

---

ATTI ACCADEMIA NAZIONALE DEI LINCEI  
CLASSE SCIENZE FISICHE MATEMATICHE NATURALI  
**RENDICONTI**

---

MARIA BIANCA CITA SIRONI

**Le facies sedimentarie del Messiniano come chiave di lettura dell'evoluzione geodinamica del Tirreno**

*Atti della Accademia Nazionale dei Lincei. Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali. Rendiconti, Serie 8, Vol. 83 (1989), n.1, p. 353–359.*

Accademia Nazionale dei Lincei

<[http://www.bdim.eu/item?id=RLINA\\_1989\\_8\\_83\\_1\\_353\\_0](http://www.bdim.eu/item?id=RLINA_1989_8_83_1_353_0)>

L'utilizzo e la stampa di questo documento digitale è consentito liberamente per motivi di ricerca e studio. Non è consentito l'utilizzo dello stesso per motivi commerciali. Tutte le copie di questo documento devono riportare questo avvertimento.

---

*Articolo digitalizzato nel quadro del programma  
bdim (Biblioteca Digitale Italiana di Matematica)  
SIMAI & UMI*

<http://www.bdim.eu/>



MARIA BIANCA CITA SIRONI

## LE FACIES SEDIMENTARIE DEL MESSINIANO COME CHIAVE DI LETTURA DELL'EVOLUZIONE GEODINAMICA DEL TIRRENO (\*)

### PREMESSA

Il presente lavoro si fonda sui risultati della terza campagna di perforazioni profonde effettuata nel Mediterraneo (ODP Leg 107, Kastens, Mascle *et al.*, 1987, 1988) e in particolare sulle analisi condotte su oltre cento campioni di sedimenti ottenuti in studio (Cita *et al.*, 1990) (1).

I sedimenti di età messiniana raccolti dal fondo del Mediterraneo durante le crociere 13 e 42A del Progetto Deep Sea Drilling documentano la storia di una importante crisi di salinità (Ryan, Hsu *et al.*, 1973; Hsu, Montadert *et al.*, 1978; Cita, 1988). Questi sedimenti consistono essenzialmente di evaporiti, indicative di ambienti subtidali, intertidali e supratidali (Hsu *et al.*, 1973; Garrison *et al.*, 1978).

Le conoscenze dei paleoambienti messiniani del Tirreno, in particolare, si fondavano su un singolo pozzo, il Site DSDP 132, effettuato in carotaggio continuo su una struttura fisiografica pianeggiante del Tirreno centro-occidentale nota come «Terrazzo Cornaglia»: qui erano stati carotati circa 40 m di evaporiti messiniane e associati livelli clastici, al di sotto di una successione pelagica del Pliocene inferiore (Zancleano) caratterizzata da una colorazione intensa alla base.

Parecchi tentativi di ricostruire geometria e facies del Messiniano del Tirreno sono stati effettuati da diversi autori, basandosi sulla estesa copertura di profili sismici a riflessione (Finetti e Morelli, 1973; Fabbri e Curzi, 1980; Malinverno *et al.*, 1981; Rehault *et al.*, 1987). Queste ricostruzioni differiscono fortemente l'una dall'altra. L'unico punto di accordo riguarda la parte occidentale del Tirreno, lungo il margine sardo, che presenta tutti i caratteri tipici di un margine continentale passivo. Qui le evaporiti messiniane sono bene espresse nelle linee sismiche, e queste sono calibrate dall'unico pozzo esistente (DSDP Site 132).

Perciò le perforazioni effettuate nel 1986 dalla Joides Resolution sono molto importanti: le facies sedimentarie del Messiniano infatti possono essere usate come chiave di lettura della evoluzione geodinamica del Tirreno.

### RISULTATI

I sette pozzi perforati durante il Leg ODP 107 costituiscono un transetto diretto WNW-ESE attraverso il Tirreno (fig. 1). I tre più orientali (ODP 650 situato nel Bacino Marsili, ODP 651 e 655 nel Bacino Vavilov) hanno incontrato il basamento,

(\*) Conferenza tenuta nella seduta del 23 aprile 1988.

(1) Il ritardo nella presentazione di questo manoscritto deriva da analogo ritardo nella pubblicazione dei risultati originali, che aveva priorità.

