

EVOLUZIONE MORFOLOGICA QUATERNARIA DEL MARGINE TIRRENICO SUD-ORIENTALE TRA CAPO PALINURO E CAPO BONIFATI

M. Pennetta

Dip.to di Scienze della Terra, Università di Napoli "Federico II", Napoli

ABSTRACT - *Quaternary morphological evolution of the southeastern Tyrrhenian margin from Capo Palinuro to Capo Bonifati* - Il Quaternario, 9(1), 1996, 353-358 - Seismic surveys carried out along the southeastern Tyrrhenian margin have yielded significant information on the structure of the continental shelf-slope system and on its morphological evolution. The investigated area is located between the southern Apennine chain and the Tyrrhenian basin. The Plio-Quaternary uplift, the intense tectonic activity of the Calabrian Arc and the synchronous subsidence of the Tyrrhenian basin governed the complex and varied morphology of the Tyrrhenian margin in the studied area. Tectonic deformations and slope instability of the sedimentary cover control this area. The continental shelf of this part of the Tyrrhenian margin can be distinguished into various portions with different features: the northern portion is a fault-controlled narrow shelf, separated from a steep upper slope by a shallow shelfbreak. This sector is characterized by scarce sedimentation in the shelf area and transfer of sediments to the slope owing to resedimentation phenomena. The southern sector has a physiographically mature wide shelf, with a prevalently regular morphology and smaller topographic gradients than in the northern sector. This shelf was also characterized by a high rate of sedimentation during the upper Pleistocene and Holocene. The investigated slope is the upper slope of the margin northern portion; it reaches the depth of about -1100 m. Westwards, it slopes down to the lower slope with a rather regular morphology. The physiographic setting is conditioned by morphostructural highs, basins and channels which resulted from extensional tectonic activity producing step-like blocks sloping down northward and seaward. Two main families of overlapping lineaments with an approximately N-S orientation and parallel to one another, may represent the seaward continuation of the lineaments observed along the coast and, further to the south, in the sea. Two systems, which are approximately parallel to the coast and have a N-S direction, are particularly evident: in both, 3 morphostructural highs approximately parallel to the coast are present. These are separated by E-W aligned, possibly structural, narrow depressions in which transport is concentrated. The highs have their summit surfaces at depths increasing from S to N. The most internal highs are less deep, on the average. The upper slope morphological highs may date to the lower Pleistocene because of the tectonic deformation of Pliocene sediments. Extensional deformations have occurred from the middle Pleistocene up to recent times and appear connected with the subsidence of the Marsili basin. Differential uplifts and blocks rotation in this area may be related to a transcurrent tectonic regime, which gave origin to structural basins. One of these basins is the Sapri basin, which represented an important sedimentary depocenter as suggested by the great thickness of Plio-Quaternary deposits.

Parole chiave: Margini continentali, sistema piattaforma- scarpata, morfologia, sedimentazione, Quaternario, Mar Tirreno
Key words: Continental margins, shelf-slope system, morphology, sedimentation, Quaternary, Tyrrhenian Sea

1. INTRODUZIONE

In questo lavoro si riportano i risultati di uno studio morfologico del sistema piattaforma - scarpata continentale superiore tra Capo Palinuro e Capo Bonifati, nella porzione meridionale del Margine Tirrenico Orientale. A tal fine sono stati interpretati 84 profili acustici EDO 3.5 kHz per uno sviluppo di 894 mn (Pennetta, 1994; 1996a) acquisiti nel corso delle crociere oceanografiche del 1989 e del 1990 con la N/O Bannock (punti di navigazione in Fig. 1) nell'ambito di un programma di ricerca finalizzato allo studio dei margini continentali. I dati ricavati hanno consentito di elaborare una carta batimetrica di dettaglio, e quindi di ricostruire anche tridimensionalmente la fisiografia del margine in oggetto (Fig. 2A e B).

