posti a quote variabili tra i 285 ed i 185 metri s.l.m., intorno all'Alto di Castanea.

Sul versante nord-occidentale della struttura, le superfici del terzo ordine sono in lembi ridottissimi, posti a quota variabile tra i 275 ed i 260 metri s.l.m., ed interrompono la continuità di un ripido versante di faglia il cui piede si raccorda alle superfici di abrasione marina di ordine successivo, mentre rappresentano il paesaggio sommitale, a quota 285, sul cosiddetto *Horst* di Mantriglia (Fig. 2). Lungo il fianco tirrenico della dorsale di Mantriglia (nella zona del Monte Telegrafo) la stessa superficie di terzo ordine appare più volte ripetuta tettonicamente in una gradinata di faglie, intorno alla quota 260 e poi ancora a 255-240 metri s.l.m.

Più ad est, nel *Graben* delle Masse, il terzo ordine di terrazzi è rappresentato da un lembo immergente verso nord, compreso tra quota 260 e quota 230 metri s.l.m., incastrato nei sovrastanti relitti del secondo ordine.

Infine il lembo terrazzato di terzo ordine più orientale è in posizione sommitale al tetto delle "Ghiaie e sabbie di Messina", ribassato a quota di 185 metri s.l.m. nel *Graben* di Messina, a nord dell'abitato di Faro Superiore.

La dispersione altimetrica dei lembi dei terrazzi di terzo ordine sembra dunque da ricollegare al fatto che essi sono impostati su una fascia frammentata da faglie e tettonicamente mobile che ha separato blocchi cinematici che hanno subito differenti dislocazioni anche dopo il modellamento di queste superfici terrazzate. A sostegno di tale interpretazione va notato il fatto che le differenze di quota tra i vari lembi risultano consistenti con la distribuzione degli attuali alti e bassi strutturali e si accompagnano ad altre evidenze di attività tettonica recente.

I terrazzi di terzo ordine che ricorrono lungo la costa settentrionale dei Peloritani sono separati dai terrazzi di quarto ordine da una paleofalesia che, come la costa attuale, ha un andamento complessivo arcuato, ma che nel dettaglio rivela tratti rettilinei di orientazione variabile che rimarcano faglie attive prima del modellamento dei terrazzi di quarto ordine.

#### *Paleosuperficie fluviale delle Masse*

Estesi lembi residui di una paleosuperficie d'origine fluvio-denudazionale occupano gran parte del *Graben* delle Masse (Fig. 3). Questa paleosuperficie deve essersi modellata a partire dalle forme di spianamento marino di terzo ordine, tra i cui relitti essa si incastra, e risulta sospesa rispetto ai terrazzi marini di quarto ordine.

Rispetto al profilo longitudinale del Torrente dei Corsari (che è il corso d'acqua attualmente più approfondito dell'area) questi relitti morfologici costituiscono un ordine di terrazzi divergente, con dislivelli relativi da 30 fino a 100 metri circa.

Analizzando la morfologia dei lembi che ne sono sopravvissuti si è potuto ricostruire che la paleosuperficie in questione costituiva un paesaggio a valli poco incise, debolmente inclinate ed ampiamente svasate, modellatosi quasi esclusivamente sui teneri depositi pliocenici contenuti all'interno del *Graben* delle Masse. La distribuzione e l'orientazione delle sue paleomorfologie vallive suggerisce che tutta l'area occidentale e meridionale del *graben* (ove occorrono, tra gli altri, i lembi di Massa S. Giorgio e Massa S. Lucia) costituiva all'epoca un unico bacino idrografico, la cui asta principale defluiva fuori dalla depressione attraverso l'*horst* cristallino di Mantriglia. Del fondo di questa antica valle effluente rimane oggi un terrazzo fluviale a quota 165 metri s.l.m., incastrato di circa 80 metri nei sovrastanti relitti del terrazzo marino di terzo ordine.

Il fatto che l'emissario della depressione si trovasse ad incidere rocce più resistenti di quelle affioranti nel bacino a monte ha certamente contribuito a far sì che in quest'ultimo si sviluppasse un paesaggio a valli così dolci e svasate. Tuttavia, il dislivello tra il lembo sommitale di terzo ordine presente sull'*Horst* di Mantriglia e quelli presenti nel *graben*, insieme allo stato di conservazione della scarpata di faglia che separa queste due strutture (maggiore che lungo gli altri margini del *Graben* delle Masse) fanno ritenere che il modellamento della paleosuperficie delle Masse sia stato controllato dal contemporaneo sollevamento dell'*Horst* di Mantriglia, che ha compensato il graduale approfondirsi della forra emissaria del *graben*.