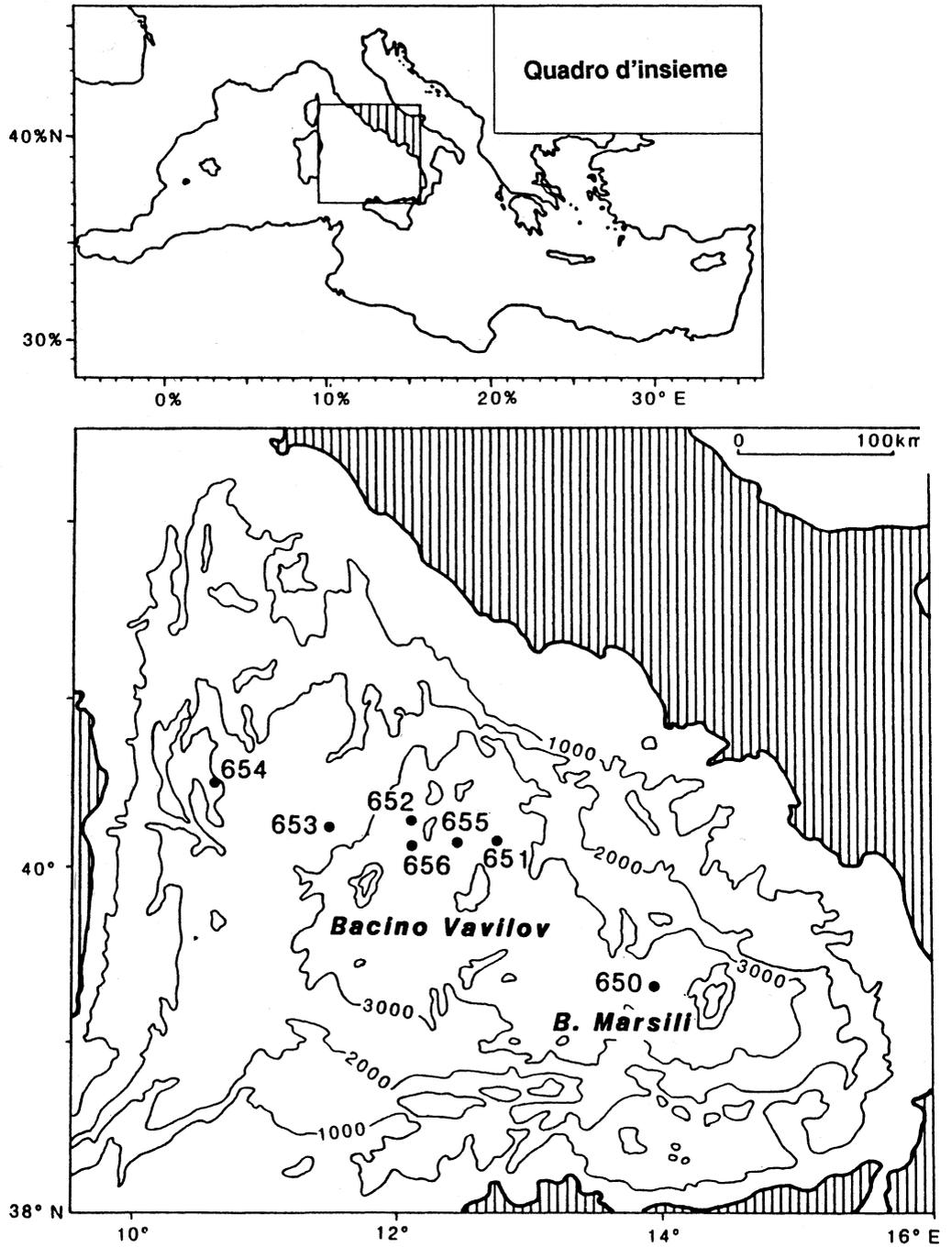


Fig. 1. - Quadro d'insieme (in alto) e ubicazione dei pozzi ODP 650-656 effettuati nel Tirreno nel 1986.

costituito da rocce magmatiche, dopo avere attraversato per intero la colonna sedimentaria sovrastante, costituita da emipelagiti, torbiditi e rocce vulcanoclastiche di età Plio-Pleistocenica. Ciò dimostra che la formazione dell'estremità sud-orientale del Tirreno è post-messiniana, ed è caratterizzata da estensione e subsidenza molto rapide.

I quattro pozzi più occidentali attraversano quasi per intero il margine tirrenico della «microzolla» sarda: esso presenta tutti i caratteri geofisici e geologici tipici dei margini continentali passivi, con crosta continentale, faglie listriche e blocchi basculati. La geometria dei sedimenti che ricoprono questi blocchi permette di distinguere le successioni pre-, sin- e post-rift (Kastens *et al.*, 1987).