Il Mar Tirreno si è sviluppato come bacino di retroarco ad ovest della catena appenninica sin dal Miocene superiore con un'estensione maggiore nel settore meridionale, come testimonia la litosfera oceanica creatasi nei bacini di Vavilov e Marsili (Kastens *et al.*, 1988; Patacca *et al.*, 1990). Lungo il margine continentale di questo settore, in un'area dove i sollevamenti differenziali registrati nella catena sono stati molto intensi, si riconosce una notevole articolazione per effetto della tettonica tensile e della forte subsidenza che ha interes-

sato soprattutto le aree sottomarine (Selli & Fabbri, 1971; Sartori, 1988). L'assetto risultante di questo margine è caratterizzato da alti morfostrutturali sottesi da una piattaforma relativamente ampia, con gradienti modesti, e da bacini di scarpata sottesi da una piattaforma continentale ristretta, con gradienti elevati raccordati da una scarpata profondamente incisa da canali, le cui testate procurano la recessione del ciglio.

Scopo di questo lavoro è di tracciare l'evoluzione morfologica quaternaria di questo tratto di margine, utilizzando anche gli elementi principali lineari ed areali definiti cinematicamente e cronologicamente nell'entroterra calabro-lucano (Bousquet, 1973; Carobene *et al.*, 1986; C.N.R., 1987; Carobene & Dai Pra, 1990; Turco *et al.*, 1990).

2. SISTEMA PIATTAFORMA - SCARPATA

Il sistema piattaforma - scarpata presente in questo settore di margine tirrenico può essere considerato per buona parte fisiograficamente immaturo, ad eccezione del tratto a sud di Capo Scalea, dove i profili sono resi più regolari da un significativo spessore di sedimenti, che rende meno evidente la complessità strutturale del

