

Università degli Studi di Trieste

**DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE AMBIENTALI
AMBIENTE FISICO MARINO E COSTIERO**

XV CICLO

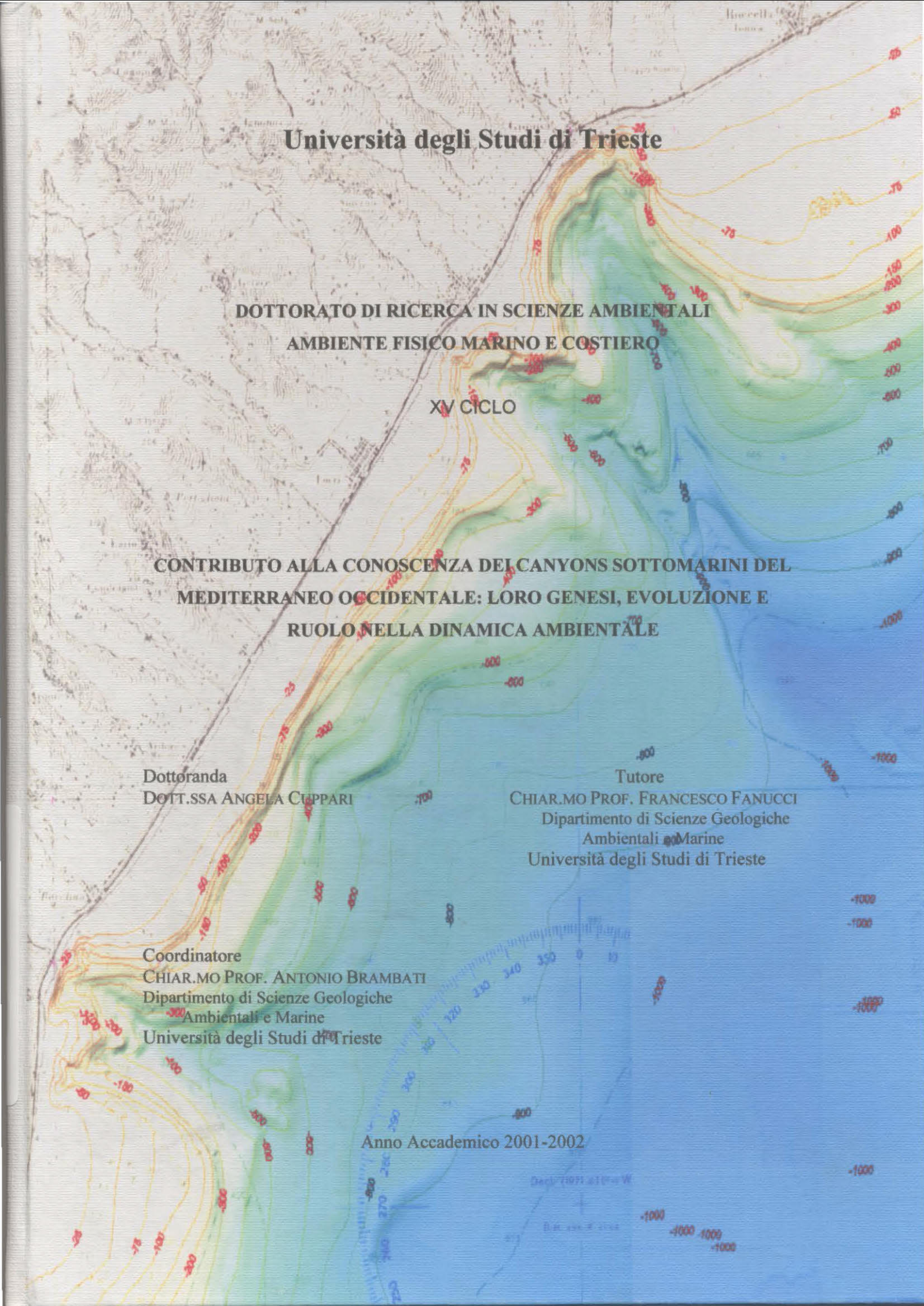
**CONTRIBUTO ALLA CONOSCENZA DEI CANYONS SOTTOMARINI DEL
MEDITERRANEO OCCIDENTALE: LORO GENESI, EVOLUZIONE E
RUOLO NELLA DINAMICA AMBIENTALE**

Dottoranda
DOTT.SSA ANGELA CUPPARI

Tutore
CHIAR.MO PROF. FRANCESCO FANUCCI
Dipartimento di Scienze Geologiche
Ambientali e Marine
Università degli Studi di Trieste

Coordinatore
CHIAR.MO PROF. ANTONIO BRAMBATI
Dipartimento di Scienze Geologiche
Ambientali e Marine
Università degli Studi di Trieste

Anno Accademico 2001-2002



Università degli Studi di Trieste

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE AMBIENTALI AMBIENTE FISICO MARINO E COSTIERO

XV CICLO

CONTRIBUTO ALLA CONOSCENZA DEI CANYONS SOTTOMARINI DEL MEDITERRANEO OCCIDENTALE: LORO GENESI, EVOLUZIONE E RUOLO NELLA DINAMICA AMBIENTALE

Dottoranda

DOTT.SSA ANGELA CUPPARI

Angela Cuppari

169

CS

Tutore

CHIAR.MO PROF. FRANCESCO FANUCCI

*Dipartimento di Scienze Geologiche
Ambientali e Marine*

Università degli Studi di Trieste

Francesco Fanucci

Coordinatore

CHIAR.MO PROF. ANTONIO BRAMBATI

*Dipartimento di Scienze Geologiche
Ambientali e Marine*

Università degli Studi di Trieste

[Signature]

INDICE

PREMESSA	pag. 1
1. MOTIVAZIONI DELLA RICERCA	pag. 4
2. BREVE STORIA DELLE CONOSCENZE SUI CANYONS SOTTOMARINI	pag. 8
3. TIPOLOGIE E CARATTERI MORFOLOGICI GENERALI	pag. 17
4. SCELTA DELLE AREE CAMPIONE	pag. 25
5. IL CANYON DI MILAZZO-STROMBOLI	pag. 28
6. II MARGINE LIGURE	pag. 30
6.1 IL CANYON DI LEVANTE	pag. 35
7. I CANYONS DEL GOLFO DEL LEONE	pag. 40
8. PROCESSI GRAVITATIVI CONNESSI AI CANYONS	pag. 43
8.1 DESCRIZIONE E CLASSIFICAZIONE DEI PROCESSI GRAVITATIVI	pag. 44
9. DINAMICA AMBIENTALE E RISCHI	pag. 48
9.1. DINAMICA AMBIENTALE E SEDIMENTARIA NELLE ZONE DI TESTATA	pag. 52
10. MARGINE IONICO DELLA CALABRIA	
10.1. INQUADRAMENTO MORFOLOGICO DI UN TRATTO DEL LITORALE IONICO DELLA CALABRIA	pag. 56
10.2 INDAGINI SIMICHE E SEDIMENTOLOGICHE DI UN TRATTO DEL MARGINE IONICO DELLA CALABRIA	pag. 58
10.2.1. RISULTATI DELLE ANALISI GRANULOMETRICHE	pag. 60
10.2.2. DISCUSSIONE DEI DATI E CONCLUSIONI	pag. 64
11. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI GENERALI	pag. 68
BIBLIOGRAFIA	pag. 76

PREMESSA

I canyons sottomarini costituiscono la più importante famiglia di depressioni dei margini continentali, a sviluppo ortogonale o sghembo rispetto all'andamento dei margini stessi. Hanno l'aspetto di valli o di canali, talora somiglianti sorprendentemente a valli subaeree nella loro morfologia d'insieme (Fig. 1).

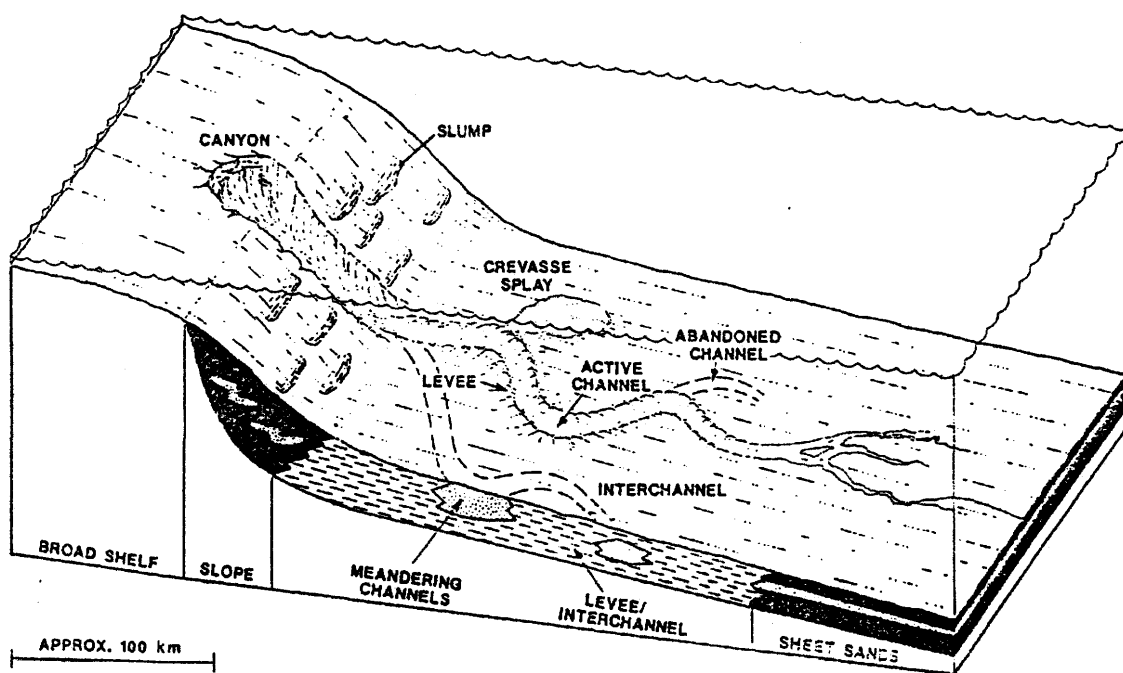


Fig. 1- Schema di sviluppo di un canyon sottomarino paragonabile ad una valle fluviale (Shanmugam et al.1988).

I canyons sottomarini sono le maggiori vie di transito dei materiali terrigeni che dalle zone poco profonde litorali arrivano fino ai più alti fondali (Fig. 2 Emery).

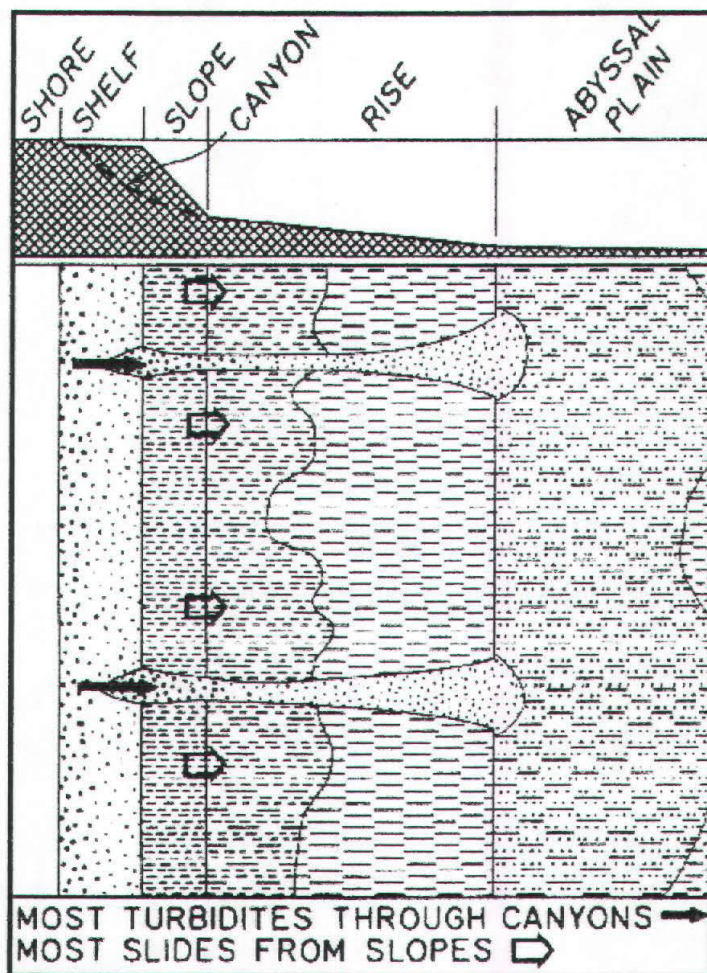


Fig. 2 – Schema della distribuzione delle facies sedimentarie sulla porzione esterna del margine continentale, che evidenzia il trasporto verso il bacino di materiale grossolano attraverso i canyons. (da Emery 1969).

Il loro studio riveste una primaria importanza per la comprensione della dinamica della sedimentazione e dell'evoluzione dei margini continentali in generale; mentre la loro conoscenza può essere di fondamentale importanza, per opere ingegneristiche poste nelle loro immediate vicinanze (porti ed opere costiere in genere) o attraverso essi (condotte e cavi sottomarini).

Gli Studi sui Canyons sono cominciati quando i primi dati batimetrici mettevano in evidenza la presenza di imponenti incisioni vallive nella maggior parte dei casi disposte trasversalmente alla linea di costa e che tagliavano parte della piattaforma e della scarpata interessando, anche porzioni della piana batiale (Challenger Expedition 1872-76).

Il progredire delle conoscenze sull'assetto e l'evoluzione dei margini e la formulazione di nuove teorie nel campo delle scienze della terra hanno comportato, negli anni, l'elaborazione di varie ipotesi circa l'origine e l'evoluzione dei canyons. Considerati inizialmente delle valli relitte furono di seguito interpretate come il prodotto di più processi sedimentari e/o tettonici che si verificano o si sono verificati in ambiente subacqueo. Nell'ambito di tali ipotesi gli argomenti maggiormente dibattuti riguardavano l'effettivo ruolo della dinamica sedimentaria, della tettonica e della loro possibile interazione.

I canyons sono a tutt'oggi considerati elementi problematici in quanto diverse e contrastanti sono le opinioni riguardo la loro origine ed evoluzione. Interessano tanto le scarpate dei margini attivi del Pacifico quanto quelle dei margini passivi di tipo Atlantico, ma sono tipici anche della morfologia sottomarina dei margini mediterranei, in particolare nel Mediterraneo centro-occidentale (Catalogna, Provenza-Liguria, Corsica, Sardegna e Sicilia), dove furono segnalati per la prima volta.

Il fatto che siano presenti in contesti geodinamici molto diversi, addirittura antitetici, dimostra che devono essere numerosi e vari i processi che danno luogo alla loro genesi ed evoluzione.

Nuovi dati sui canyons sottomarini della Liguria e del Tirreno Meridionale consentono di inquadrare in modo nuovo le complesse problematiche relative alla genesi ed evoluzione dei margini continentali mediterranei. Diverse sono le condizioni in cui si sono originate le depressioni del substrato pre-pliocenico su cui i canyons si sono impostati. Esse sono comunque sempre conseguenti ad attivazione di linee tettoniche di tipo diretto e trascorrente o a rigioco di strutture fragili preesistenti in un contesto disgiuntivo, (anche se originate in fasi tettoniche diverse). Molte delle depressioni tardo mioceniche di origine esclusivamente erosiva, non sono collegate a Canyons attuali.

1. MOTIVAZIONI DELLA RICERCA

L'obiettivo della ricerca in generale è quello di definire l'importanza dello studio dei canyons sottomarini al fine di meglio comprendere la dinamica recente dei margini continentali Mediterranei, anche in relazione ai rischi geologici e ambientali ad essi imputabili.

La loro particolare morfologia paragonabile a quella delle valli fluviali aveva spinto inizialmente ad ipotizzare una loro primaria origine subaerea e successivo annegamento, quindi rappresentavano delle morfologie relitte (Fig. 3). Tale ipotesi presupponeva delle variazioni eustatiche di notevole entità o di moti verticali che dovevano spiegare la presenza di incisioni di origine subaerea poste a notevole profondità nelle attuali pianure batiali. (Spencer, 1898, 1903; Hull, 1912; Wegner, 1924; De Andrade 1937).

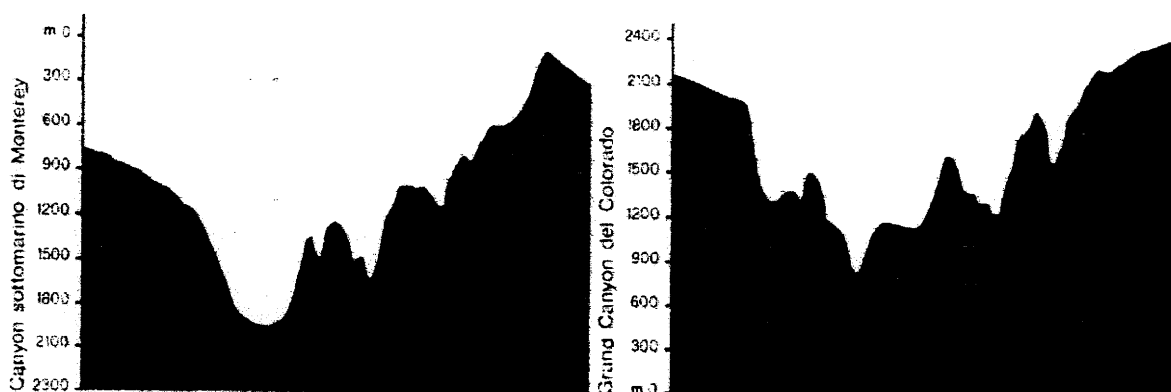


Fig.3- Profili della lunghezza di 20 km con la stessa scala verticale, che evidenziano le grandi similarità di forma e dimensioni tra il Grand Canyon del Colorado e il Canyon sottomarino di Monterey (California). Da Bosellini, 1986.

Indagini successive avevano messo in evidenza un'attività erosiva recente all'interno dei canyons in quanto l'erosione riguardava sedimenti recenti di età pleistocenica. Ciò obbligava ad ammettere che i fenomeni erosivi, responsabili della formazione di tali valli, si svolgessero in ambiente subacqueo.

In tal caso le ipotesi principali riguardavano un'origine poligenica, sedimentaria e/o tettonica, di tali unità per accumulo di materiale terrigeno di

provenienza fluviale in zone di instabilità gravitativa (scarpata), che generava un localizzato incremento dei flussi gravitativi e progressivo sviluppo dell'incisione (Shepard & Emery, 1941, 1946; Emery, 1960; Shepard & Dill, 1966; Starke & Howard 1968).

La loro genesi e il loro sviluppo sarebbero stati condizionati essenzialmente dalla geologia regionale. Una possibile erosione di tipo fluviale può tuttavia aver interessato la parte superiore dei Canyons che incide la piattaforma e che durante gli ultimi *low-standing* glacio-eustatici quaternari si siano trovati sopra la linea di riva o in condizioni di estrema prossimalità alle foci fluviali. (Fig. 4).

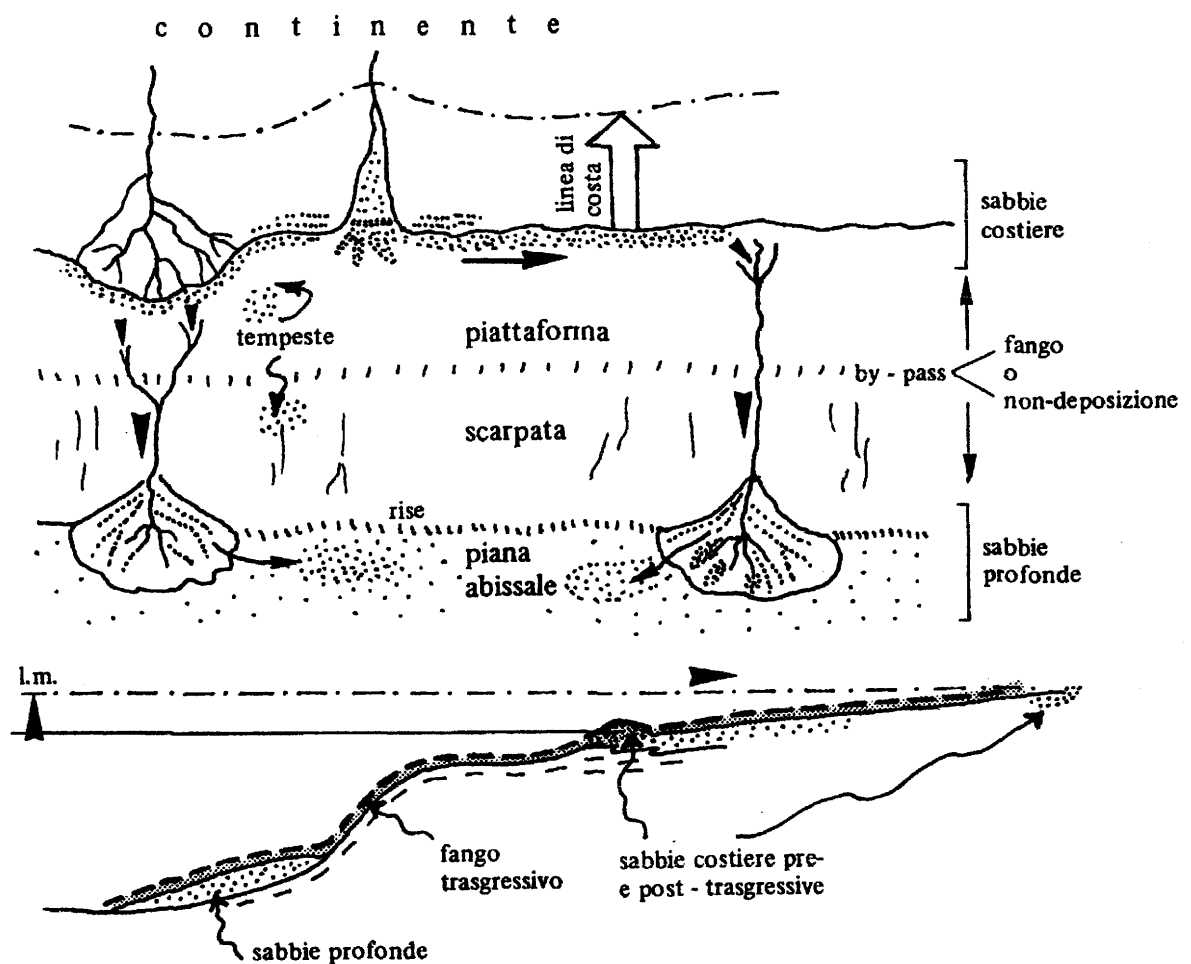


Fig. 4- Effetti delle variazioni glacio-eustatiche in un'area di piattaforma-scarpata interessata da sistemi di foce fluviale-canyons (da Ricci Lucchi, 1980).

Secondo alcuni Autori, nel Mediterraneo alcune di queste forme sarebbero anche ereditate dalla morfologia instauratasi durante il disseccamento del Messiniano (Ryan & Cita 1978). Il fatto però che la maggior parte dei Canyons incida solo parte della copertura sedimentaria post messiniana, indica che la loro formazione è tardiva rispetto alla formazione dei bacini mediterranei e che il ruolo della dinamica sedimentaria, resta spesso ancora da chiarire.

Altri Autori hanno, inoltre, evidenziato che spesso queste incisioni si sviluppano in corrispondenza di importanti linee tettoniche, aprendo quindi una nuova discussione riguardo l'origine sedimentaria e/o tettonica dei canyons (Shepard, 1937-1938; Shepard & Emery, 1960; Shepard & Dill, 1966; Starke & Howard, 1968; Fig. 5).

Il trasporto di sedimenti secondo alcuni studiosi rimane ancora oggi l'unico processo a cui imputare la loro formazione (Stanley & Killing, 1978; May et al., 1983; Farre et al., 1983; Coleman & Prior, 1983); mentre per altri è l'interazione tra i due processi tettonico e sedimentario che determina l'origine e il successivo sviluppo di queste incisioni (Greene et al., 1991, 2002).