Non è possibile dire quanto fosse sospeso sul livello di base generale quello che controllava la genesi della paleosuperficie delle Masse all'interno dell'omonimo *graben*, ma il fatto che all'esterno della dorsale di Mantriglia non si rinvengono terrazzi marini correlabili al fondovalle dell'antico emissario (i terrazzi marini di quarto ordine sono circa 50 metri più in basso del citato terrazzo fluviale di quota 165) fa ritenere che anche sul lato tirrenico della dorsale una serie di faglie abbia risagomato la linea di costa durante il sollevamento che ha preceduto il modellamento del terrazzo marino di quarto ordine.

#### *Terrazzo marino del IV ordine e terrazzi fluviali recenti*

Il terrazzo di quarto ordine è conservato in lembi molto estesi che si sviluppano tra i 70 ed i 130 metri

s.l.m., su una fascia parallela alla costa ampia fino a 1.3 km (Fig. 3). I lembi più ampi sono modellati al tetto dei terreni cristallini e caratterizzano il settore di Capo Rasocolmo (terrazzo di Spartà, di Piano Torre, di Piano Rocca) mentre resti meno estesi sono conservati nelle aree limitrofe. Verso est dove affiorano le “*Ghiaie e sabbie di Messina*”, la superficie di abrasione di quarto ordine è assente o ridotta in lembi non più larghi di poche decine di metri lungo la costa settentrionale di Capo Peloro, per poi allargarsi di nuovo in corrispondenza dell'estremità orientale del capo, dove rappresenta la sommità del paesaggio emerso.

Complessivamente la superficie di quarto ordine è inclinata verso mare con direzioni di immersione disposte a raggiera e circa perpendicolari all'andamento della costa attuale. Sebbene esso si presenti talora come una unica superficie a profilo trasversale debolmente concavo, in molte località è chiaramente percettibile la natura composita di questo terrazzo. In particolare si evidenziano, generalmente intorno ai 100-110 e 80-95 metri di quota, degli elementi a maggiore acclività (paleofalesie addolcite da processi di versante) che permettono di scomporre la superficie di quarto ordine in tre distinti terrazzi (sottordini IVa, IVb e IVc).

Le radici del terrazzo del sottordine IVa si attestano alla base di una ripida scarpata che ne rappresentava la relativa paleofalesia, impostata sulle linee di faglia attive dopo il modellamento dei sovrastanti terrazzi marini di terzo ordine. Localmente il raccordo tra la superficie di abrasione marina subpianeggiante e la ripida paleofalesia avviene tramite un tratto di pendio a basso angolo posto tra 130 e 160 metri s.l.m., spesso ricoperto da depositi alluvio-colluviali. Questo raccordo tra terrazzo e paleofalesia è presente dove la scarpata della paleofalesia risulta maggiormente degradata ed arretrata e può essere a ragione interpretato come un *glacis* erosionale originatosi in seguito alla recessione del versante ripido a monte.

Il terrazzo del sottordine IVc è sospeso verso mare sulla falesia attuale.

Ad est di Capo di Rasocolmo, incastrati all'interno delle valli che dissecano la superficie di quarto ordine si ritrovano lembi di depositi fluviali e di conoide terrazzati e reincisi sin oltre la loro base. Pur presentandosi convergenti rispetto agli attuali profili longitudinali dei fondivalle, questi terrazzi appaiono sospesi a circa 35 metri s.l.m. sulla falesia attuale. Non avendo riscontrato, intorno a questa quota, alcuna attendibile traccia di terrazzamento costiero, riteniamo che la linea di riva cui essi originariamente si raccordavano sia stata cancellata con l'arretramento olocenico della falesia attuale. I dati disponibili non consentono di stimare con certezza né la posizione (distanza dalla costa attuale), né la quota di questa antica linea di riva.

#### *Piana costiera e falesia attuale*

La costa attuale è caratterizzata da una piana costiera che è ampia fino a 350 metri nella porzione occidentale dell'area di studio e che tende ad assottigliarsi in corrispondenza di Capo Rasocolmo per ampliarsi di nuovo nel settore orientale. Essendo priva di forme terrazzate da ascrivere a livelli del mare sensibilmente più alti dell'attuale, essa può essere interamente riferita a fasi progradazionali del tardo Olocene. Alle sue spalle si sviluppa una falesia, alta sino a circa 70-80 metri, il cui tracciato ricalca in sostanza l'andamento delle faglie costiere (Fig. 3). Essa infatti è rappresentata da una

ripida scarpata che segue un andamento arcuato che nel dettaglio è dato da tratti rettilinei che ne attestano la origine tettonica, come già segnalato da BONFIGLIO & VIOLANTI (1983). Nell'area di affioramento delle “*Ghiaie e sabbie di Messina*” l'alta erodibilità del substrato ha consentito una maggiore degradazione della falesia tale da provocare il totale o parziale smantellamento della originaria superficie di quarto ordine sospesa su di essa.

Nel settore orientale dell'area indagata, sulla piana costiera sono presenti una serie di conoidi alimentate dai corsi d'acqua che drenano i terreni facilmente erodibili contenuti all'interno del *Graben* delle Masse.

