

Terrazzi deposizionali sommersi nel Golfo di Policastro (Campania)

DE PIPPO T.*, PENNETTA M.*

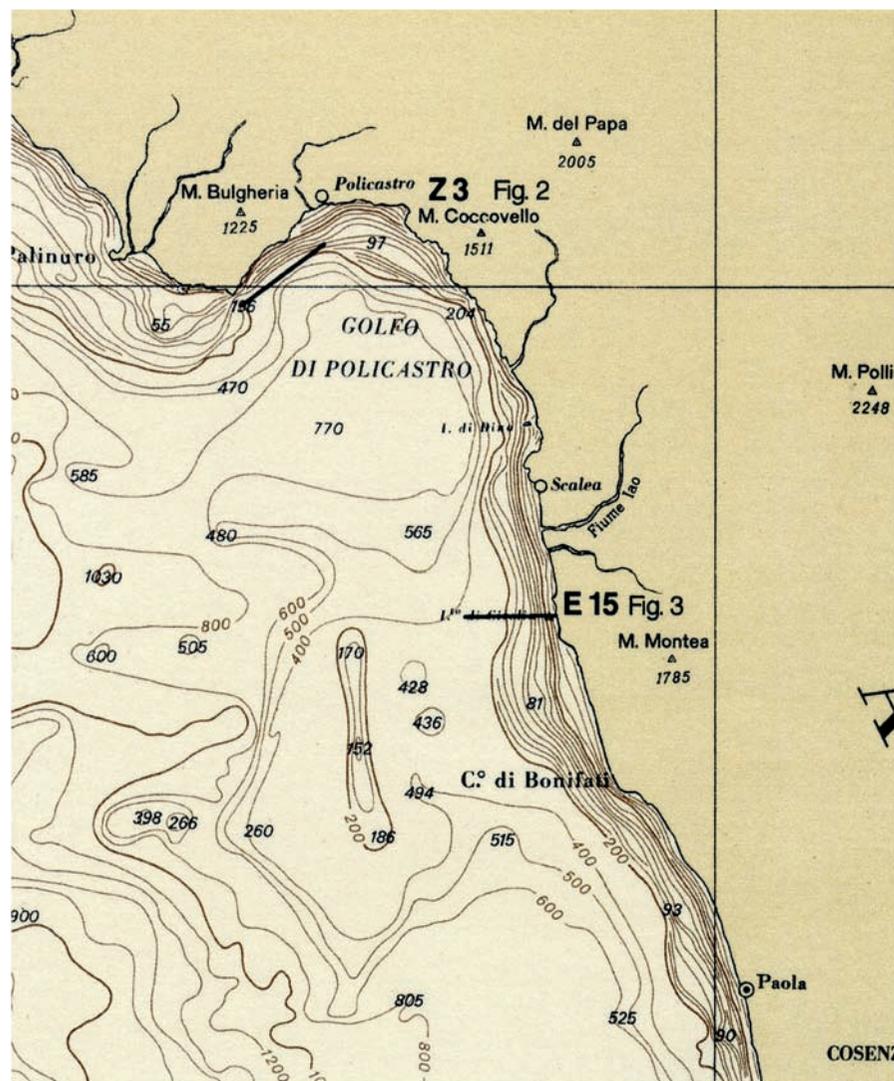


Fig. 1- Ubicazione dell'area di studio e dei profili. Scala 1:750.000

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Nel corso di due crociere oceanografiche nel 1989 e nel 1990, eseguite con la N/O Bannock del C.N.R. nel Golfo di Policastro (Fig. 1), sono stati acquisiti profili batimetrici e sismo-acustici S.B.P. 3.5 kHz, per uno sviluppo complessivo di 894 mn. Il Golfo di Policastro si sviluppa tra il fianco occidentale del segmento calabro-lucano della catena appenninica ed il tratto di bacino tirrenico con maggiore estensione (KASTENS *et alii*, 1988; PATACCA *et alii*, 1990).

Gli eventi tettonici molto recenti registrati in quest'area sono evidenziati dalla notevole complessità del sistema piattaforma-scarpata di questo margine (PENNETTA, 1996a).