Nel primo caso la presenza di fiumi nella zona antistante i canyons porta a pensare che l'origine sia riconducibile alla presenza di ingenti carichi di materiale sedimentario di origine fluviale che, in corrispondenza di aree ad instabilità gravitativa (scarpate), generano flussi gravitativi e un progressivo sviluppo dell'incisione attraverso processi a catena (Fig. 4).

I fiumi hanno probabilmente favorito l'erosione sottomarina dei canyons riversando il loro carico solido, maggiore di quello attuale, sul ciglio della scarpata e incrementando i flussi gravitativi durante le fasi di *low-standing* del livello marino. D'altronde il fatto che non tutti i canyons siano connessi ad un fiume ha spinto i ricercatori a considerare altri fattori determinanti la loro genesi ed evoluzione, come la tettonica (Ricci Lucchi, 1980).

Lo sviluppo di alcuni canyons sembra essere avvenuto in aree prive di importanti corsi d'acqua come il canyon dell'Asinara o alcuni canyons della Liguria e quindi di un ingente apporto detritico; in questo caso si ipotizza una predominante influenza di fenomeni tettonici (Fig.6- 6a). Infatti, importanti discontinuità strutturali rilevabili a terra e/o in zone limitrofe dei margini possono, riattivandosi, aver

FATTORI SEDIMENTARI

FATTORI TETTONICI

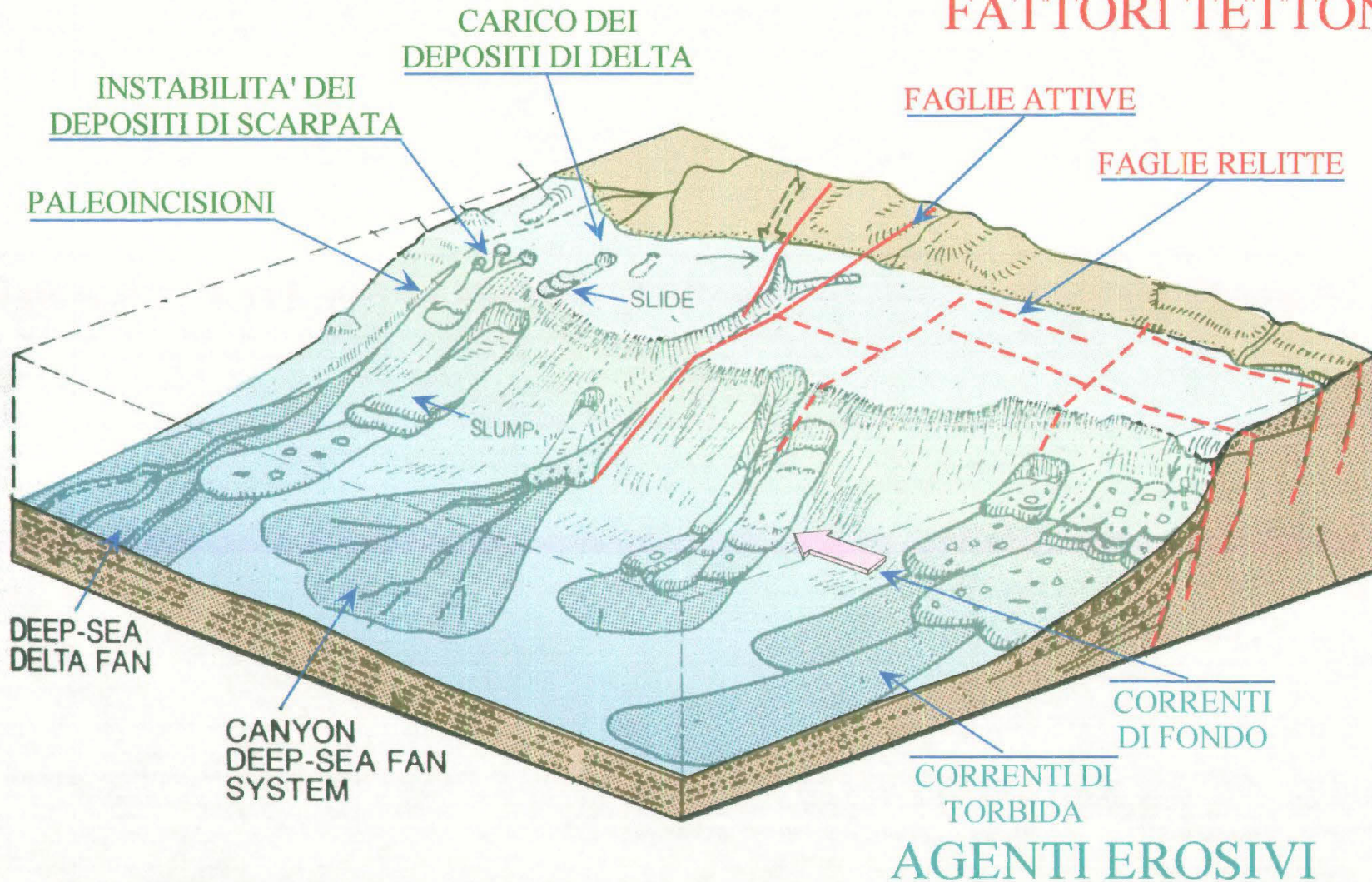


Fig. 5 - Schema tridimensionale dei principali effetti dei processi gravitativi deposizionali e tettonici in prossimità della piattaforma continentale e della scarpata (da Einsele, 1992, modificato)

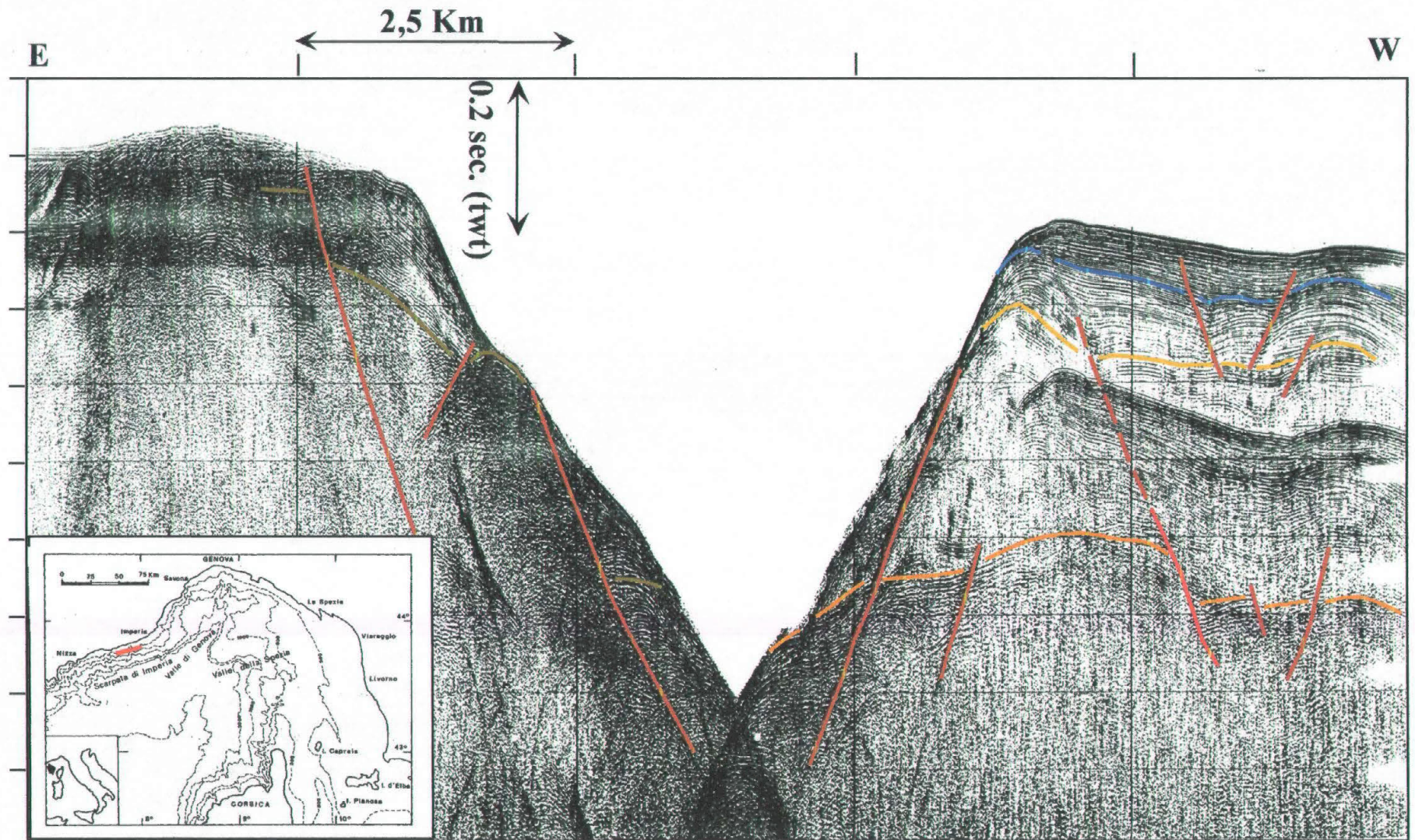


Fig. 6 - Spezzione di un profilo sismico sparker, che mostra il profilo a "V" di un tratto del Canyon di Taggia, corrispondente alla zona di maggiore incisione e di alta attività erosiva.

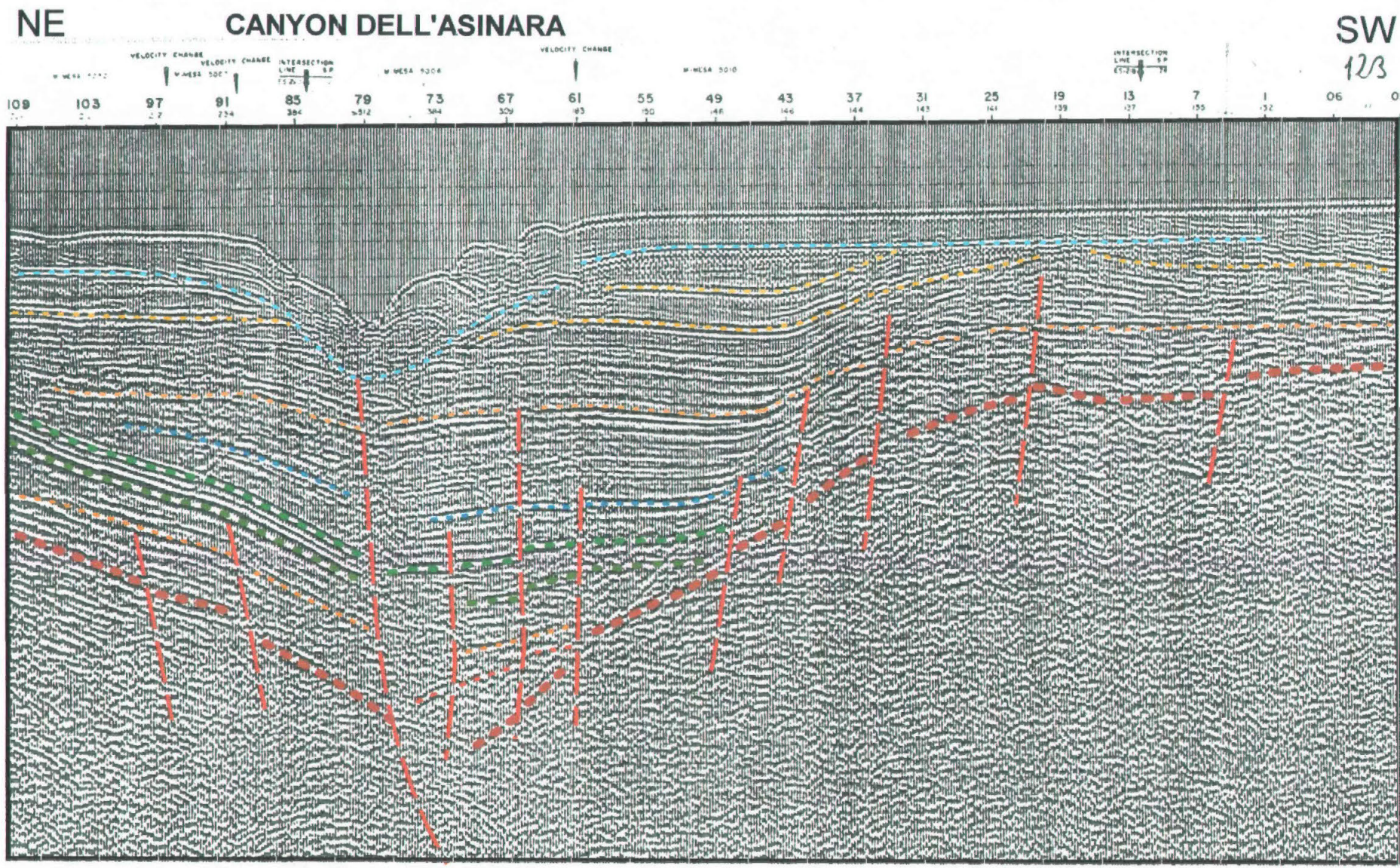


Fig. 6a - Profilo Flexotir Ministeriale che taglia il Canyon dell'Asinara (Castelsardo), che evidenzia come l'incisione si imposta lungo una discontinuità tettonica.

determinato l'insorgere di un'importante depressione o aver favorito un cambiamento dei flussi erosivi con sviluppo di incisioni. L'analisi approfondita delle loro caratteristiche ha evidenziato, infatti, in più casi, un'origine complessa a seguito dell'interazione di più processi, la cui variazione nel tempo ha determinato una evoluzione polifasica.

Negli ultimi anni altre discipline, di tipo ambientale, hanno rivolto un certo interesse allo studio dei canyons. Queste in particolare riguardano la localizzazione e classificazione dei processi gravitativi in mare e del loro impatto ambientale inteso come valutazione di rischio per eventi disastrosi, degrado ambientale (tsunami, erosione dei litorali) e per le opere a mare (porti, impianti off-shore).

Un'altra tematica d'avanguardia per lo studio dei canyons è quella relativa al trasporto ed accumulo, lungo gli stessi, degli inquinanti solidi e liquidi (Keling et al., 1976; Bona et al., 1997). Nonostante l'evidente importanza strategica di questa tematica nella ricostruzione del ciclo degli inquinanti, tuttora scarsi o inesistenti risultano gli sforzi finanziari e scientifici in questo campo.

2. BREVE STORIA DELLE CONOSCENZE SUI CANYONS SOTTOMARINI

Diverse sono state le ipotesi formulate riguardo le origini dei canyons sottomarini, durante i 60 anni prima della popolare teoria della "tettonica delle placche".

Per esempio;

- Spencer (1898-1903) sottolineò il ruolo delle glaciazioni;
- Smith (1902) insistette sul ruolo delle correnti oceaniche;
- Davis (1934) asserì che i canyons sono incisi (ripuliti) dal deflusso delle correnti di fondo, o da grandi onde di tempesta;
- Daly e Kuenen (1937) proposero, per primi, le correnti di torbida, come responsabili dell'azione erosiva evidenziata nei canyons;
- Bucher (1940) preferì attribuire agli tsunami un ruolo principale (scatenante) in tale processo;

La maggior parte di questi Autori invocava un singolo processo per spiegare l'origine e l'evoluzione dei canyons sottomarini, riconducibili comunque a processi che riguardavano quasi esclusivamente la dinamica della sedimentazione. Contemporaneamente i fautori di concetti più mobilisti nell'ambito delle Scienze della Terra, come il sollevamento continentale (Hull, 1912) o del diastrofismo (Wegener, 1924; De Andrade, 1937), consideravano gli stessi processi come possibili responsabili (indiretti) dell'origine dei Canyons sottomarini.

L'escavazione fluviale poteva essere ipotizzata solo per alcuni tratti superiori dei canyons, che insistono sulla piattaforma, almeno per quelli che hanno una relazione diretta con i fiumi retrostanti. Tale ipotesi non era, comunque, sostenibile per i tratti più profondi (> 1000 m.), perché non vi sono evidenze a sostegno di variazioni eustatiche o movimenti tettonici di tale entità da spiegare la presenza di incisioni di origine subaerea poste a notevoli profondità.

Il ruolo della tettonica nello sviluppo dei canyons sottomarini fu discusso più ampiamente negli anni successivi da altri Autori d'oltre oceano (Shepard, 1937, 1938b, 1957; Shepard & Emery, 1941, 1946; Emery, 1960; Shepard & Dill, 1966; Starke & Howard 1968) i quali sostenevano il carattere poligenico dei canyons

sottomarini proponendo come esempio sintomatico quello del Canyon di Monterey (margine californiano).

Nel Mediterraneo la scoperta dell'esistenza dei canyons sottomarini, fu conseguente agli studi del Principe Alberto I di Monaco (Commission on Undersea Nomenclature, Weisbaden, April 1903). Le prime ipotesi formulate imputavano, la loro natura e origine ad erosione subaerea, su una porzione di continente progressivamente annegata per effetto dell'eustatismo e/o per sprofondamento differenziale. Quest'ultimo risultava compatibile con la teoria della "flexure continentale" di Bourcart J. (1947) e per un certo periodo fu l'unica spiegazione accettata dalla comunità scientifica mediterranea.

Altre idee analoghe fioriscono in seguito agli studi sulle evaporiti bacinali, che dettero luogo ad un nuovo paradigma detto del "disseccamento del Mediterraneo nel Messiniano" di cui molti Autori americani ed occidentali furono convinti sostenitori (Ryan & Cita, 1978). Secondo questi Autori, nel Mediterraneo le morfologie dei canyons sarebbero ereditate dalla crisi tettonico-climatica del Messiniano e di origine subaerea per escavazione fluviale (da parte di *uadi*) in un bacino già simile all'attuale per dislivelli morfologici, ma quasi completamente privi d'acqua.

Il fatto però che la maggior parte dei canyons non incidesse i livelli prepliocenici e che spesso interessasse soltanto la coltre pleistocenica, indicava che la loro formazione era tardiva rispetto alla formazione dei bacini.

Comunque nessuno studio mise mai in evidenza, neppure casualmente, conoidi detritiche di età messiniana alla base delle scarpate, che avrebbero inevitabilmente dovuto accompagnare l'escavazione subaerea di questi canali, anche in condizioni di clima semidesertico.

In molti casi, sia prima dell'avvento della teoria della tettonica globale che nei primi anni successivi, i canyons sottomarini venivano considerati, quindi, delle depressioni sottomarine modellate principalmente da processi fluviali e incisi da erosione subaerea, durante i periodi di stazionamento basso del livello del mare nel Pleistocene (Van Berkel, 1976) o del Miocene.

Tuttavia molti dei 60 canyons sottomarini che tagliavano il margine continentale della California, risultavano coincidenti e/o associati a strutture tettoniche, suggerendo una loro origine e sviluppo condizionati dalle imponenti e

tuttora attive strutturazioni del Margine (Shepard, 1937, 1938, 1939, Shepard ed Emery, 1941, 1946). In questi stessi anni era sorto il sospetto che anche altri canyons, in base alla loro morfologia, potessero essere controllati dalla tettonica. La mancanza di dati sulla copertura sedimentaria e sull'assetto profondo del margine non consentiva una verifica di tale ipotesi e in particolare dei meccanismi che regolavano il rapporto tra la tettonica, l'origine ed evoluzione dei canyons, anche se, in maniera grossolana ma altrettanto evidente, tale legame era confermato dalle profonde differenze tra canyons formati sul margine attivo (occidentale) e quelli presenti sul margine passivo (orientale) della placca nordamericana.

I canyons sottomarini sul margine orientale degli Stati Uniti presentano comunemente un andamento rettilineo, eccetto che per i canali meandrici posti alla base della scarpata, in contrasto con i canyons sottomarini della parte occidentale, in special modo quelli sviluppati lungo il margine trasforme della California, dei quali risaltano le brusche variazioni del percorso e della morfologia dei canali (Fig. 7-8)

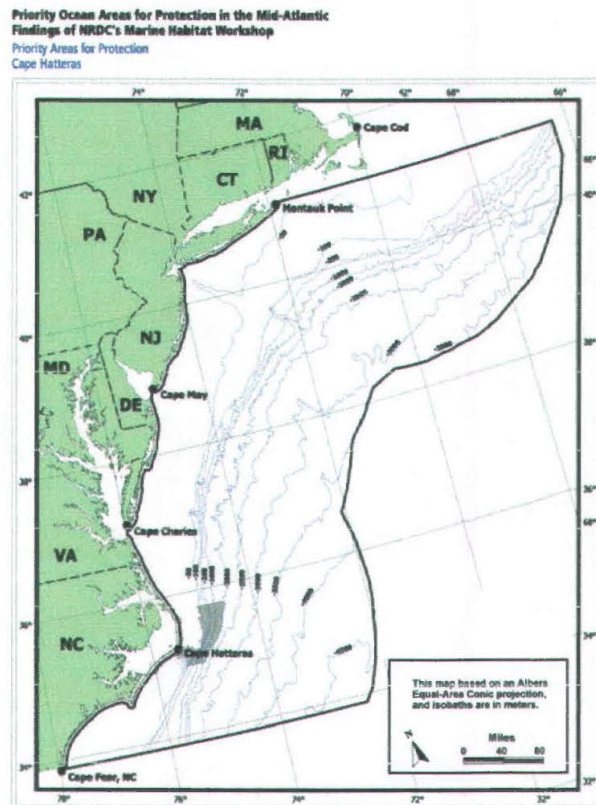


Fig. 7 – Carta batimetrica del margine orientale statunitense che mostra la localizzazione e l'andamento rettilineo dei principali canyons. Del Canyon del Hudson è evidente l'arretramento della testata che coincide con l'estuario del fiume omonimo.

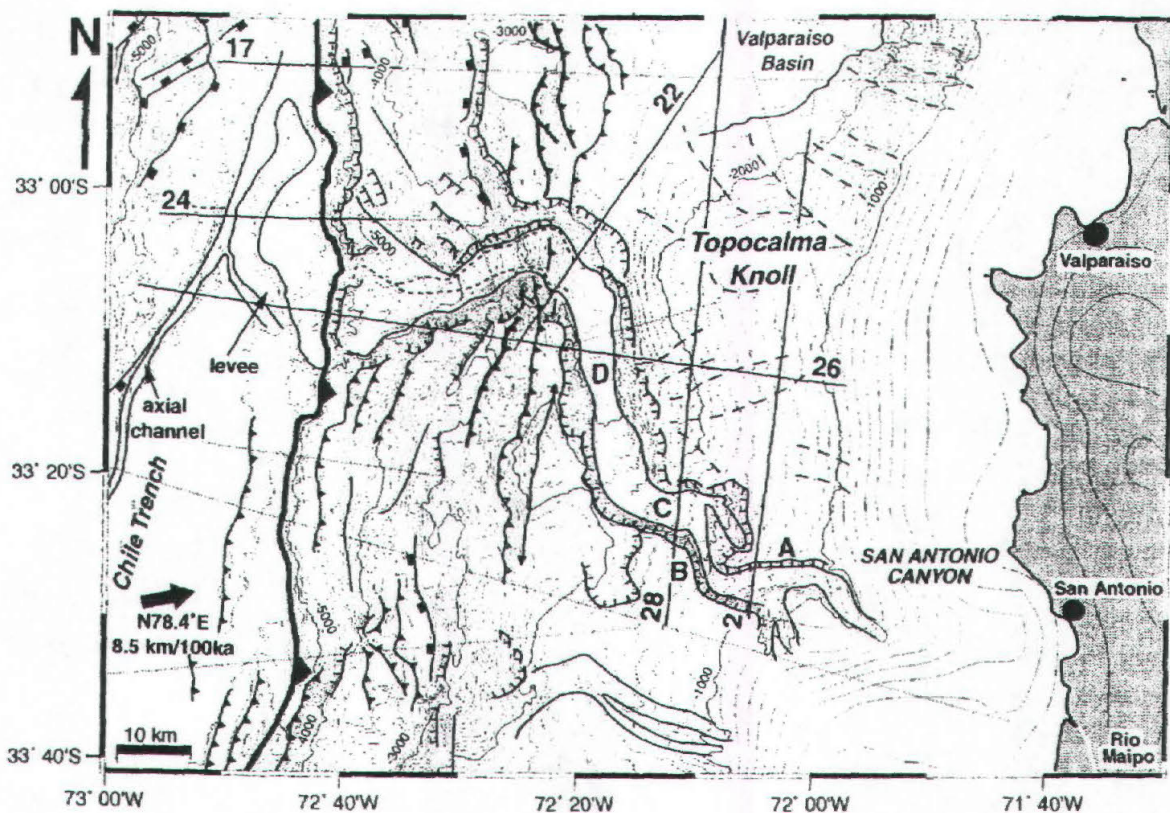


Fig. 8 – Carta morfo-strutturale di una porzione del margine cileno in cui si evidenziano le brusche deviazioni del Canyon di San Antonio e il pronunciato arretramento della testata, posta in continuità con la foce del Rio Maipo (Laursen et al., 2002).

