



## Terrazzi deposizionali sommersi alle Isole Pontine (Lazio Meridionale)

CHIOCCI FL.\*, ORLANDO L.\*\*

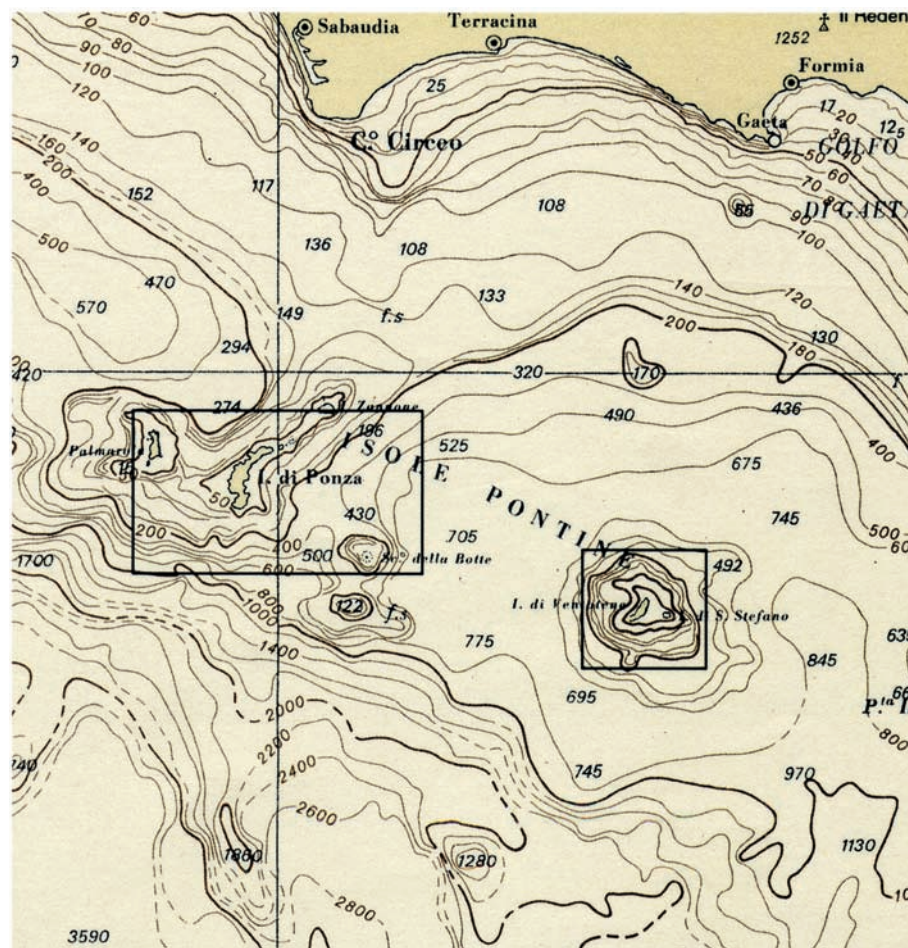


Fig.1 - L'arcipelago Pontino si può suddividere in un raggruppamento occidentale (comprendente le isole di Palmarola, Ponza e Zannone) ed un raggruppamento orientale (comprendente le isole di Ventotene e S. Stefano). I due gruppi di isole, assieme al complesso di Ischia e Procida, fanno parte di un allineamento vulcanico W 10-15° N che si sviluppa per un centinaio di chilometri. Scala 1:750.000

### INQUADRAMENTO GEOLOGICO E METODOLOGIA D'INDAGINE

L'arcipelago pontino (o ponziano) è composto da due gruppi di isole prevalentemente vulcaniche, localizzate sul margine continentale tirrenico occidentale, caratterizzato nel Pleistocene da attività tettonica probabilmente transpressiva (MARANI & ZITELLINI, 1986). Il raggruppamento occidentale comprende le isole di Palmarola, Ponza, Zannone e lo scoglio della Botte mentre quello orientale è costituito dall'Isola di Ventotene e dall'isolotto di S. Stefano. Il raggruppamento occidentale si è sviluppato durante il Plio-Pleistocene sul margine esterno della piattaforma laziale mentre quello orientale ha costituito un apparato vulcanico subconico di circa 800 m di altezza al centro del Golfo di Gaeta (Fig. 1).

Durante il Pliocene inferiore il margine continentale del Lazio meridionale è stato interessato da movimenti tettonici che hanno dato luogo ai bacini di Palmarola e Ventotene (DE RITA *et alii*, 1986).

Alla fine del Pliocene il bordo esterno della piattaforma è stato progressivamente interessato da faglie normali che hanno accompagnato l'attività vulcanica che ha dato origine all'arcipelago.

Il vulcanismo sviluppatosi nelle tre isole occidentali Zannone, Ponza e Palmarola ha caratteristiche complesse che dipendono in parte dal substrato ed in parte dalla posizione del livello del mare relativo durante la messa in posto delle vulcaniti (CARMASSI *et alii*, 1983).

L'isola di Zannone è caratterizzata alla base da unità metamorfiche e sedimentarie di età diverse (dal Paleozoico al Messiniano) sovrascorse, su cui poggia una unità vulcanica subaerea costituita da prodotti provenienti dagli apparati di Ponza e Palmarola (DE RITA *et alii*, 1985).

L'isola di Ponza, la maggiore dell'arcipelago, è caratterizzata da un vulcanismo sottomarino di tipo acido e solo nella fase finale da vulcanismo subaereo di tipo potassico.

L'isola di Palmarola è formata in maggior parte da prodotti vulcanici acidi di ambiente interamente sottomarino del Pliocene-Pleistocene superiore mentre solo nella parte occidentale vi sono due piccoli affioramenti di marne ed argille di età pliocenico superiore (CARRARA *et alii*, 1986).

Le isole orientali di Ventotene e S. Stefano rappresentano le porzioni emerse di un grande vulcano strato con un diametro basale di circa 15-20 km. Il cen-

\*Dip. Scienze della Terra, Università di Roma "La Sapienza"; CNR-IGAG, Roma

\*\* Dip. Idraulica, Trasporti e Strade, Università di Roma "La Sapienza"



tro eruttivo del vulcano si trova localizzato ad ovest dell'isola di Ventotene, come testimoniato anche dalla giacitura immergente verso NE dei prodotti vulcanici (BERGOMI *et alii*, 1969). La sequenza vulcanica ha alla base trachibasalti depositi in ambiente subacqueo con varie colate con spessori massimi rilevabili di 50 m, al di sopra dei quali giacciono dei tufi sabbiosi intercalati a livelli di pomici e piccoli lapilli, sovrastati infine da un tufo ben cementato. Misure di età assolute hanno datato ad 1.7 milioni di anni circa i trachibasalti di Ventotene ed a 1.2 milioni di anni quelli di S. Stefano (BERGOMI *et alii*, 1969).

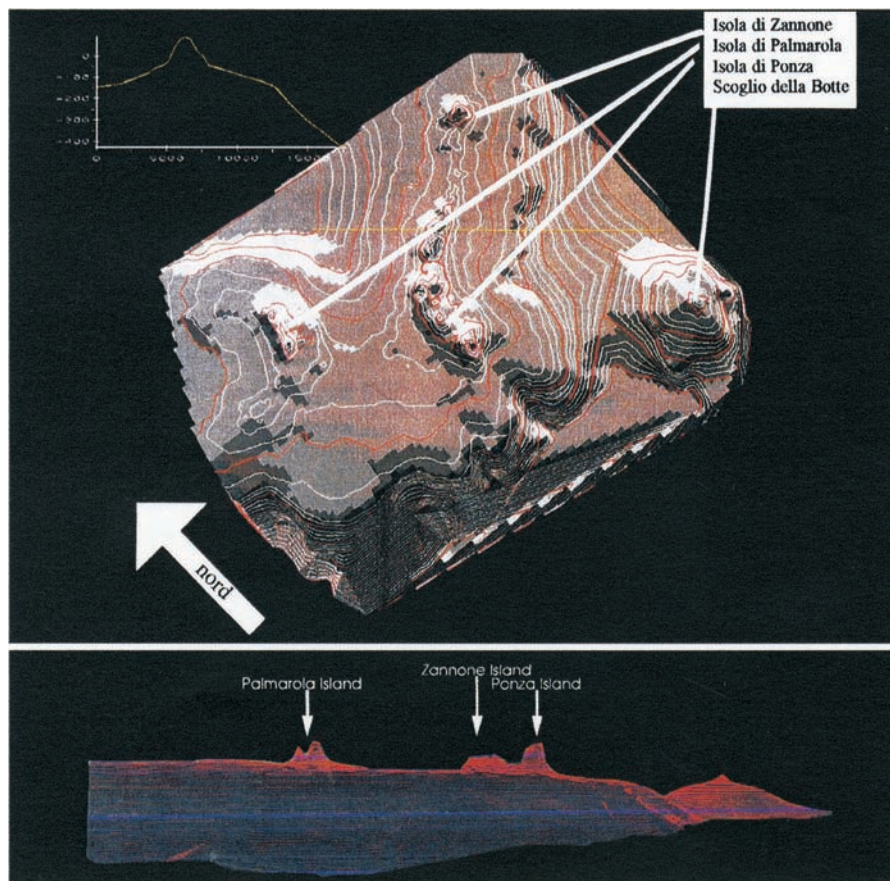


Fig. 2. - Rappresentazioni tridimensionali da SW (nella parte superiore vista dall'alto; nella parte inferiore dal fianco) del raggruppamento occidentale dell'arcipelago pontino, costituito dalle isole di Palmarola, Ponza, Zannone e dallo scoglio della Botte. Si osservi come le tre isole rappresentino gli apici di un unico alto morfologico che non include lo Scoglio della Botte e come la scarpata a meridione dell'Isola di Ponza, sia interessata da numerosi canyon. Una morfologia terrazzata è presente a piccola profondità sul versante orientale dell'isola di Palmarola (si veda la prossima Fig.4).