La forte subsidenza legata alla distensione del bacino tirrenico, associata ai notevoli sollevamenti nelle zone emerse, ha reso articolata la fisiografia di questo tratto di margine caratterizzato da rilievi (*slope ridges*: SELLI, 1970), bacini (*bacini peritirrenici*: SELLI, 1970; FABBRI *et alii*, 1981) e *canyons*, nonché da patterns deposizionali generalmente complessi (SARTORI, 1989; ARGNANI *et alii*, 1989; DE PIPPO *et alii*, 1996).

Tale articolazione è il risultato anche delle notevoli disgiunzioni tettoniche, sia parallele che normali al margine, osservabili più chiaramente nelle aree di catena (PENNETTA, 1996 b; DE PIPPO & PENNETTA, 1999).

Lo studio dei profili sismici ha consentito di individuare presso il ciglio della piattaforma continentale la presenza di corpi sedimentari sommersi con geometria esterna terrazzata e struttura interna progradante verso mare, formati durante la fase di abbassamento e di stazionamento basso del livello del mare dell'Ultimo Glaciale; in questo Volume vengono denominati *terrazzi deposizionali sommersi* (TDS). Essi si sviluppano in un tratto di piattaforma in progradazione tra Punta Cirella e Capo Tirone e in un tratto di piattaforma in erosione al largo del fiume Bussento (Fig. 2).