#### ELEMENTI MORFOSTRUTTURALI

Tutti i principali elementi strutturali dell'area analizzata hanno una evidenza morfologica ben pronunciata (Fig. 3), con una sostanziale coincidenza degli alti e bassi topografici con le culminazioni e le depressioni determinate dai vari sistemi di faglie. Ma se, da un lato, le faglie più recenti mostrano di aver esercitato un controllo attivo sulla morfogenesi, modificando i livelli di base dell'erosione e creando scarpate di faglia, le dislocazioni più antiche hanno condizionato passivamente l'evoluzione quaternaria del paesaggio determinando, soprattutto, tracciati fluviali susseguenti e scarpate di linea di faglia dovute ad erosione differenziale.

Nella porzione di area occupata dal paesaggio sommitale della dorsale peloritana e dai terrazzi marini di primo e secondo ordine i lineamenti morfostrutturali dovuti a *block-faulting* (quali la scarpata di faglia che separa i terrazzi di primo ordine dal paesaggio sommitale e quelle poste tra i terrazzi di primo e secondo ordine) appaiono per lo più modellati, e le relative linee di faglia risultano spesso rasate dalle paleosuperfici marine poste al piede delle scarpate, come suggerisce l'andamento discordante delle paleofalesie rispetto alle faglie. Chiare scarpate di linea di faglia riesumate sono quelle che delimitano l'Alto di Castanea verso il *Graben* di Messina che per tratti sono ancora sigillate dall'intervallo superiore delle “*Ghiaie e sabbie di Messina*” in facies continentale.

Nelle aree dominate dai terrazzi di terzo e quarto ordine le scarpate associate a faglie appaiono molto meno addolcite dall'erosione e costituiscono spesso il limite interno delle aree volta per volta spianate dall'abrasione marina.

Nella porzione centrale dell'area di studio, caratterizzata dalla presenza del *Graben* delle Masse, le scarpate associate alle faglie bordiere della struttura mostrano i caratteri di versanti poligenici originatisi sia per dislocazioni tettoniche intervenute durante il modellamento dei terrazzi del terzo ordine (scarpate di faglia) che, soprattutto, dalla riesumazione dei piani di faglia (scarpate di linea di faglia), messe in luce da varie fasi di erosione selettiva occorse tra i terreni cristallini delle aree rialzate e le tenere coperture plioceniche contenute all'interno della depressione. Generalmente lungo le scarpate poste al bordo del *Graben* delle Masse i tratti di versante posti a monte degli omonimi terrazzi fluviali risultano ben addolciti e si raccordano a tali ripiani senza mostrare segni di riattivazione tettonica, ma laddove si sono risentite fasi di dissezione successive compare, al di sotto della quota dei terrazzi, un elemento basale ripido che ricalca, per direzione e pendenza, la faglia generatrice dell'intero versante.

L'analisi dei rapporti geometrici e cronologici tra le scarpate di faglia rilevate ed i vari ordini di paleomorfologie sospese hanno messo in luce una persistente attività tettonica distribuita su tratti di faglie preesistenti, appartenenti a tutti i sistemi che già disseccavano l'area prima dell'inizio della articolata morfogenesi oggi leggibile nel paesaggio, tanto è vero che linee appartenenti a tutti detti sistemi trovano espressione morfologica passiva anche nell'ambito del paesaggio sommitale della dorsale peloritana posta a monte dei vari ordini di terrazzi marini analizzati.

Complessivamente dai dati morfostrutturali raccolti emerge che i principali lineamenti tettonici (Alto di Castanea, *Graben* delle Masse), erano già definiti al momento del modellamento dei ripiani marini di primo ordine, il quale ha agito sui settori ribassati della dorsale peloritana, mentre i settori rialzati subivano una profonda dissezione. La parziale riattivazione di queste stesse strutture ha creato le scarpate di faglia che originariamente delimitavano le aree sommerse (paleofalesie strutturali) su cui è avvenuto il modellamento del secondo ordine di terrazzi e che sono state successivamente rasate da queste stesse superfici, come evidenziato, tra l'altro, dal profondo arretramento della paleofalesia all'interno del *Graben* delle Masse a causa della maggiore erodibilità dei terreni ivi affioranti.

Una consistente rimobilizzazione delle strutture è intervenuta tra il modellamento dei terrazzi marini di secondo ordine e la formazione della Paleosuperficie fluviale delle Masse, caratterizzando tutto l'arco di tempo in cui si sono modellati i terrazzi del terzo ordine. Essa ha comportato la riattivazione di tratti delle strutture bordiere del *Graben* delle Masse con conseguente approfondimento della depressione tettonica e la sua propagazione verso est a spese di parte dell'Alto di Castanea. In questo stadio si individua anche l'*Horst* di Mantriglia.