Numerosi indizi geomorfologici testimoniano stazionamenti del livello del mare avvenuti a quote superiori all'attuale nei vari settori dell'arcipelago e dovute all'interazione tra variazioni eustatiche e fasi di sollevamento tettonico. Già Segre (1956) individuava possibili depositi tirreniani a circa 50 m di quota nell'Isola di Ponza; CARRARA *et alii* (1995) descrivono depositi di spiaggia bas-

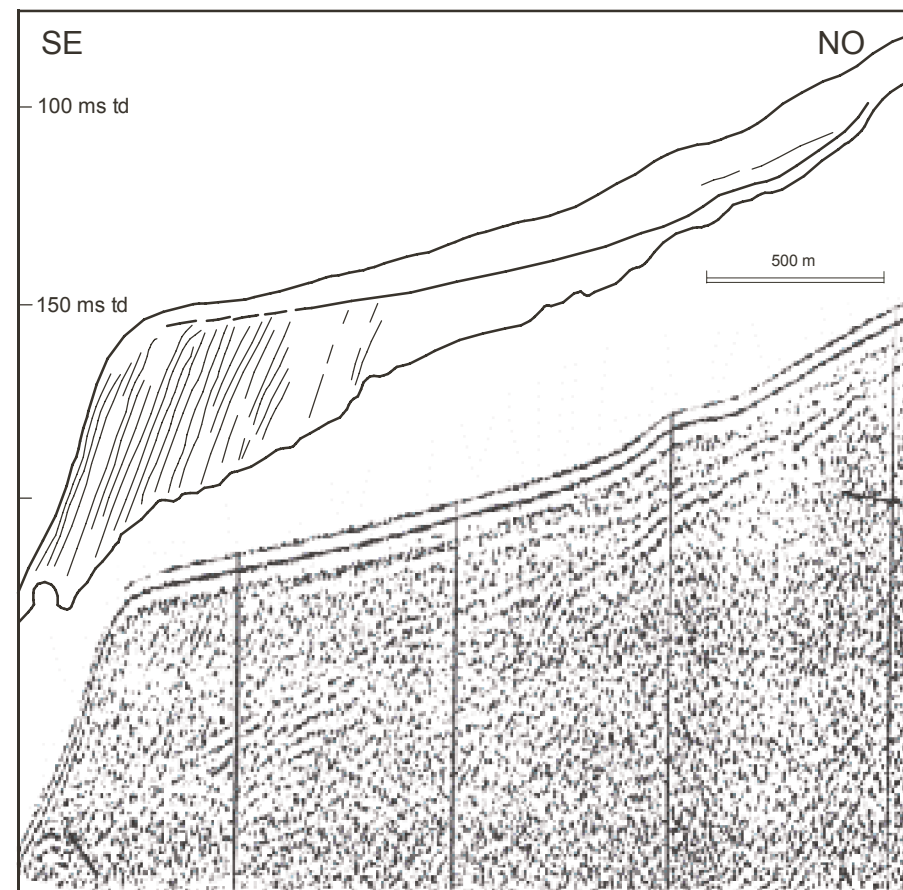
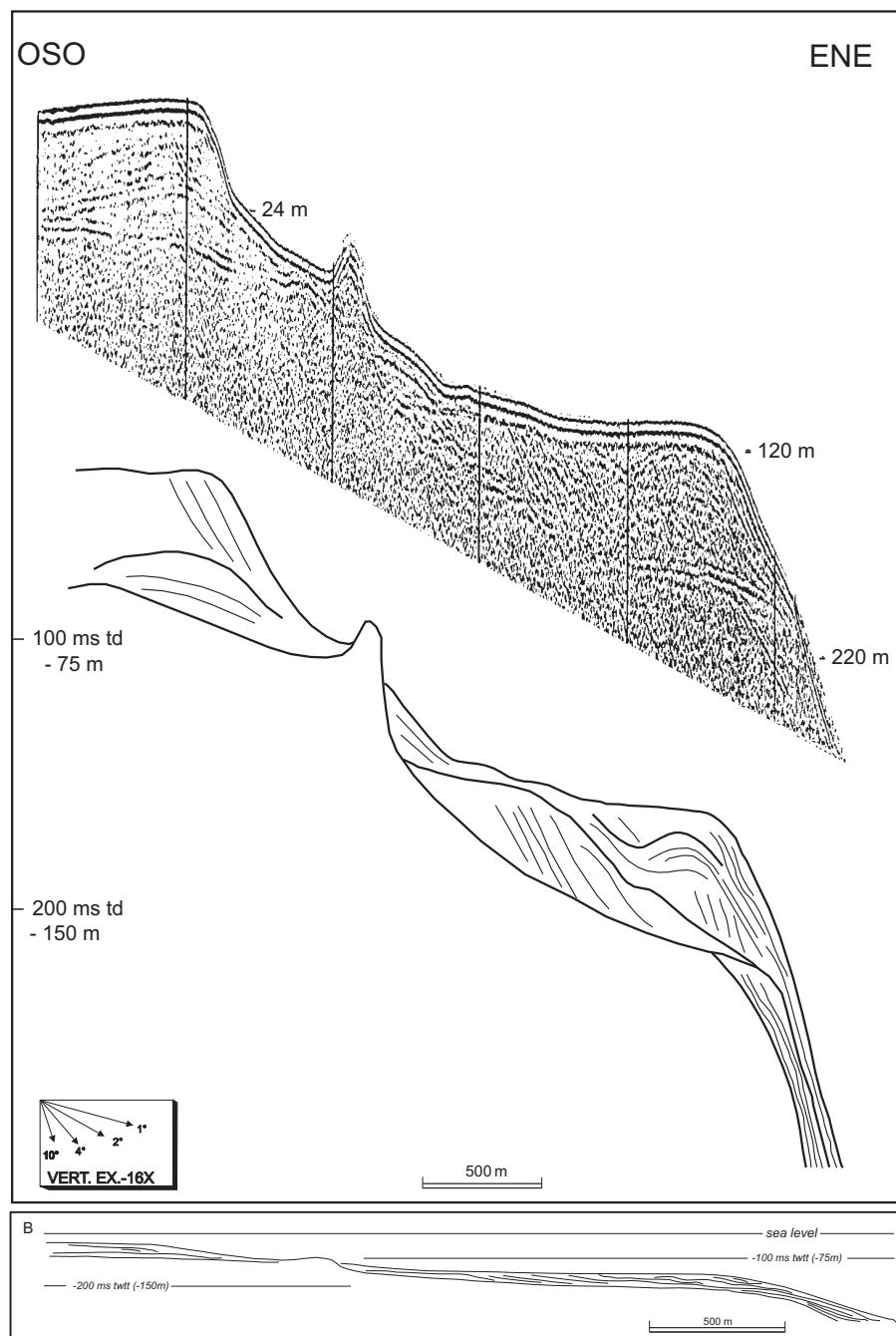


Fig. 3. - Sezione sismica sul versante sud-orientale dell'isola di Ponza (Fig.7 per l'ubicazione). Si osserva un TDS con struttura interna progradante, ciglio a circa -120 m e spessori fino a 34 m. Esternamente il TDS si presenta con una geometria estremamente regolare con una pendenza del tetto di circa  $1^\circ$  e della scarpata frontale intorno ai  $10^\circ$ . I foreset interni mostrano pendenze altrettanto elevate e sono per questo ai limiti della rilevabilità sismica. La coincidenza tra la pendenza dei foreset e della scarpata frontale testimonia la natura deposizionale e non erosiva di quest'ultima. Il forte ringing della riflessione del fondo del mare impedisce di risolvere in dettaglio il tetto del deposito, è comunque possibile rilevare, oltre al TDS principale, una fase progradante più recente e più sottile, caratterizzata da uno spessore massimo intorno a 15 m, da foreset poco pendenti e da un possibile ciglio deposizionale a 86 m di profondità.



sopleistocenici a quote di 240m (M. Guardia, Ponza), superfici di abrasione marina tra 200 e 270 m (stesso M. Guardia e M. Guarniere, Palmarola), tra 100 e 120 m (Ponza) e tra 45-50 m (Ponza e Zannone). A Ventotene è presente una superficie d'erosione marina a 25m. Sono infine presenti solchi di battente alla quota di 3m nell'Isola di Ponza e una spiaggia olocenica sollevata di una decina di metri a Palmarola (CARRARA & DAI PRA, 1992).