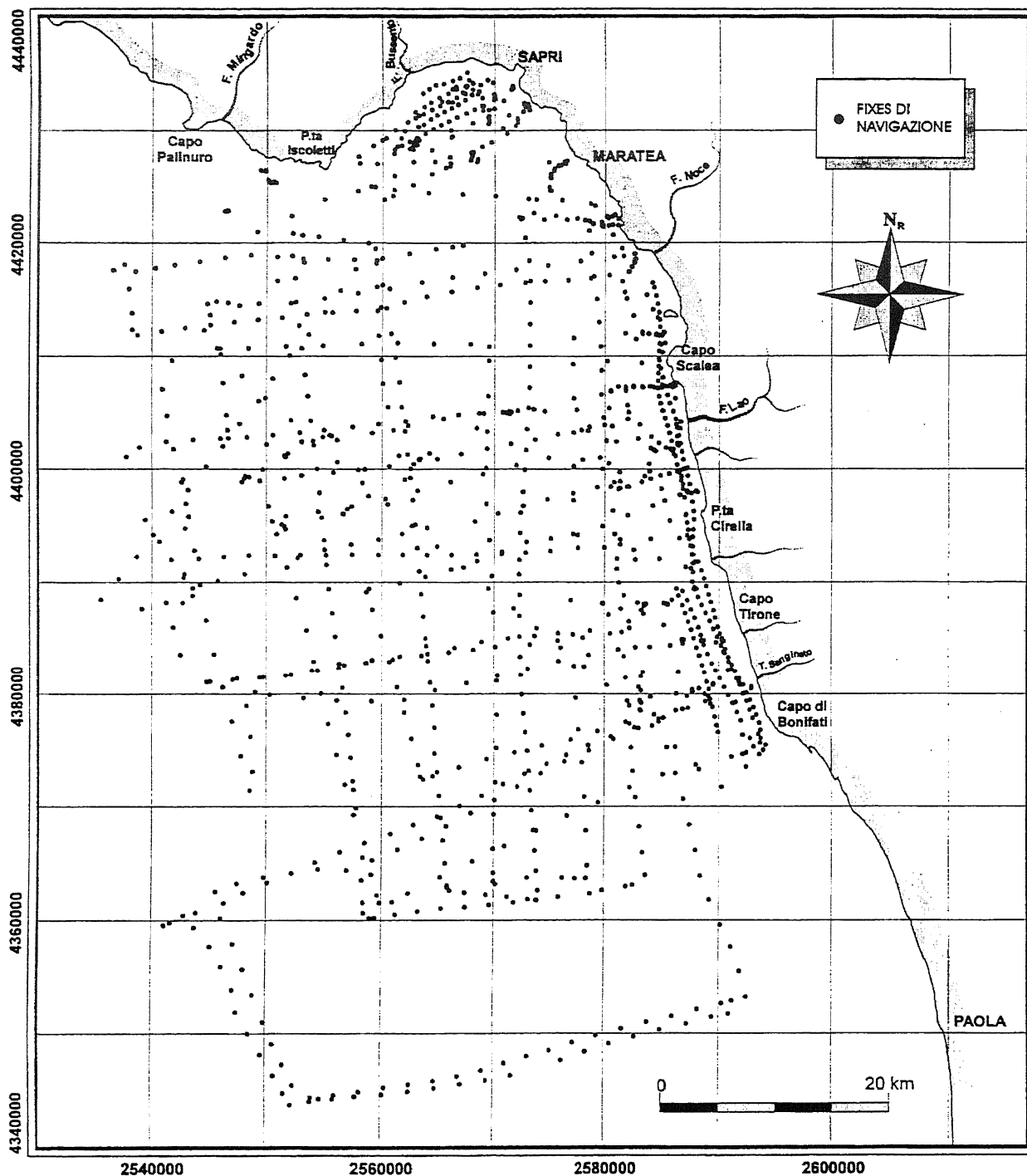


Fig. 1 - *Fixes di navigazione eseguiti durante le crociere del 1989 e del 1990 lungo il margine sud-orientale del Tirreno.*
Navigation fixes established during the 1989 and 1990 cruises along the southeastern Tyrrhenian margin.

sottofondo. I maggiori volumi di sedimento sono raccolti nel bacino di Sapri, che rappresenta l'elemento caratterizzante della scarpata di questo margine. Il ruolo di collettore di sedimenti è facilitato dall'effetto sbarramento operato dai rilievi sottomarini che lo orlano.

2.1 Piattaforma

Le indagini condotte hanno permesso di distinguere

due tratti di piattaforma continentale con caratteristiche morfologiche e sedimentologiche diverse. Il primo tratto (piattaforma in erosione), da Capo Palinuro a Capo Scalea, è lambito dalle testate di numerosi canali i quali innescano estesi fenomeni di erosione. Il secondo settore (piattaforma in progradazione), da Capo Scalea a Capo Bonifati, è caratterizzato dalla presenza di depositi progradanti e aggradanti sedimentati verosimilmente a partire dal Pleniglaciale (25-18 ka).

In particolare, nel tratto settentrionale da Capo Palinuro a Capo Scalea l'estensione della piattaforma risulta piuttosto variabile con valori massimi (circa 7500 m) fino a Punta degli Iscoletti e a largo di Sapri, e valori minimi (meno di 1000 m) tra P.ta degli Iscoletti e la foce del F. Bussento e fra Maratea e Capo Scalea. Il ciglio è di tipo netto e raggiunge profondità fino a -95 m in corrispondenza dei tratti meno ampi della piattaforma, altrimenti può oltrepassare i -130 m. Da Capo Scalea a Capo Bonifati la piattaforma si allarga gradualmente fino a raggiungere un'ampiezza lineare di circa 5000 m (tra Capo Scalea e Punta Cirella) e di circa 8000 m (tra Punta Cirella e Capo Bonifati). È caratterizzata da un ciglio di tipo graduale con profondità comprese nell'intervallo di -125÷ -140 m.

L'interpretazione dei profili acustici (Pennetta, 1996a) ha consentito di riconoscere nel sottofondo dell'intero tratto di piattaforma in studio una superficie di erosione. La profondità di tale superficie, da -90 m nei tratti di piattaforma in erosione e fino a -130 m nei tratti di piattaforma in progradazione, consente di correlarla all'ultimo episodio glaciale (18.000 anni B.P.), durante il quale il livello del mare si ritirò sino all'attuale isobata dei -110 ÷ -120 m nel Mediterraneo (vedi per es., Aloisi *et al.*, 1978). Al di sotto di tale superficie si individuano depositi progradanti verso mare, silteosi sabbiosi, relitti, sedimentati durante la caduta e lo stazionamento basso del livello del mare. Tali depositi, responsabili della progradazione del margine, sono molto più potenti nel tratto fra Punta Cirella e Capo Bonifati: conferiscono quindi una più marcata progradazione verso mare a questo tratto di piattaforma. Al di sopra della superficie di erosione si individuano gruppi di riflessioni acustiche, interpretati quali depositi paralic e marini. Questi sistemi, che tendono ad assottigliarsi verso mare, sono legati al progressivo arretramento della linea di costa indotto dalla risalita eustatica successiva alla glaciazione, che determina un'aggradazione della piattaforma nell'intorno dei 10-15 m. Solo nel tratto tra Capo Scalea e Punta Cirella il cospicuo apporto sedimentario del fiume Lao ha determinato la messa in posto di potenti depositi con spessori nell'intorno dei 50 m.