Queste devono la loro origine e la loro modificazione al tettonismo del Neogene, caratterizzato dall'attività trascorrente destrale di imponenti discontinuità del margine. Sollevamenti e sprofondamenti di blocchi, connessi alla cinematica trascorrente hanno aggiunto un altro elemento di complessità alla storia degli stessi canyons (Fig. 9).

Il dibattito sull'origine tettonica o sedimentaria dei canyons ha riguardato anche lo studio degli stessi sviluppatisi nei margini dove la tettonica non presentava effetti così evidenti (margini passivi e simili) e che quindi offriva occasione per interpretazioni diverse spesso divergenti tanto da generare in alcuni casi delle contrapposte scuole di pensiero.

Coloro che sostenevano prevalenti e in alcuni casi esclusive cause erosive, infatti, enfatizzavano il ruolo degli ingenti carichi di materiale sedimentario, posto nella piattaforma esterna influenzata dagli apporti dei delta fluviali. Questi in

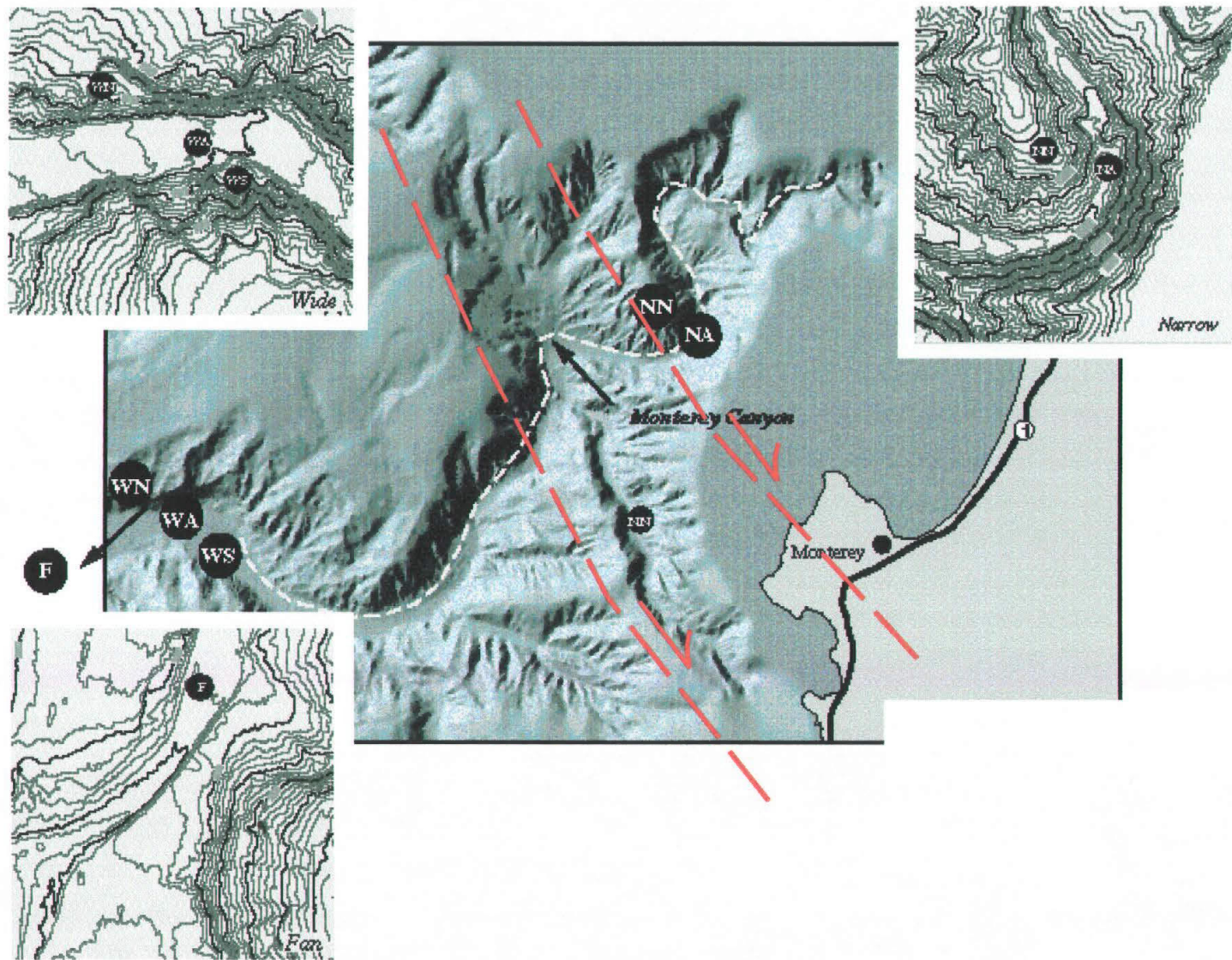


Fig. 9 - Carta morfo-batimetrica di dettaglio del Canyon di Monterey che mostra come le fasce trascorrenti destrali del margine condizionino l'andamento del suo asse (Da Kinoshita & Noble, inedita, modificata).

prossimità della scarpata provocavano un incremento localizzato dei flussi gravitativi e un progressivo sviluppo dell'incisione, attraverso processi a catena.

In assenza di apporti fluviali importanti la concentrazione di flussi gravitativi sullo *shelf-break* si localizzava in corrispondenza di incisioni relitte di varia natura o erano generate da *tsunami* o onde di tempesta (localizzazione casuale).

Gli stessi Autori sostenevano inoltre che l'andamento non rettilineo, le brusche deviazioni e la ripresa intermittente dell'incisione dei canyons erano comunque ed esclusivamente controllati dalla dinamica della sedimentazione (meandri) o dalla morfologia del bacino che controllava la canalizzazione del flusso verso la direzioni di massima acclività.

Per altri studiosi, al contrario, le maggiori conoscenze che si andavano acquisendo sull'assetto strutturale dei Margini ponevano in evidenza la stretta corrispondenza tra i lineamenti tettonici principali, attivi e relitti, e la localizzazione e sviluppo dei canyons. (Gamberi et al. 1999).

In alcuni di essi, a causa delle particolari caratteristiche dei sistemi di esplorazione (sismica a riflessione), il legame non risultava in netta evidenza. Innanzi tutto le registrazioni erano spesso disturbate in profondità dalle numerose iperboli di diffrazione, generate dalla particolare asperità delle superfici erosive delle incisioni (Fig. 10).

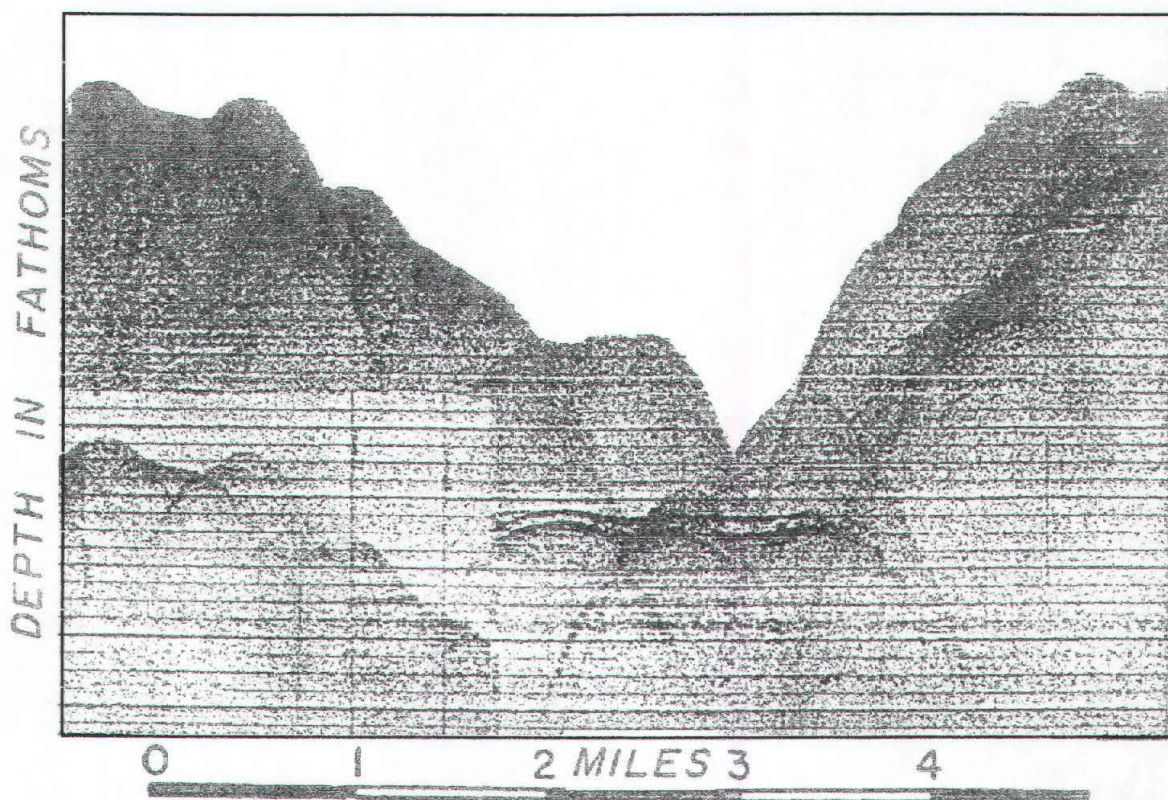


Fig. 10 - Spezzoni di profili sismici che mostrano le numerose iperboli di diffrazione generate dalle asperità del fondale in corrispondenza dell'incisione del canyon (Ryan & Heezen, 1965).

Inoltre sorgenti ad alta frequenza, che garantiscono una buona risoluzione superficiale, non riuscivano a penetrare in profondità ed evidenziare le dislocazioni del substrato. Quelle a bassa frequenza invece mostravano le disarticolazioni dello stesso e di gran parte della copertura sedimentaria, ma la scarsa risoluzione non consentiva la ottimale visualizzazione delle dislocazioni minori più superficiali. Questo non ha sempre permesso di definire con chiarezza il limite di propagazione verso l'alto dei piani di faglia o le modalità di propagazione in superficie delle deformazioni connesse alla loro cinematica.

Certo è che la coincidenza tra le dislocazioni del substrato e le incisioni superficiali è un fatto comune a molte zone, inoltre risulta molto singolare che la stessa corrispondenza si realizzi in quelli tettonicamente quiescenti.

Una possibile spiegazione è quella relativa ai movimenti verticali differenziati generati in corrispondenza di antiche discontinuità tettoniche. Tale processo può

generarsi in prossimità del contatto tra corpi crostali disomogenei (diverso assetto isostatico) e/o improvvise variazioni dello spessore della copertura sedimentaria (variazioni di carico litostatico).

La discussione improntata sulla natura erosiva o tettonica dei canyons, si è trascinata fino ai giorni nostri alimentata dalle diverse e spesso divergenti opinioni dei vari specialisti. In molti casi il dibattito è stato viziato dal fatto che i modelli proposti risultavano ricavati da una casistica limitata oppure da uno studio settario dei singoli fenomeni.

Scarsi risultano dalla bibliografia i tentativi di sintesi globale sull'origine ed evoluzione dei canyons, o quanto meno analisi approfondite delle relazioni tra gli stessi e i processi sedimentari e tettonici o eventi climatici responsabili della completa e complessa evoluzione dei margini. In particolare risulta evidente come sono stati spesso trascurati o del tutto negati i condizionamenti che la tettonica attiva o relitta può avere sull'evoluzione dei canyons. Questo ovviamente tranne nei casi dove tale legame è palese (Greene et al., 2002).

La scarsità di dati profondi e la difficoltà di risalire la lunga catena di cause ed effetti non ha sempre permesso una chiara ricostruzione dell'intero quadro dei processi morfologici, deposizionali, glacio-eustatici e tettonici che caratterizzano la storia dei canyons.

Indagini più recenti, programmate nell'ambito di progetti di ricerca nazionali, hanno cominciato a porre in evidenza lo stato attuale delle testate di parecchi canyons mediterranei, che risultano modellate a seguito di processi erosivi recenti, riguardanti sedimenti plio-pleistocenici, attivi a profondità non inquadrabili nel contesto delle oscillazioni glacioeustatiche del livello marino nel Quaternario, neppure facendo intervenire concause derivanti da movimenti verticali dei margini stessi. Ciò obbligava ad ammettere che i fenomeni erosivi responsabili della formazione di dette morfologie si verificassero in ambiente subacqueo (Fig. 6).

Nel frattempo l'idea dell'erosione sottomarina si era già affermata a proposito dei canyons oceanici, considerati le principali vie di trasferimento di sedimenti terrigeni dalle coste alle piane abissali, mediante correnti di torbida.

La correlazione tra foci fluviali e canyons veniva allora a configurarsi nel seguente modo (fig 4):

- i corsi d'acqua forniscono un eccesso di sedimenti che si accumula in modo instabile sul ciglio della piattaforma durante le fasi di lowstanding del livello marino;
- i sedimenti franano periodicamente, sia per l'instabilità propria degli accumuli veloci, sia in risposta a shock sismici, dando luogo a correnti di torbida di alta energia (Fig. 11);

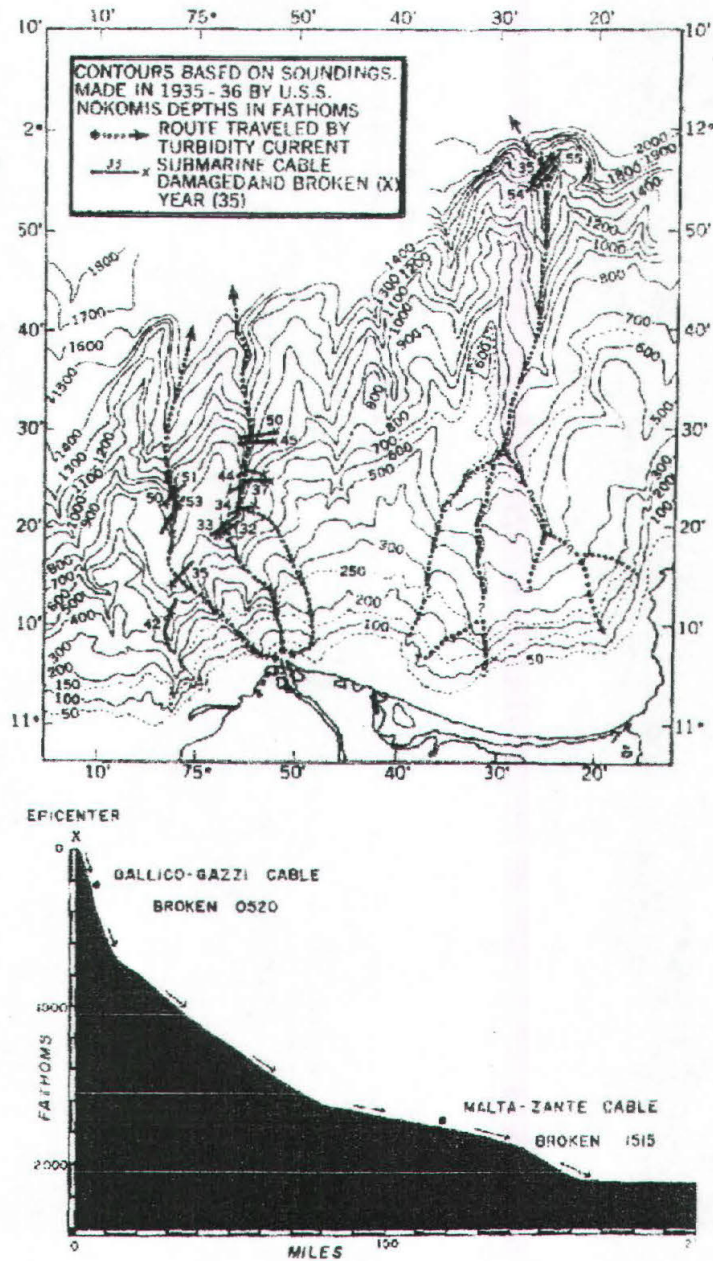


Fig. 11 - Rotture di cavi causati da correnti di torbida verificatesi lungo gli assi dei canyons. (Heezen & Hollister, 1971; Ryan & Heezen, 1965).

- queste ultime erodono i sedimenti lutitici accumulati sulla scarpata e sovente anche substrati più coesivi impostando e approfondendo l'incisione subacquea;
- durante le fasi di risalita del livello marino i fenomeni descritti seguono l'arretramento della foce fluviale in modo che la testata del canyon si insinua all'interno della piattaforma simulando una sorta di prosecuzione subacquea della valle fluviale;
- durante una fase di *highstanding* del livello marino la parte alta del canale può essere colmata totalmente o in parte, ma tutto il processo ricomincia durante il successivo ciclo glacio-eustatico.

E' ovvio che questo schema evolutivo può valere per margini passivi "maturi" e ben alimentati da sedimenti. In tutti gli altri casi, e soprattutto nel caso di margini attivi o "giovani" non si può prescindere dall'attribuire un certo ruolo alla tettonica, recentemente in atto, nel condizionare o determinare almeno in parte l'andamento dei processi.

3. TIPOLOGIE E CARATTERI MORFOLOGICI GENERALI

Da un punto di vista morfologico i canyons sono caratterizzati da un profilo trasversale a "V" (fig. 3) e da pareti alte centinaia di metri (Fig. 12); hanno corso più o meno sinuoso, pseudomeandriforme in certi casi, con rami tributari soprattutto nella parte alta, con disposizione e gerarchizzazione del tutto distinte da quelle dei reticoli idrografici subaerei.

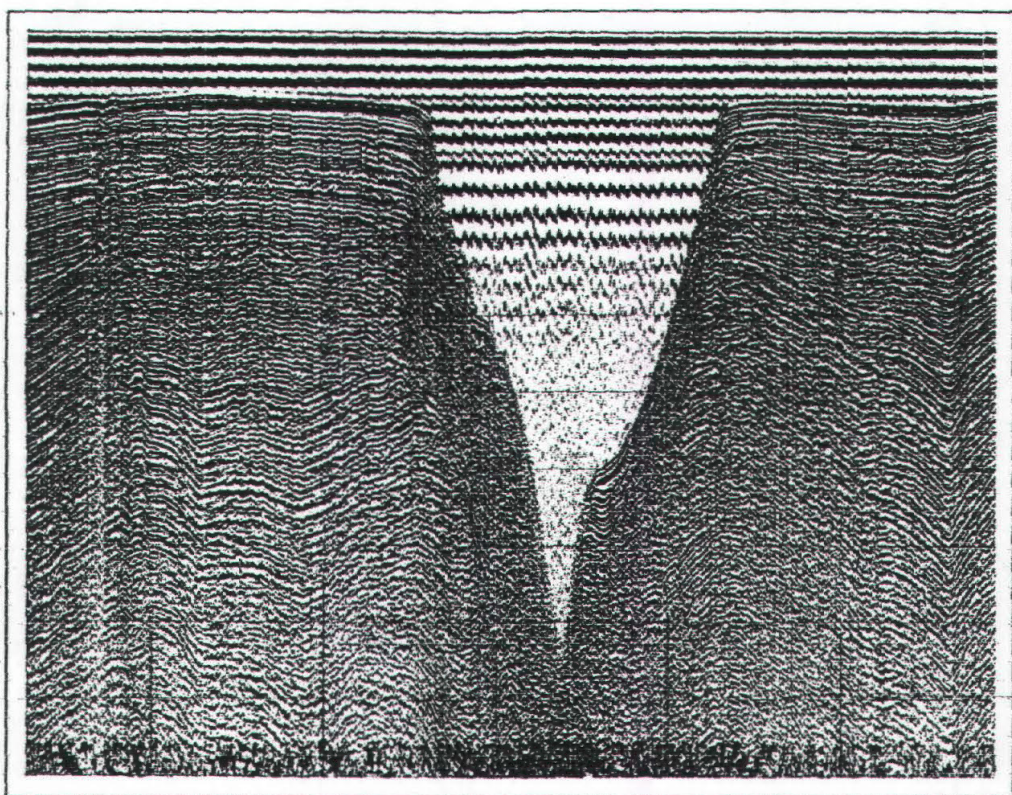


Fig. 12 – Spezzone di profilo sismico che mostra la tipica sezione a "V" dei canyons. L'esempio si riferisce al Canyon del Congo dove l'incisione, dal ciglio della piattaforma, arriva fino a circa 3000 metri di profondità.

La lunghezza è di 50 km in media fino a raggiungere i 300 Km, la profondità a cui iniziano le testate è intorno ai -50/-100 m, anche se parecchie si insinuano profondamente entro la piattaforma. Non sono rari i casi in cui le testate interagiscono addirittura con la fascia litoranea come il Canyon del Congo (Africa occidentale), la cui

testata è ormai interna all'estuario fluviale, il Canyon dell'Hudson e non pochi canyons del Pacifico (California e Cile; Greene et al., 1991; Laursen et al., 2002; Fig. 7-8).

Sebbene grandi quantità di sedimento vengano in più casi fornite continuamente alle testate dei canyons, questi appaiono raramente in fase di riempimento. I sedimenti vengono dunque trasferiti continuamente verso maggiori profondità.

Tra i canyons conosciuti in letteratura è possibile distinguere diversi casi.

- Per quanto riguarda i canyons che insistono su margini passivi ben alimentati da sedimenti, attualmente si ritiene che siano erosi e scavati da correnti di torbida, le quali si originano da enormi smottamenti subacquei di materiale incoerente, sabbia e limo, si emulsionano con l'acqua a formare una corrente di elevata densità che fluisce lungo la scarpata continentale, indipendentemente dalla massa d'acqua circostante e con grande potere erosivo. In taluni casi si ammette che la corrente di torbida sia generata direttamente dalla piena fluviale che, per corsi d'acqua equatoriali ha un carico solido tale da poter continuare la sua corsa sul fondo marino per gravità. Analogo modello è stato proposto per alcuni canyons dello Ionio, interessati dalle piene catastrofiche delle fiumare calabre.
- Anche i canyons di margine attivo (sprovvisto di prisma tettonico frontale), situati in corrispondenza di importanti corsi d'acqua, assumono il ruolo di canali di transito di imponenti correnti di torbida, spesso collegate alle piene dei fiumi, o messe in moto dai frequenti shock sismici che interessano quelle regioni. In questo caso, però, non si può sottacere il fatto che nella loro impostazione, e nella stessa impostazione delle aste terminali dei corsi d'acqua collegati, hanno giocato un ruolo determinante importanti linee tettoniche, inizialmente secanti la litosfera oceanica in subduzione, che si trasferiscono al margine secondo un meccanismo geodinamico complesso, che esula dagli scopi di questa trattazione (Fig. 8, 13 S. Antonio). Infatti, si osserva che sono presenti canyons anche laddove non sono presenti corsi d'acqua alimentatori, ma sempre in corrispondenza delle dette linee strutturali oceaniche.