*Dipartimento di Scienze della Terra - Università "Federico II" - Napoli

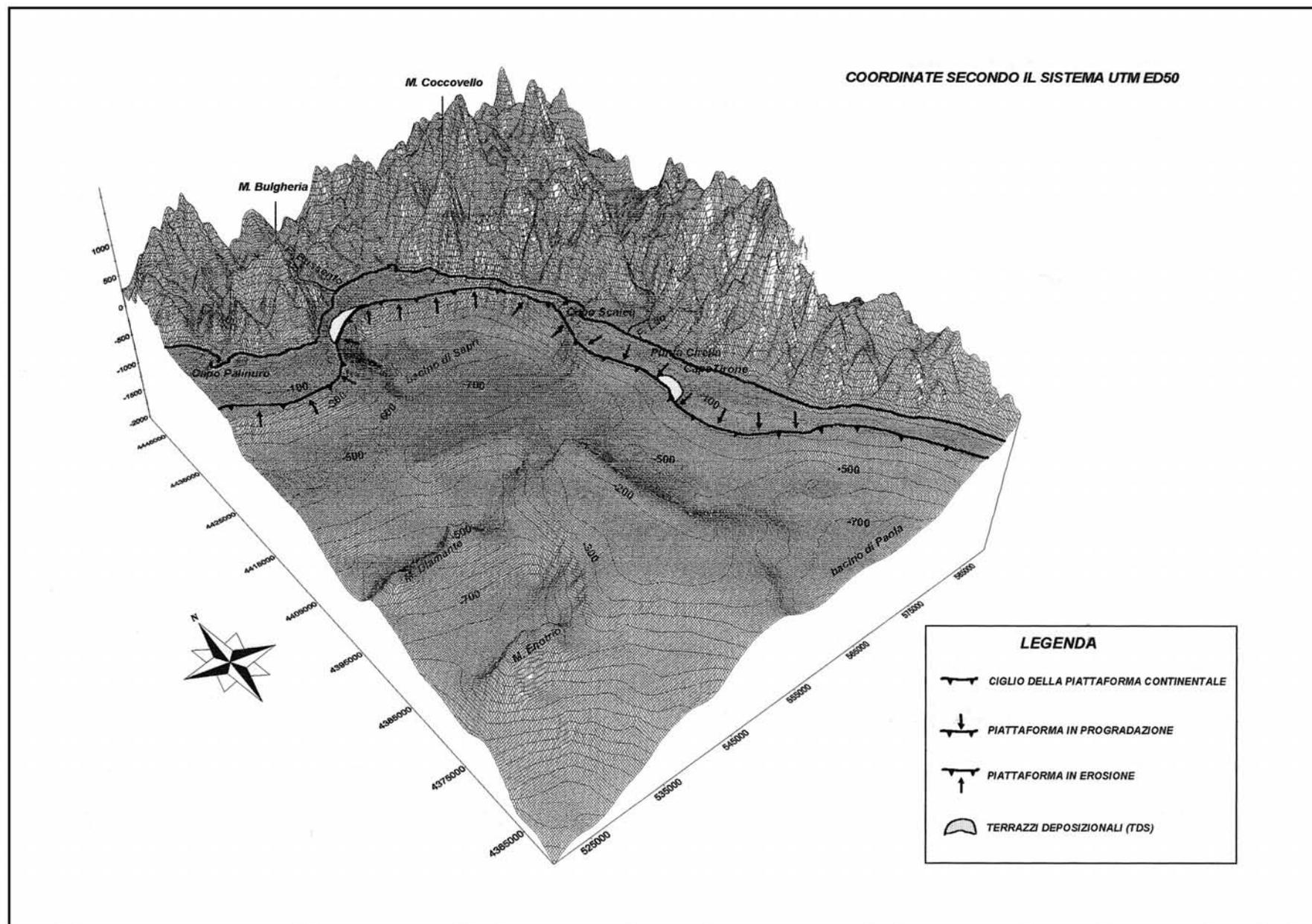


Fig. 2 - Carta morfologica del Golfo di Policastro, con indicazione dei TDS.

MORFOLOGIA

Nella porzione settentrionale si individua il bacino di Sapri che costituisce un bacino di scarpata; è sotteso da una piattaforma continentale prevalentemente di modesta ampiezza, circa 1 km, ma che talvolta raggiunge i 7.5 km. La piattaforma è caratterizzata da gradienti di pendenza elevati e da chiari indizi di erosione e controllo strutturale; mostra un ciglio netto ubicato tra i -90 m ed i -120 m. Al largo del F. Bussento si individua un terrazzo deposizionale (TDS) che si sviluppa per almeno 3.5 km. La piattaforma continentale passa ad una scarpata interessata da processi gravitativi e profondamente dissecata da canali le cui testate concorrono all'arretramento generalizzato dell'orlo della piattaforma per erosione regressiva. I depositi franati si raccolgono quindi nel bacino di Sapri, delimitato a Sud e ad Ovest dai rilievi sommersi, che assume il ruolo di collettore dei sedimenti (PENNETTA, 1996a).

La porzione meridionale dell'area in studio, da Capo Scalea a Capo Tirone, è caratterizzata dalla presenza di alti morfostrutturali che sottendono una piattaforma relativamente ampia, da 5 ad 8 Km, con gradienti modesti e con ciglio graduale ubicato a circa -130/-140 m di profondità; essa evolve gradualmente alla scarpata superiore che mostra una complessiva regolarità ed un basso gradiente. Appaiono evidenti in quest'area gli effetti di passati processi di progradazione della piattaforma. Al largo del tratto tra Punta Cirella e Capo Tirone si individua un terrazzo deposizionale (TDS) che si sviluppa parallelamente alla costa per 2.5 km.

L'interpretazione dei profili acustici ha consentito di riconoscere nel sottofondo dell'intero tratto di piattaforma una superficie di disconformità angolare molto irregolare, probabilmente legata ad erosione subaerea (Fig. 3). La profondità massima di tale superficie varia da -90/-100 m nei tratti di piattaforma in erosione fino a -130 m nei tratti di piattaforma con ciglio più profondo, talvolta in progradazione. Questo consente di ipotizzare che tale superficie si sia formata durante l'ultimo episodio glaciale (18.000 anni B.P.), quando il livello del mare raggiunse l'attuale isobata dei -110/-120 m (MARANI *et alii*, 1988). Tale evento provocò l'emersione quasi completa della piattaforma e lo spostamento dell'antica linea di riva verso mare quasi fino all'attuale ciglio. Pertanto, presso l'orlo della piattaforma e sulla scarpata avveniva la deposizione della sequenza deposizionale marina (Figg. 3 e 4), con depositi gradualmente più grossolani che progradavano verso mare, mentre nel tratto interno si attuava l'erosione dei depositi preesistenti ad opera degli agenti esogeni. L'azione erosiva dei corsi d'acqua, che in quel periodo incidevano l'attuale piattaforma, è evidenziata dalle frequenti depressioni nella superficie di disconformità (Fig. 3), interpretate come paleoalvei, con depositi paralici preservati e a loro volta sigillati da una coltre di sedimenti marini trasgressivi e di stazionamento alto (PENNETTA, 1996a). La superficie erosiva diacrona che separa