2.2 Scarpata

In questo margine continentale la scarpata può essere distinta in una parte superiore che si approfondisce fino a circa -1100 m, con una morfologia piuttosto articolata, ed una parte inferiore che giunge sino alla piana abissale tirrenica con una morfologia più regolare.

I profili acustici hanno consentito di investigare la parte superiore della scarpata, che evidenzia maggiormente l'effetto della tettonica tensile che ha prodotto blocchi ribassati a gradinata verso Nord e verso mare (Pennetta, 1994). Una fase successiva di tipo contrazionale seguita a tale ribassamento potrebbe aver originato i due sistemi di rilievi (*slope ridges*: Selli, 1970), con direzione N-S, sub-paralleli alla costa. In ambedue si riconoscono tre alti morfostrutturali, separati da depressioni, probabilmente strutturali, allineate approssimativamente E-W, nelle quali si concentra il trasporto dei sedimenti. Gli alti posseggono superfici sommitali a profondità crescenti verso nord; quelli in posizione più interna presentano complessivamente profondità inferiori. La sommità

di questi ultimi è caratterizzata da superfici irregolari acusticamente sorde; esigui depositi, presumibilmente olocenici e a granulometria grossolana, sono presenti nelle depressioni. Sui rilievi più esterni, più profondi, si evidenziano drappi di sedimenti pelitici che sormontano un fondo articolato e duro.

Nel settore settentrionale si sviluppa il bacino di Sapri (*bacini peri-tirrenici*: Selli, 1970; Fabbri *et al.*, 1981), la cui forma quadrangolare suggerisce un probabile controllo strutturale. Esso è limitato a nord e ad est dal tratto di scarpata ripido (>10°) e profondamente inciso, sotteso dalla piattaforma ristretta e con elevato gradiente, presente tra P.ta degli Iscoletti e Capo Scalea, e a sud e ad ovest dai rilievi anzidetti; tra questi rilievi il bacino si aprirebbe verso la scarpata inferiore. Le caratteristiche morfoacustiche del suo fondo e sottofondo permettono di individuare depositi torbidity sabbiosi. Tali depositi provengono prevalentemente dal collasso dei sedimenti del ciglio della piattaforma in recessione e delle scarpate che bordano il bacino, come testimoniano le frequenti nicchie di distacco rilevate.

Nel tratto meridionale la scarpata superiore mostra una maggiore regolarità ed un minore gradiente rispetto a quello settentrionale; tuttavia a luoghi sono stati individuati riflessioni di eco del fondo assimilabili a processi gravitativi (da Capo Scalea a Punta Cirella).

3. EVOLUZIONE MORFOLOGICA

Gli elementi fisiografici evidenziati nel margine tirrenico sud-orientale possono essere riferiti alle stesse famiglie di lineamenti strutturali riconosciuti nel settore emerso e nel settore marino più meridionale.