I fondali circostanti l'arcipelago sono stati investigati durante tre campagne di prospezione sismica ad alta risoluzione svolte con le N/O "Urania" e "Minerva" del CNR. E' stata impiegata una sorgente Bubble Pulser con l'acquisizione analogica dei dati. In fase di acquisizione è stato applicato un filtro banda passante tra 300 e 2000 Hz ed una funzione di guadagno (AGC) per il recupero delle ampiezze. La localizzazione è stata realizzata con il sistema satellitare GPS (*Global Positioning System*), utilizzato in modalità differenziale (DGPS) in una sola campagna.

In base ai parametri della sorgente e ai parametri di acquisizione, le registrazioni hanno fornito una risoluzione verticale dell'ordine del metro, mentre l'errore nella localizzazione delle prospezioni, anche sulla base di verifiche effettuate durante i rilievi, è da ritenersi contenuta entro alcune decine di metri. Il rilievo è stato eseguito lungo profili normali alla costa, tra loro spaziati mediamente 1.5 km e profili di controllo paralleli a costa. Contestualmente all'acquisizione di sismica a riflessione, sono stati registrati anche profili batimetrici con ecoscandaglio.

Fig. 4. - Sezione sismica trasversale alle isobate nel versante orientale dell'Isola di Palmarola (da CHIOCCI E ORLANDO, 1996). Si osservano due terrazzi deposizionali simili per forma e dimensioni, ubicati a profondità di - 24 e - 110 m (profondità dei cigli), separati tra loro da un alto morfologico, che potrebbe corrispondere ad un centro eruttivo minore. Esso appare avere avuto un ruolo di contenimento dei depositi costituenti il terrazzo deposizionale superiore e probabilmente anche di appoggio del piccolo cuneo progradante sovrastante il terrazzo deposizionale più profondo. Il terrazzo più profondo si segue con continuità in tutto l'arcipelago, mentre il terrazzo superficiale è stato individuato solo sul versante orientale di Palmarola; la sua presenza è rilevabile anche dalla veduta prospettica di Fig. 2 e dalla morfologia delle isobate di Fig. 7. Il terrazzo superficiale è costituito da due corpi sovrapposti. Il corpo più recente è più sviluppato e presenta stratificazioni molto inclinate, con aumento delle pendenze dei foreset nei termini più recenti; la fase più antica si presenta poco sviluppata e con stratificazioni poco inclinate. Il tetto del terrazzo deposizionale sommerso superiore presenta una leggera contropendenza apparente, da attribuire alla non coincidenza della direzione del profilo con la massima pendenza del terrazzo. Il terrazzo profondo è costituito da almeno due distinti episodi deposizionali progradanti. La geometria dei foreset è mal identificabile ma sembra essere piuttosto complessa comprendendo anche una forma a "V", probabile testimonianza di flussi canalizzati subacquei quali quelli descritti in CHIOCCI E NORMARK (1991). Anche in questo caso la pendenza dei foreset più recenti coincide con quella della scarpata frontale.

E' infine possibile osservare una fase progradante più antica, completamente ricoperta dal terrazzo deposizionale appena descritto, la quale ha creato un ciglio deposizionale a - 220 m, completamente obliterato dalla successiva sedimentazione. Nella parte bassa della figura è riportato il "line drawing" del profilo sismico da cui è stata eliminata l'esagerazione verticale. Come si può osservare il terrazzo deposizionale, benché meno pronunciato rispetto alla rappresentazione di Fig. 4 rappresenta un elemento morfologico molto evidente dei fondali.



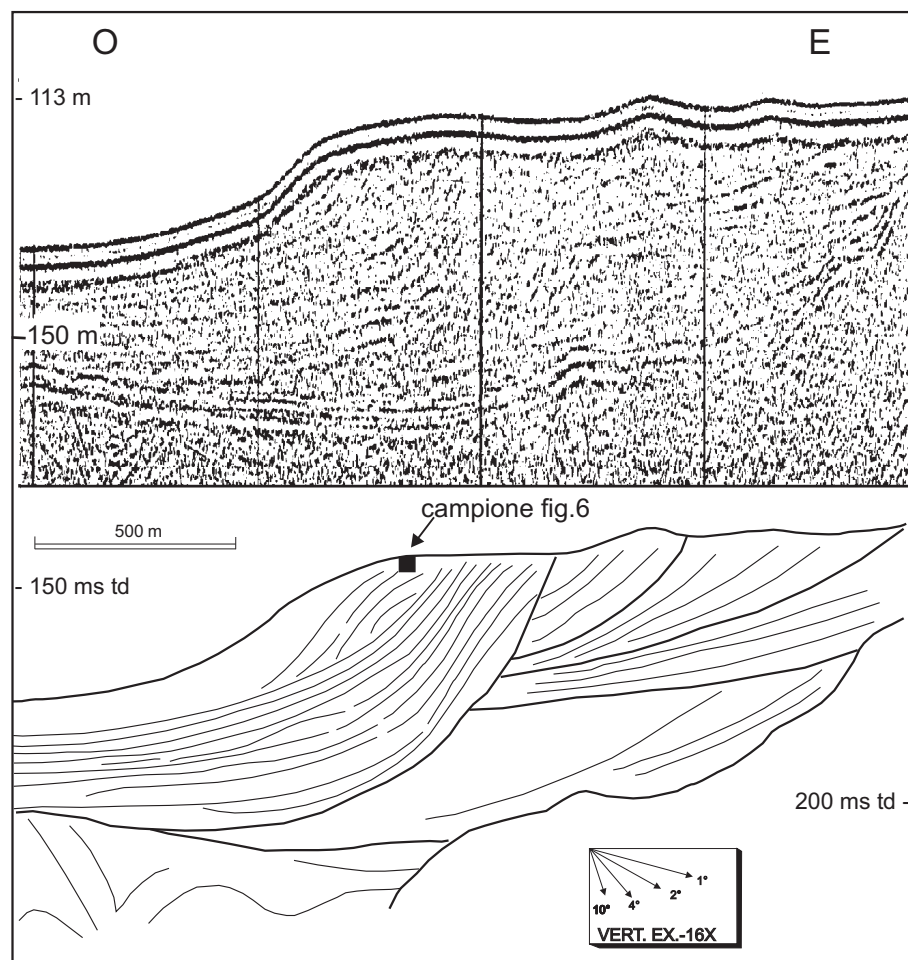


Fig. 5 - Sezione sismica ubicata circa 2 km verso sud-est rispetto al profilo precedente (da CHIOCCI & ORLANDO, 1996). La sezione rileva lo stesso TDS profondo della sezione sismica di Fig.4, secondo una direzione non parallela alla massima pendenza (Fig.7 per l'ubicazione dei profili); per questo motivo gli orizzonti sismici sono meno ripidi ed è quindi possibile rilevare con dettaglio la struttura interna del corpo deposizionale. Il TDS poggia su un substrato molto articolato e mostra un tetto regolare che mediamente si trova ad una profondità di 105-110 m. La struttura interna evidenzia come il TDS sia costituito nel dettaglio da più fasi deposizionali e da episodi di riattivazione. In particolare nella figura sono evidenti almeno tre fasi principali di accrescimento separate a luoghi da discordanze erosive. Le prime due fasi si trovano sovrapposte ed ubicate più verso terra rispetto alla fase più recente. Le due fasi più antiche sembrano essere delimitate frontalmente da una superficie di riattivazione su cui si è sviluppata in concordanza la fase la più recente che mostra set progradanti concavi con bottomset molto sviluppati. Lungo il profilo sismico, alla profondità di -105 m, è stato eseguito un campionamento con carotiere a gravità prelevando una carota della lunghezza di 60 cm (si veda la successiva figura).

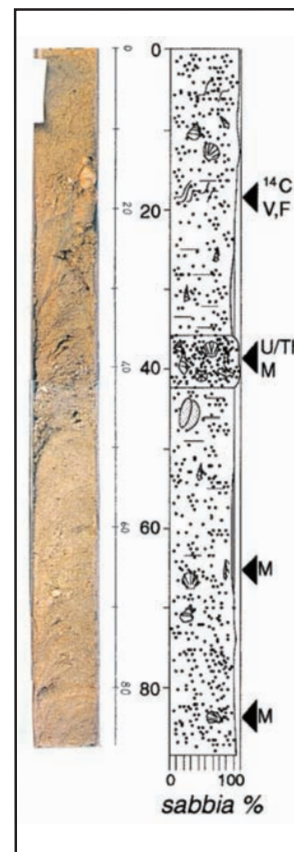


Fig. 6. Carota di sedimento marino, prelevata con campionatore Kullenberg da 500 kg sul versante orientale dell'isola di Palmarola (per l'ubicazione vedi Fig. 5) La carota, di 87 cm, è composta da sabbie prevalentemente bioclastiche a granulometria media con una abbondante frazione di silt. La parte sommitale è formata da sabbie medie ben classate mentre la base è più silteosa (CIOLLI, 1995). A circa 40 cm dal fondo è presente un livello ghiaioso, costituito prevalentemente da tritume conchigliare. Nei sedimenti sono stati individuati Ostracodi, Pteropodi, Briozoi, oltre a frammenti di conchiglie di organismi bentonici (in particolare Gasteropodi), di parecchi centimetri di grandezza. Nella parte superiore della carota sono presenti in buona quantità filamenti vegetali fibrosi.