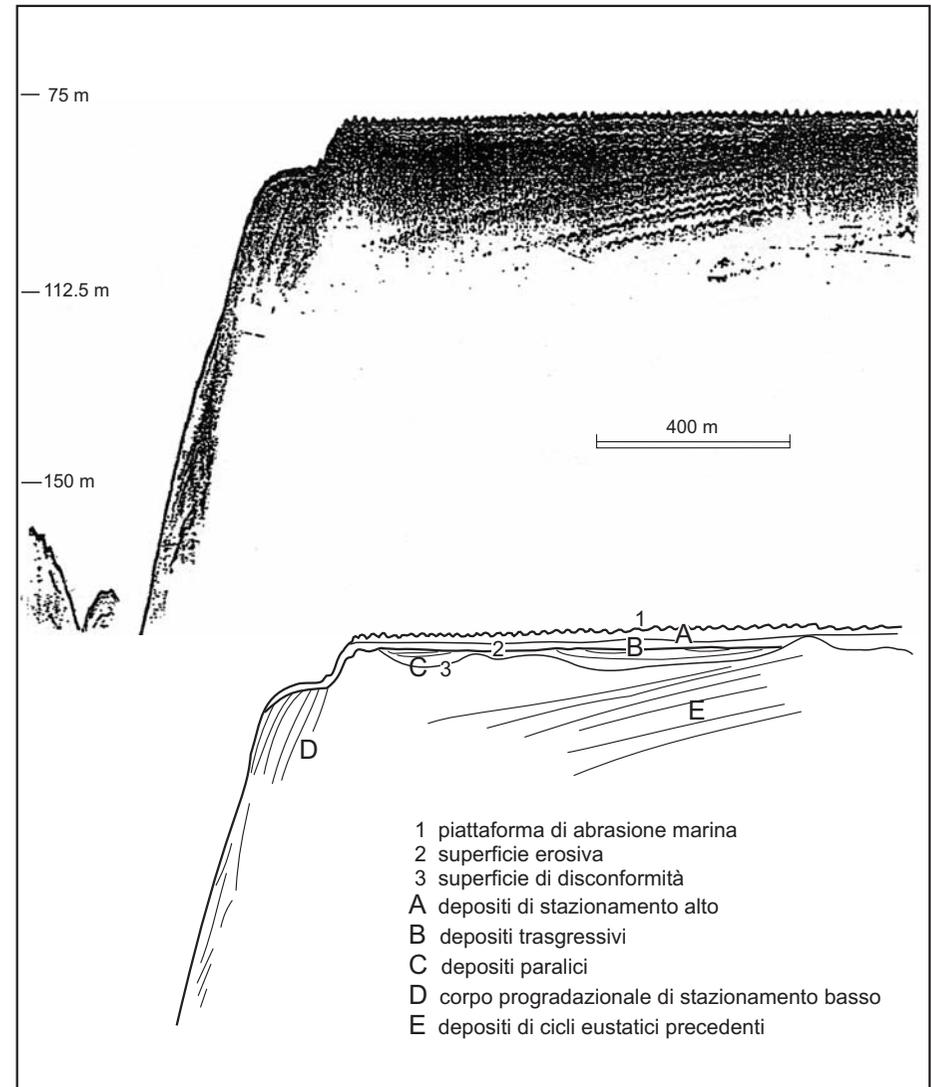


Fig. 3 - Profilo sub-bottom 3.5 KHz. Piattaforma di abrasione marina; nel sottofondo è presente una superficie di disconformità angolare connessa all'Ultimo Glaciale, colmata da sedimenti paralici, passanti a sedimenti marini in drappeggio. Presso il ciglio è presente un corpo deposizionale relitto con struttura interna progradante verso mare e geometria esterna terrazzata; la liscia superficie superiore (1) è erosiva ed è legata alla risalita del mare successiva al pleniglaciale wurmiano.

i depositi dei due ambienti è legata al progressivo arretramento della linea di costa causato dalla risalita eustatica successiva all'Ultimo Glaciale.

Al di sotto della superficie di disconformità angolare si individuano, presso il ciglio della piattaforma, depositi relitti progradanti verso mare, sedimentati sia durante la regressione wurmiana che durante precedenti cicli eustatici (Figg.3 e 4); al loro tetto si individuano gruppi di riflessioni acustiche in aggradazione, interpretati quali depositi paralici e marini, che si ispessiscono verso terra (Fig. 4).

TERRAZZI DEPOSIZIONALI SOMMERSI

Sia al largo del fiume Bussento che tra Punta Cirella e Capo Tirone, si individuano terrazzi deposizionali sommersi clinostratificati, progradanti verso mare ed allungati parallelamente al margine.