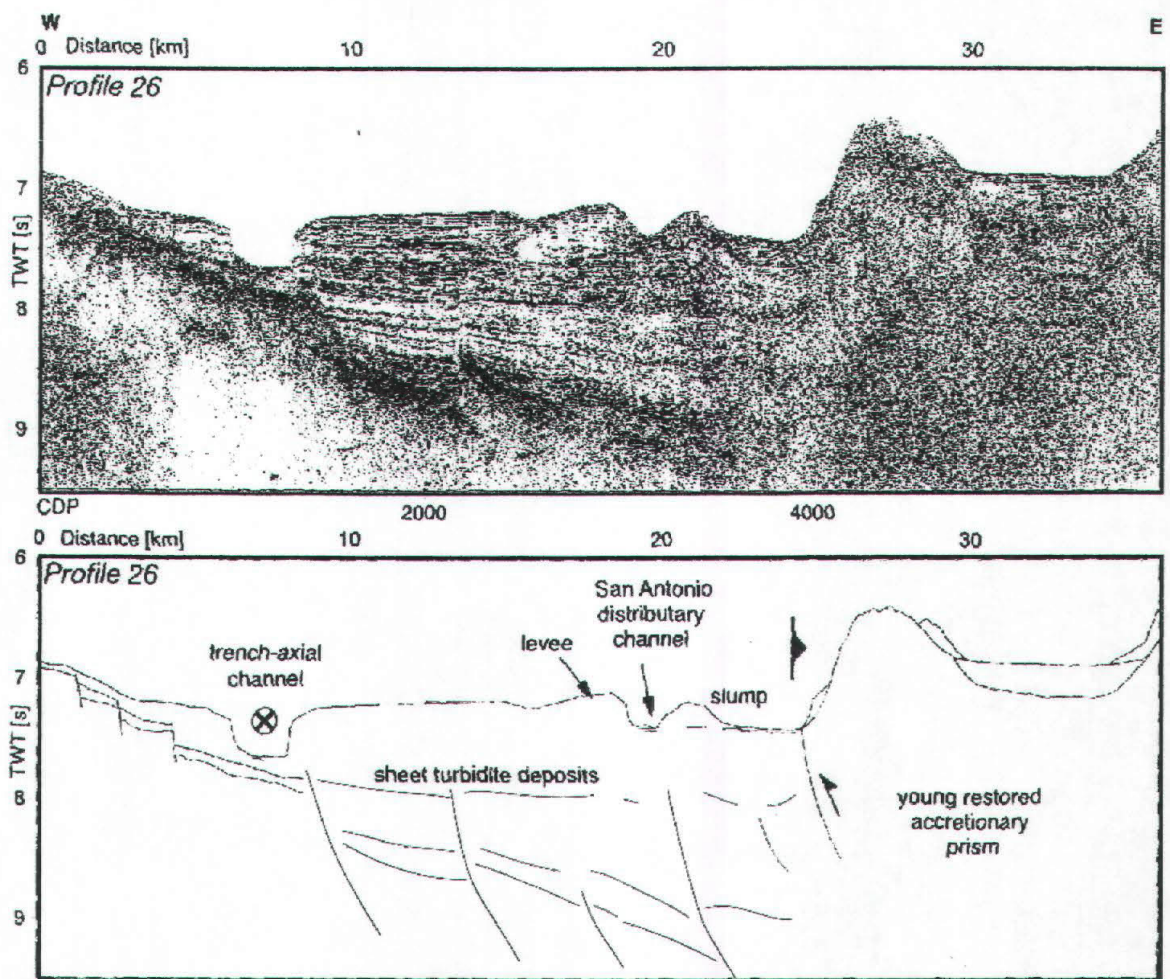


Fig. 13 – Spezzone di profilo sismico e relativo line-drawing di un settore di margine attivo cileno che mostra lo stretto legame tra le principali linee tettoniche e le incisioni del Canyon di S. Antonio (vedi Fig. 8; Laursen et al., 2002).

- I canyons di margini passivi “magri”, sono spesso facilmente identificabili come graben o semigraben, stretti e allungati, che possono ben svolgere il ruolo di canali drenanti per i sedimenti, senza che però questi ultimi abbiano un qualche ruolo nella loro genesi ed evoluzione. E’ il caso anche di numerosi canyons mediterranei, come quelli del margine occidentale del Blocco Sardo-Corso (Kenyon et al., 2002).
- L’origine tettonica dei solchi è fuori discussione per tutti quei canyons, in qualsivoglia situazione, il cui decorso è, in tutto o in parte subparallelo o sghembo (a basso angolo) rispetto allo sviluppo del margine su cui insistono. Di questo tipo di canyon esistono esempi ormai classici in letteratura (Fig. 7-11). Si danno numerosi casi di canyons di tipo “misto” con tratti di primaria origine tettonica e altri (soprattutto le testate) di origine erosiva, ma in questo caso è inevitabile ammettere

che, salvo eccezioni rare, l'attività erosiva si è concentrata in una certa zona a causa della preesistente depressione tettonica (es. Canyon di Levante in Mar Ligure; Fanucci et al., 1978; Corradi et al., 1987).

- In Mediterraneo lo sviluppo di non pochi canyons è avvenuto in zone prive di importanti corsi d'acqua (come si è già detto per i canyons sardi) o in zone ben alimentate, ma senza alcuna diretta connessione tra canyon e una foce fluviale o torrentizia. Naturalmente non è indispensabile una locale sovrabbondanza di apporti detritici per generare correnti di torbida. Va tenuto presente inoltre che, nelle nostre regioni, agenti importanti dell'erosione sottomarina sono anche le correnti trattive di fondo che si generano in particolari condizioni meteomarine. In ogni caso è, comunque, necessaria una situazione predisponente per costringere i fenomeni a localizzarsi e insistere in una certa zona sino a creare un canale profondo. Essa va ricercata negli effetti della tettonica.

A questo proposito occorre, per chiarire maggiormente le situazioni dei canyons mediterranei, distinguere tra le situazioni delle parti profonde dei canali e delle testate.

- A proposito delle sezioni profonde, va sottolineato con forza che tutti i dati di sismica a riflessione raccolti negli ultimi decenni mostrano, senza eccezione, l'origine tettonica dei canali come *graben*, *half-graben* o, più raramente, *flower-structures negative*, anche in zone dominate da un regime tettonico regionale compressivo (Fig. 6). Quest'ultima situazione può essere spiegata pensando che, a somiglianza, ad esempio, delle aste terminali dei corsi d'acqua del versante adriatico dell'Appennino centro-settentrionale, i canali sono la risultante di fratture superficiali del margine, perpendicolari agli accavallamenti o thrusts. Si hanno casi in cui il fondo delle depressioni è occupato dalle Evaporiti messiniane e casi in cui le depressioni risultano dalla dislocazione di depositi recentissimi. In tutti questi casi è altresì manifesto il ruolo più o meno importante dei processi di erosione sottomarina nel tenere sgombro da sedimenti il fondo del canale, soprattutto laddove esso è interessato da scosciamenti di masse sedimentarie dai fianchi.

- Più varia e complessa è, invece, la situazione delle testate, intendendo con tale espressione quella parte del canyon che incide il prisma sedimentario progradante, che costituisce in tutto o in parte la piattaforma e la parte superiore della scarpata. Detto prisma manca raramente sui margini mediterranei. Non mancano però esempi di canyons che giungono a interagire con la zona costiera in assenza di detto prisma. In pratica vanno distinte le seguenti situazioni:

- Testate aperte in substrati di varia età, comunque pre-messiniani. Ne sono esempi il Canyon di Orosei (Gamberi & Marani, 1999; Fig.14), situato in una zona di convergenza di numerose famiglie di strutture tensive, il Canyon de l'Île Rousse situato al confine strutturale tra Corsica Alpina e basamento ercinico, confine riattivato in regime tensivo, e il Canyon di Castelsardo (Fig. 6a-14a).

In questi casi le piccole piane costiere nelle vicinanze delle testate, formate da corsi d'acqua del tutto secondari e locali, assumono il significato di colmate di depressioni analoghe al canale sottomarino, aperte nella costa dagli stessi agenti tettonici. Più difficile in questi casi è identificare gli agenti di trasporto che mantengono sgombro il canale, ma dato lo scarso apporto terrigeno, è possibile che possano avere efficacia anche fatti episodici, separati da lunghi periodi di inattività.

- Testate aperte in substrati "duri" e in diretta prosecuzione con corsi d'acqua a regime torrentizio, ma a scarso carico solido. Ne sono esempio tipico i canyons della Corsica occidentale (Kenyon et al., 2002). Questo è l'unico caso in cui le testate possono essere considerate prosecuzioni vere e proprie di valli subaeree, attive in periodi di lowstanding pleistocenici o in fasi ancora più antiche precedenti l'annegamento di una parte del margine per subsidenza (Fig. 14a).

Ovviamente, considerando l'intero sviluppo del canyon, sino alla piana bacinale, occorre ammettere che, tanto il canale sottomarino che la valle subaerea che gli corrisponde, siano impostati su di una discontinuità tettonica, probabilmente riattivata, anche se debolmente, dagli stessi movimenti verticali differenziali che hanno causato l'annegamento del margine. Nell'esempio citato sono le discontinuità erciniche a svolgere il ruolo detto.



Fig. 14 - Carta morfo-strutturale della porzione del Tirreno centro-meridionale interessata dall'azione del canyon di Orosei, da Carrara (2001), modificato.

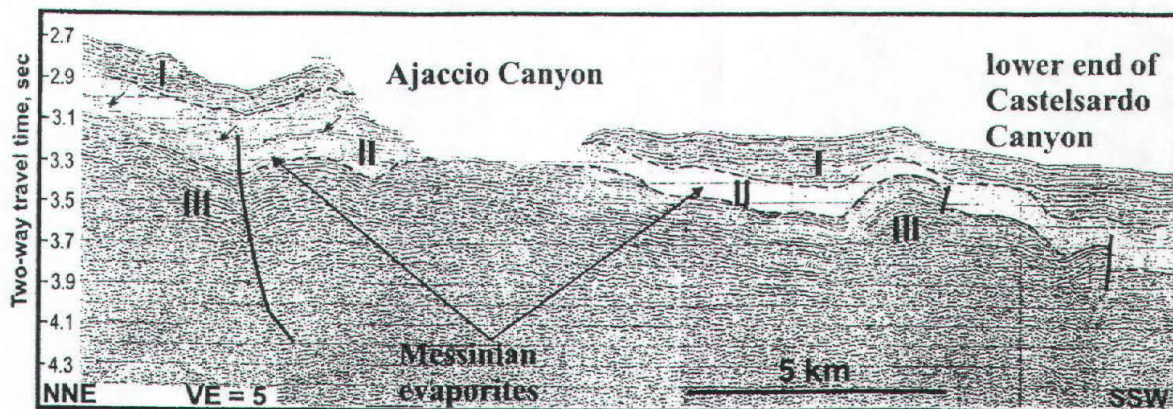


Fig. 14a – Sezione sismica (Airgun) che taglia la porzione terminale del Canyon di Castelsardo (Asinara) e il Canyon di Ajaccio, lungo il quale è evidente la netta incisione nei depositi evaporitici del Messiniano (Kenyon et al., 2002).

Considerazioni diverse vanno svolte per le testate che incidono sequenze plioleistoceniche:

a) Esse possono essere considerate di pura origine erosiva quando tagliano una sequenza di livelli indeformati, poggianti su di un substrato senza dislocazioni importanti e in corrispondenza di corsi d'acqua di varia importanza, anche senza continuità tra foce attuale ed apici della testata. Ne sono esempio tipico i due canyon di Genova, che non hanno alcun rapporto con una importante linea tettonica nelle vicinanze (linea di Sturla).

E' evidente in questo caso che l'escavazione si è prodotta principalmente per correnti di torbida, frequenti anche se non molto energiche, durante le fasi di lowstanding del livello marino. Dallo studio dettagliato di queste testate si evince che le fenomenologie più importanti si sono avute durante l'ultima fase di lowstanding e l'inizio della successiva trasgressione, cioè nel Pleistocene finale.

Attualmente la testata del canyon orientale (detto del Bisagno) è in evoluzione per frana e il *talweg* è spazzato da correnti di fondo mentre il canyon occidentale (del Polcevera) mostra un fondo piatto, indizio di una fase di equilibrio o di colmata (Corradi et al., 1987; Fanucci et al., 1980, 1984; Fig. 15).

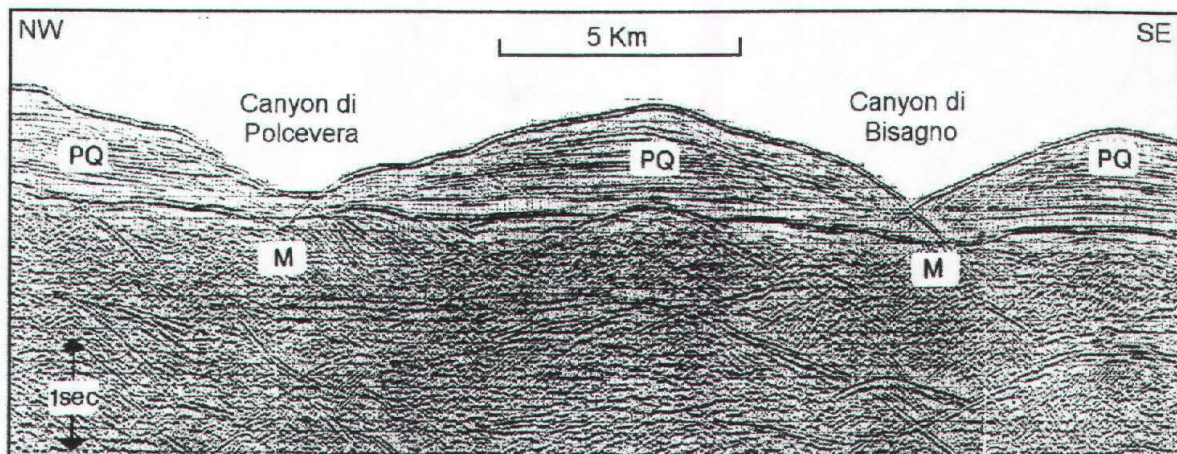


Fig. 15 – Sezione sismica (Flexotir) che taglia il Canyon di Polcevera e il Canyon di Bisagno (Corradi et al., 1987).

b) Condizioni opposte sono quelle delle testate completamente svincolate da foci di corsi d'acqua (attuali o di basso stazionamento) e da altri fenomeni che possano causare o aver causato accumuli sedimentari anomali sul ciglio della piattaforma. Generalmente ben incise e ad apice ristretto, intaccano sequenze pleistoceniche i cui livelli erano con ogni evidenza continui sino a tutto il Pleistocene superiore. Il principale fattore dinamico che le mantiene tutt'ora in attività è da identificare nelle correnti trattive di fondo (correnti di densità a regime stagionale). In origine esse devono essersi incanalate in una depressione indotta, per deformazione duttile dei sedimenti non del tutto consolidati, da una struttura fragile di tipo disgiuntivo del substrato, riattivata. Il tutto in età olocenica.

c) Le testate multiple caratterizzano molti dei canyons più importanti e sono le più studiate, anche a causa dei rischi derivanti dalle attività di mobilizzazione gravitativa in massa che vi sono particolarmente attivi, ma che obliterano in parte tutti quegli elementi che sarebbe utile conoscere per meglio comprendere la genesi e l'evoluzione delle testate stesse.

Queste si situano generalmente in prossimità di uno o più corsi d'acqua di una certa importanza, tanto che almeno un ramo della testata volge in direzione delle attuali foci o di una possibile posizione delle foci durante l'ultima fase di lowstanding. Altri rami sono però svincolati da tale collegamento e in più casi risultano attualmente i più attivi in termini di erosione regressiva.

I canyons liguri di questo tipo sono alloggiati all'interno di graben o half graben che si prolungano verso terra fin sotto la testata: il ramo più attivo è quello situato in corrispondenza della *master fault*.

Tra i diversi rami sono conservati lembi di piattaforma costituiti da una sequenza sedimentaria completa, anche per i livelli del Pleistocene superiore.

In base a tutte le evidenze, la testata del canyon costituisce, come nel caso **b**, un elemento perturbatore in un prisma progradante, la cui continuità e integrità sono state seriamente intaccate solo nel Quaternario recente.

Per i rami collegati alle foci è giusto ipotizzare un'evoluzione in cui abbiano avuto gran peso le correnti di torbida generate nelle fasi di lowstanding, mentre per gli altri si ricorre al modello che invoca una riattivazione delle linee tettoniche seguita da processi gravitativi indotti dall'attività tettonica stessa e dall'insistenza delle correnti di fondo nella depressione così creata.

Gli stessi processi gravitativi, sollecitati da shock sismici, unitamente alle correnti trattive danno luogo ad un'erosione regressiva che dura tuttora e che interessa prevalentemente i rami in cui i fenomeni detti non sono parzialmente compensati da forti apporti terrigeni. La fenomenologia in questione si è, come già rilevato, prodotta o accelerata in epoca postglaciale

4. SCELTA DELLE AREE CAMPIONE

L'attività svolta è stata articolata in un'iniziale fase conoscitiva, volta ad un'accurata ricerca bibliografica ed una successiva rivisitazione del materiale esistente presso il Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine di Trieste. In particolar modo sono stati utilizzati profili sismici e dati batimetrici, riguardanti alcune aree campione, localizzate nel Mediterraneo centro-occidentale (Golfo del Leone, Mar Ligure, Golfo dell'Asinara, Tirreno centrale (Orosei), Tirreno meridionale (Golfo di Patti e Bacino di Gioia) e Mar Ionio (Calabria sud-orientale); Fig. 16).

La ricerca bibliografica avvenuta presso il Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine (DISGAM) di Trieste è stata ampliata e completata presso la Biblioteca dell'Istituto di Scienze della Terra e presso l'Istituto di Geologia Marina (IGM-CNR) di Bologna.

E' stata effettuata una revisione del materiale bibliografico raccolto, attraverso il confronto tra i modelli evolutivi più aggiornati, proposti dai vari Autori e la verifica delle informazioni provenienti da queste fonti con l'analisi dei profili sismici e batimetrici disponibili.

Il materiale acquisito è servito per studiare i principali canyons nell'area mediterranea occidentale. Di questi una maggiore attenzione è stata rivolta ai canyons del Mar Ligure e del Golfo di Patti, di cui ho avuto una diretta disponibilità dei dati originali e della Calabria sud-orientale, per i quali oltre all'accesso ai dati pregressi, ho provveduto personalmente all'acquisizione, in mare, di dati batimetrici e di campionatura (Fig. 16).

La ricerca in questione ha diversi obiettivi tutti centrati sul ruolo dei canyons nel Mediterraneo occidentale. La loro diversificata e complessa evoluzione rende ancora più interessante l'applicazione di un'analisi dettagliata, a più ampia casistica e multidisciplinare delle varie e diffuse incisioni presenti.

Il Mediterraneo, avendo da sempre fornito importanti contributi allo studio dei margini, rappresenta un'area chiave per approfondire le tematiche precedentemente accennate ed è in grado di offrire un contributo importante circa la discussione sull'origine sedimentaria e/o tettonica dei canyons.

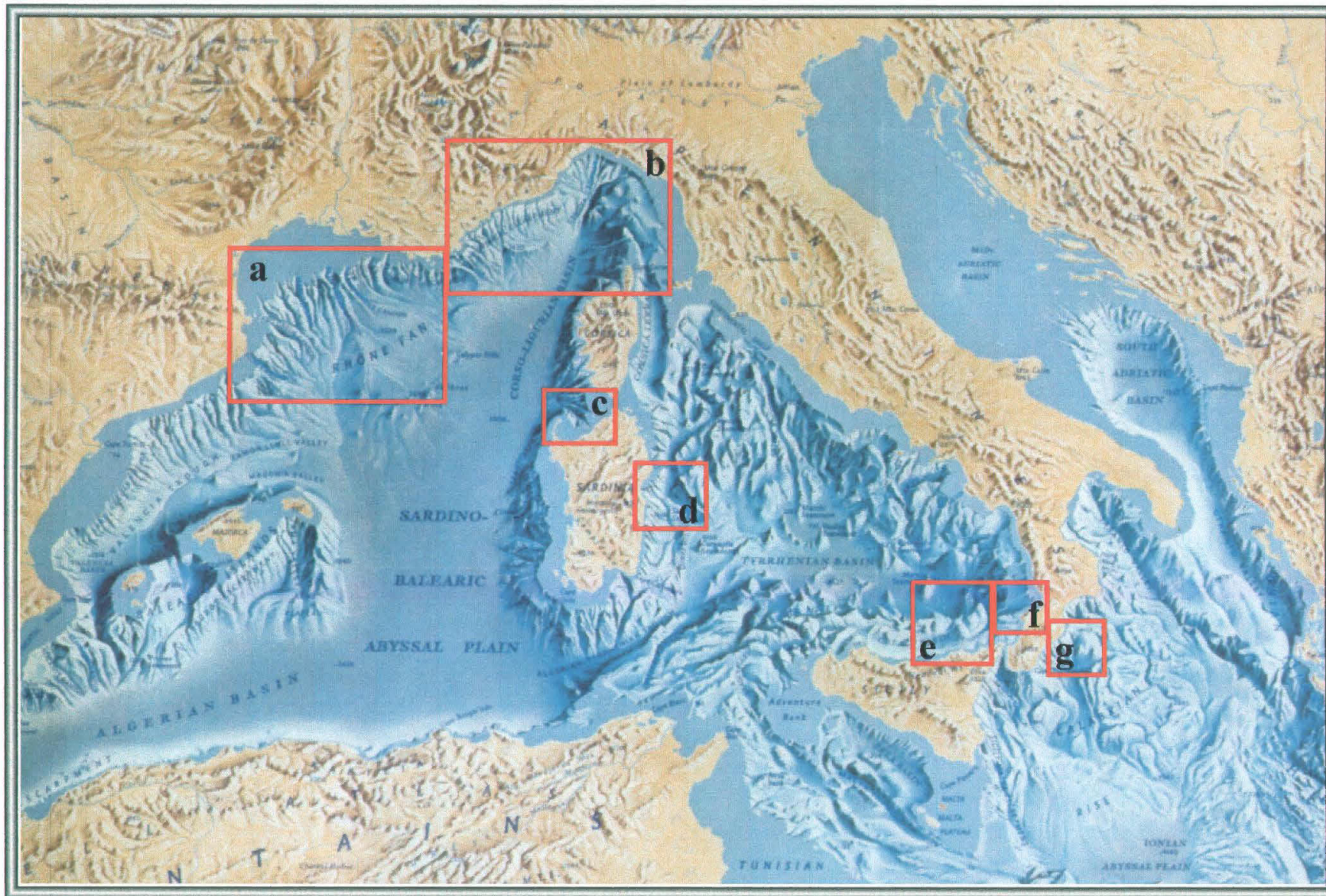


Fig. 16 - Carta batimetrica del Mediterraneo occidentale. I riquadri indicano le aree campione investigate: a) Golfo del Leone; b) Mar Ligure; c) Golfo dell'Asinara; d) Tirreno centrale (Orosei); e) Golfo di Patti; f) Bacino di Gioia; g) Mar Ionio (Calabria sud-orientale).

Unitamente agli argomenti tettonico-sedimentari, lo studio dei canyons presenta aspetti interessanti anche per tematiche di tipo ambientale. Questi riguardano la relazione tra i processi deposizionali riscontrati nei canyons e la valutazione dei rischi geologici e dell'impatto ambientale. Le connessioni principali riguardano la localizzazione e caratterizzazione di fenomeni gravitativi per la previsione di eventi catastrofici (frane costiere, *tsunami*), l'arretramento delle testate per il loro impatto sulle aree litorali (frane in aree portuali, arretramento linee di riva), e i riflessi dell'inquinamento antropico nelle aree interessate dall'attività dei canyons.

Il Mediterraneo occidentale rappresenta quindi un laboratorio naturale ai fini di questa ricerca, tra i canyons dei diversi margini, quelli, del margine siciliano settentrionale, del margine ligure provenzale e calabro occidentale, presentano caratteristiche ideali per comprendere meglio l'origine e l'evoluzione dei canyons e della loro influenza nello sviluppo del margine antistante.