Sulla carota, nelle posizioni indicate sul log sintetico, sono state effettuate le seguenti analisi:

- 1) Analisi microscopiche su fibre vegetali presenti a 20 cm dal fondo. Le fibre sono state riferite con una certa sicurezza a fanerogame marine, tramite comparazione con rizomi di Posidonia oceanica attuali (L. ARGENTI, comunicazione personale).
- 2) Analisi qualitativa dei foraminiferi presenti a 10-20 cm ha evidenziato un'associazione di ambiente circalitorale, (Cassidulina carinata, Pyrgo bulloides, Reussella spinulosa, Valvulineria bradyana, Melonis padanus, Uvigerina mediterranea) con una buona percentuale di plancton (Globorotalia inflata, Globorotalia truncatulinoides, Globigerinoides ruber). Persistono comunque specie di habitat meno profondo come \*Elphidium spp., Asterigerinata spp., Cibicides lobatulus, Rosolina globularis, \*Adelosina longirostra (M.G. CARBONI, & C. VIOTTI comunicazione personale).
- 3) Analisi della macrofauna presente a 38-44 cm sotto il fondo, la quale indica un ambiente circalitorale superiore, testimoniato da tritume conchigliare con ridotta differenza tassonomica e forme rielaborate; la stessa analisi dei resti a 60-70 e 81-87 cm sotto il fondo marino indica invece un ambiente da infralitorale a supralitorale ad alta energia, testimoniato da un'alta diversificazione tassonomica (più di 70 specie differenti) legata alla presenza di tappeti algali o di praterie di Fanerogame marine (S. MONARI, comunicazione personale).

4) Datazione  $^{14}\text{C}$  AMS delle fibre vegetali del punto 1). L'età convenzionale ottenuta è stata di  $1350 \pm 50$  anni (campioni Beta86804,  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , età misurata  $1230 \pm 50$ , età convenzionale  $1350 \pm 50$ ). La datazione indica un'età piuttosto giovane rispetto a quella che ci si sarebbe potuto aspettare. Nelle attuali condizioni eustatiche (stabili da oltre 6.000 anni) le piante Fanerogame marine non vivono al di sotto di -40 m di profondità. Per spiegare un'età così recente dei resti vegetali recuperati dal carotaggio occorre quindi invocare una traslazione dei resti di Fanerogama da ambienti di spiaggia sommersa fino alla profondità di -110 m, per una distanza di quasi 3 km. I resti sarebbero poi stati sepolti da circa 20 cm di sabbie in un fondale insulare che, durante l'alto stazionamento è isolato dalla piattaforma continentale laziale e quindi dall'apporto dei sedimenti detritici proveniente dalla penisola. L'età fornita dal radiocarbonio è quindi difficilmente giustificabile, anche per la discrepanza con la datazione del  $^{230}\text{Th}$  che è stata fatta appena 20 cm più in basso (vedi prossimo punto).

5) Datazione  $^{230}\text{Th}$ , realizzata su piccoli esacoralli (Caryophyllia clavus) presenti a 38-44 cm dal top della carota (M. VOLTAGGIO e M. BRANCA, comunicazione personale). L'età risultante è di  $7.800 \pm 350$  anni (rapporti di attività:  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}=0.069 \pm 0.00$ ;  $^{230}\text{U}/^{238}\text{U}=1.263 \pm 0.056$ ;  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} > 40$ ;  $\text{Uppm} = 4.211 \pm 0.133$ ). L'età indicherebbe una deposizione avvenuta durante l'ultima fase della risalita del mare, abbastanza in accordo con i risultati delle analisi dei punti 2) e 3) (materiali infralitorali a profondità di -110 m indicano un livello del mare a quote inferiori all'attuale).