La fig. 2A presenta una batimetria semplificata lungo un profilo che attraversa il margine sardo, e l'ubicazione dei pozzi. Dal meno profondo al più profondo essi sono:

- 1) 654 (–2208 m) su un blocco tiltato del margine superiore;
- 2) 653 (–2817 m) sul «Terrazzo Cornaglia», a pochi km di distanza dal Site DSDP 132;
- 3) 652 (–3446 m) su un blocco tiltato presso il piede della scarpata inferiore, poco sopra la piana abissale del Bacino Vavilov;
- 4) 656 (–3597 m) sul fianco occidentale del Seamount De Marchi che rappresenta il blocco tiltato più basso del margine sardo.

La fig. 2B presenta la stratigrafia semplificata di questi quattro pozzi, la cui penetrazione nel fondo varia da meno di 300 a oltre 700 metri.

Nel pozzo meno profondo (654) la successione messiniana è evaporitica e di spessore ridotto, probabilmente a causa di lacune interne. Alle evaporiti succedono verso il basso sedimenti silicei indicativi di alta produttività (Tripoli) e, in passaggio continuo, sedimenti marini normali del Messiniano inferiore pre-evaporitico e del Tortoniano superiore.

Il passaggio dalla geometria pre-rift alla sin-rift avviene nel Messiniano, mentre il Tortoniano presenta i caratteri tipici di una serie trasgressiva.

Nel pozzo intermedio (653) la successione messiniana è evaporitica, del tutto simile a quella già nota nel pozzo DSDP 132.

Nel pozzo al piede del margine inferiore (652) il Messiniano è rappresentato da una potente successione terrigena dominata da siltiti scure, con evaporiti del tutto subordinate (2%) e in parte di deposizione secondaria.

Un marcato livello conglomeratico spesso una quindicina di metri interrompe questa monotona successione da –335 a –350 m circa. Esso si correla con una discordanza angolare osservata nei profili sismici a riflessione e suggerisce un importante episodio erosivo intramessiniano.

L'età messiniana di questa unità, potente complessivamente 530 m, è presunta per totale mancanza di fossili significativi: essa si fonda sul principio di sovrapposizione.

L'ambiente deposizionale è interpretato come un bacino lacustre fortemente subsidente, alimentato da acque continentali, con apporti marini scarsi e discontinui (v. fig. 2B, C e discussione successiva).

Nel pozzo più profondo, sul Seamount De Marchi (656) il presunto Messiniano è essenzialmente conglomeratico e poco potente, suggerendo condizioni subaeree.