A definire l'età relativa di questa fase tettonica c'è il fatto che il dislivello tra i terrazzi di primo e secondo ordine risulta identico sia nelle aree di alto che in quelle di basso strutturale, mentre il dislivello tra le superfici di secondo e terzo ordine è maggiore nelle aree di alto (45 metri) che in quelle di basso (30 metri). A ciò si aggiunga che le faglie bordiere del *graben* non mostrano segni di riattivazione posteriori alla fine del modellamento della paleosuperficie fluviale.

Una ulteriore fase di riattivazione ha interessato le sole faglie che hanno controllato il tracciato delle paleofalesie alla base delle quali si è modellato il terrazzo di quarto ordine. Tra queste vi è la faglia che ha sospeso la paleosuperficie fluviale delle Masse rispetto al sottostante terrazzo di quarto ordine, a nord dell'alto di Mantriglia.

Un'ultima fase di rimobilizzazione delle strutture è consistita nella riattivazione delle faglie costiere orientate NE-SW e NW-SE che hanno innalzato l'intera area dopo il modellamento dei terrazzi di quarto ordine e che a luoghi sembrano controllare l'odierno tracciato della costa. In questa stessa fase è da collocare anche l'attivazione di alcuni tratti delle faglie del bordo occidentale dell'Alto di Castanea, appartenenti ai sistemi NW-SE e N-S, lungo i quali avviene la dislocazione del terrazzo di quarto ordine.

Nel complesso i dati morfologici e morfo-strutturali suggeriscono che l'attività tettonica recente non si è concentrata lungo un unico sistema di faglie, bensì si è distribuita su un reticolo di strutture già esistenti

ed ha interessato, nel tempo, fasce del margine tirrenico sempre più spostate verso mare.

#### DATAZIONE E SIGNIFICATO DEI TERRAZZI MARINI E FLUVIALI

Dato che la ricerca finora condotta non ha portato al ritrovamento né di faune significative, né di altri materiali utili a permettere la datazione dei vari ordini di terrazzi riconosciuti, il loro inquadramento temporale viene qui tentato sulla base della loro distribuzione altimetrica, dei rapporti geomorfologici tra i vari ordini e mediante correlazioni con depositi datati in aree limitrofe.

In riferimento a quest'ultimo punto, va considerata la presenza, nell'area del Capo Peloro (immediatamente ad est dell'area studiata), di depositi di spiaggia a *Strombus bubonius* posti a 85 metri di quota e riferibili allo stadio 5.5 (MARTINSON *et alii*, 1987) della stratigrafia isotopica (BONFIGLIO & VIOLANTI, 1983; HEARTY *et alii*, 1986). Basandosi su criteri puramente altimetrici (assumendo, cioè un identico comportamento tettonico sulle due aree) si potrebbe attribuire allo stadio 5.5 il nostro sottordine IVc stimando, di conseguenza, intorno a 0.65 m/ka il ritmo medio del successivo sollevamento tettonico. Nell'ipotesi che anche nel Pleistocene medio i ritmi di surrezione abbiano avuto lo stesso ordine di grandezza e che, quindi, essi non siano stati così rapidi e variabili da oscurare completamente il controllo eustatico sulle fasi di terrazzamento (CINQUE *et alii*, 1995), il sottordine IVb dovrebbe ricadere nell'interglaciale precedente (stadio isotopico 7), risultando di circa centomila anni più antico del IVc. Visto che il dislivello tra i terrazzi IVc e IVb non supera i venti metri circa, ciò porterebbe a concludere che tra lo stadio 7 e lo stadio 5 il ritmo di sollevamento tettonico fosse circa un terzo di quello intervenuto a partire dall'ultimo interglaciale.

Una ricostruzione alternativa che riteniamo alquanto più attendibile della precedente è quella che attribuisce all'ultimo interglaciale l'intero quarto ordine di terrazzi marini, come già proposto in BONFIGLIO & VIOLANTI (1983), correlando i sottordini IVa, IVb e IVc rispettivamente alle risalite eustatiche dei sottostadi 5.5, 5.3 e 5.1. Questa seconda ipotesi riduce a circa 20 ka le differenze di età tra i tre terrazzi e rende più comprensibile il fatto che essi hanno gradi di conservazione del tutto comparabili e tracciati di riva pressoché paralleli tra loro. Inoltre, la presente altimetria dei tre terrazzi corrisponde bene (nei limiti dell'errore legato alle incertezze sulle esatte quote eustatiche dei tre picchi caldi tirreniani) a quella predicibile sulla base di un ritmo di sollevamento tettonico pari a circa 1 m/ka, calcolato assegnando al terrazzo del sottordine IVa una età di circa 130.000 anni. Con un tale ritmo di sollevamento tardopleistocenico si può ragionevolmente ipotizzare che i terrazzi fluviali posti a valle del sottordine IVc si raccordassero ad un ulteriore ordine di terrazzi marini emersi (andato poi distrutto per l'arretramento olocenico della falesia costiera) da assegnare ad una risalita interstadiale dell'ultimo periodo glaciale. In particolare, un ritmo di surrezione intorno al millimetro per anno potrebbe giustificare il sollevamento sopra l'attuale zero altimetrico del ripiano costiero formatosi durante lo stadio isotopico 3 (CINQUE *et alii*, 1995).