La migrazione del *rifting* tirrenico verso est ha prodotto in questo margine nel Pliocene un primo fagliamento ad andamento meridiano ed un elevato tasso di subsidenza. Nel Pleistocene inferiore, in seguito ad una fase di contrazione regionale provocata dai fenomeni compressivi nell'area di catena, si sono formati i sistemi di rilievi riconosciuti sulla scarpata superiore. Pari interpretazione danno Trincardi & Zitellini (1987), Argnani & Trincardi (1988) e Canu & Trincardi (1989) per i rilievi di scarpata che delimitano verso mare il bacino di Paola, immediatamente più a sud dell'area in studio. Successivamente dal Pleistocene medio questi sistemi di rilievi hanno subito uno smembramento ad opera di fagliamenti prevalentemente ad orientamento appenninico, e ribassamento a gradinata verso mare ed anche verso nord a causa di sollevamenti differenziali decrescenti da S a N, correlabili con quelli avvenuti sulla costa (Damiani & Pannuzi, 1978; Carobene & Dai Pra, 1990). I sollevamenti, così come le rotazioni e i basculamenti dei blocchi, sono da riferire ad un regime di trascorrenza di cui la linea di Sangineto, rappresenta l'elemento lineare regionalmente più significativo. Tale linea, che delimita verso sud l'area indagata, suddivide zone con sollevamenti e rotazione dei blocchi differenziati. In particolare, a nord di questa nel Pleistocene medio-superiore si verifica un sollevamento costiero minore rispetto a quello registrato a sud della stessa linea tettonica (Carobene *et al.*, 1986). Inoltre, a nord della stessa linea le rotazioni antio-

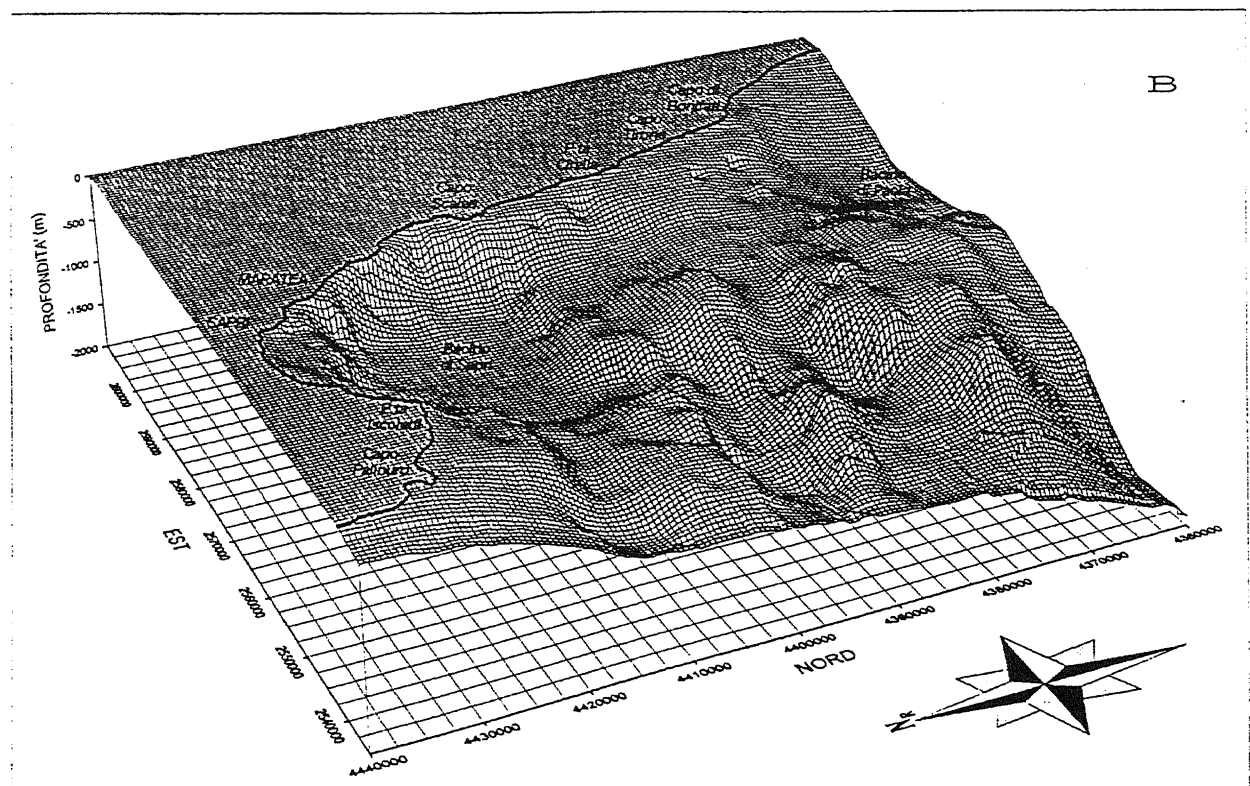
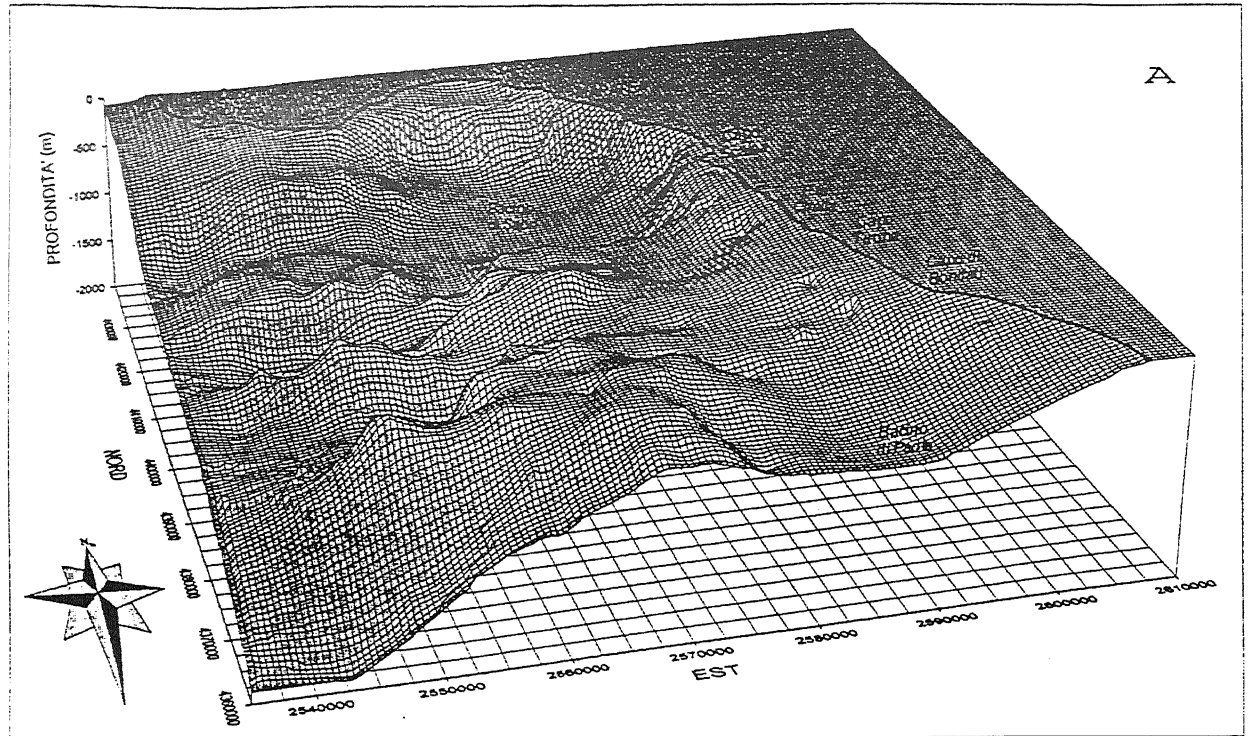