Le aree segnalate in figura 16 sono risultate aree ideali per analizzare questi processi in quanto i canyons qui mostrano una casistica molto varia riguardo la loro origine e successiva evoluzione.

Nel margine settentrionale della Sicilia il ruolo della tettonica è predominante. Esiste una relazione diretta ed è confermata dai dati finora raccolti tra linee tettoniche principali e lo sviluppo delle incisioni.

Nel margine Ligure è possibile riconoscere più fasi di incisione dei canyons che coincidono con altrettante fasi di intensa attività tettonica.

Nel margine del Golfo del Leone la cui totale assenza di attività tettonica recente aveva indotto ad imputare la formazione delle sue incisioni a processi di natura esclusivamente sedimentaria, è emerso da recenti studi una relazione diretta tra la localizzazione di queste incisioni e le principali strutture relitte del margine.

L'analisi approfondita delle loro caratteristiche ha evidenziato un'origine più complessa a seguito dell'interazione di più processi, la cui variazione nel tempo ha determinato una loro evoluzione polifasica.

I canyons del margine tirrenico della Calabria rappresentano un caso del tutto particolare in quanto introducono un'altra tematica, di tipo ambientale, nello studio dei canyons. Questo riguarda lo studio della dinamica della sedimentazione in

prossimità delle testate finalizzata alla valutazione del grado di erosione e alla previsione di eventi franosi di grande entità. L'importanza di tali studi è data dalla necessità di valutare l'entità dei rischi di questi eventi franosi e di conseguenti perdite di notevole interesse, umano ed economico.

I canyons del margine ionico della Calabria mettono bene in evidenza l'interazione tra i canyons e la dinamica costiera; è stata investigata la porzione meridionale della fascia costiera a causa delle vistose erosioni in atto del litorale che da qualche tempo interessano le coste di questa regione

5. IL CANYON DI MILAZZO-STROMBOLI (Margine nord-orientale della Sicilia)

Il margine tirrenico è inciso da numerosi canyons e valli che trasportano i sedimenti dalla piattaforma verso la piana batiale. La presenza di bacini sedimentari pianeggianti, che interrompono la continuità della scarpata continentale, condiziona il trasferimento dei sedimenti verso le zone più profonde (Fig.17).

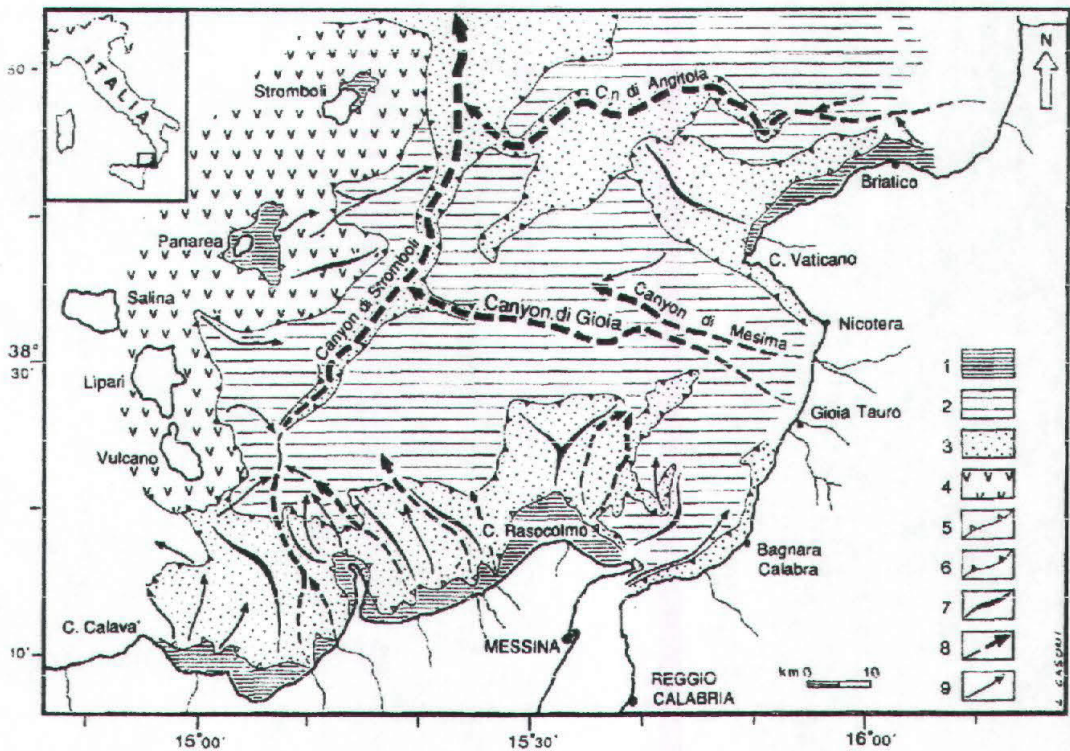


Fig. 17- Schema morfologico del bacino di Gioia: Il Canyon di Milazzo-Stromboli nel Tirreno sud-orientale. 1) piattaforma continentale; 2) scarpata continentale (pendenza $< 2^{\circ}30'$); scarpata continentale (pendenza $> 2^{\circ}30'$); 4) apparati vulcanici; 5) ciglio della piattaforma; 6) rotture principali di pendenza; 7) alti morfologici; 8) canyons; 9) valli e depressioni. (ridisegnato da Fabbri et al., 1980).

Uno studio approfondito del Canyon di Milazzo-Stromboli è stato possibile grazie alla comparazione dei dati batimetrici esistenti, linee sismiche ad alta risoluzione eseguiti nel 1995 e messi a disposizione dall'U.R – GNV "Vulcanesimo sottomarino" dell'Università di Bologna e dall'Istituto per la Geologia Marina del

C.N.R di Bologna, con un inedito rilievo batimetrico di grande dettaglio (*multibeam*) eseguito lungo l'asse del canyon (Fig. 18).

Il sistema di Canyons Milazzo-Stromboli, è un buon esempio di trasporto del materiale sedimentario che si realizza lungo due canali separati da un'area di deposito. Il tratto del Canyon di Milazzo, trasporta i sedimenti verso la base della scarpata, al limite del bacino di Gioia, dove si sviluppa un prisma deposizionale (o conoide sottomarina) intersecato da canali anastomizzati (*Braided*). Successivamente, alla profondità di 1100 m si origina un secondo canyon, il canyon di Stromboli, che è alimentato dall'accumulo dei sedimenti e da dense correnti di torbida provenienti dal Canyon di Milazzo (Gabbianelli et al., 1983; Fig. 19).

La formazione ed evoluzione del Sistema di Canyon di Milazzo-Stromboli, è controllata dai lineamenti tettonici presenti nell'area, com'è evidenziato dai profili sismici.

Il Canyon di Milazzo-Stromboli è un tipico esempio di canyon dove appare significativa l'intensa attività tettonica; questa oltre ad aver condizionato l'andamento del canyon di Milazzo sviluppatosi lungo direttrici NNW-SSE, che sono quelle che caratterizzano l'intera area, è responsabile della ripresa dell'attività nel settore bacinale immediatamente attiguo alla zona di accumulo (*deep sea fan*) connesso a faglie dirette NE-SW (Fig. 20). A tale attività si associa la presenza di diffusi fenomeni gravitativi lungo i fianchi del canyon, presumibilmente innescati da eventi sismici i cui ipocentri sono localizzati in profondità nell'area di Patti (Fig. 18-19).

Non esiste continuità tra il Canyon di Milazzo e il più noto Canyon di Stromboli: il Canyon di Milazzo ha una sua individualità ed è diviso dal Canyon di Stromboli da un'area relativamente piatta dove prevale deposizione e che ha tutte le caratteristiche di una *deep sea fan* (Fig. 19).

Questo sistema deposizionale può essere paragonato ad una "*parking area*", (Mutti et al 1984), sulla scarpata continentale per i sedimenti che andranno ad alimentare parzialmente il più grande Canyon di Stromboli. L'Esistenza di flussi torbidity nel canyon di Milazzo è manifestata da ripetute rotture del cavo telefonico Milazzo-Lipari (Ryan e Heezen 1968, Gabbianelli et al. 1996; Fig. 18). La formazione di correnti di torbida nel canyon può essere connessa all'elevata sismicità dell'area. (Barbano et al. 1979; Neri et al. 1991; Fig. 19).

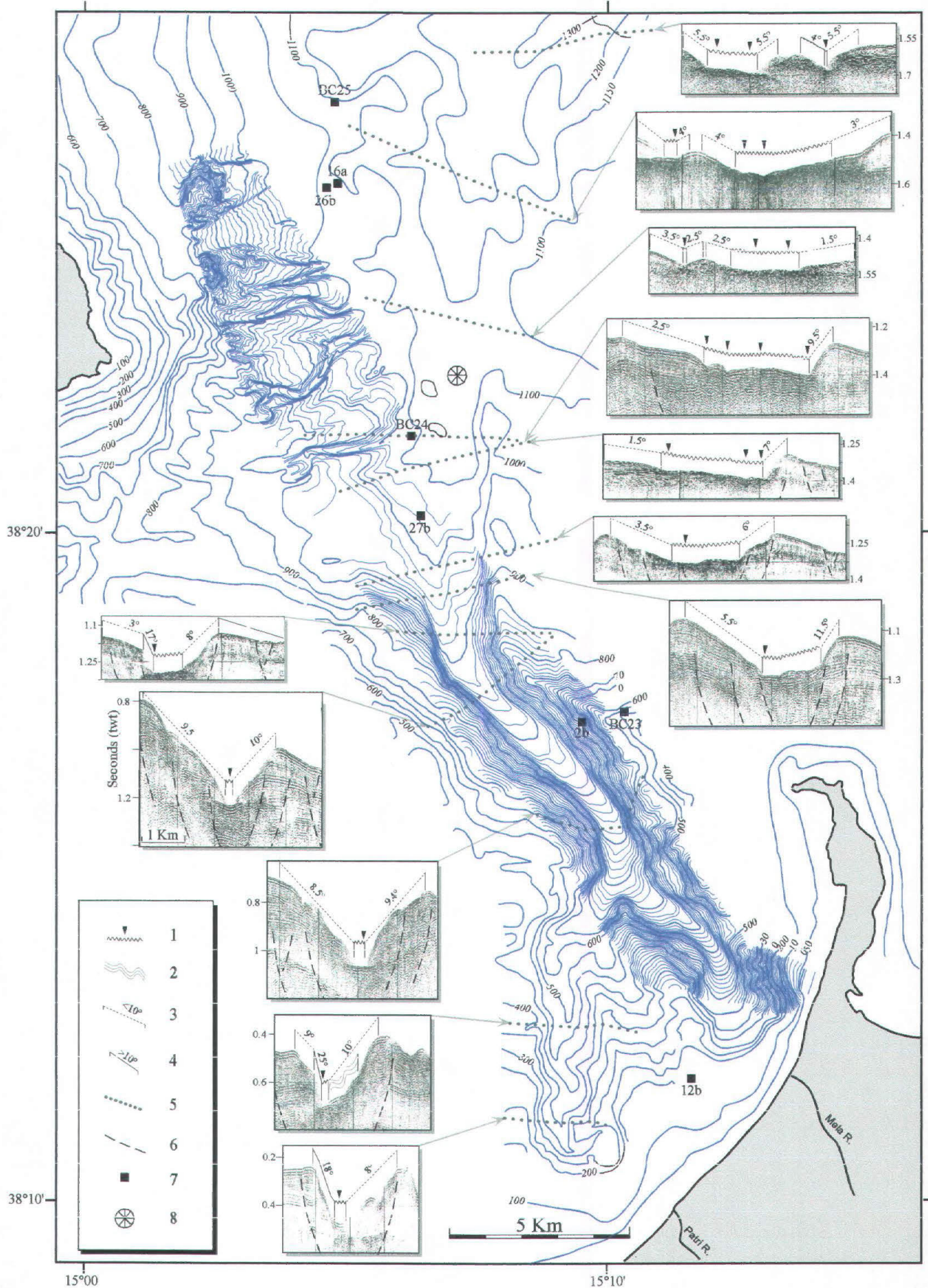


Fig. 18 - Carta batimetrica di grande dettaglio del Canyon di Milazzo. 1) Area di incisione del Canyon; 2) principali depositi di slumping; 3) profilo schematico dei fianchi del canyon con valori di acclività minori di 10° ; 4) Pareti del canyon con acclività maggiore di 10° ; 5) Argini costituiti da depositi di overbank; 6) depositi tabulari; 7) ubicazione dei tratti di profili sismici mostrati in figura; 8) faglie dirette; 9) Ubicazione dei campioni; 10) punto di rottura del cavo telefonico "Milazzo Lipari".

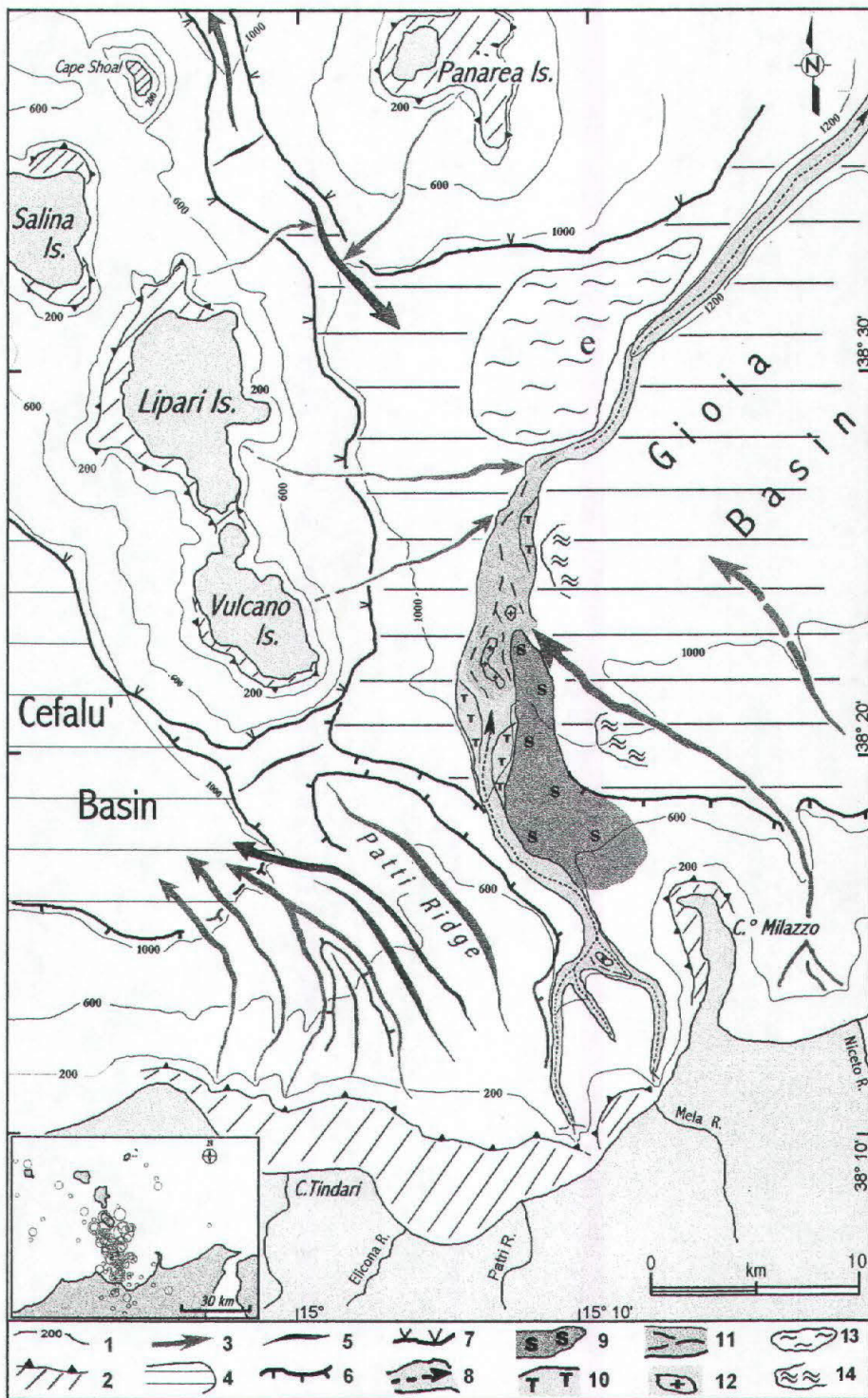


Fig.19 - Principale assetto morfologico del canyon Milazzo-Stromboli e delle aree circostanti. 1) Batimetria in metri; 2) Piattaforma continentale e piattaforma erosiva attorno agli edifici vulcanici; 3) Principali canyons; 4) Aree bacinali; 5) Principali alti. 6) Base della scarpata; 7) Limite degli edifici vulcanici; 8) Asse del canyon di Milazzo-Stromboli e *Talweg* erosivo (linea puntata); 9) Depositi di argine; 10) Depositi tabulari; 11) Prisma sedimentario con canale erosivo attivo (con la linea tratteggiata viene rappresentato il *talweg*); 12) Alto intra-canale; 13) Area *hummocky*; 14) Fenomeni gravitativi. La mappa inserita in basso mostra gli epicentri dei terremoti avvenuti nell'area negli ultimi 30 anni (Barbano et al., 1979).

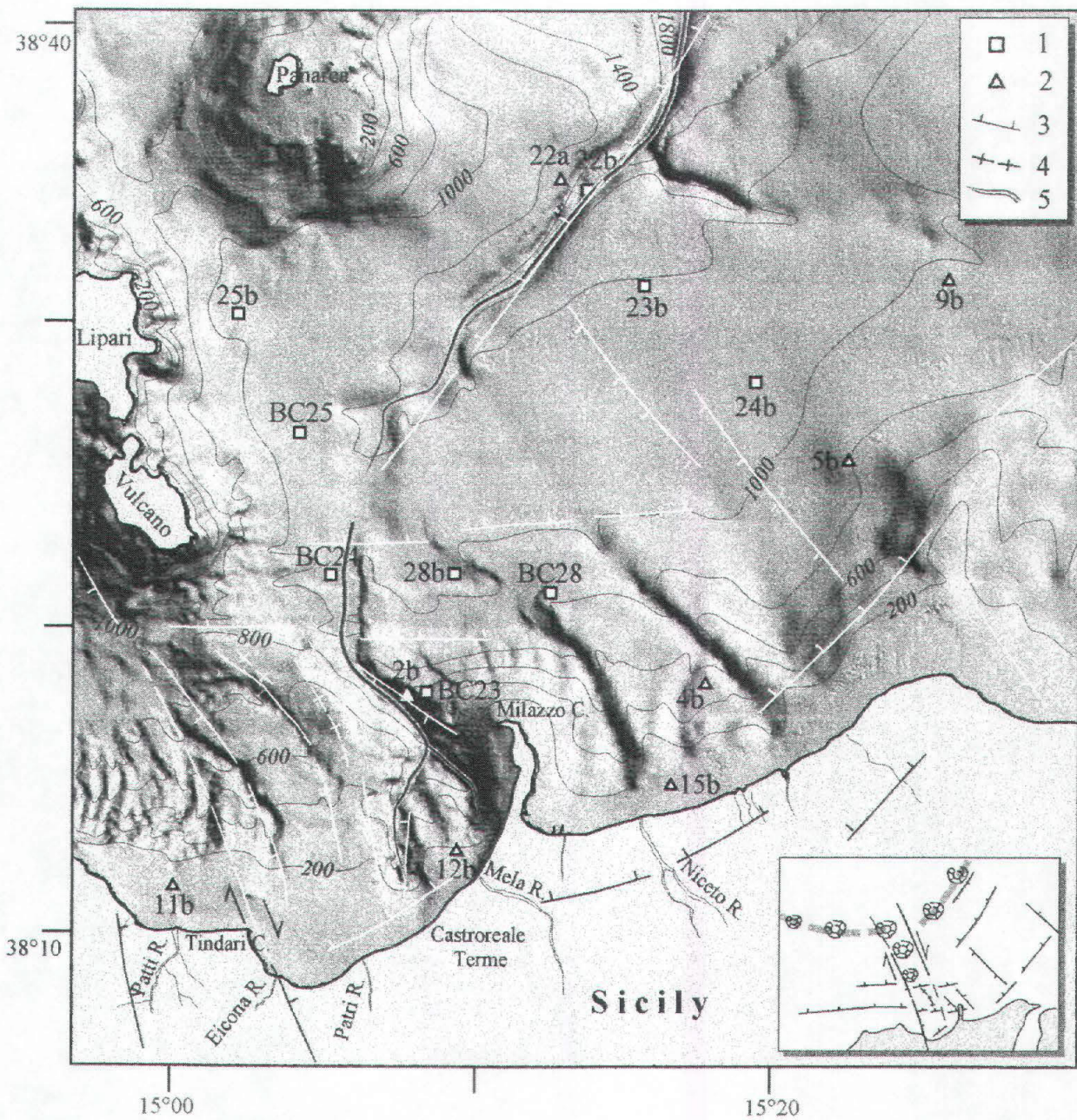


Fig. 20 - Shaded relief del settore del margine settentrionale siciliano interessato dal sistema di Canyons Milazzo-Stromboli (5). Sono riportati in figura la ubicazione di campionamenti del fondale (1-2) e le principali linee tettoniche (3-4). Nel riquadro in basso è mostrato uno schema strutturale dell'arco vulcanico eoliano.

6. II MARGINE LIGURE

Negli ultimi anni è stato, da più parti messo, in evidenza come il Mediterraneo nord-occidentale rappresenti un area di grande interesse per la geodinamica (Fanucci & Nicolich, 1984; Fanucci et al., 1994). E' stata dedicata una particolare attenzione, attraverso le indagini sismiche, ai margini continentali in quanto si è visto che essi conservano spesso traccia di eventi tettonici recenti, testimonianza dell'evoluzione del bacino o/e delle zone costiere (Fanucci 1978).

La presenza di valli che sono tuttora in fase erosiva è la conferma di un margine in continua evoluzione e il margine ligure viene indicato come un area geologicamente giovanile (Fanucci 1978) in piena evoluzione. E' ancora oggetto di discussione il processo geodinamico che mantiene attivo il bacino. I canyons, frequenti e ben incisi, costituiscono un elemento caratterizzante per questo tipo di margine, sono impostati su linee tettoniche trasversali alla costa e talora rappresentano strutturalmente dei veri e propri grabens stretti e allungati (Fanucci et al., 1987, 1990, 1992).

Uno sguardo, sia a pure veloce, sulla cinematica dell'apertura del Bacino Ligure chiarisce meglio quale sia il ruolo del contesto geodinamico nel quale si è sviluppato il Mar Ligure e soprattutto le strutture di tipo fragile del substrato dapprima pre-oligocenico fino al pre-pliocenico su cui si trovano impostati le incisioni dei canyons.