Al largo del fiume Bussento (Fig. 3, ubicazione in Fig. 1) è presente una piattaforma ampia circa 2 km e con inclinazione di circa 2°. Nel sottofondo della piattaforma si riconosce la superficie di disconformità angolare, profonda circa 90 m, colmata da sedimenti paralici e marini deposti durante la risalita del livello marino successivamente al pleniglaciale del wurmiano.

Presso il ciglio è presente un corpo deposizionale relitto con struttura interna progradante verso mare e geometria esterna terrazzata, interpretato come TDS. Esso è ubicato ai piedi di una possibile superficie di abrasione marina, profonda circa 85 m, risultando più basso rispetto alla stessa di almeno 10 m. Il TDS si sviluppa longitudinalmente per almeno 3.5 km, con uno spessore di 20-25 m e con un'ampiezza ortogonale alle costa di circa 150 m; al suo interno è visibile una struttura caratterizzata da fitti clinoforimi con inclinazione pari a circa 4°, interpretati, in base al tipo di riflessione, quali depositi a granulometria grossolana. I clinoforimi sono troncati nelle terminazioni superiori da una superficie erosiva sulla quale giacciono sottili depositi trasgressivi e di stazionamento alto del livello del mare.

Al largo del tratto tra Punta Cirella e Capo Tirone (Fig. 4, ubicazione in Fig. 1), al margine di una piattaforma più ampia della precedente (circa 8 Km) caratterizzata da una pendenza inferiore ad 1°, è ubicato un corpo deposizionale che si protende verso mare per circa 500 m, con sviluppo longitudinale di almeno 2.5 km e con spessore di circa 40 m. Esso è caratterizzato da una struttura interna in cui sono chiaramente visibili clinoforimi, con frequenza ed inclinazione gradualmente maggiore verso mare, riferibili ai depositi del corpo progradazionale sedimentati durante la caduta e lo stazionamento basso del livello del mare durante il pleniglaciale wurmiano. Tale struttura potrebbe indicare un incremento della frazione sabbiosa nei sedimenti corrispondente ad una tendenza *coarsening upward* (CU).