Fig. 2 - Visioni prospettive della morfologia sommersa dell'area in studio da sud (A) e da nord-ovest (B).
Southern (A) and northwestern (B) perspective views of submerged morphology in the studied area.

rarie e i basculamenti dei blocchi, via via decrescenti verso nord, sono in grado di produrre alcuni degli elementi areali depressi (bacini triangolari), in cui si sono raccolti gli apporti sedimentari di maggior rilievo (ad es. bacino del F.Noce, graben del F. Lao-Mercure). Tali accumuli sono da ricollegare allo sviluppo nel loro interno di corsi d'acqua, per lo più a carattere torrentizio, che ancora oggi dissecano il margine costiero in oggetto. L'ipotesi di un controllo strutturale anche per il bacino di Sapri sarebbe confermata dalla presenza di importanti faglie bordiere, correlabili con quelle presenti nel settore emerso. La componente trascorrente, ipotizzata per queste faglie, unitamente alla geometria e all'accelerata subsidenza evidenziata, potrebbero caratterizzarlo come bacino di tipo *pull-a-part* (Ortolani *et al.*, 1995). Esso si sarebbe formato sin dal Miocene superiore e da allora ha rappresentato un importante depocentro sedimentario testimoniato dal notevole spessore di depositi plio-quaternari (Fabbri *et al.*, 1981).