Circa la possibile età delle superfici di primo, secondo e terzo ordine, va innanzitutto osservato che la più bassa di queste è modellata anche al tetto delle "Ghiaie e sabbie di Messina" e quindi va ritenuta almeno non più antica del tetto di questa formazione, la cui età sulla base dei dati disponibili in letteratura sarebbe più recente di 0.365 Ma (secondo l'età proposta da BONFIGLIO, 1991) fino ad un minimo di  $200 \pm 40$  ka (secondo l'età proposta da BADA *et alii*, 1991). In sostanza l'età dei terrazzi di terzo ordine sarebbe comunque da confinare tra gli stadi isotopici 9 e 7.

A ciò va aggiunto che pur non avendo potuto raccogliere elementi decisivi circa i rapporti tra la formazione delle "Ghiaie e sabbie di Messina" e i terrazzi di primo e secondo ordine, possiamo quantomeno osservare che tali spianamenti non possono essere più antichi della citata formazione in quanto non esiste un paesaggio d'erosione incastrato in essi tale da alimentare i potenti cunei clastici di cui essa è costituita. Riteniamo piuttosto che tali spianamenti funzionassero, durante la deposizione delle facies marine delle "Ghiaie e sabbie di Messina", come *by-pass*, sommersi durante le fasi di alto eustatico, tra le aree sorgenti (paesaggio sommitale della dorsale peloritana in dissezione) e le aree di accumulo circostanti l'*horst* peloritano.

Quindi i primi tre ordini di spianamento da noi riconosciuti nell'area peloritana vanno collocati nell'ambito dell'intervallo del Pleistocene medio. Va poi osservato che il primo ed il secondo ordine di terrazzi è rappresentato da piattaforme di abrasione così ampie da far escludere l'ipotesi che possano testimoniare stasi interstadiali del livello marino. Riteniamo piuttosto, in analogia con quanto osservato per l'intero quarto ordine, che ciascuno di essi derivi da un modellamento policiclico sviluppatosi quantomeno sull'arco di un intero periodo interglaciale, per cui l'intera gradinata di superfici tra il primo ed il terzo ordine dovrebbe ricoprire perlomeno l'intervallo compreso tra gli stadi isotopici 11 e 7.

Se si ipotizza che l'area ha conosciuto una tendenza surrettiva sostanzialmente monotona, allora il numero dei terrazzi marini emersi dovrebbe coincidere col numero dei cicli glacioeustatici occorsi durante il sollevamento (CINQUE *et alii*, 1995) e le tre superfici in questione potrebbero pertanto essere riferite alle risalite interglaciali degli stadi isotopici 7, 9 ed 11.

Pur non costituendo una prova definitiva a favore di tale ipotesi, va comunque osservato che le attuali quote dei tre ordini di terrazzamento ben si accordano con le età sopra proposte e con un ritmo medio di sollevamento intorno ad 1 m/ka, quale quello calcolato per i terrazzi tirreniani. Tale dato sarebbe confrontabile con quello calcolato per la Calabria meridionale da HEARTY *et alii* (1986) e considerato molto probabile dagli stessi Autori per la Sicilia nord-orientale.

Circa i rapporti tra le fasi di terrazzamento e la tettonica quaternaria, va anche osservato che la distribuzione plano-altimetrica delle forme di spianamento ed i rapporti tra queste e le scarpate di faglia testimoniano che nel corso del sollevamento si è avuto un graduale spostamento verso mare (ovvero centrifugo) delle faglie dirette attive che limitavano il settore in surrezione. Infatti le varie piattaforme di abrasione da un lato rasano le faglie poste a monte e sono a loro volta dislocate dalle faglie poste verso mare. Queste hanno assunto spesso il ruolo di falesie strutturali limitanti le aree volta per volta spianate nel corso di trasgressioni glacioeustatiche.

## CONCLUSIONI

Il quadro evolutivo risultante da quanto sin qui esposto prevede, a partire dal Pleistocene medio, gli stadi paleogeografici evidenziati schematicamente in figura 4.