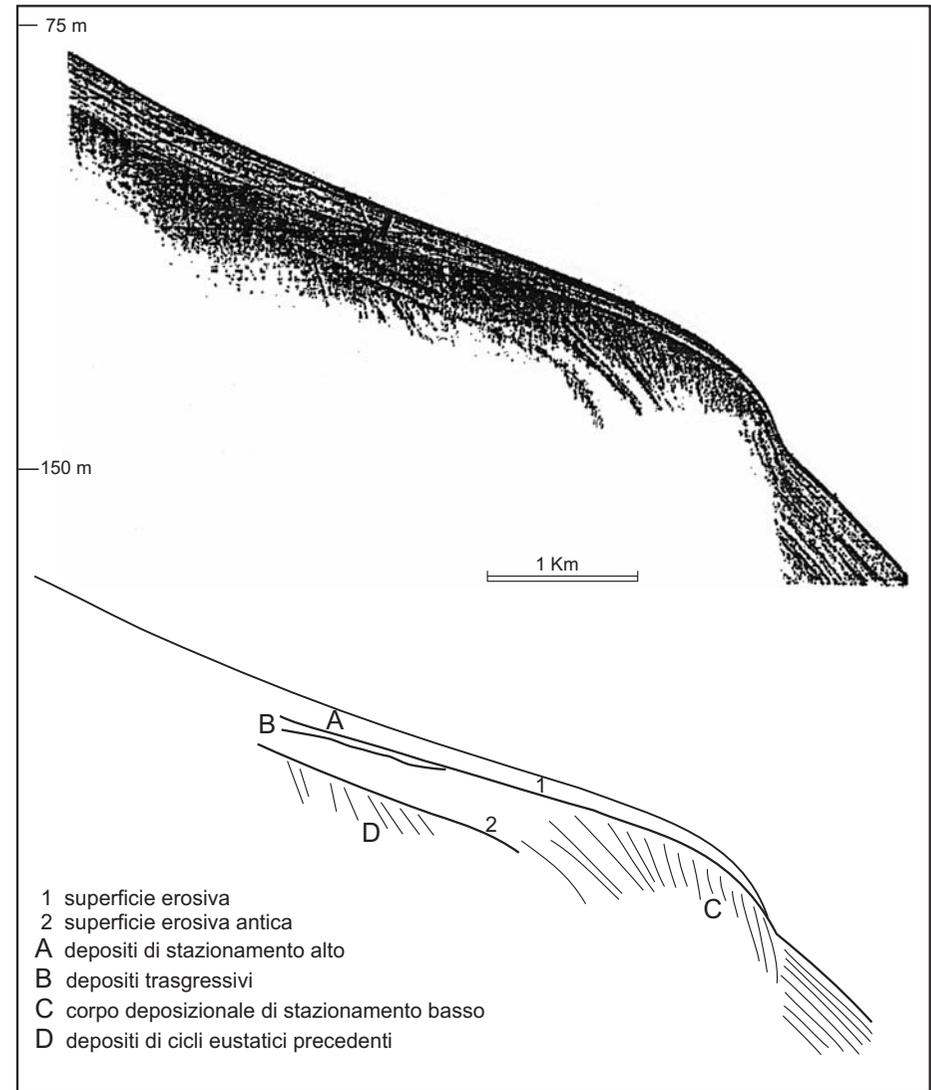


Fig. 4 - Profilo Sub-bottom 3.5 kHz.
 Piattaforma con sottili depositi trasgressivi e di stazionamento alto del livello del mare di età tardiglaciale ed olocenica a tetto di una superficie erosiva (1).
 Quest'ultima incide clinoforimi, con frequenza ed inclinazione gradualmente maggiore verso mare, riferibili ai depositi del corpo progradazionale sedimentati durante la caduta e lo stazionamento basso del livello del mare durante il pleniglaciale wurmiano.
 Al di sotto del corpo progradazionale sono presenti depositi di stazionamento basso relativi a cicli eustatici più antichi, separati dai primi da una più antica superficie erosiva marina (2) identica per struttura alla precedente.

I clinoforni appaiono erosi nelle terminazioni superiori dalla superficie erosa marina (PENNETTA, 1996a), la cui profondità massima di 145 m presso il margine consente di correlarla alla risalita del livello del mare successiva all'Ultimo Glaciale. Tale superficie separa unità progradazionali poste alla base, relazionabili a sedimenti depositi durante lo stazionamento basso del livello del mare, da due unità aggradanti poste al tetto, correlabili a depositi trasgressivi e di stazionamento alto del livello del mare. I depositi progradazionali del TDS sono limitati alla base da una più antica superficie di erosione, identica per struttura alla precedente ed interpretata come superficie che incide depositi relativi a cicli eustatici precedenti l'ultimo.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I processi morfologici e sedimentari che si attuano nella porzione settentrionale e meridionale del Golfo di Policastro si differenziano grazie all'assetto strutturale del Golfo che non è indicativo di un "tipico margine passivo". Infatti, il sistema piattaforma - scarpata che borda il bacino di Sapri, nella porzione settentrionale, è caratterizzato da un marcato controllo strutturale e risulta essere sin dalla sua impostazione in evidente erosione. Invece, il controllo strutturale è meno evidente nel settore meridionale, che presenta gli effetti di processi di progradazione e aggradazione, facilitati dal significativo apporto clastico dei corsi d'acqua (es. fiumare) che dissecano il margine della Calabria settentrionale. Ciononostante, sebbene i contesti morfostrutturali attuali e verosimilmente di 18.000 anni fa della porzione settentrionale e di quella meridionale del Golfo di Policastro siano differenti, i corpi sedimentari sommersi con geometria esterna terrazzata, presentando quasi le stesse caratteristiche, hanno probabilmente la medesima genesi. La loro origine sembra sia da ascrivere a processi sedimentari avvenuti nel corso dello stazionamento basso del livello del mare durante l'ultimo episodio glaciale. In tale occasione il mare si ritirò sino all'attuale isobata dei -110/-120 m nel Margine Tirrenico Orientale determinando lo spostamento dell'antica linea di riva sino a profondità inferiori al ciglio attuale della piattaforma, favorendo così la genesi di depositi di spiaggia regressivi progradanti. In assenza di apporti sedimentari veniva favorita la deposizione di depositi progradazionali di regressione "forzata", costituiti da depositi costieri gradualmente più recenti verso mare ed in generale ben preservati sui margini continentali, che presentano nel settore indagato caratteristiche analoghe a quelli individuati lungo altri margini continentali (FIELD & TRINCARDI, 1991; TRINCARDI & FIELD, 1991; CORREGGIARI *et alii*, 1992; POSAMENTIER *et alii*, 1992).