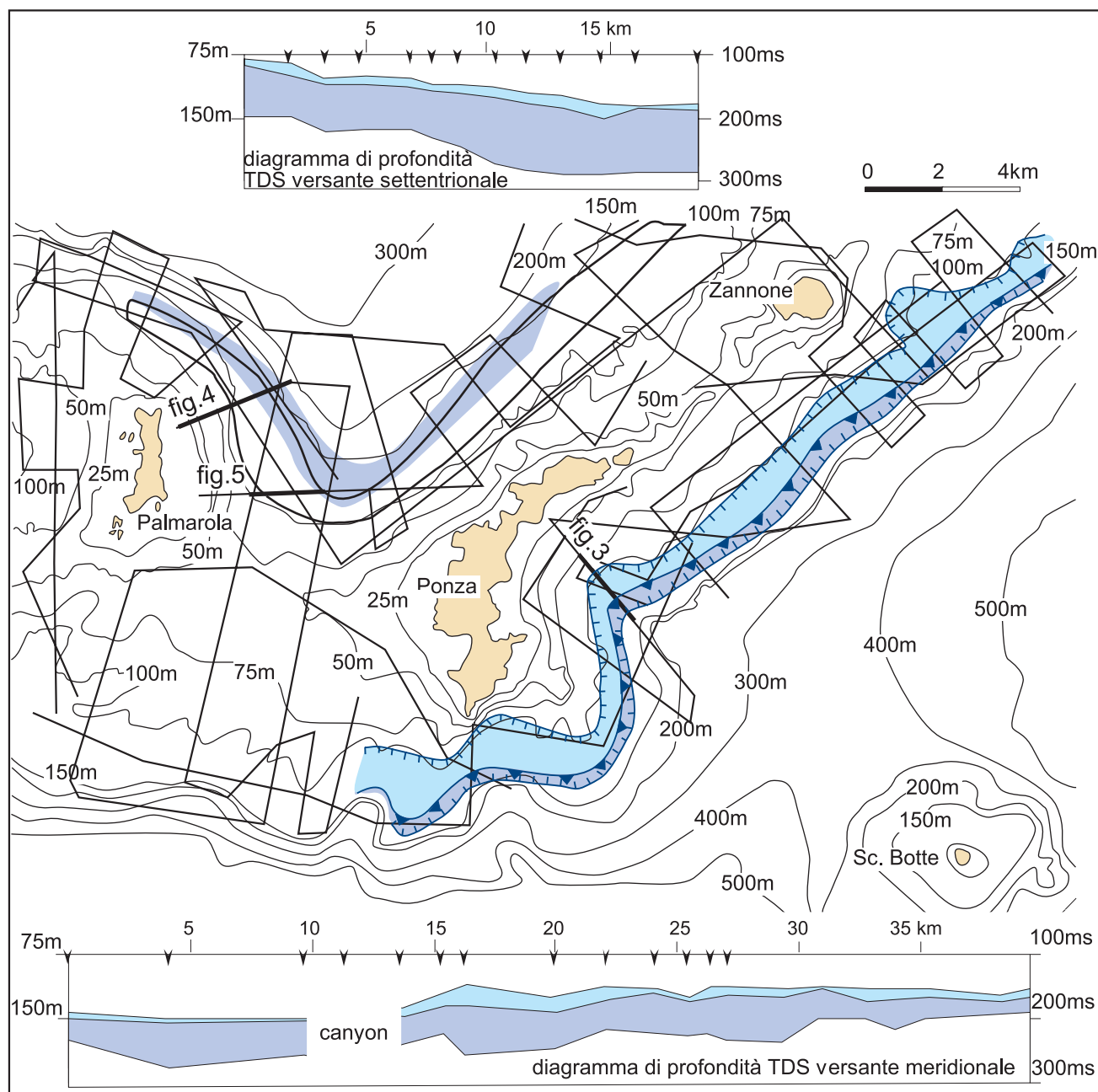


Fig. 7. Sviluppo planimetrico e diagrammi di profondità dei terrazzi deposizionali sommersi attorno al settore occidentale dell'arcipelago pontino. Sono riportate schematicamente le tracce dei profili sismici disponibili per lo studio (tratto sottile) e i profili rappresentati nelle figure di questo articolo (tratto marcato). Il TDS si sviluppa con notevole continuità e costanza di profondità parallelamente alla costa sui fianchi del complesso vulcanico. A sud ed a ovest dell'isola di Palmarola il terrazzo non si sviluppa per le forti articolazioni e la notevole pendenza del substrato, interessato anche dalla presenza di numerosi canyon che drenano direttamente verso la piana abissale tirrenica. La profondità del TDS è abbastanza costante, con trend ben definiti nelle diverse aree. Nel versante meridionale il terrazzo si sviluppa per circa 23 km tra Zannone e Ponza prima ad una profondità circa costante di -110m, poi leggermente maggiore; tra Ponza e Palmarola il TDS è interrotto da numerosi canyon e risulta mal definito; per questo motivo non è stato riportato in carta. All'estremità occidentale del versante meridionale dell'arcipelago (primi 10 km del diagramma inferiore) il terrazzo è mal definito e piuttosto incerto; si può tuttavia individuare un deposito il cui ciglio si trova a profondità costanti di circa -150 m. Nel versante settentrionale è stato possibile ricostruire in estremo dettaglio il TDS che si sviluppa per una lunghezza di 18 km, con grande continuità laterale e costanza di caratteri (la carota descritta in Fig.6 appartiene a questo deposito). La distribuzione verticale del terrazzo nel versante settentrionale dell'arcipelago appare molto interessante e ricca di indicazioni neotettoniche (si veda a questo proposito CHIOCCI E ORLANDO, 1992). Infatti mentre la geometria e gli spessori del terrazzo rimangono simili per tutto l'allineamento Palmarola-Ponza-Zannone, la profondità del ciglio e degli altri parametri deposizionali aumenta gradualmente passando da circa 70 m a 105 m andando da ovest verso sud-est. L'aumento avviene in modo estremamente graduale con un gradiente di 2 metri/km. Questo valore fornisce, nell'ipotesi di una formazione del deposito a profondità costante durante l'ultimo basso stazionamento eustatico, una velocità di sollevamento relativo di 2,5 mm/anno dell'estremità occidentale (Isola di Palmarola) dell'allineamento Zannone, Ponza, Palmarola. Tale valore è in sorprendente accordo con i valori di sollevamento dell'Isola di Palmarola ipotizzati da CARRARA E DAI PRA (1992) sulla base di dati e considerazioni totalmente differenti (quota di una spiaggia olocenica presente sul versante occidentale dell'Isola). È da notare che il trend di profondità dei versanti settentrionale e meridionale dell'arcipelago non sono concordi. Tuttavia mentre il terrazzo deposizionale sommerso settentrionale si segue con continuità e mostra gradienti costanti, il TDS meridionale varia in maniera incostante, in funzione della morfologia del substrato e della presenza di canyon. Inoltre a sud e a ovest dell'isola di Ponza (parte sinistra del diagramma inferiore) il terrazzo meridionale ha una direzione articolata e caratteri piuttosto incostanti.



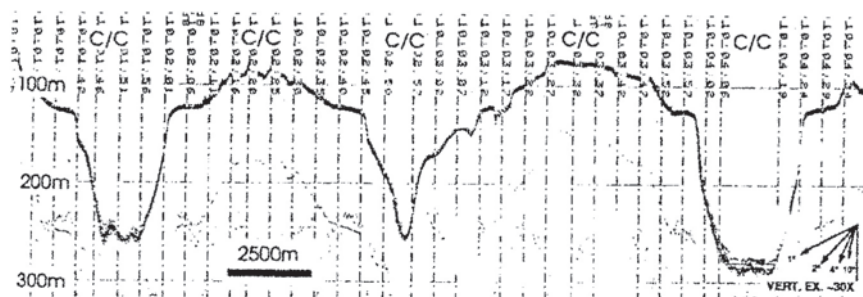


Fig. 8. Registrazione batimetrica di una serie di profili acquisiti lungo una greca nell'area a sud-est del canale tra Ponza e Zannone e dell'Isola di Zannone stessa (da CHIOCCI & ORLANDO, 1996). In corrispondenza della sigla C/C si ha l'inversione nella rotta della nave. La figura comprende 6 transetti normali a costa, tra loro interdistanziati 1200-1500 m. Si noti la forte esagerazione verticale della registrazione batimetrica. Anche basandosi su informazioni esclusivamente morfobatimetriche, la presenza del TDS è chiaramente rilevabile su tutti i transetti (in quello centrale si osserva anche il TDS disseccato da canyon).

Nel versante settentrionale dell'isola di Ponza sono stati inoltre acquisiti alcuni profili Side Scan Sonar. In totale sono stati acquisiti circa 300 km di profili sismici su di un'area di circa 280 km<sup>2</sup> (Fig. 7).

Nelle vicinanze delle isole di Ponza e di Palmarola sono stati anche effettuati due carotaggi a gravità. Sia nelle isole occidentali (già in parte trattate in CHIOCCI & ORLANDO, 1996) che in quelle orientali (qui analizzate per la prima volta) è stata evidenziata la presenza di terrazzi deposizionali sommersi (TDS), che si sviluppano con una buona continuità laterale. Anche intorno allo scoglio della Botte, struttura isolata semiaffiorante posta a 7 miglia a SE di Ponza, è stata evidenziata la presenza di un terrazzo deposizionale sommerso.

Sulla base dei dati sopra esposti si può riferire la parte più profonda della carota (oltre i 40 cm) ad un ambiente di piattaforma interna ad alta energia, mentre il deposito più recente sembra essere correlabile con una sedimentazione più simile all'attuale. In questa chiave si potrebbe interpretare il livello di tritume conchigliare ben classato che giace alla profondità di 40 cm come un lag trasgressivo. Mancando tuttavia evidenze di emersione del deposito, il lag, che marca una netta variazione tra i depositi sovrastanti e sottostanti, potrebbe indicare una repentino episodio di sedimentazione ad alta energia, come indicato dal seppellimento di organismi bentonici in posizione di vita. E' possibile che l'episodio abbia comportato anche una parziale erosione dei depositi sottostanti. In accordo con la datazione <sup>230</sup>Th, questo episodio dovrebbe essere avvenuto nelle ultime fasi della trasgressione versiliana. Una più approfondita ricostruzione dell'evoluzione dell'ambiente deposizionale, basata su questi dati, è riportata in CHIOCCI & ORLANDO (1996).

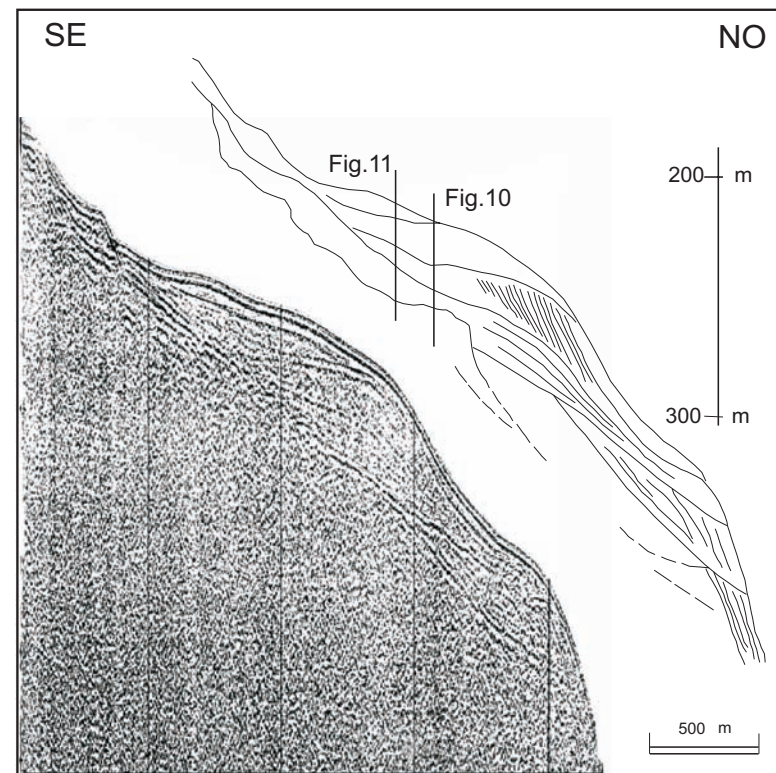
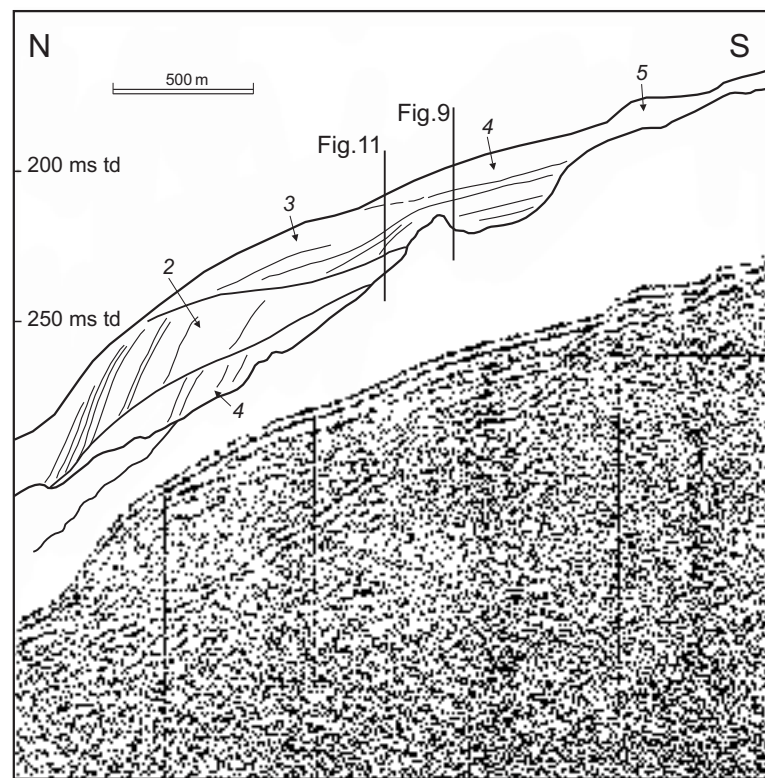
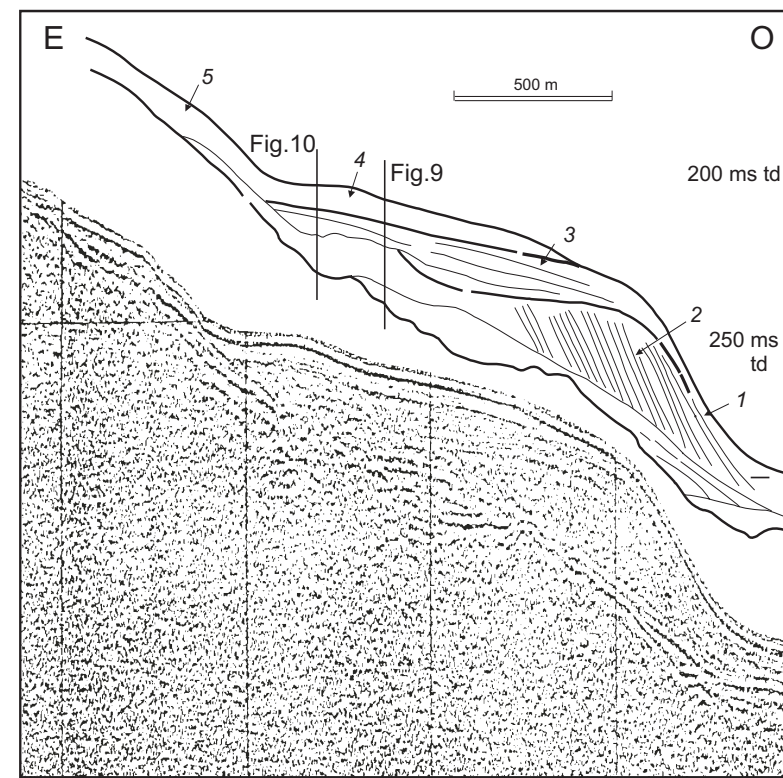