Al momento del modellamento dei terrazzi di primo ordine l'area è costituita da una ampio settore di alto strutturale (Alto di Castanea) individuatosi già a partire dal Pliocene superiore e soggetto a ripetute fasi erosive che avevano in gran parte liberato i terreni cristallini kabilo-calabridi dalle coperture terziarie, le quali si sono conservate unicamente all'interno del cosiddetto *Graben* delle Masse. L'erosione plio-pleistocenica aveva determinato un paesaggio con una modesta articolazione topografica e scarsa elevazione. Durante il Pleistocene medio basale, parte di questo paesaggio diviene un settore permanentemente emerso soggetto a forte dissezione, delimitato verso mare da faglie dirette che costituiscono le paleofalesie strutturali che limitano l'area soggetta all'abrasione marina, costituita da una vasta piattaforma parzialmente sommersa estesa a tutte le aree periferiche dell'Alto di Castanea (Fig. 4,a). Sulle circostanti aree depresse (*Graben* di Messina e *Graben* di Villafranca) contemporaneamente alla dislocazione tettonica della paleosuperficie plio-pleistocenica si realizza una repentina variazione del regime di sedimentazione con un passaggio da facies calcarenitico-argillose del Pleistocene medio basale a depositi grossolani di conoide sottomarina, alimentati dal paesaggio sommitale in dissezione.

Nelle fasi successive (stadio 9; Fig. 4,b) la vasta piattaforma di abrasione marina viene ulteriormente smembrata da faglie dirette che fanno migrare la linea di costa verso settori ancora più periferici dell'alto strutturale, individuando una nuova paleofalesia strutturale limitante le aree di modellamento dei terrazzi di secondo ordine. In questa fase continua la deposizione dei depositi di conoide sottomarina nelle aree depresse a contorno dell'alto.

Al termine del Pleistocene medio, successivamente alla fine della deposizione delle "Ghiaie e sabbie di Messina" e durante il modellamento del terzo ordine di terrazzi marini (stadio 7), l'Alto di Castanea ed il *Graben* di Messina risultano saldati tra loro e gran parte dell'area risulta in sollevamento. La generale surrezione è avvenuta ad opera delle faglie peritirreniche che individuano la paleofalesia strutturale di età tirreniana. All'attività lungo queste faglie bordiere fa riscontro una parziale riattivazione di tratti di faglie poste all'interno dell'Alto di Castanea che vanno a delimitare una serie di blocchi a diverso comportamento cinematico, comportando una variabile dislocazione degli elementi relitti dei paesaggi sospesi (Fig. 4,c).

Il paesaggio attuale (Fig. 3) deriva, infine, dall'attivazione, durante il Wurm-Olocene, delle faglie che hanno costituito la falesia su cui si è attestata la trasgressione versiliana e che attualmente controllano la linea di costa.

In sostanza i diversi ordini di terrazzi deriverebbero dal progressivo smembramento della piattaforma continentale infrapleistocenica e corrisponderebbero alle parti rialzate al di sopra del livello del mare ad opera delle faglie periferiche volta per volta attive. I terrazzi si sono modellati in concomitanza di periodi di stasi del livello marino (frutto dell'interazione tra trasgressioni eustatiche e sollevamenti tettonici). Quando l'abrasione marina ha operato sui lembi "ribassati"