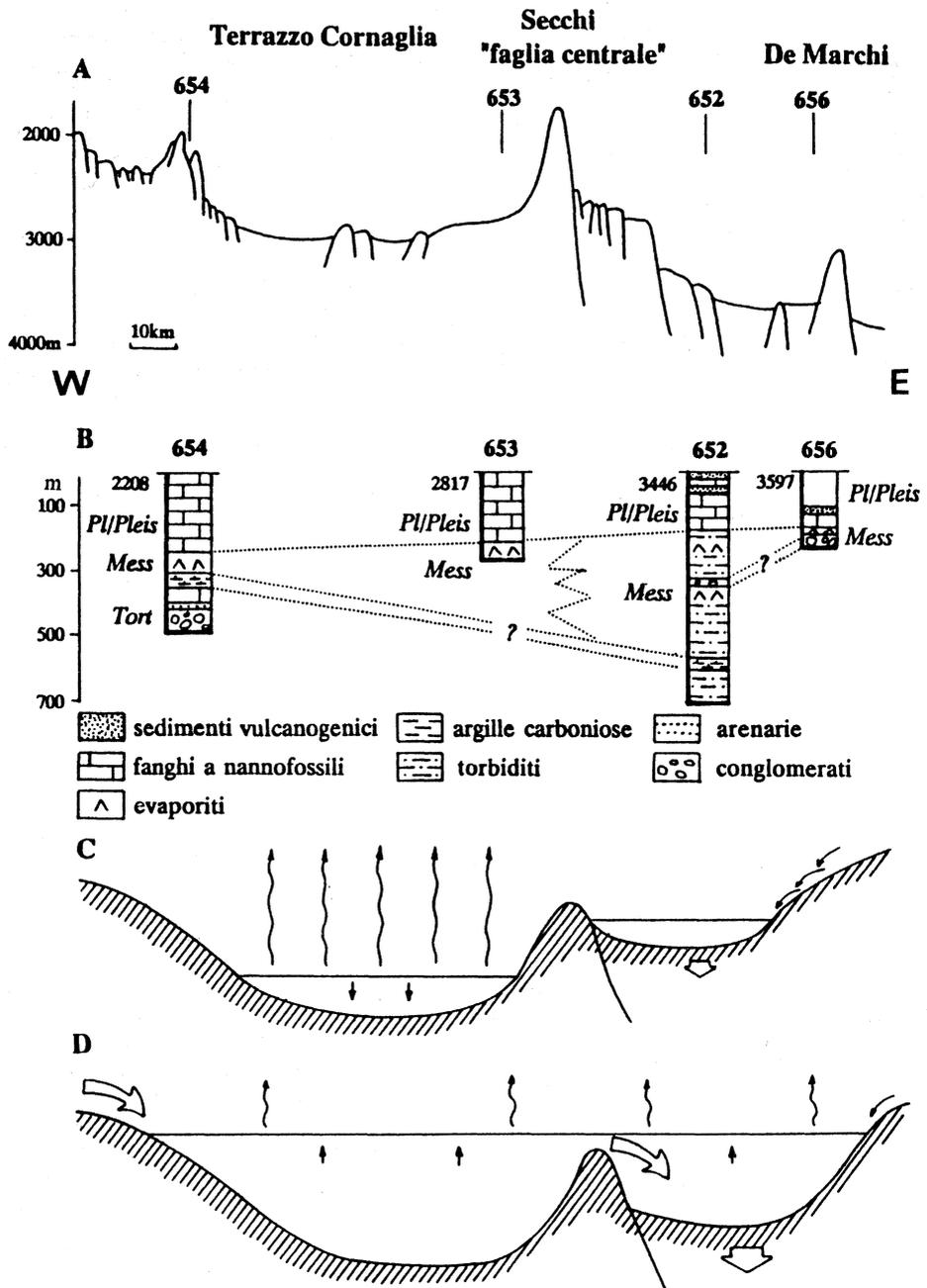


Fig. 2. - A) Batimetria semplificata del margine continentale sardo diretto verso il Tirreno, e ubicazione dei quattro pozzi che hanno incontrato sedimenti messiniani. Notare la forte esagerazione verticale. B) Stratigrafia semplificata dei pozzi ODP 654, 653, 652 e 656. C) e D) Gli schizzi illustrano la nostra interpretazione del Bacino Tirrenico durante il Messiniano, quando il Mediterraneo era disconnesso dall'Atlantico e presentava nel suo fondo corpi d'acqua diverse, con salinità diverse, situati a quote diverse, come esemplificato in C e D. In C si vede il depocentro del bacino evaporitico situato al di sotto del Terrazzo Cornaglia: il pozzo ODP 653 è situato in quest'area mentre il 654, che si trova più in alto sulla scarpata, presenta una serie evaporitica ridotta. Un rialzo del basamento separava il bacino evaporante, alimentato da acque salate, condensate, provenienti da W o SW, da un corpo d'acqua rapidamente subsidente situato sul lato opposto del bacino (pozzo ODP 652). In D si vede che questo lago, sul cui fondo si accumulavano torbiditi subacquee, era alimentato da acque continentali provenienti da E e NE, con incursioni marine occasionali quando il livello d'acqua del lago salato era superiore a quello del lago d'acqua dolce.

## DISCUSSIONE

La nuova, ben documentata casistica riguardante i sedimenti del Pliocene inferiore (Zancleano) del Tirreno conferma sostanzialmente le precedenti interpretazioni sul limite Miocene/Pliocene come definito da Cita (1975). In particolare:

(1) in tutti i pozzi investigati si è osservato un netto contrasto litologico fra i fanghi pelagici, ricchissimi di fossili, dello Zancleano e i silts terrigeni, gessiferi del Messiniano;

(2) i sedimenti pelagici del Pliocene basale indicano condizioni di mare aperto e profondo per l'alto rapporto plancton/benthos riscontrato tra i foraminiferi, la limitata diversità del benthos e la sua composizione;

(3) la batimetria attuale sembra riprodurre quella esistente al momento della trasgressione pliocenica, quando le acque di provenienza atlantica ripopolarono il Mediterraneo dopo la crisi di salinità del Messiniano: infatti i foraminiferi bentonici sono più abbondanti e includono taxa con limiti batimetrici più superficiali nel margine superiore (Site ODP 654) che sul Terrazzo Cornaglia (653) e al piede della scarpata (652).