L'assetto morfostrutturale così delineatosi a partire dal Pleistocene medio, ha condizionato l'assetto geologico di questo tratto di margine. I rilievi fungono da argine al bacino di Sapri e da barriera morfologica esercitando il confinamento verso mare dei depositi terrigeni che in parte colmano i bacini, con potenti successioni torbiditiche, ed in parte drappeggiano i rilievi più profondi con sedimenti fini che preservano la loro paleotopografia e ne addolciscono i profili (Pennetta, 1994; 1996a). I rilievi meno profondi, parzialmente emersi durante l'ultimo Pleniglaciale (ca. 18.000 anni B.P.), sono invece fisiograficamente immaturi e caratterizzati da sottili depositi olocenici più grossolani nelle depressioni.

In ordine alle aree di piattaforma, quelle che bordano a nord il bacino di Sapri, con un chiaro controllo strutturale, non consentono la conservazione di depositi progradanti e aggradanti; favoriscono, invece, il trasferimento dei sedimenti oltre il ciglio della piattaforma mediante fenomeni di trasporti in massa, come avviene anche nel settore più a Sud dell'area in studio (Canu & Trincardi, 1989). Differentemente si verifica per le aree a sud di Capo Scalea in cui, oltre ad essere evidenti fenomeni di progradazione della piattaforma, si nota, nei tratti sottesi dai fiumi Lao e Abatemarco, un rilevante spessore di depositi di aggradazione, verosimilmente olocenici, da correlare all'apporto sedimentario di questi fiumi. Lo spessore di sedimenti quaternari è tale da rendere il margine meno immaturo del tratto precedente; tali depositi ricoprono altresì l'alto morfologico posto in allineamento con la linea di Sanginetto. L'alto potrebbe rappresentare la prosecuzione a mare delle strutture compressive della Catena Costiera.

Nel sottofondo dell'intero tratto della piattaforma investigata si segue con continuità la superficie di erosione legata all'esposizione subaerea della piattaforma quando il livello del mare raggiunse i -120 m a circa 18.000 anni B.P.

4. CONCLUSIONI

L'interpretazione dei profili acustici ha consentito il riconoscimento degli elementi fisiografici del tratto di

margine compreso tra Capo Palinuro e Capo Bonifati. Questi elementi sono l'espressione sia della tettonica tensile plio-quaternaria connessa alla subsidenza del Mar Tirreno e del sollevamento della catena appenninica, sia dei fenomeni tardo compressivi della stessa. L'insieme di questi eventi tettonici, verificatisi sino a tempi molto recenti, ha prodotto rispettivamente blocchi ribassati a gradinata verso Nord e verso mare e sistemi di rilievi e bacini. Per questo l'assetto strutturale che si è definito non è indicativo di un "tipico margine passivo" e ciò ha determinato una differenziazione nei processi morfologici e sedimentari che si continuano ad esplicare. Il sistema piattaforma-scarpata con un forte controllo strutturale, come quello che borda il bacino di Sapri, risulta essere sin dalla sua impostazione in chiara erosione; ne sono indicativi i processi gravitativi quali frane e correnti di torbida coinvolgenti volumi di sedimento provenienti da questo sistema. Tali depositi si raccolgono nel bacino, che rappresenta il livello di base gravitativo (di tutto il tratto) del sistema piattaforma-scarpata del settore settentrionale. Invece, il settore meridionale del sistema indagato, in cui il controllo strutturale è meno evidente, presenta una netta progradazione e aggradazione, facilitata dal significativo apporto clastico dei corsi d'acqua (es. fiumare) che dissecano il margine della Calabria settentrionale.