Fig. 9 e Figg. 10 e 11 (pagina successiva). Sezioni sismiche acquisite a nord-ovest dell'Isola di Ventotene che evidenziano l'estrema variabilità laterale delle strutture interne in questo tipo di deposito. I tre profili sono ubicati nella stessa area e si intersecano tra loro (nelle posizioni indicate dalle tracce), rilevando il TDS lungo direzioni leggermente diverse (vedere fig. 15 per l'ubicazione). La sezione di figura 9 investiga il terrazzo lungo la direzione di massima pendenza. Si osserva un basamento con gradiente di 4-5°, al di sopra del quale poggia un TDS molto articolato sia come geometria esterna, sia come struttura interna. Nell'insieme si può definire un attacco del TDS a -140-145 m di profondità ed un ciglio principale intorno a -180 m. In realtà la morfologia esterna è piuttosto irregolare e si possono distinguere almeno 3 rotture di pendio intorno a -155, -165, -180 m di profondità, corrispondenti ai cigli formati nelle diverse fasi che hanno contribuito alla costruzione del TDS. E' possibile definire almeno quattro distinte fasi deposizionali progradanti (numerare in figura) che hanno dato luogo ad un accrescimento verticale del deposito con progressiva migrazione verso terra dei depocentri (assetto retrogradazionale). All'interno dei corpi si rilevano riflettori con forti pendenze, anche superiori a quella della scarpata frontale che ha pendenze intorno a 8°. Si può osservare che alle 4 fasi retrogradazionali sopra descritte se ne potrebbe aggiungere una quinta più recente con ciglio attorno a -68 m (n.5 in figura) che ha dato luogo ad un cuneo di modesto spessore (massimo di 7-8 m) del quale non è possibile rilevare la struttura interna. Dal confronto tra le tre figure si nota come anche a piccola distanza i rapporti reciproci e le caratteristiche dei quattro corpi deposizionali varino significativamente, specie per quanto riguarda l'espressione morfologica superficiale del deposito nel suo complesso.

Fig. 10 - *Didascalia nella pagina precedente*Fig. 11 - *Didascalia nella pagina precedente*

## CONCLUSIONI

In generale si può affermare che sui ripidi fianchi dei complessi vulcanici pontini sono sempre presenti morfologie terrazzate costituite da cunei sedimentari spessi alcune decine di metri. I TDS rappresentano le uniche unità sedimentarie presenti sul substrato vulcanico e sono in genere riferibili a più cicli di deposizione. I materiali che li costituiscono sono, sulla base della facies acustica e dei carotaggi eseguiti nell'area, materiali sabbiosi con prevalente frazione bioclastica. La natura dei materiali e la presenza di TDS anche sui fianchi di strutture completamente isolate come lo Scoglio della Botte (che anche durante i bassi stazionamenti rimaneva totalmente isolato dalla piattaforma continentale), permettono di definire i TDS come costituiti esclusivamente da materiale intrabacinale.

I TDS in genere hanno una estrema continuità laterale, interrotta solo da canyon (dove presenti) e variazioni di quota laterali piuttosto graduali, dell'ordine di alcuni ‰. L'espressione morfologica prodotta dai TDS sulla batimetria è sempre molto evidente; per questo, una volta individuata con prospezioni sismiche la natura deposizionale di un'eventuale morfologia terrazzata sommersa, è possibile dettagliarne lo sviluppo planimetrico e di profondità con profili batimetrici di più economica e semplice realizzazione. I TDS attorno alle Isole Pontine mostrano uno sviluppo trasversale alle isobate attorno ai 2 km e una continuità laterale che arriva fino ad una quarantina di km nel caso del versante meridionale delle Pontine occidentali. La struttura interna dei TDS è sempre progrediente con una forte acclività dei *foreset* (spesso superiore ai 10°) che di norma



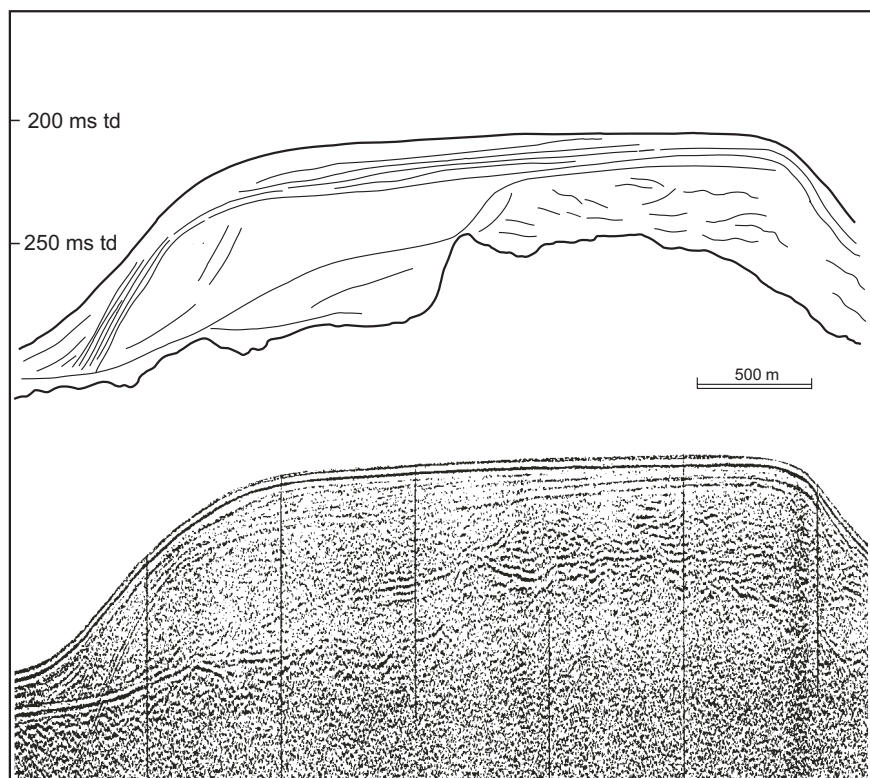


Fig. 12. Sezione sismica circa parallela alla costa settentrionale dell'isola di Ventotene (vedere Fig. 15 per l'ubicazione). Il profilo rileva il TDS in direzione circa parallela al suo asse. Si può notare come il substrato, acusticamente sordo, presenta un evidente carattere erosivo e morfologie articolate che vengono livellate dalle prime fasi di sedimentazione. Lungo la direzione del profilo si osserva come all'interno del TDS varino gradualmente i rapporti di spessore tra le diverse sub-unità che lo compongono. Il TDS è infatti formato nella parte sinistra da almeno 3 distinte fasi di sedimentazione che nella parte destra si riducono a due, risolvibili sismicamente. In direzione parallela all'asse del TDS le riflessioni interne non sono molto evidenti. Da notare all'estremità sinistra del profilo l'intersezione tra le riflessioni generate dalla scarpata frontale del terrazzo e gli orizzonti su cui il TDS giace (si veda a questo proposito CHIOCCI questo volume).

corrisponde a quella della scarpata frontale, a testimoniare una natura non erosiva di quest'ultima. All'interno dei depositi sono stati raramente osservati lineamenti erosivi, come superfici di riattivazione. I TDS delle isole Pontine hanno una elevata variabilità nella forma esterna e una struttura interna complessa, spesso policiclica; in genere i terrazzi più recenti sono meno profondi dei più antichi, conferendo all'insieme del deposito un generale assetto retrogradazionale. La similitudine tra TDS profondi ed un TDS rilevato a piccola profondità nell'isola di Palmarola (Fig. 4) ed i risultati delle ana-