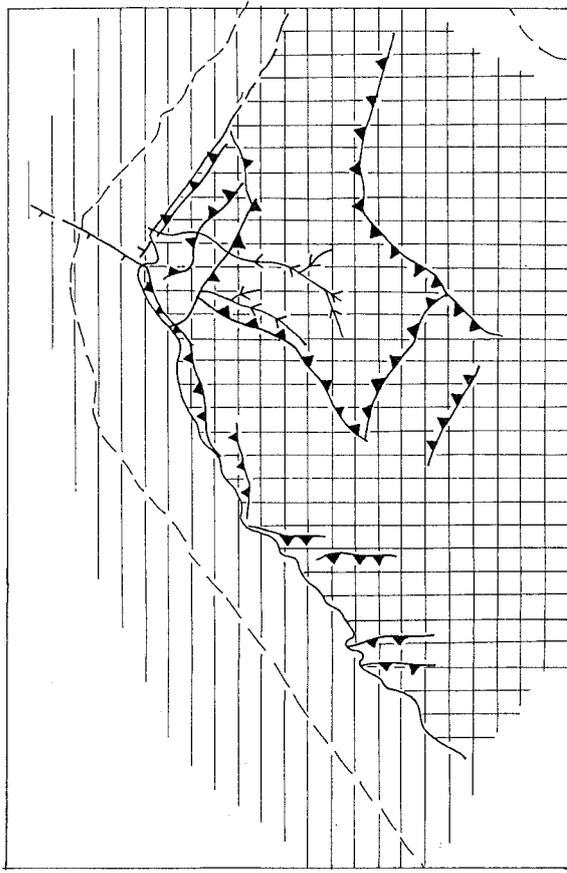
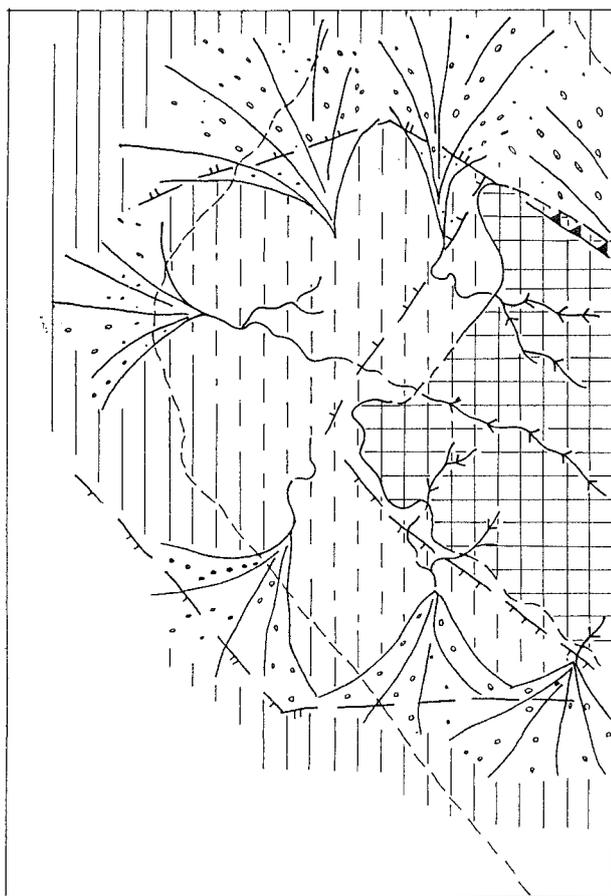
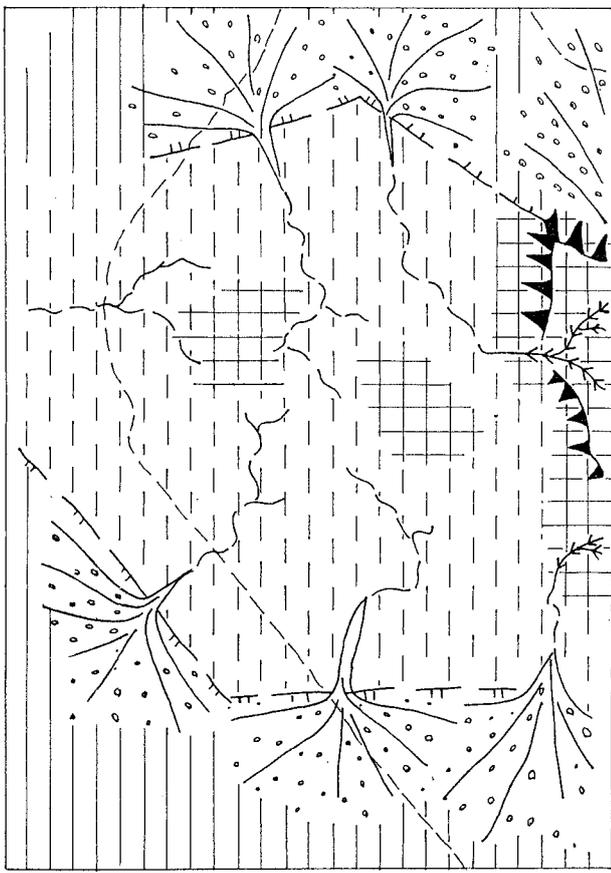


Fig. 4 - ricostruzione dell'evoluzione morfologico-strutturale recente dell'area (vedi il testo). La figura A si riferisce alla situazione al Pleistocene medio. La formazione di un vasto alto strutturale porta all'individuazione di un'area di piattaforma soggetta a ripetuti fenomeni di ingressione - regressione in risposta ai cicli eustatici, con la presenza di aree temporaneamente emerse (quadrettato) ed aree sommerse (a tratteggio). La piattaforma è delimitata a monte da una falesia impostata lungo linee di faglia che confinano il paesaggio stabilmente emerso e in profonda dissezione. La piattaforma è confinata verso mare da scarpate di faglia lungo le quali avviene la deposizione di cunei clastici (*Ghiate e sabbie di Messina*) che poggiano sui settori strutturalmente depressi (righe orizzontali) al margine della piattaforma. La linea tratteggiata propone l'andamento della costa attuale. La figura B si riferisce all'inizio dello smembramento della piattaforma da parte delle faglie attive che causano il sollevamento di parte di essa al di sopra del livello del mare, isolando così un ordine di terrazzo e controllando l'andamento della linea di costa. Nelle aree sommerse della piattaforma continua il modellamento marino. Nella fattispecie si propone l'andamento della linea di costa durante il modellamento del terrazzo di II ordine. Il terrazzo di I ordine (quadrettato) è già emerso perché sollevato dalle faglie costiere. Nelle aree circostanti più depresse continua la sedimentazione marina delle "*Ghiate e sabbie di Messina*". La figura C mostra la situazione all'inizio del Tirreniano. Le faglie attive si sono spostate ancora verso mare sollevando tutte le aree a monte. L'attività di queste faglie, responsabili del sollevamento regionale è accompagnata dalla formazione del *Graben* delle Masse la cui evoluzione avviene in ambiente continentale con lo smembramento ulteriore delle aree emerse.

dell'originaria paleosuperficie d'erosione plio-pleistocenica, ne sono risultate vaste piattaforme di abrasione (come nel caso del primo, secondo e quarto ordine), mentre se il livello del mare si è attestato lungo scarpate strutturali ha dato luogo a ridotti lembi di terrazzo (come nel caso di gran parte del terzo ordine e della piana costiera versiliana).