BIBLIOGRAFIA

- Aloisi J.C., Monaco A., Planchais N., Thommeret J. & Thommeret Y., 1978 - *The Holocene transgression in the Golfe du Lion, southwestern France: paleogeographic and paleobotanical evolution*. Géograph. Phisys. Quaternaire, **32**, 145-162.
- Argnani A. & Trincardi F., 1988 - *Paola slope basins: evidence of regional contraction on the Eastern Tyrrhenian Margin*. Mem. Soc. Geol. It., **44**, 93-105.
- Bousquet J.C., 1973 - *La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucanien (Italie Méridionale)*. Geol. Romana, **12**, 1-104.
- Canu M. & Trincardi F., 1989 - *Controllo eustatico e tettonico sui sistemi deposizionali nel bacino di Paola (Plio-Quaternario), margine tirrenico orientale*. Giorn. Geol., **51**, 41-61.
- Carobene L. & Dai Pra G., 1990 - *Genesis, chronology and tectonics of the Quaternary marine terraces along the Tyrrhenian coast of northern Calabria. Their correlation with climatic variations*. Il Quaternario, **3**(1), 75-94.
- Carobene L., Dai Pra G. & Gewalt M., 1986 - *Niveaux marins du Pleistocène moyen-supérieur de la côte tyrrhénienne de la Calabre (Italie méridionale)*. Datation Th/U et tectonique recente. Zeit. Geom. N.F., **62** suppl., 141-158.
- C.N.R., 1987 - *Neotectonic Map of Italy. Scale 1:500,000, sheet 4*. Lit. Art. Cart., Firenze.
- Damiani A.V. & Pannuzi L., 1978 - *Terrazzi marini e neotettonica pleistocenica della costa tirrenica calabro-lucana tra Maratea e Cetraro*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 597-640.
- Fabbri A., Gallignani P. & Zitellini N., 1981 - *Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins*.

- In: Wezel F.C. (ed.), *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*. Technoprint, 101-126, Bologna.
- Kastens K., Mascle J., Auroux C., Bonatti E., Broglia C., Channel J., Curzi P., Emeis K., Glacon G., Hasegawa S., Hieke W., Mascle G., McKenzie J., Mendelson J., Muller C., Rehault J., Robertson A., Sartori R., Sprovieri R. & Torii M., 1988 - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**, 1140-1156.
- Ortolani F., Pennetta M., Toccaceli R.M., 1995 - *Evoluzione morfostrutturale pleistocenico-olocenica del Golfo di Policastro e movimenti di massa profondi*. Atti Conv. Naz. "Grandi fenomeni gravitativi lenti nei centri abitati delle regioni alpine ed appenniniche" (Maratea, 28 settembre 1995), 20-22.
- Patacca E., Sartori R. & Scandone P., 1990 - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- Pennetta M., 1994 - *Lineamenti geomorfologici e sedimentologici del margine tirrenico calabro-lucano*. Atti 77a Riun. Estiva - Congr. Naz. Soc. Geol. It. (Bari, 26-28 settembre 1994), 230-231.
- Pennetta M., 1996a - *Margine Tirrenico Orientale: morfologia e sedimentazione tardo pleistocenica-olocenica del sistema piattaforma-scarpata tra Capo Palinuro e Paola*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 339-354.
- Sartori R., 1988 - *Drilling of ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea: tentative basin evolution compared to deformation in the surrounding chains*. In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. (Eds.), *The lithosphere in Italy*. Advance in Earth Sciences Research, 125-138.
- Selli R., 1970 - *Cenni morfologici generali sul Mar Tirreno*. In: Selli R. (ed.), *Ricerche Geologiche Preliminari nel Mar Tirreno*. Giorn. Geol., **37**, 5-24.
- Selli R. & Fabbri A., 1971 - *Tyrrhenian: a Pliocene deep-sea*. Acc. Naz. Lincei. Rend. Scienze Fis. Mat. Nat., **8**, 104-116.
- Trincardi F. & Zitellini N., 1987 - *The rifting of the Tyrrhenian basin*. Geo-Marine Letters, **7**, 1-6.
- Turco E., Maresca R. & Cappadona P., 1990 - *La tettonica Plio-Pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 519-529.

Ms. ricevuto : 15 giugno 1996
 Inviato all'A. per la revisione: 28 giugno 1996
 Testo definitivo ricevuto : 6 luglio 1996

Ms received: June 15, 1996
 Sent to the A. for a revision: June 28, 1996
 Final text received: July 6, 1996