BIBLIOGRAFIA

- ARGNANI A., BORTOLUZZI G., BOZZANI A., CANEPA A., LIGI M., PALUMBO V., SERRACCA P., & TRINCARDI F. (1989) - *Sedimentary dynamics on the Eastern Tyrrhenian Margin: preliminary report*. *Giornale di Geologia*, **51**, 165-178.
- CORREGGIARI A., ROVERI M. & TRINCARDI F. (1992) - *Regressioni "forzate", regressioni "deposizionali" e fenomeni di instabilità in unità progradazionali tardo-quadernarie (Adriatico centrale)*. *Giornale di Geologia*, **54**, (1), p.19-36.
- DE PIPPO T. & PENNETTA M. (1999) - *Late Quaternary morphological evolution of a continental margin based on emerged and submerged morphostructural features: the south-eastern Tyrrhenian margin (Italy)*. *Zeitschrift für Geomorphologie*. *In press*
- DE PIPPO T., PENNETTA M., VALENTE A. & VECCHIONE C. (1996) - *Ruolo della morfologia sottomarina nei processi sedimentari del margine tirrenico sud-orientale*. "Il Quaternario Italian *Journal of Quaternary Sciences*", **9**(1), 359-364.
- FABRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins*. In: Wezel F.C. (ed.), *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*. Tecnoprint, 101-126.
- Field M.E. & Trincardi F. (1991) - *Regressive coastal deposits on Quaternary continental shelves: preservation and legacy*. In: R.H. OSBORNE (ed.), *From shoreline to abyss: contribution in marine geology in honor of Francis Parker Shepard*. Soc. Econ.Paleont.Mineral., Spec.pubbl. **46**,107-122.
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNEL J., CURZI P., EMEIS K., GLACON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE J., 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.
- MARANI M., TAVIANI M., TRINCARDI F., ARGNANI A., BORSETTI A.M., & ZITELLINI N. (1988) - *Pleistocene progradation and postglacial events of the NE i Tyrrhenian continental shelf between the Tiber river delta and Capo Circeo*- *Memorie Società Geologica Italiana*, **36**, 67-89.
- 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. (1996a) - *Margine Tirrenico orientale: morfologia e sedimentazione tardo Pleistocenica-Olocenica del sistema piattaforma-scarpata continentale tra Capo Palinuro e Paola*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **115**,339-354.
- PENNETTA M. (1996b) - *Evoluzione morfologica quadernaria del margine tirrenico sud orientale tra Capo Palinuro e Capo Bonifati*. "Il Quaternario Italian *Journal of Quaternary Sciences*", **9**(1), 353-358.
- POSAMENTIER H.W., ALLEN G.P., JAMES D.P. & TESSON M. (1992) - *Forced regression in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance*. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **76**, no.11, 1687-1709.
- SARTORI R. (1989) - *Evoluzione neogenico-recete del bacino tirrenico e i suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. *Giornale di Geologia*, **51**, 1-29.
- SELLI R. (1970) - *Cenni morfologici generali sul Mar Tirreno*. In: Selli R. (ed.), *Ricerche geologiche preliminari nel Mar Tirreno*, *Giorn. Geol.*, **37**, 5-24.
- TRINCARDI F. & FIELD M.E. (1991) - *Geometry, lateral variation, and preservation of downlapping regressive shelf deposits: eastern Tyrrhenian sea margin, Italy*. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**, 775-790.

ZONA	TRA PUNTA CIRELLA E CAPO TIRONE	AL LARGO DEL FIUME BUSSENTO
Estensione parallela alla costa	2.5 Km	3.5 Km
Estensione perpendicolare alla costa	500 m	150 m
Spessore medio	40 m	20 - 25 m
Profondità di attacco	da 115 m a 120 m	da 90 m a 95 m
Profondità ciglio	da 140 m a 145 m	95 m
Profondità chiusura	170 m	115 m
Litologia dei depositi	depositi a granulometria grossolana	depositi a granulometria grossolana
Facies acustica	fondo distinto con riflessioni nel sottofondo discordanti e continue	fondo distinto con riflessioni nel sottofondo discordanti e continue
Max pendenza <i>foreset</i>	4°	4°
Monociclo o evidenza di più cicli	monociclo	monociclo