La migrazione centrifuga dell'attività delle faglie ha garantito un tasso medio di sollevamento costante in tutto l'intervallo di tempo considerato e per tutta l'area esaminata, valutabile intorno ad 1m/ka. Questo dato è confrontabile con i valori determinati da HEARTY *et alii*, 1986 per la costa tirrenica calabrese. Il fenomeno di sollevamento andrebbe quindi inquadrato nell'ambito della dinamica di tutto il margine peritirrenico meridionale.

Le modalità del sollevamento riconosciute in quest'area, se confermate anche in successivi studi in aree adiacenti, potrebbero costituire un vincolo cinematico nella ricostruzione dell'evoluzione recente del margine peritirrenico.

## BIBLIOGRAFIA

- ATZORI P., GHISETTI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1978) - *Strutture ed evoluzione geodinamica recente dell'area peloritana (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 31-56.
- BADA J.L., BELLUOMINI G., BONFIGLIO L., BRANCA M., BURGIO E. & DELLITALA L. (1991) - *Isoleucine epimerization ages of Quaternary Mammals of Sicily*. Il Quaternario, **4**, 5-11.
- BONFIGLIO L. (1983) - *Cancer pagurus L., ospite nordico nel Pleistocene inferiore dell'area dello Stretto di Messina. (Decapoda Brachiura)*. Il Naturalista Siciliano, **6**, 111-125.
- BONFIGLIO L. (1991) - *Correlazioni tra depositi a mammiferi, depositi marini, linee di costa e terrazzi medio e tardo-pleistocenici nella Sicilia orientale*. Il Quaternario, **4**, 205-214.
- BONFIGLIO L. & VIOLANTI D. (1983) - *Prima segnalazione di Tirreniano ed evoluzione pleistocenica del Capo Peloro (Sicilia nord-orientale)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **6**, 3-15.
- Carta geologica del Golfo di Patti (1993) - Scala 1:25.000*, Direttore dei rilevamenti LENTINI F., Ed. S.el.ca. Firenze.
- CINQUE A., DE PIPPO T. & ROMANO P. (1995) - *Coastal slope terracing and relative sea-level changes: deductions based on computer simulations*. Earth surface processes and landforms, **20**, 87-103.
- DEL BEN A., GARGANO C. & LENTINI R. (1996) - *Ricostruzione stratigrafica e strutturale dell'area dello Stretto di Messina mediante analisi comparata dei dati geologici e sismici*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, in stampa.
- DI STEFANO A. & LENTINI R. (1996) - *Ricostruzione stratigrafica e significato paleotettonico dei depositi plio-pleistocenici del margine tirrenico tra Villafranca Tirrena e Faro (Sicilia nord-orientale)*. Studi Geologici Camerti, presente volume.
- GARGANO C. (1994) - *Carta geologica di Messina e del settore nord-orientale dei Monti Peloritani, scala 1:25.000*. Ed. S.el.ca. Firenze.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il sistema Appennino meridionale - Arco Calabro - Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, in stampa.
- HEARTY P.J., BONFIGLIO L., VIOLANTI D. & SZABO B.J. (1986) - *Age of Late quaternary marine deposits of southern Italy determined by aminostratigraphy, faunal correlation and Uranian-series dating*. Riv. It. Paleont. Strat., **92**, 149-164.
- HUGONIE G. (1979) - *L'évolution geomorphologique de la Sicile septentrionale*. These de Doct. en Lettres, Univ. Paris-Sorbonne.
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1994a) - *Main structural domains of the central mediterranean region and their tectonic evolution*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **36**, 103-125.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., DI STEFANO A., GARGANO C., ROMEO M., STRAZZULLA S. & VINCI G. (1995) - *Sedimentary evolution of basins in mobile belts: examples from Tertiary terrigenous sequences of the Peloritani Mts. (NE Sicily)*. Terra Nova, Vol. Spec. **7**, 2, 161-170.
- LENTINI F., GRASSO M., CARBONE S. & CATALANO S. (1996a) - *Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 17 pp., in stampa.
- LENTINI F., GRASSO M., CARBONE S. & CATALANO S. (1996b) - *Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord-orientale*. Studi Geologici Camerti, presente volume.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the apennines as a result of Arc migration driving by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**, 227-245.
- MARTINSON G., PISIAS N.G., HAYS D.J., IMBRIE J., MOORE C.T. & 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*. Quat. Res., **27**, 1-29.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic Lithospheric slab*. In BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. Eds., *The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research*. It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., mid-term conf., Atti Conv. Lincei, **80**, 157-176.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 27-34.