Il pozzo 654 ha fornito indicazioni molto interessanti sull'inizio della crisi di salinità; come a terra (Colalongo *et al.*, 1979) il limite Tortoniano/Messiniano cade in una successione marina continua, a salinità normale, e può essere riconosciuto in base alla prima comparsa di *Globorotalia conomiozea*. Gli altri pozzi che, in spedizioni precedenti, avevano raggiunto sedimenti pre-messiniani dopo avere attraversato le evaporiti in situazioni di *pinch-out* ai margini del Bacino Balearico (pozzo DSDP 372) e del Bacino Levantino (pozzo DSDP 375) presentavano infatti vistose lacune di sedimentazione alla base delle evaporiti stesse.

Un altro ritrovamento interessante riguarda il Messiniano superiore e l'identificazione della biofacies di «lago-mare» con elementi tipici della Paratetide (Cita *et al.*, 1978) nel pozzo ODP 654. Questa biofacies era precedentemente sconosciuta nei sedimenti profondi del Tirreno.

Ma dal punto di vista geodinamico, la maggiore sorpresa è stata di gran lunga il ritrovamento del Messiniano terrigeno, in facies lacustre, nel pozzo ODP 652, con uno spessore record di 530 metri.

Questo pozzo è ubicato sul fianco di un blocco tiltato, sul lato ribassato di un importante lineamento tettonico chiamato «Faglia centrale» (Selli, 1970). L'espressione superficiale del rigetto è di circa 700/800 metri, e i piani di faglia sono inclinati verso est. L'età di questa faglia è considerata pre-messiniana da Fabbri e Curzi (1980) e da Malinverno *et al.* (1981) sulla base della stratigrafia sismica interpretata.

Un confronto fra la successione messiniana recuperata nel pozzo ODP 653 e quella del 652, che dista dal primo circa 30 km, non conforta però questa ipotesi, o per lo meno richiede una importante riattivazione post-messiniana della faglia (o sistema di faglie). Genesseeux (1986), basandosi su osservazioni visuali effettuate con il sottomarino CYANA, propone una evoluzione a due stadi del margine sardo. Egli ritiene di aver trovato le prove di una importante attività tettonica e di erosione subaerea nel Messiniano, seguite da faglie normali post messiniane, bene espresse specialmente nella parte inferiore del margine continentale.

In effetti, i laghi salati che hanno originato le spesse evaporiti messiniane deposte sul Terrazzo Cornaglia avrebbero dovuto trovarsi a quote inferiori a quelle del lago fortemente subsidente nel quale si depositavano le torbidi siltose rinvenute nel pozzo ODP 652, con incursioni marine occasionali come indicato nella fig. 2 C e D.

A differenza di quanto trovato nel margine occidentale a ovest della Sardegna, su quello a est non si trova una progressione coerente di facies sedimentarie messiniane spostandoci dalla piana abissale alla parte superiore della scarpata. Mentre infatti verso la piana abissale balearica si passa da sale di playa nella piana abissale (pozzo DSDP 134), ad anidrite intertidale e supratidale su un rialzo del basamento (DSDP 134E), a siltiti rosse subaeree più in alto lungo la scarpata (DSDP 133, vedere Ryan, Hsu *et al.*, 1973), qui le facies lacustri quasi prive di evaporiti sono ubicate più in basso (pozzo ODP 652) di quelle indicative di ambienti prossimi al livello del mare (evaporiti del pozzo ODP 653).

La progressione coerente delle facies sedimentarie era stata usata allora come argomento a supporto del modello del disseccamento di un bacino profondo (Hsu *et al.*, 1973). Usando lo stesso argomento, si dovrebbe concludere non solo che il rilievo verticale della «Faglia centrale» è post-messiniano (? riattivazione post-messiniana), ma che il lato ribassato si trovava a una quota superiore al Terrazzo Cornaglia, che costituiva allora il depocentro del Bacino Tirrenico, sul lato opposto. Il carattere sin-rift della successione messiniana carotata nel pozzo ODP 652 è in buon accordo con questa interpretazione.