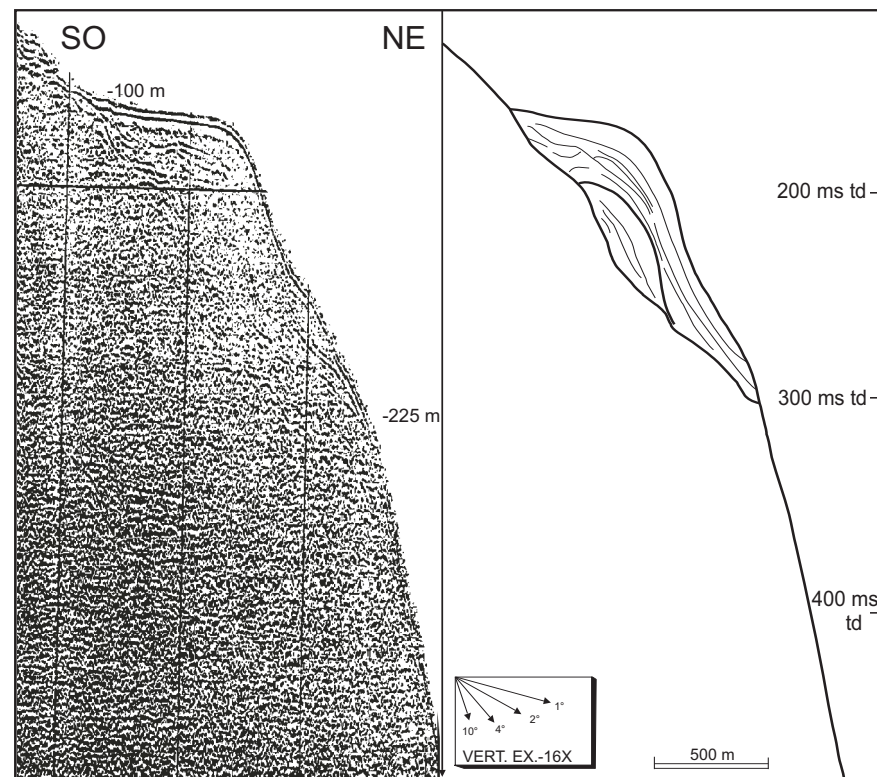


Fig. 13. Sezione sismica perpendicolare alle isobate ad est di Ventotene (per l'ubicazione vedere la Fig. 15). Si osserva un TDS con una morfologia esterna molto regolare ma una struttura interna piuttosto complessa, formata dalla sovrapposizione di più fasi progradanti che hanno causato sia l'aggradazione verticale, sia la progradazione del deposito al di sopra di un substrato erosivo a morfologia irregolare. La morfologia della prima fase deposizionale è esattamente identica a quella dell'ultima fase, la quale però produce un corpo deposizionale di dimensioni circa doppie. Il ciglio del TDS in quest'area si trova ad una profondità di -130 m, che è la profondità minima del ciglio del terrazzo riscontrato intorno alle isole di Ventotene e S. Stefano.

lisi compiute su carote di sedimenti di fondo (Fig. 6), fanno interpretare i TDS delle isole Pontine come cunei deposizionali sedimentatisi al di sotto del livello di base delle onde nelle fasi di basso stazionamento. Una estesa discussione su questi aspetti è trattata in CHIOCCI & ORLANDO (1996), dove vengono anche messe in luce le implicazioni neotettoniche derivanti dallo studio dei TDS che indica un sollevamento relativo dell'estremità occidentale dell'allineamento Palmarola-Ponza-Zannone.

Il confronto tra i TDS presenti nelle differenti parti dell'arcipelago offre inte-

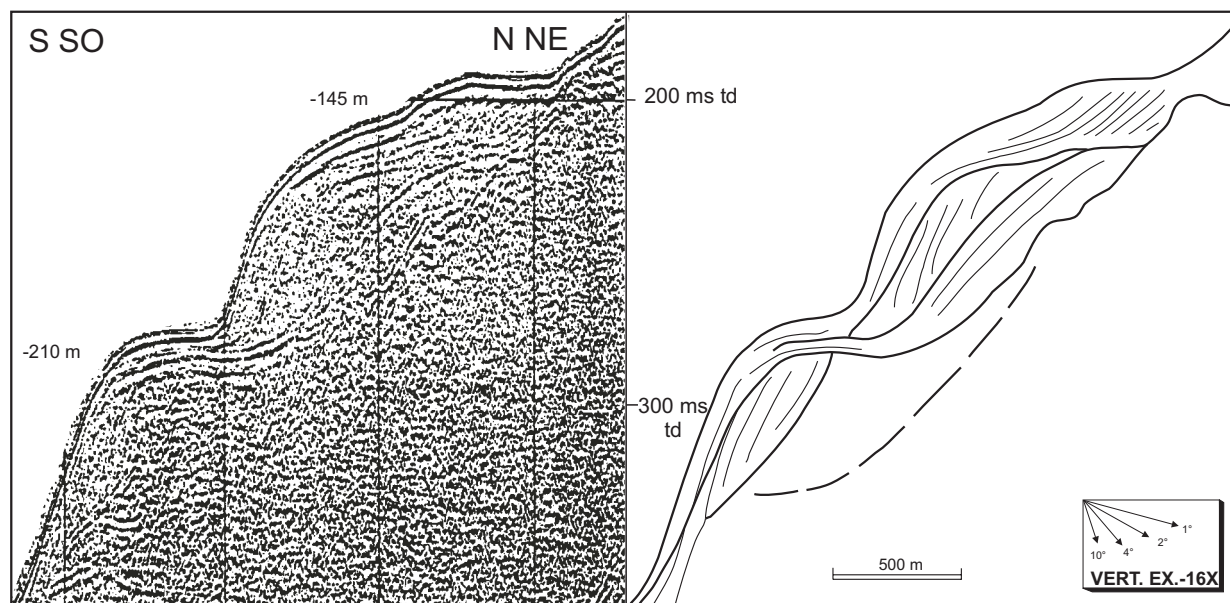
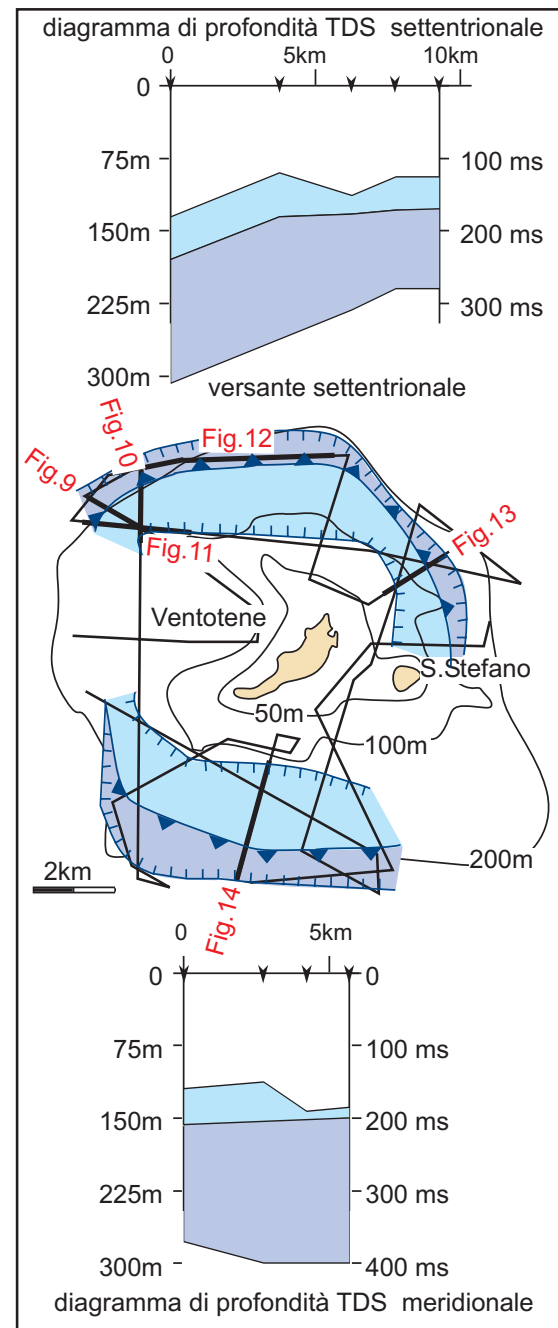


Fig. 14. Sezione sismica parallela al pendio a sud di Ventotene (per l'ubicazione si veda la Fig. 15), si osserva una situazione morfologica diversa rispetto alle precedenti. La morfologia del basamento acustico è molto articolata; pur avendo sempre carattere erosivo, il substrato è infatti strutturato a gradini, in corrispondenza dei quali si impostano numerosi TDS policiclici. Il terrazzo più profondo (con ciglio a -210 m) appare essere il più antico; successivamente si osservano prima due fasi con forte sviluppo orizzontale che creano un ciglio a -160 m (parzialmente sepolto) al di sopra delle quali si imposta un ulteriore cuneo progradante con ciglio a -145 m. Un'ultima fase deposizionale (mal risolta sismicamente e non rappresentata in figura) si trova a profondità inferiori rispetto alle fasi più antiche (ciglio a -120 m). La sovrapposizione dei corpi deposizionali progradanti ha determinato l'articolata morfologia del fondo marino. Le due fasi più antiche presentano una pendenza degli strati maggiore rispetto alle fasi più recenti, le quali si impostano comunque su morfologie più pianeggianti.