Il Mar Ligure, uno dei principali bacini del Mediterraneo nordoccidentale di cui costituisce la propaggine più settentrionale (Fig. 16, riquadro **b** Mediterr), è delimitato a SE dalla soglia Corsica Capraia, mentre a SW si confonde con gli altri bacini. Dal punto di vista morfostrutturale, i margini continentali liguri vengono solitamente distinti in due settori che si incontrano in corrispondenza dell'area urbana genovese (Fig. 21):

il margine appenninico: caratterizzato da una piattaforma ben sviluppata, pendenze attenuate è inciso solo dal canyon di Levante con andamento EW;

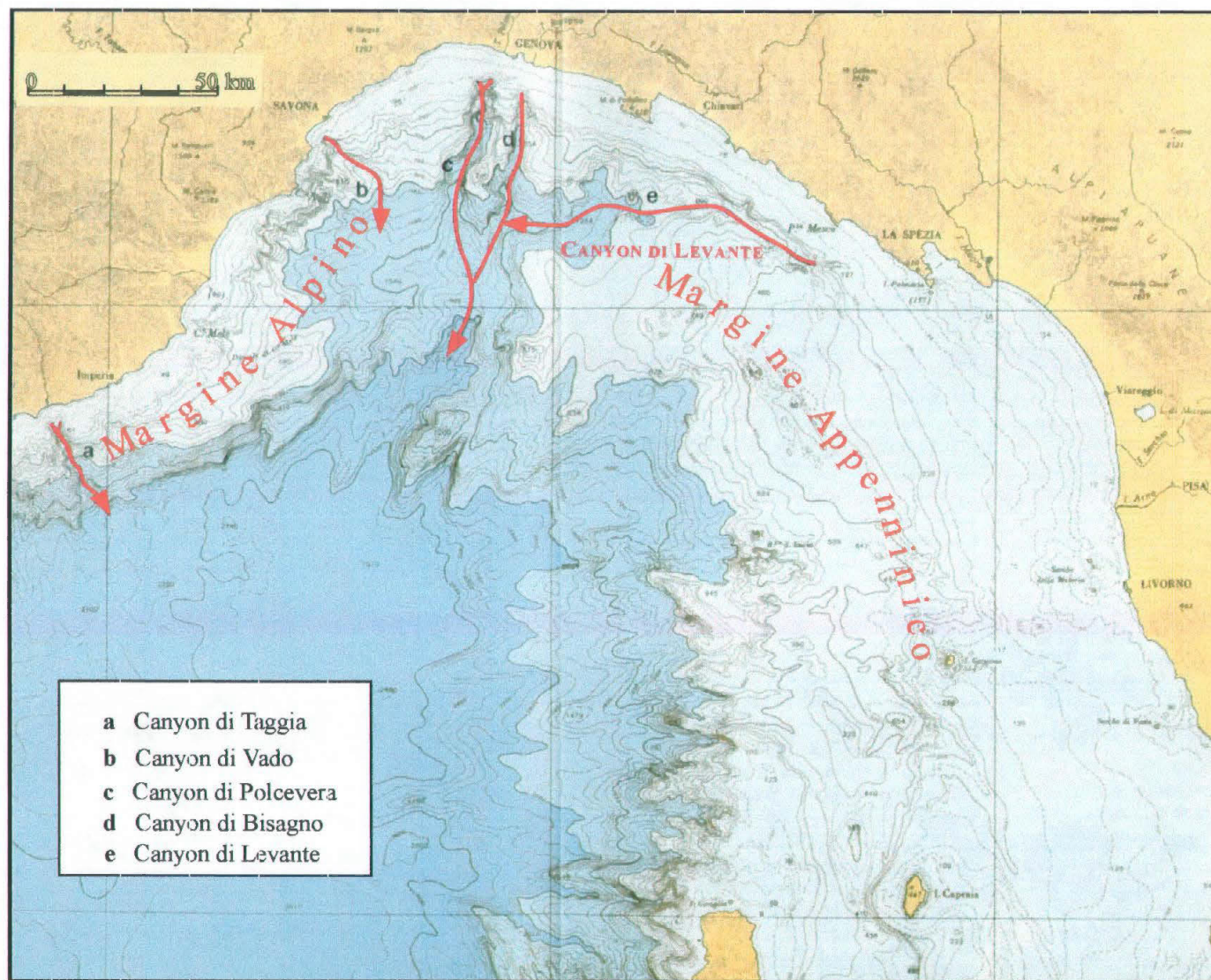


Fig. 21 - Carta batimetrica del Mar Ligure e dei principali canyons. Carta 1250 modificata, Ed. 1960 Ist. Idrografico. Marina.

il margine alpino: ripido, con piattaforma poco estesa ed intagliato da numerosi canyons con andamento trasversale. Tale distinzione riflette le diversità di origine ed evoluzione dei diversi settori liguri.

Il margine appenninico appartenente al sistema tirrenico per età evoluzione e stile strutturale scaturisce da fasi tettoniche disgiuntive, che a partire dal Miocene delineano il bacino tirrenico (Fanucci et al., 1974, 1979, 1980).

Il margine alpino, invece presenta origine ed evoluzione complesse, sviluppatasi in più fasi, coinvolgenti il Mediterraneo nord-occidentale a partire dall'Eocene superiore (Fanucci et al., 1974, 1992). Ben lontano dall'essersi arrestata l'evoluzione del Mar Ligure manifesta a partire dal Pleistocene superiore-Olocene, una fase di riattivazione, determinante un'intensa attività tettonica in tutta l'area. Nel margine alpino essa è unita ad elevata sismicità, soprattutto nell'estremo ponente l'attività sismotettonica è assai marcata; il tutto unito alla morfologia abrupta dei suoi margini, caratterizza tale zona come estremamente instabile (Fig. 22).

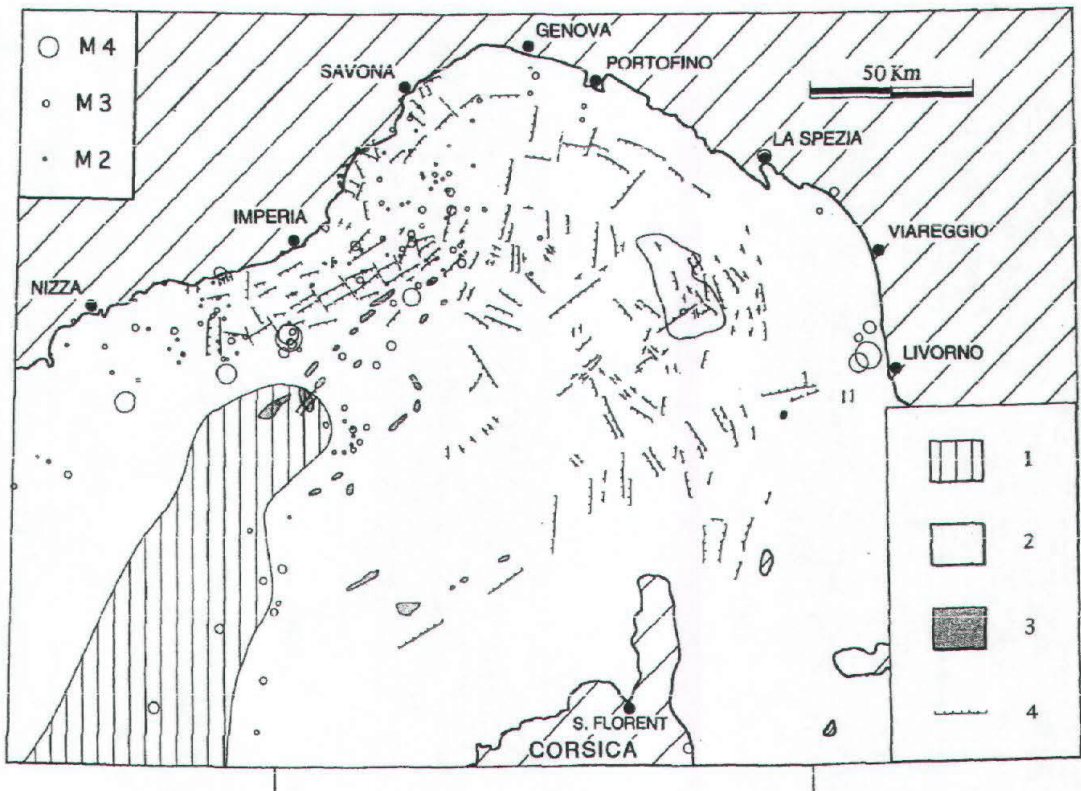


Fig. 22 – Tettonica e sismicità attuale nel Mar Ligure. 1) Litofera oceanica; 2) Area a strutture complesse non mappabili singolarmente; 3) "Muri di sale"; 4) Faglie dirette attive rilevabili in superficie. Degli epicentri dei sismi sono indicate le magnitudo (Da Fanucci et.al., 1994)

L'attuale assetto morfologico, estremamente complesso ed articolato, dipende in gran parte dalla tettonica tuttora attiva che caratterizza l'area.

La storia morfogenetica dell'area Ligure-Tirrenica è stata caratterizzata da processi evolutivi che hanno avuto origine nel Miocene-superiore quando, in seguito all'apertura del Tirreno, la neoformata catena Appennica ha cominciato a smembrarsi e sprofondare nel versante interno (Fanucci et al., 1979).

Si è passati così da un'area di catena ad una di bacino continuamente alimentata dai sedimenti appenninici. Non mancano, comunque, alcune piccole parti che si sono salvate dalla generale subsidenza e che ora costituiscono dei promontori della costa ad esempio il promontorio di Portofino.

Un'altra variabile, però, ha influenzato l'evolversi di questo margine, la variazione del livello marino, tanto quella tardo miocenica che le ripetute oscillazioni (glacio-eustatiche) plio-pleistoceniche.

Sono visibili alcune faglie dirette attive che continuano a deformare i sedimenti plio-quadernari nel plateau-marginale. Per individuare la zona più vivace, da un punto di vista tettonico e quindi la parte della nostra area, dove troviamo le masse più deformate ed instabili, dobbiamo rivolgere l'attenzione alla grande *step-fault* in corrispondenza della scarpata continentale.

Il suo attuale dinamismo è testimoniato dai canyons sottomarini che, invece di tendere a colmarsi e rimanere sepolti sotto i sedimenti che continuano ad affluire dalla catena appenninica, si presentano tuttora come linee erosive privilegiate segno che i dislivelli vengono continuamente accentuati. E' quindi la scarpata continentale la zona resa più instabile dalla tettonica recente (Fanucci et al., 1979, 1980, 1987, 1989).

I margini del Mar Ligure risultano così divisi in settori originatisi in diversi momenti e condizioni; ne consegue una sensibile diversità di morfologia e caratteri strutturali (Fig. 23).

AREA A

Comprende il settore Nord-occidentale del Bacino ligure provenzale, fra Nizza e Savona ed è caratterizzato da una piattaforma continentale molto ridotta. Vi sono parecchi canyons di origine tettonica, che si impostano su graben e semigraben,

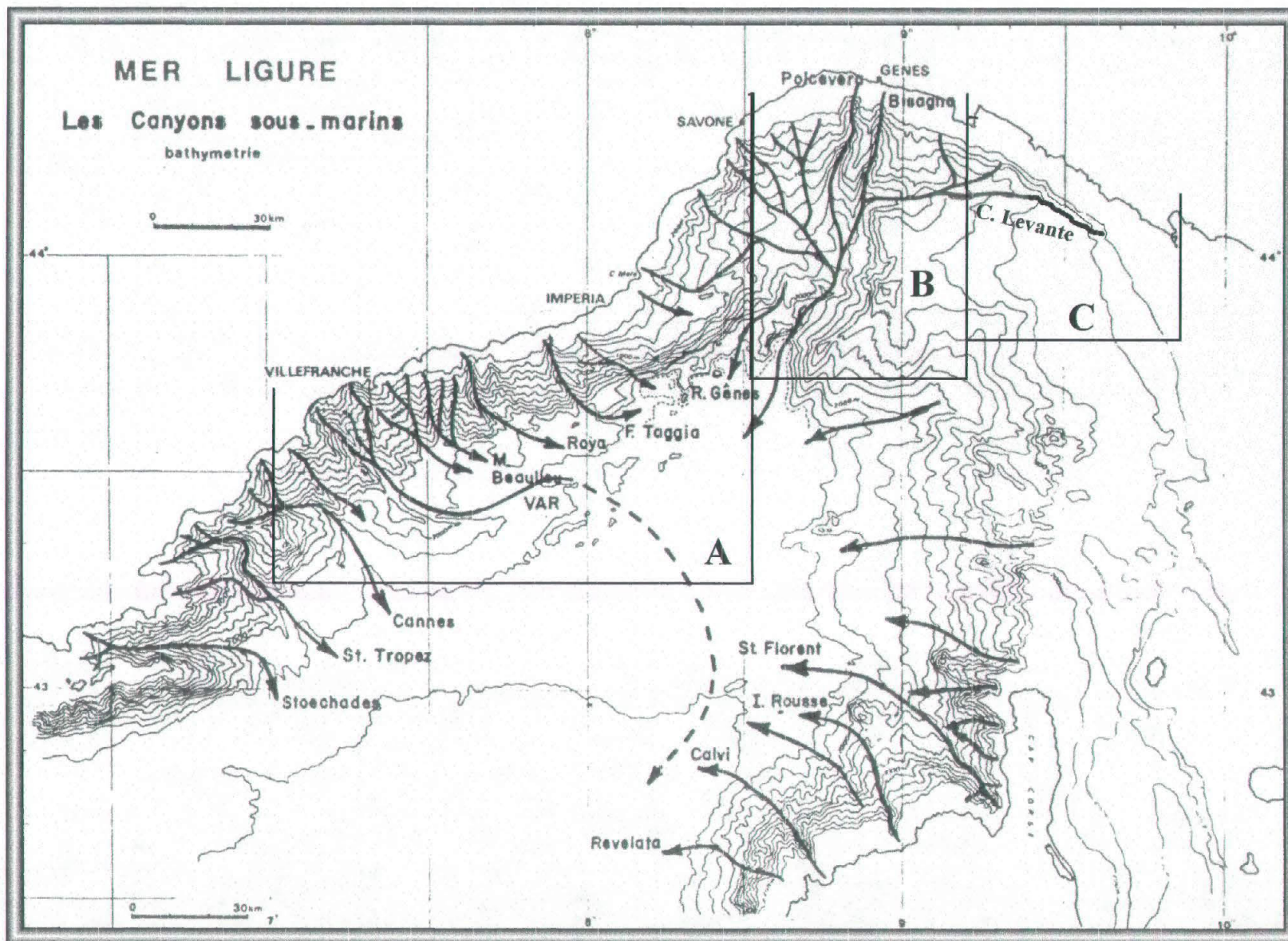


Fig. 23 - Carta batimetrica del Mar Ligure. I tratti in grassetto indicano l'andamento dei principali canyon presenti nell'area. Sono indicati i tre settori morfo-strutturali del Mar Ligure (Fanucci et al., 1980 modificata).

perpendicolari alla costa. Queste strutture di origine diversa vengono riattivate a più riprese durante le fasi tettoniche distensive del Miocene e del Plio-quadernario (Fig. 24).

Alla foce del Var esiste un canyon di prevalente erosione sottomarina reso attivo da correnti di fondo ad elevata energia, con una dinamica simile a quella esistente nella foce del Bisagno.

Ad Ovest della congiungente Genova C.po Corso, una piana bacinale con profondità massime dai 2000 ai 2780 m., delimitata da margini continentali stretti e profondamente incisi da canyons, si collega alla profonda piana batiale del Mar di Sardegna. Gli apporti dei canyons versano direttamente in detta piana ed hanno costruito nel tempo una conoide profonda, poco rilevata, ma di enorme volumetria, detta *Ligurian Fan*. La riattivazione recente del sistema dei canyons è resa evidente anche dalle piccole conoidi attive che si sovraimpongono al più grande fan, allo sbocco delle valli sottomarine (Fanucci et al., 1974, 1984, 1989).

AREA B

L'area B è compresa, a livello della linea di costa, fra Savona e P.ta Portofino. Nella sua porzione occidentale è, fisiograficamente delimitata dal Capo di Vado dove si osserva un ed aumento dell'estensione della piattaforma continentale. Questa si estende decorrendo regolarmente da Savona ad Arenzano dove assume carattere di prisma sedimentario progradante in assenza, di drenaggi importanti di sedimenti verso il largo.

La porzione antistante l'area urbana Genovese è solcata da due Canyons principali che decorrono parallelamente in direzione NNE-SSW. I loro solchi sono netti e ben incisi fra 100 e 1100 m di profondità, con scarpate laterali modellate dalle correnti di torbida. Le attuali foci dei corsi d'acqua che corrispondono alla testata dei due canyons hanno certamente determinato l'incisione, durante le fasi di low-standing, ma il canyon orientale è tuttora attivo per la presenza di correnti di fondo ad elevata energia. Al piede della Piattaforma continentale, sino alle zone profonde del margine del bacino e nella Piana Batiale esiste una potente massa sedimentaria rimobilizzata da correnti di fondo con sufficiente energia per il trasporto che viene

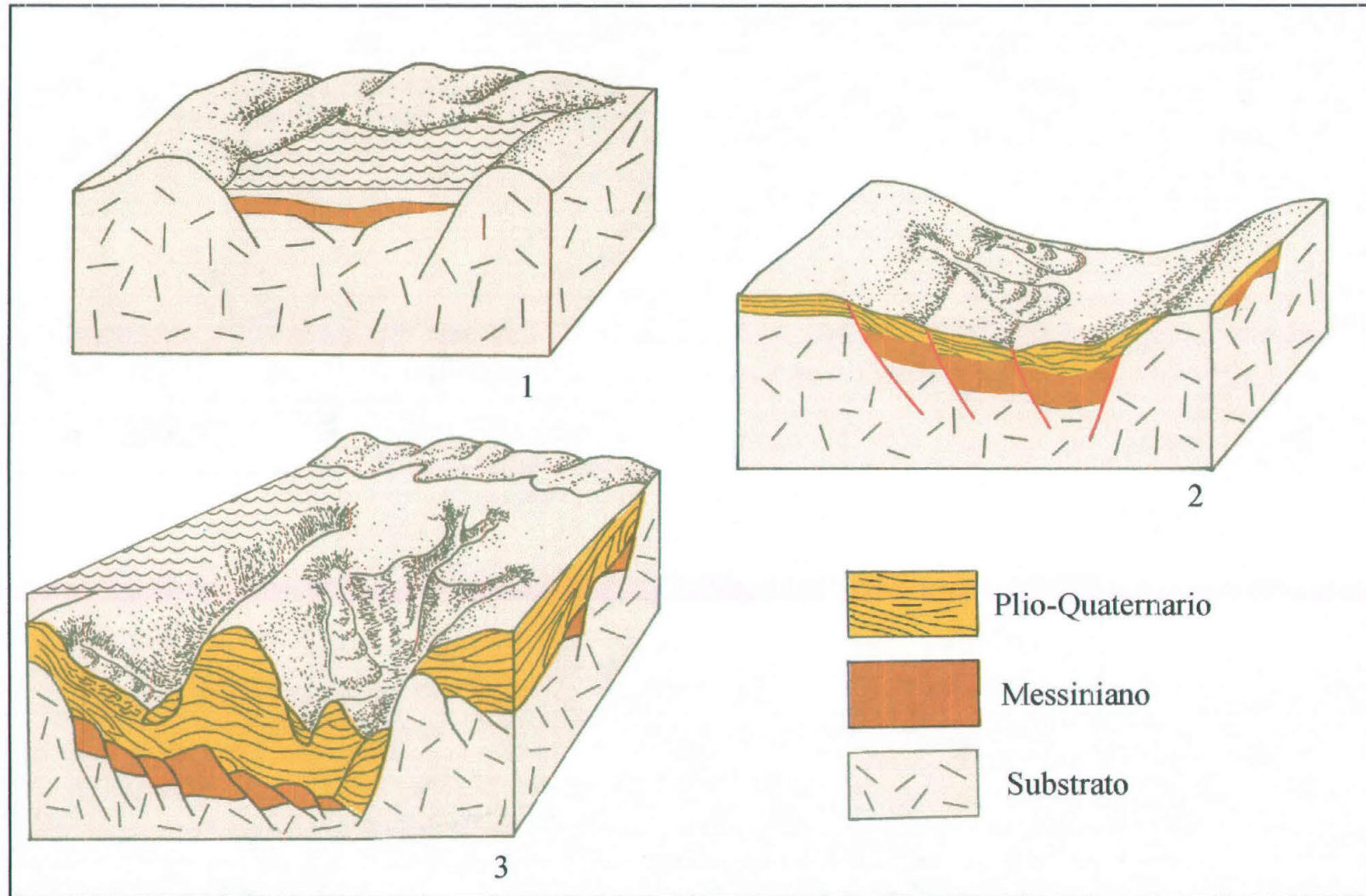


Fig. 24 - Evoluzione del Canyon di Taggia. 1) Situazione nel Messiniano superiore; 2) Situazione nel Pliocene inferiore; 3) Situazione attuale. (Da Corradi et al. 1987, modificata).

convogliata nella depressione tettonica detta Valle di Genova (Fanucci et al., 1974, 1984, 1989)..

AREA C

L'Area C è compresa, fra P.ta Portofino a La Spezia. La piattaforma continentale, estesa e regolare, è interessata da due ramificazioni minori del Canyon di Levante che disturbano la regolarità (Corradi et al., 1980; Ramella et al., 1987; Fanucci et al., 1995).

Il Canyon di Levante è di origine mista tettonico-erosiva. Alcune sue porzioni si sono sviluppate lungo importanti faglie dirette, mentre altre ricoprono la serie sedimentaria del Quaternario, che riveste un substrato non fagliato. Sembra che gli agenti erosivi principali siano stati le attuali correnti di fondo, con energia sufficiente a trasportare le imponenti masse sedimentarie continentali appenniniche.

Le emergenze morfologiche più notevoli si incontrano nei primi due settori. I Canyons che li interessano sono valli sottomarine attive nel senso che costituiscono zone di transito preferenziale di sedimenti dalla piattaforma continentale alle conoidi profonde. Dette valli hanno diverse origini: sono depressioni tettoniche, prodotti dell'erosione sottomarina o in parte valli subaeree sommerse. Quest'ultima tipologia è però rara tra i canyons attivi del Mar Ligure: l'erosione subaerea ha dato origine, nel Miocene superiore, a valli che per lo più attualmente sono completamente colmate da sedimenti recenti (Fig. 25).

Nel margine Ligure appenninico l'elemento morfologico più evidente è la valle attiva d'incisione, denominata Canyon di Levante (Fig. 21, 23) che nasce nella parte orientale, scende lungo la scarpata, curva poi verso W e corre con andamento ondulato subparallelo alla costa per poi incurvarsi di nuovo e sfociare nella Valle di Genova.

Ha un'enorme influenza sull'assetto morfologico dell'area in quanto, oltre a presentare i suoi versanti notevolmente deformati, è anche una delle principali cause della notevole instabilità della scarpata, erodendola continuamente alla base.

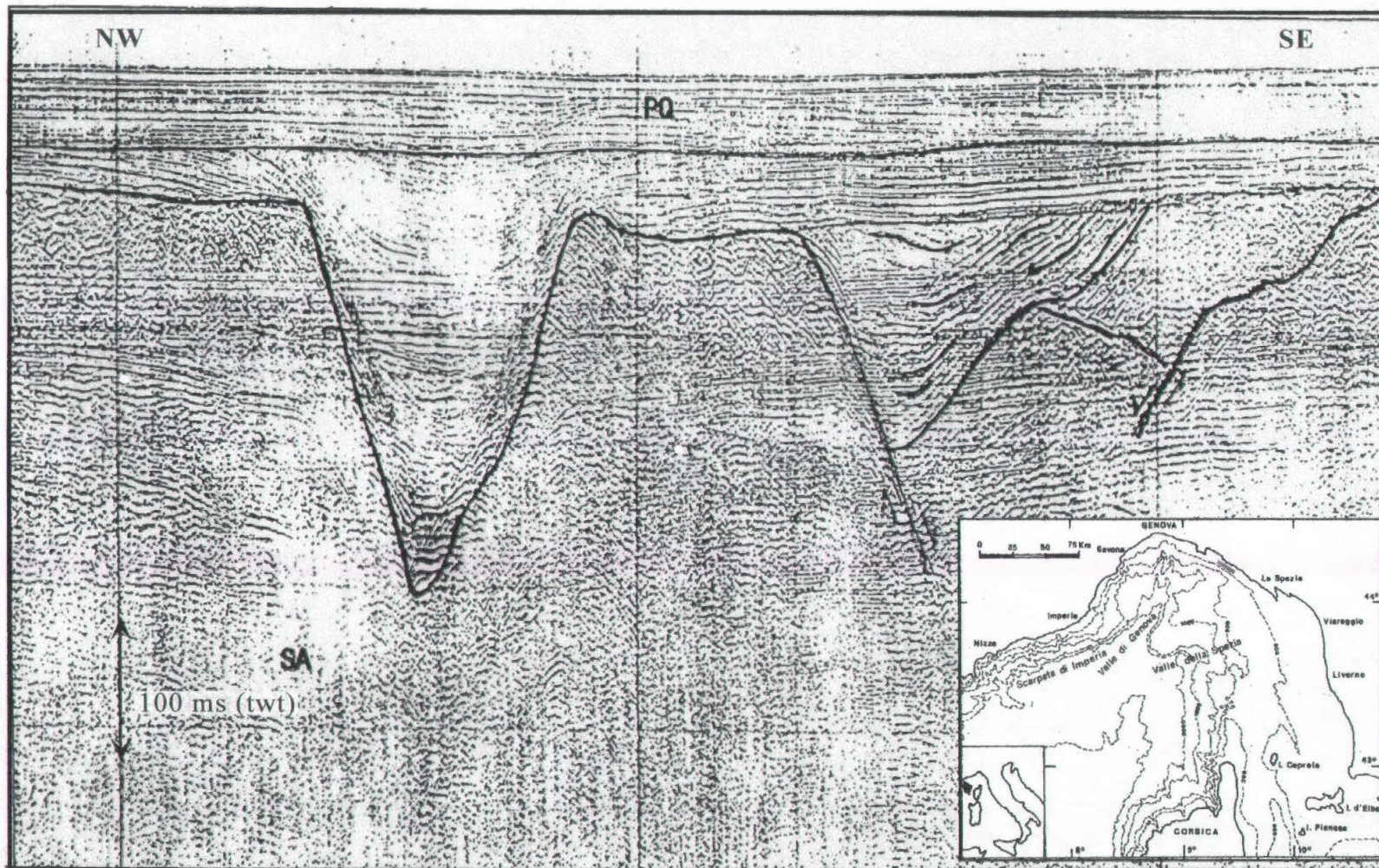


Fig.25 - Spezzone di profilo sismico (Sparker 6 KJ) che mostra delle valli erosive e tettoniche del substrato pre-pliocenico completamente sepolte dai sedimenti.