In altre parole, durante la crisi di salinità del Messiniano il Tirreno era allora limitato alla sua parte occidentale, allungata in direzione N-S, parallela alla costa sarda. Tutta la parte del Tirreno che giace a SE della base della scarpata sarda, ossia la parte più profonda, quella che contiene i grandi seamounts vulcanici e ha una crosta di tipo oceanico, si sarebbe creata dopo il Messiniano, in seguito a fenomeni accelerati di estensione e subsidenza dietro l'arco calabro e l'arco delle Eolie.

#### BIBLIOGRAFIA

- CITA M. B., 1975. *The Miocene-Pliocene Boundary. History and definition*. In: SAITO T. and BURCKLE L. (Eds.). *Late Neogene Epoch Boundaries*. Micropaleontology Press, 1: 1-30.
- CITA M. B., 1988. *Il disseccamento del Mediterraneo alla fine del Miocene*. Accad. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Mat. Fis. Nat., s. VIII, vol. LXXXI, 4: pp. 455-467.
- CITA M. B., SANTAMBROGIO S., MELILLO B. and ROGATE F., 1990. *Messinian Paleoenvironments: new evidence from the Tyrrhenian Sea (ODP Leg 107)*. Scientific Results ODP, Leg 107, 211-228.
- CITA M. B., WRIGHT R. C., RYAN W. B. F. and LONGINELLI A., 1978. *Messinian Paleoenvironments*. In HSÜ, K. J., MONTADERT L. *et al.*, *Init. Repts. DSDP, 42A*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1003-1035.
- COLALONGO M. L., DI GRANDE A., D'ONOFRIO S., GIANNELLI L., IACCARINO S., MAZZEI R., POPPI BRIGATTI M. F., ROMEO M., ROSSI A., and SALVATORINI G., 1979. *A proposal for the Tortonian-Messinian boundary*. Ann. Géol. Pays Hellén., h.s., 1: 285-294.
- FABRI A. and CURZI P., 1980. *The Messinian of the Tyrrhenian Sea: seismic evidence and dynamic implications*. G. Geol., 43: 215-248.
- FINETTI I. and MORELLI C., 1973. *Geophysical Exploration of the Mediterranean Sea*. Boll. Geof. Teor. Appl., 15: 263-340.

- GARRISON R. E., SCHREIBER B. C., BERNOULLI D., FABRICIUS F. H., KIDD R. B. and MELIÈRES F., 1978. *Sedimentary Petrology and Structures of Messinian Sediments from the Mediterranean Sea*. In HSU K. J., MONTADERT L. *et al.* Init. Repts. DSDP, 42A: Washington (U.S. Govt. Printing Office): 571-612.
- GENNESSEAUX M., 1986. *Une morphostructure distensive Plio-Quaternaire: la Tyrrhenienne centrale étudiée en submersible CYANA*. SGF-SGI Seance spécialisée OCEANS, Abstr., 53.
- HSÜ K. J., CITA M. B. and RYAN W. B. F., 1973. *The Origin of the Mediterranean Evaporites*. In RYAN W. B. F., HSÜ K. J. *et al.*, Init. Repts. DSDP, 13, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office): 1203-1231.
- HSÜ K. J., MONTADERT L., *et al.*, 1978. Init. Repts. DSDP. 42A, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1-1249.
- HSÜ K. J., MONTADERT L., BERNOULLI D., CITA M. B., ERICKSON A., GARRISON R. E., KIDD R. B., MELIERES F., MÜLLER C. and WRIGHT R. C., 1977. *History of the Mediterranean salinity crisis*. Nature, 267: 399-402.
- KASTENS K. A., MASCLE J., *et al.*, 1987. Proc. ODP Init. Repts., 107: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- KASTENS K. A., MASCLE J., AUROUX C., *et al.*, 1988. *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into passive margin and backarc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., 100: 1140-1156.
- MALINVERNO A., CAFIERO M., RYAN W. B. F. and CITA M. B., 1981. *Distribution of Messinian sediments and erosional surfaces beneath the Tyrrhenian Sea: geodynamic implications*. Oceanol. Acta, 4: 489-496.
- REHAULT J. P., MOUSSAT E. and FABBRI A., 1987. *Structural Evolution of the Tyrrhenian Back-arc Basin*. Mar. Geol., 74: 123-150.
- RYAN W. B. F., HSÜ K. J., *et al.*, 1973. Init. Repts. DSDP, 13, Pt. 2: Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- SELLI R., 1970. *Cenni morfologici generali sul Mar Tirreno*. G. Geol., 37: 5-24.