Fig. 15. Sviluppo planimetrico e diagramma di profondità del terrazzo deposizionale sommerso attorno al settore orientale dell'arcipelago pontino. Il TDS si rileva bene su tutti i profili sismici effettuati, tranne che sul versante occidentale del complesso vulcanico (dove è presente la cavità craterica e i fondali hanno un andamento molto articolato). Nel versante meridionale il ciglio principale del terrazzo si rileva a profondità intorno ai -160 m; mentre ad ovest il TDS meridionale è piuttosto irregolare e costituito da più corpi in assetto retrogradazionale: nella zona a est, il TDS ha morfologie più regolari e un assetto essenzialmente aggradazionale. Nel versante meridionale il terrazzo si rileva a profondità minori (circa -130 m) ed appare deprimersi procedendo da est verso ovest, ossia verso le aree calderiche, con una differenza di quota di alcune decine di metri.





ressanti spunti: nel settore occidentale, le isole di Zannone, Ponza e Palmarola presentano TDS composti in genere da uno o al massimo due cicli deposizionali, che si sviluppano parallelamente alle isobate a profondità costanti o variabili con estrema gradualità. Al contrario i TDS attorno alle Isole orientali di Ventotene e S. Stefano si trovano a profondità in genere maggiori (cigli sino a oltre 200 m) e sono composti da numerosi eventi deposizionali sovrapposti, variando grandemente in morfologia e quota anche su piccole distanze.

Le profondità più elevate e la molteplicità dei cicli deposizionali nelle Pontine orientali testimoniano una possibile elevata subsidenza dell'apparato vulcanico di Ventotene-S.Stefano, contrapposto ad una stabilità o ad un sollevamento dell'apparato occidentale. Nell'ipotesi infatti che i TDS siano collegati a stazionamenti del livello del mare durante le fasi glaciali, la profondità dei cigli attorno alle isole orientali non è assolutamente compatibile neanche con le più profonde pulsazioni negative subite dal livello del mare durante le glaciazioni pleistoceniche. Al contrario nelle isole occidentali la profondità dei cigli dei TDS è abbastanza compatibile con le quote raggiunte durante i bassi stazionamenti glacioeustatici e, nel caso dell'estremità occidentale dell'allineamento Zannone-Ponza-Palmarola, si trova anche a quote inferiori. D'altra parte anche il fatto che il complesso orientale (Ventotene e S.Stefano) sia costituito da vulcaniti interamente subaeree mentre quello occidentale sia costituito da vulcaniti messe in posto o in ambiente interamente sottomarino (Palmarola) o prima sottomarino e solo poi subaereo (Ponza), ben si accorda con le proposte tendenze di innalzamento/sprofondamento delle strutture vulcaniche. Anche la relativa incostanza delle profondità a cui giacciono i TDS attorno a Ventotene-S.Stefano potrebbe essere ascritta a fenomeni di sprofondamento differenziale attivi nell'apparato. Tuttavia, dato che fenomeni di movimenti verticali differenziali sono stati messi in luce anche nel settore occidentale, occorre verificare se altri fattori potenzialmente influenti sulla struttura dei TDS non possano essere intervenuti. Tra questi il principale potrebbe essere la differente morfologia degli apparati: ad un complesso vulcanico orientale subconico, con variazione notevole della pendenza dei fianchi e/o dell'esposizione del paraggio si contrappone un complesso occidentale con morfologie più regolari e costanti, allungate in forma di dorsale, con una esposizione del paraggio che non cambia se non molto gradualmente.

## RINGRAZIAMENTI

*Per lo studio delle carote di sedimento marino ci si è avvalsi delle seguenti collaborazioni: L. Argenti (analisi di frammenti di Posidonia), M. G. Carboni e C. Viotti, (analisi micropaleontologiche), S. Ciolli (apertura delle carote e analisi granulometriche), S. Monari (analisi della macrofauna), J. Pignatti e R. Matteucci (analisi di coralli), M. Voltaggio e M. Branca (datazioni U/Th). Un ringraziamento infine a tutti i collaboratori che hanno contribuito alla realizzazione delle tre campagne oceanografiche nelle quali sono stati acquisiti i dati oggetto del lavoro.*

## BIBLIOGRAFIA

- BERGOMI C., CATENACCI V., CESTARI G., MANFREDINI M., MANGANELLI V. (1969) - *Note illustrative del Foglio 171 Gaeta e vulcano di Roccamonfina*. Servizio Geologico d'Italia. 140pp.
- CARMASSI, M. DE RITA, D., DI FILIPPO, M., FUNICIELLO R. & SHERIDAN, M.F. (1985) *Geology and volcanic evolution of the Island of Ponza, Italy*. Geologica Romana, 22.
- CARRARA C. E DAI PRA G. (1992) - *Depositi olocenici di spiaggia sollevati (Isola di Palmarola, Italia centrale)*. Il Quaternario, 5, 1, 99-104.
- CARRARA C., CONATO V. & DAI PRA G. (1986) - *Segnalazione di sedimenti pliocenici nell'Isola di Palmarola (Isole Pontine, Italia centrale)*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 127-131.
- CARRARA C., CREMASCHI M. & DAI PRA G. (1995) - *Oscillazioni del livello del mare, depositi e morfogenesi continentale quaternaria nelle isole Pontine*, in: CARRARA C. (Curatore) *Lazio meridionale, Sintesi delle ricerche geologiche multidisciplinari*, ENEA Serie Studi e Ricerche, 59-61.
- CHIOCCI F.L. (questo volume) - *Distorsioni nella forma dei Tds rilevati dai profili sismici e ripristino delle corrette geometrie (migrazione)*
- CHIOCCI F.L. & NORMARK W.R. (1991) - *Effect of sea-level variation on upper-slope depositional processes offshore of Tiber delta, Tyrrhenian Sea, Italy*. Marine Geology, 104, 109-122.
- CHIOCCI, F.L. & ORLANDO L. (1996) - *Lowstand terraces on Tyrrhenian Sea steep continental slopes*. Marine Geology, 134, 127-143.
- CHIOCCI, F.L. & ORLANDO L. (1992) *Utilizzo delle prospezioni di sismica monocale per studi di neotettonica in aree costiere. Applicazioni all'arcipelago pontino*. Atti 11° Convegno del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, CNR, 881-884.
- CIOLLI S. (1995) - *Analisi comparata di carote di sedimento marino e di profili sismici a riflessione ad altissima risoluzione*. Tesi di Laurea inedita, Università "La Sapienza", Roma
- DE RITA, D., FUNICIELLO, R., PANTOSTI, A., SALVINI F., SPOSATO, A. & VELONÀ, M. (1986) - *Geological and structural characteristics of the Pontine Islands (Italy) and implications with the evolution of the Tyrrhenian margin*. Mem. Soc. Geol. It., 36: 55-65.
- DE RITA, D., FUNICIELLO, R., PANTOSTI, A., SPOSATO, A. & VELONÀ, M. (1985) - *Zannone a lower Pleistocene volcano in the Tyrrhenian Sea*. Poster. IAVCEI Sc. Ass., Giardini Naxos (CT)
- MARANI, M. & ZITELLINI, N. (1986) - *Rift structures and wrench tectonics along the continental slope between Civitavecchia and C. Circeo*. Memorie Società Geologica Italiana, 35: 453-457.
- SEGRE, A.G. (1956) *Rilevamento al 10.000 delle Isole Pontine: appunti stratigrafici su Ponza*. Boll. Serv. Geol. It., 79: 63-65.

<b>ZONA</b>	<b>ISOLE PONTINE NO</b>	<b>ISOLE PONTINE SO</b>	<b>ISOLE PONTINE NE</b>	<b>ISOLE PONTINE SE</b>
Estensione parallela alla costa	9 km	6 km	18 km	23 km
Estensione perpendicolare alla costa	1-2,5 km	0,8-3 km	0,9-2 km	0,7-2 km
Spessore medio	30 km	45 km	38 km	34 km
Profondità di attacco	90-135 m	130-140 m	75-135 m	105-145 m
Profondità del ciglio	125-172 m	150-155 m	85-150 m	135-150 m
Profondità della chiusura	210-300 m	275-300 m	150-215 m	135-200 m
Litologia	sabbie medie, siltose, bioclastiche	sabbie medie, siltose, bioclastiche	sabbie medie, siltose, bioclastiche	sabbie medie, siltose, bioclastiche
Facies acustica dei <i>foreset</i>	progradante			
Massima pendenza	>10	>10	>10	>10
Monociclo o evidenza di più cicli	poli	poli	1-2	1-2