6.1 IL CANYON DI LEVANTE

Nonostante che l'intensità e la frequenza dei processi di trasporto siano diminuite recentemente a causa della rapida trasgressione che ha fatto allontanare le fonti costiere di sedimento, molti canyons sono vivacemente attivi.

Quelli che sono stati completamente o quasi abbandonati si trovano al margine di piattaforme molto ampie e tettonicamente tranquille; la distanza tra le testate e la costa è troppo aumentata perché vi giunga abbondanza di sedimento.

Nelle piattaforme strette e inclinate, o tettonicamente attive, invece, la migrazione delle testate dei canyons (per erosione regressiva) può competere con quella della linea di costa e il drenaggio di sedimenti può continuare.

Nell'area Mediterranea occidentale esistono, come si è già detto, numerosi canyons distinti sia per la loro origine che per la successiva evoluzione. Tra questi, quello, del margine ligure di levante (appenninico; Fig. 21,23), presenta caratteristiche peculiari. L'analisi approfondita delle stesse ha evidenziato un'origine complessa a seguito della interazione di più processi, la cui variazione nel tempo ha determinato una sua evoluzione in più fasi.

Il Canyon di Levante si sviluppa all'interno del Bacino che separa la piattaforma continentale appenninica dai seamounts del Mar Ligure, il quale com'è noto si differenzia dalle altre zone del Mediterraneo nord-occidentale per la complessità tettonica e le vicissitudini evolutive. (Fig. 21). In questa complessità strutturale deve essere collocato lo studio del Canyon di Levante che come tutti i canyons della Liguria ha un'evoluzione polifasica. Il margine della Riviera di Levante è caratterizzato da una piattaforma di costruzione sedimentaria abbastanza estesa e regolare, interrotta all'altezza di La Spezia dal vistoso arretramento della testata del canyon di Levante. Lo stesso verso nord ha un'enorme influenza sulla morfologia della base della scarpata e condiziona l'instabilità delle masse sedimentarie soprastanti.

I dati utilizzati per l'analisi morfo-strutturale del Canyon di Levante sono stati ricavati da profili sismici ad alta risoluzione, appartenenti a due diverse campagne oceanografiche *Migeva e Malito* e da registrazioni, più recenti, realizzate nell'ambito dei progetti CARG (Foglio La Spezia, 50.000). Questi sono stati messi a confronto e

opportunamente calibrati, grazie anche ad un più preciso posizionamento digitale ed elaborazioni batimetriche più dettagliate (Fig. 26).

La riesamina dei dati disponibili ha portato alla realizzazione di una carta morfostrutturale, in cui si evidenzia un andamento discontinuo, del Canyon di Levante, suddivisibile in tre segmenti (Fig.27).

Il primo tratto si sviluppa in direzione E-W, ha un andamento piuttosto rettilineo affiancato, ai piedi della scarpata, da un secondo canale, di minore estensione, con andamento più o meno parallelo (Fig.27)..

Il secondo tratto si sviluppa in direzione NW-SE, ha un andamento piuttosto segmentato, corre parallelamente ai piedi della scarpata, fino a quando, in presenza degli imponenti collassi gravitativi di Portofino, nasce un terzo tratto che si allontana progressivamente verso il Bacino, sino a che, il canyon perde ogni contatto con la scarpata per confluire nella valle di Genova (Fig.27)..

La posizione e l'andamento anomalo del canyon, che rappresenta un caso unico nel Mediterraneo occidentale, e i suoi bruschi cambi di direzione non permettono di metterlo in relazione con reticoli idrografici né di attribuire la sua genesi a processi erosivi sottomarini visto che non vi sono ragioni morfologiche o dinamiche per una focalizzazione di processi erosivi proprio in questa zona e con questo andamento. Al contrario gli effetti di condizionamento tettonici risaltano con particolare evidenza, dimostrando che sono questi ultimi a condizionare l'impostazione e lo sviluppo dei processi erosivi (Fig.27).

L'analisi strutturale ha sottolineato, infatti, che il primo tratto del canyon, si imposta lungo un allineamento tettonico E-W a prevalente cinematica trascorrente, che interseca una piattaforma di costruzione sedimentaria plio-pleistocenica, smembrandola (Fig. 28).

Il canyon in questo tratto si imposta su una depressione del substrato; le due figure (29 e 30) mostrano le incisioni dei due rami con tipico profilo a V, questo è l'unico tratto dove i fianchi del canyon sono caratterizzati da argini di costruzione sedimentaria *Overbank* (Fig.27). Il profilo che coincide con la parte terminale di questo segmento (Fig. 30), mostra chiaramente come l'incisione presenta argini asimmetrici legati, in questo tratto, alla brusca deviazione della direzione del canyon. La deviazione comporta un allargamento dell'area di incisione e una conseguente riduzione

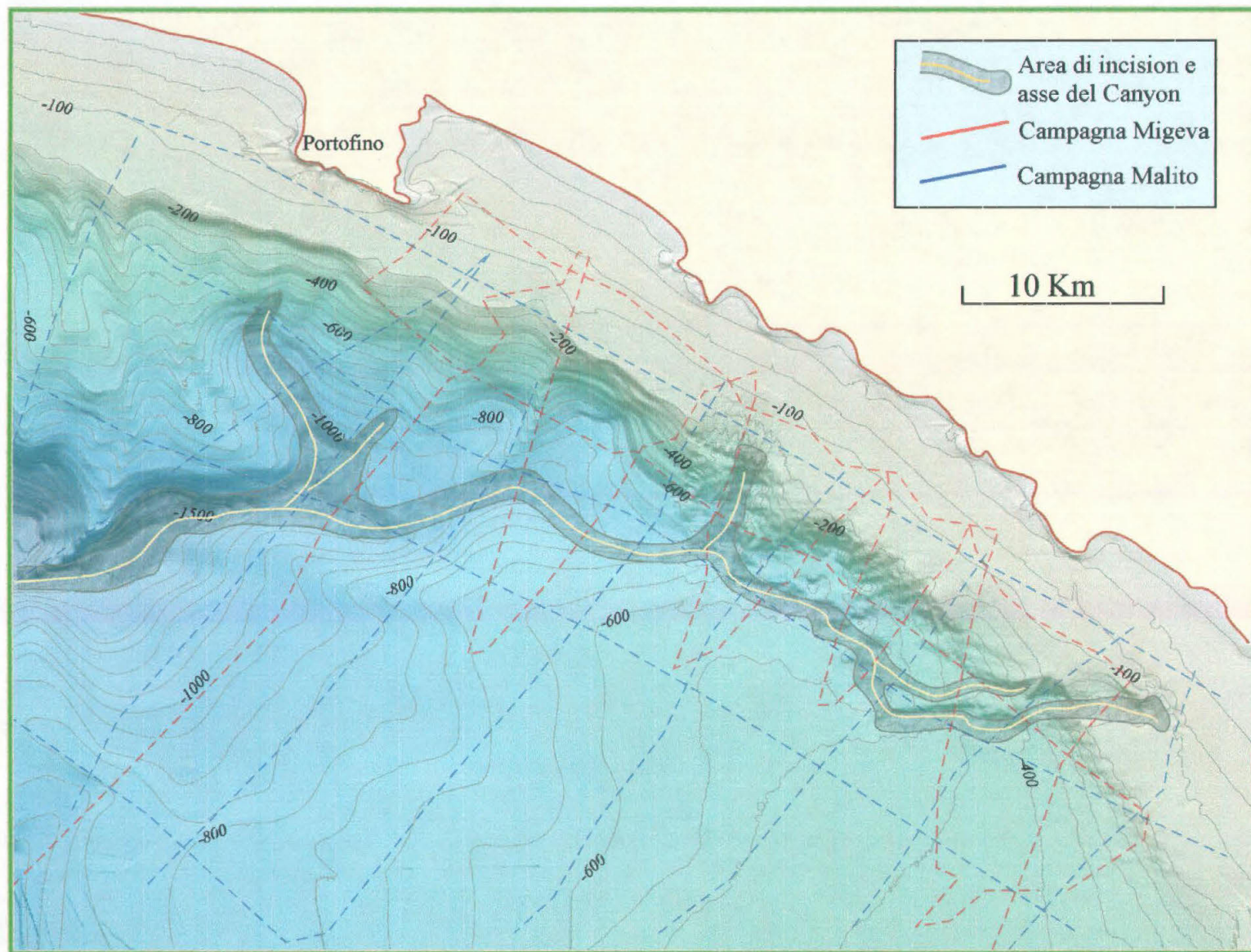


Fig.26 - Carta batimetrica della porzione di margine ligure appenninico in cui si sviluppa il Canyon di Levante. E' indicato il posizionamento delle linee sismiche utilizzate.

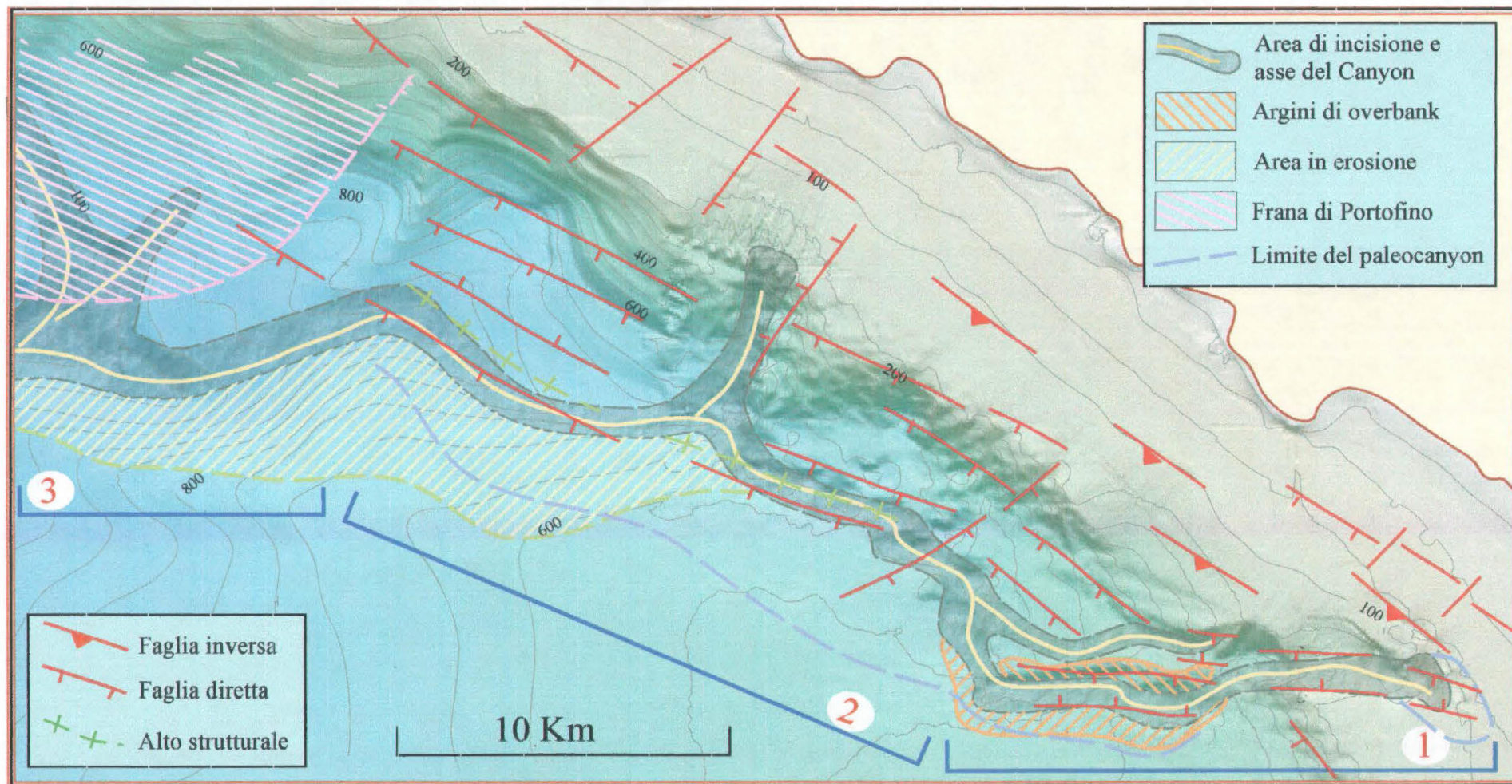


Fig. 27 - Carta morfo-strutturale del settore del margine ligure appenninico, inciso dal Canyon di Levante, di cui è evidente l'andamento discontinuo, suddivisibile in tre settori.

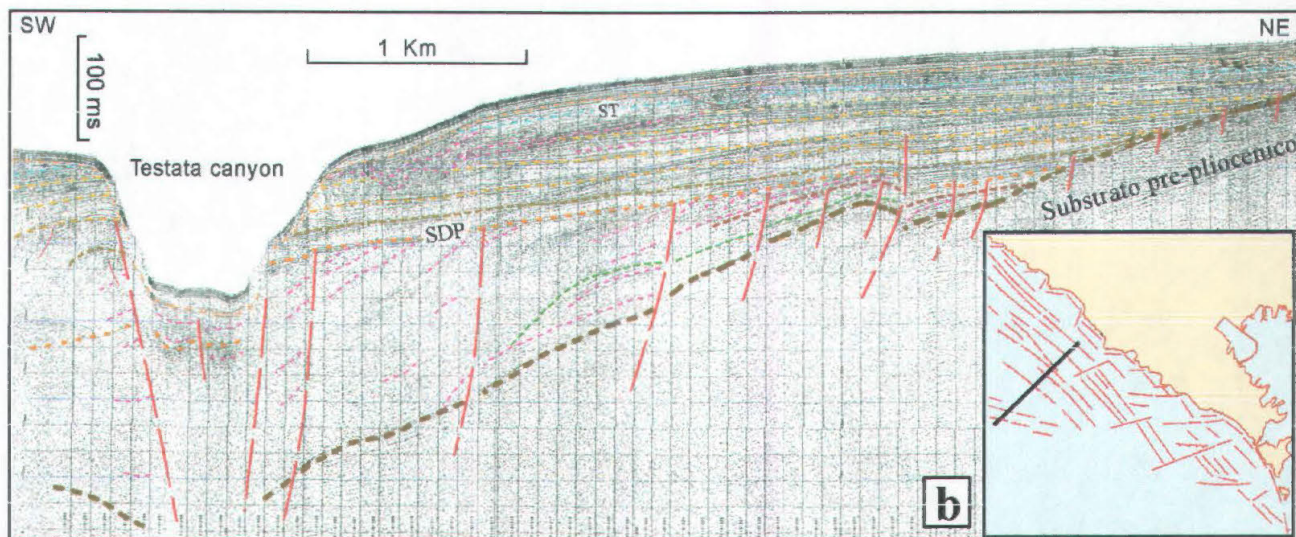
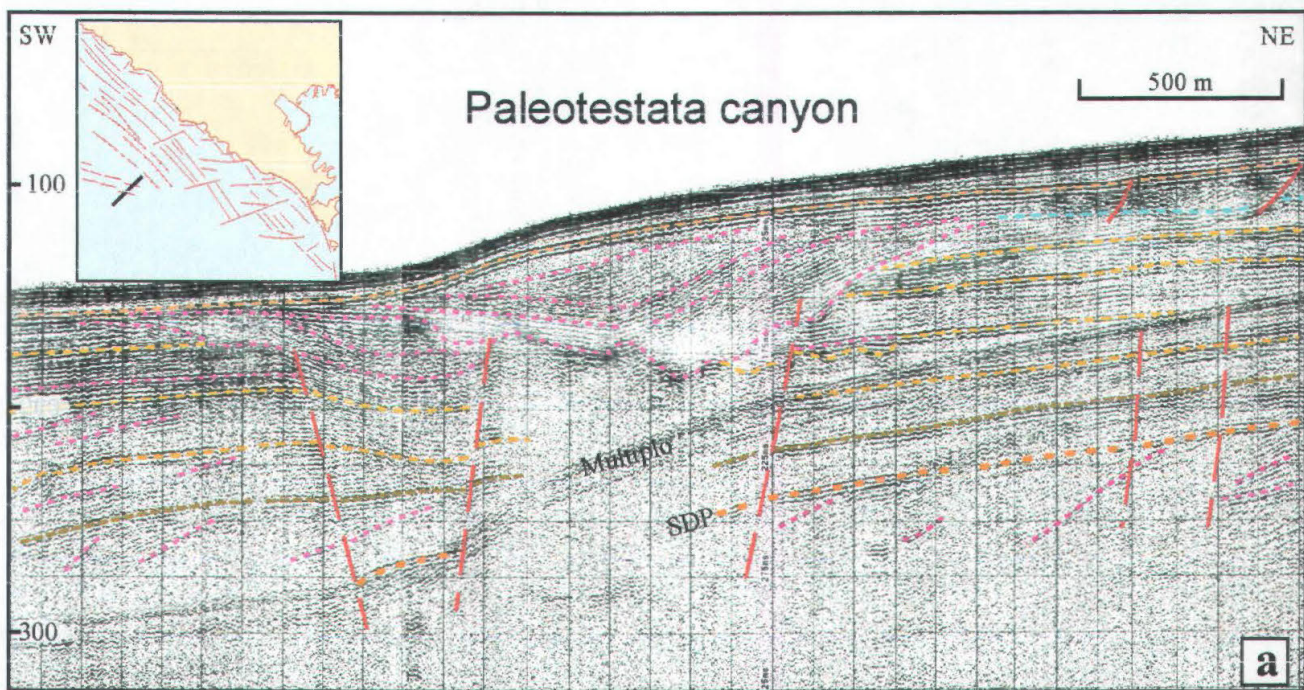


Fig. 28 a-b - Profili sparker (1 kJ), nell'area di piattaforma tagliata dalla testata (b) e paleotestata (a) del Canyon di Levante. In (a) si evidenzia come la paleotestata, impostata lungo una fascia particolarmente tettonizzata sia stata successivamente colmata da depositi del tardo pleistocene. In (b) le faglie su cui si è impostata la testata del canyon risultano in continuità rispetto a quelle mostrate in (a), lungo una fascia disposta in direzione E-W. L'evoluzione polifasica di questo tratto del margine appenninico è testimoniata anche dall'evidente struttura compressiva sepolta. SDP) Superficie di discordanza principale; ST) Superficie di trasgressione tarso-pleistocenica. Nella mappa inserita è indicato il posizionamento dei profili e lo schema strutturale dell'area.

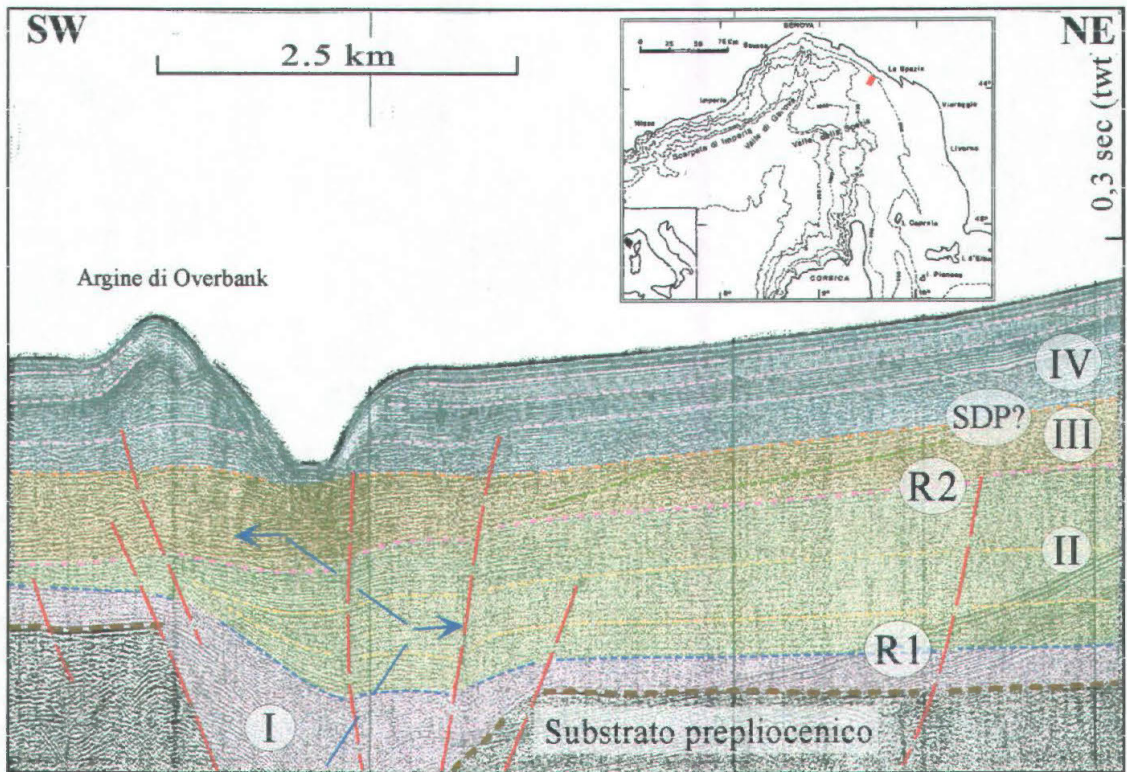
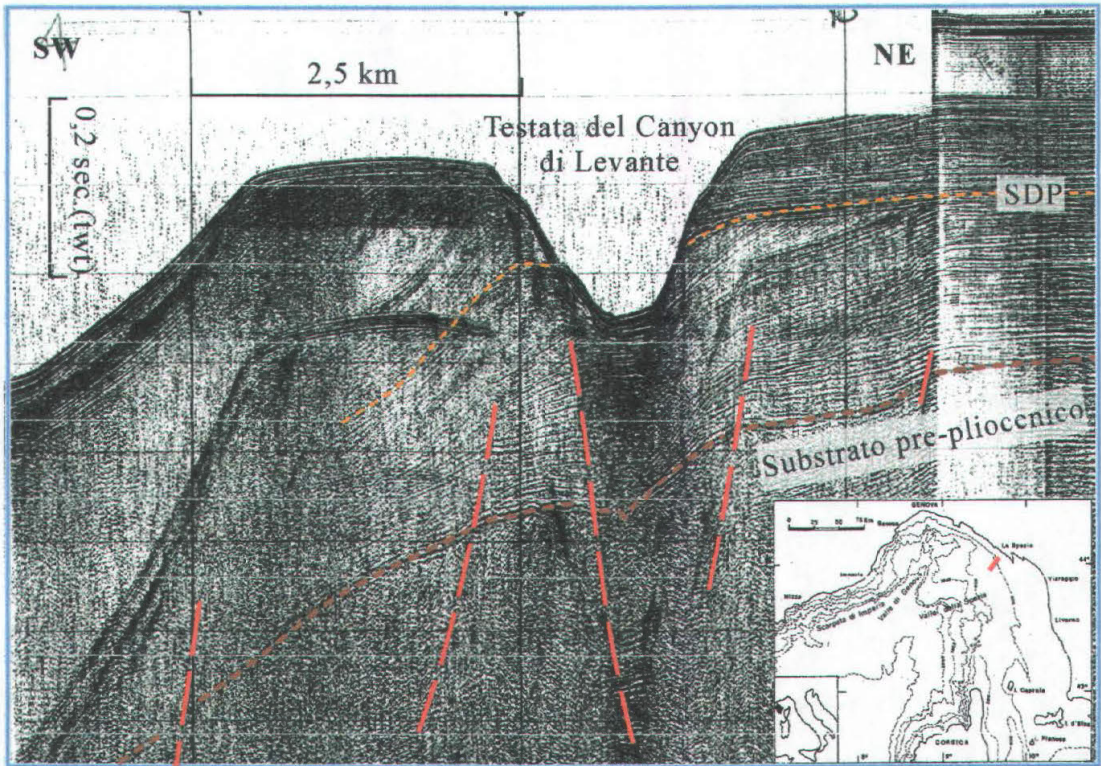


Fig. 28 c-d - Profili sparker (1 kJ) che mostra come la parte iniziale del Canyon di Levante (tratto E-W) si imposta lungo una fascia intensamente tettonizzata. La natura trascorrente della stessa è evidenziata dalla tipica strutturazione a fiore (*flower structure*) e confermata dalle brusche migrazioni dei depocentri delle principali unità sismostratigrafiche del settore bacinale (in d freccia blu). In (d) è evidente come l'asimmetria dei fianchi del canyon sia legata alla presenza di imponenti depositi di overbank. SDP) Superficie di discordanza principale.

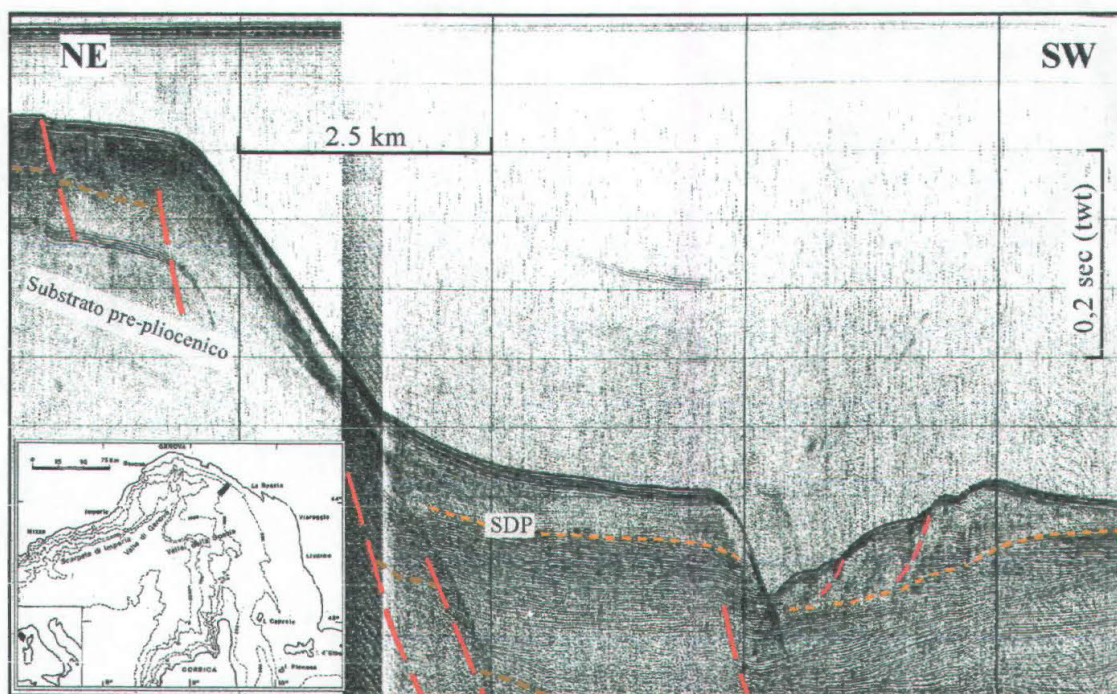
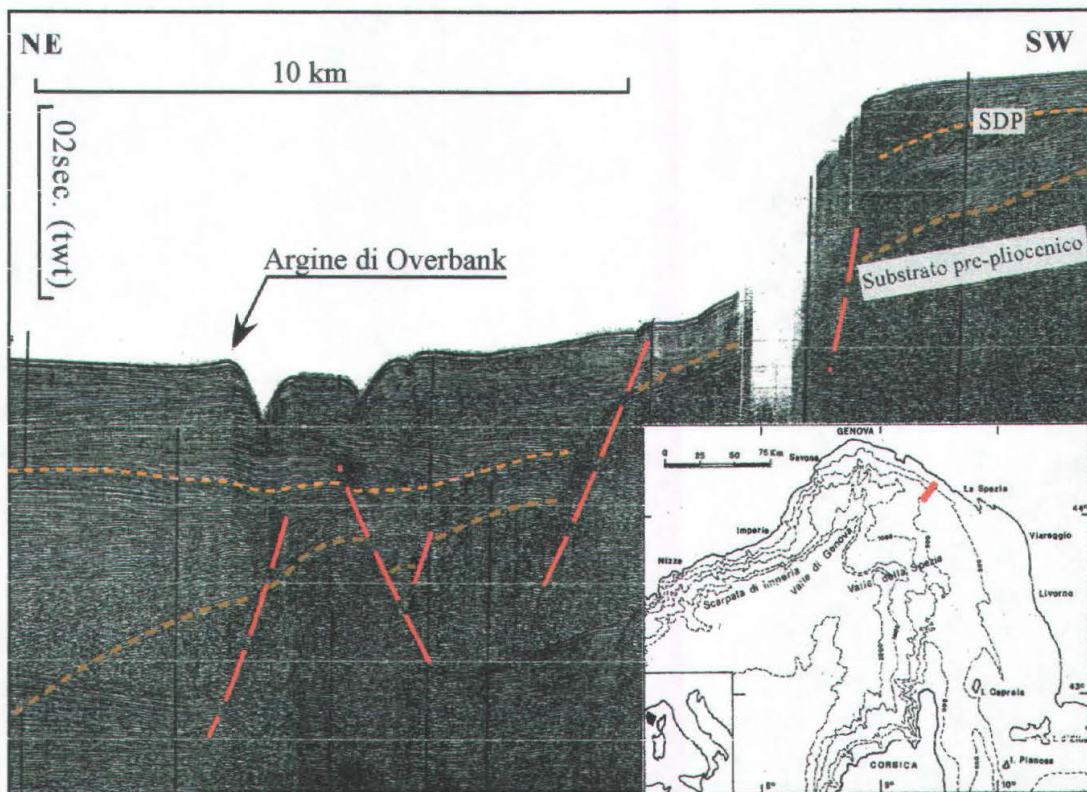


Fig.29-30 - Spezzoni di profili sismici (sparker 3-6 KJ) della porzione terminale del primo tratto del Canyon di Levante. Il profilo in alto (29) mostra le due incisioni ad andamento subparallelo e l'argine di overbank dell'incisione principale. In basso (30) la sezione taglia l'asse del canyon in prossimità della prima deviazione del suo tragitto (da E-W a NW-SE) mostrando oltre alla maggiore estensione del canale, evidenze di processi di accumulo e di erosione, quali effetti dello *spillover* (trabocco). Nelle due sezione risulta evidente come lo sviluppo dell'incisione sia condizionato dalla tettonica.

dell'azione erosiva con conseguente formazione, lungo l'asse, di morfologie tipiche di aree dove si hanno contemporaneamente erosione e accumulo (canali *braided*, intervallate da pseudo barre longitudinali).

Nel secondo tratto l'incisione del Canyon si imposta lungo un allineamento NW-SE (appenninico), il suo andamento come abbiamo precedentemente detto è segmentato e in coincidenza di queste deviazioni, l'analisi strutturale ha evidenziato la presenza di faglie di sblocco (transfer) orientate in direzione NE-SW (Fig. 27, 31, 32 e 33). Di queste linee di direzione antiappenninica risultano di particolare importanza quelle che delimitano un grosso graben che taglia perpendicolarmente la piattaforma (Fig. 33a) e la scarpata (Fig. 33b), e su cui si imposta un canale tributario del canyon.

La deviazione del terzo tratto, come già descritto, è condizionata dalla presenza degli accumuli della frana di Portofino che per le eccezionali dimensioni e peculiarità dei meccanismi di formazione sarà meglio descritta nei capitoli successivi. (Fig. 34 e 35).

Nella figura 27 è indicato il limite, verso il bacino, dell'incisione di un paleo canyon successivamente colmato. Verso NW lo stesso limite appare completamente obliterato dagli imponenti accumuli della frana di Portofino. Gli stessi hanno deviato bruscamente il corso del canyon nella sua terminazione bacinale, che assume in questo ultimo tratto uno sviluppo indipendente da condizionamenti strutturali (Fig. 34 e 35).

In conclusione dai risultati fino ad ora descritti si può affermare che il Canyon di Levante non è un sistema continuo. Il suo particolare andamento è sicuramente dovuto alla strutturazione di un margine tuttora attivo, i cui principali lineamenti strutturali ne hanno condizionato l'origine e il successivo sviluppo. Esistono, infatti, delle discontinuità tettoniche che condizionano i bruschi cambi di direzione e il suo andamento (Fig 27).

L'asse del secondo tratto del canyon corrisponde spesso ad un alto del substrato generato da un pronunciato basculamento del substrato stesso ai piedi della scarpata (Fig. 31, 32). La geometria del piano di faglia responsabile, di tale configurazione indica una superficie listrica che raggiunge l'orizzontalità a scarsa profondità. Ciò implica una posizione elevata della transizione reologica fragile-duttile nella crosta del margine nord tirrenico, cosa che, a sua volta, giustifica la vivacità tettonica riscontrata, in assenza di un'attività sismica di rilievo (Fig. 22).

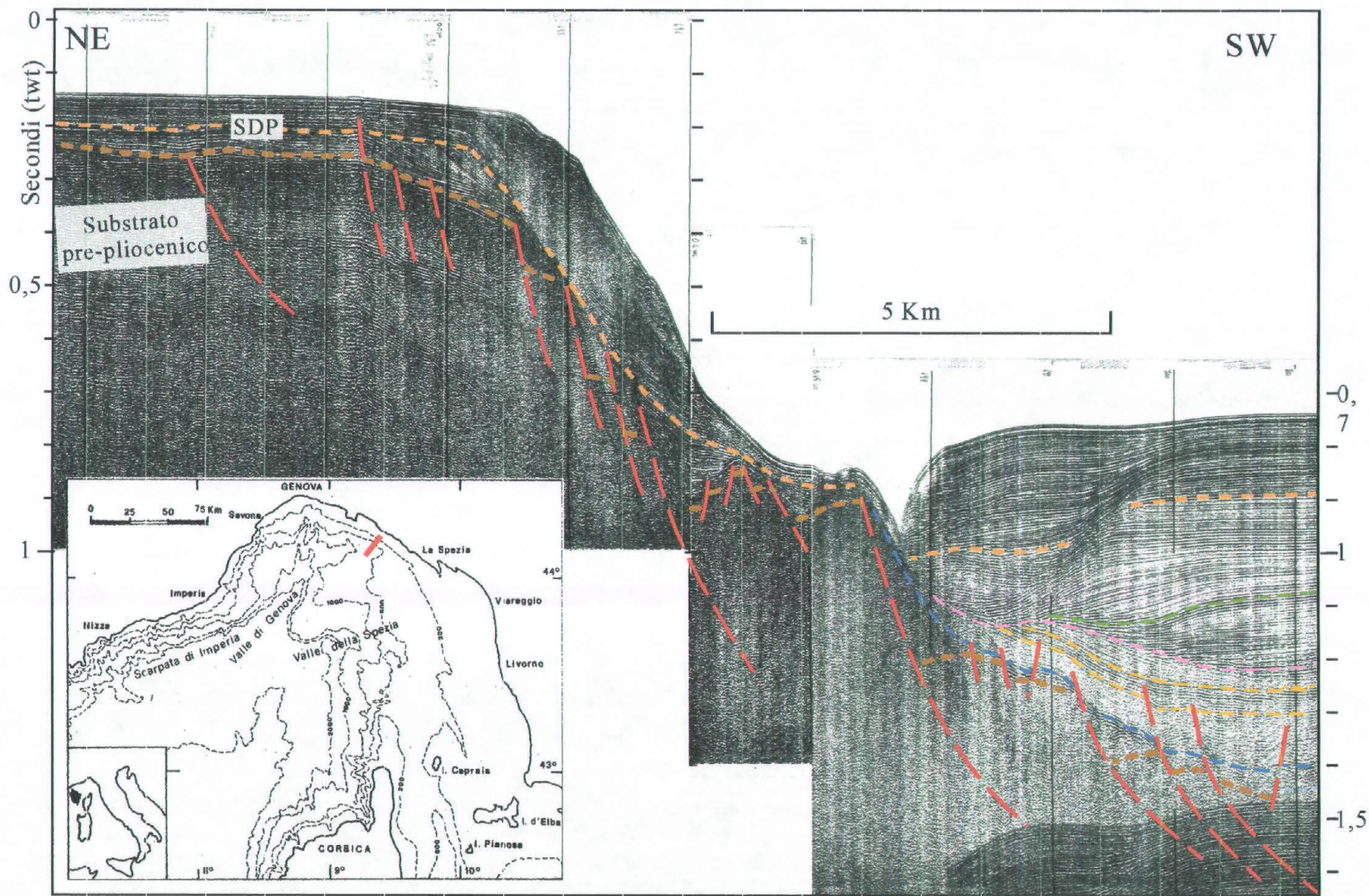


Fig. 31 - Spezzone di un profili sparker (6 kJ) che mostra una valle in parte riempita dai sedimenti plio-quadernari, e la re-incisione del Canyon di Levante in corrispondenza di una faglia del substrato ad andamento appenninico (secondo tratto del Canyon di Levante).

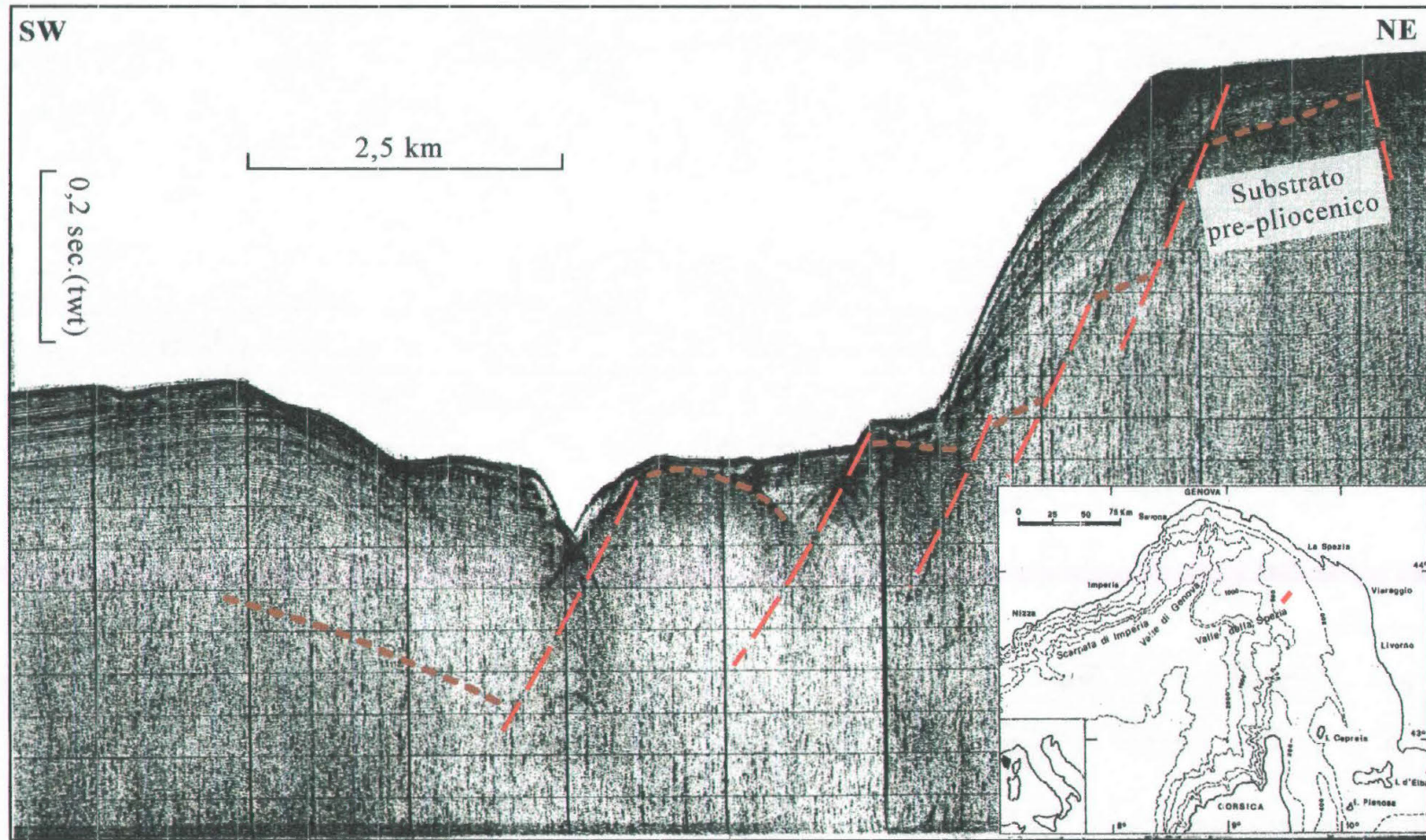


Fig.32 - Spezzone di profilo (sparker 3 Kj) che mostra il secondo tratto del Canyon impostato su un *half-graben*. Si osservano sulla scarpata incipienti fenomeni gravitativi.

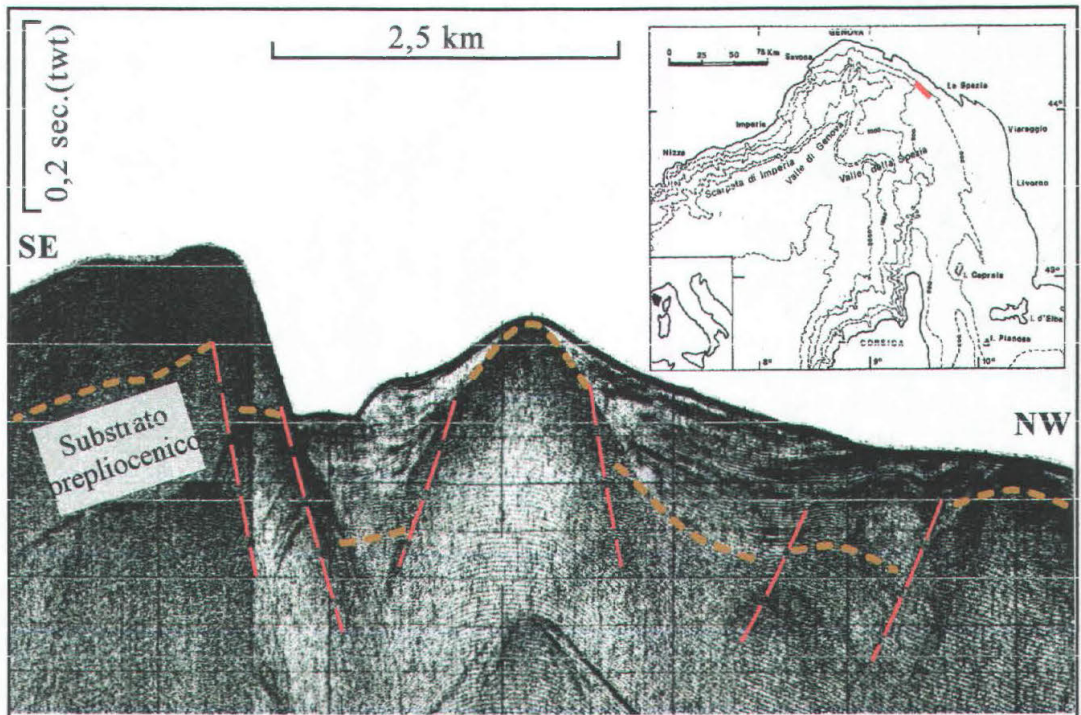
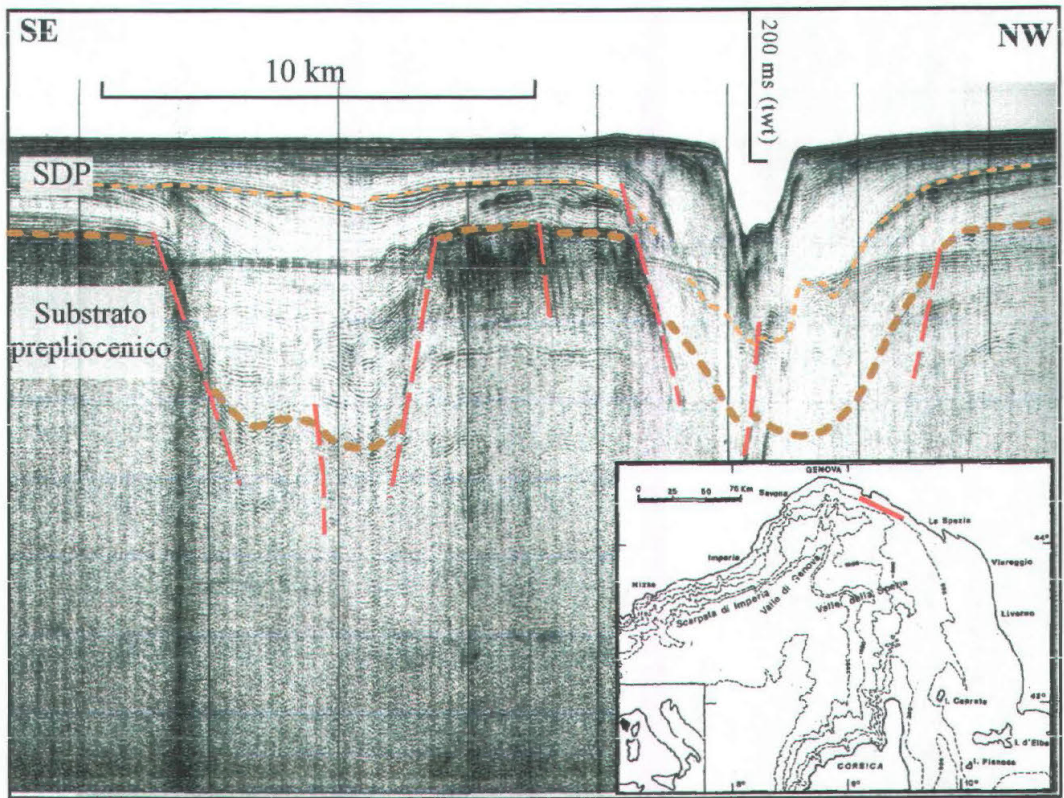


Fig.33 - Spezzone di un profilo sismico (sparker 3 KJ) che mostra il solco tributario del Canyon di Levante, perpendicolare alla scarpata, impostato su direttrici antiappenniniche (NE-SW), di cui è evidente l'attività recente. In alto è mostrato un canale erosivo relitto.

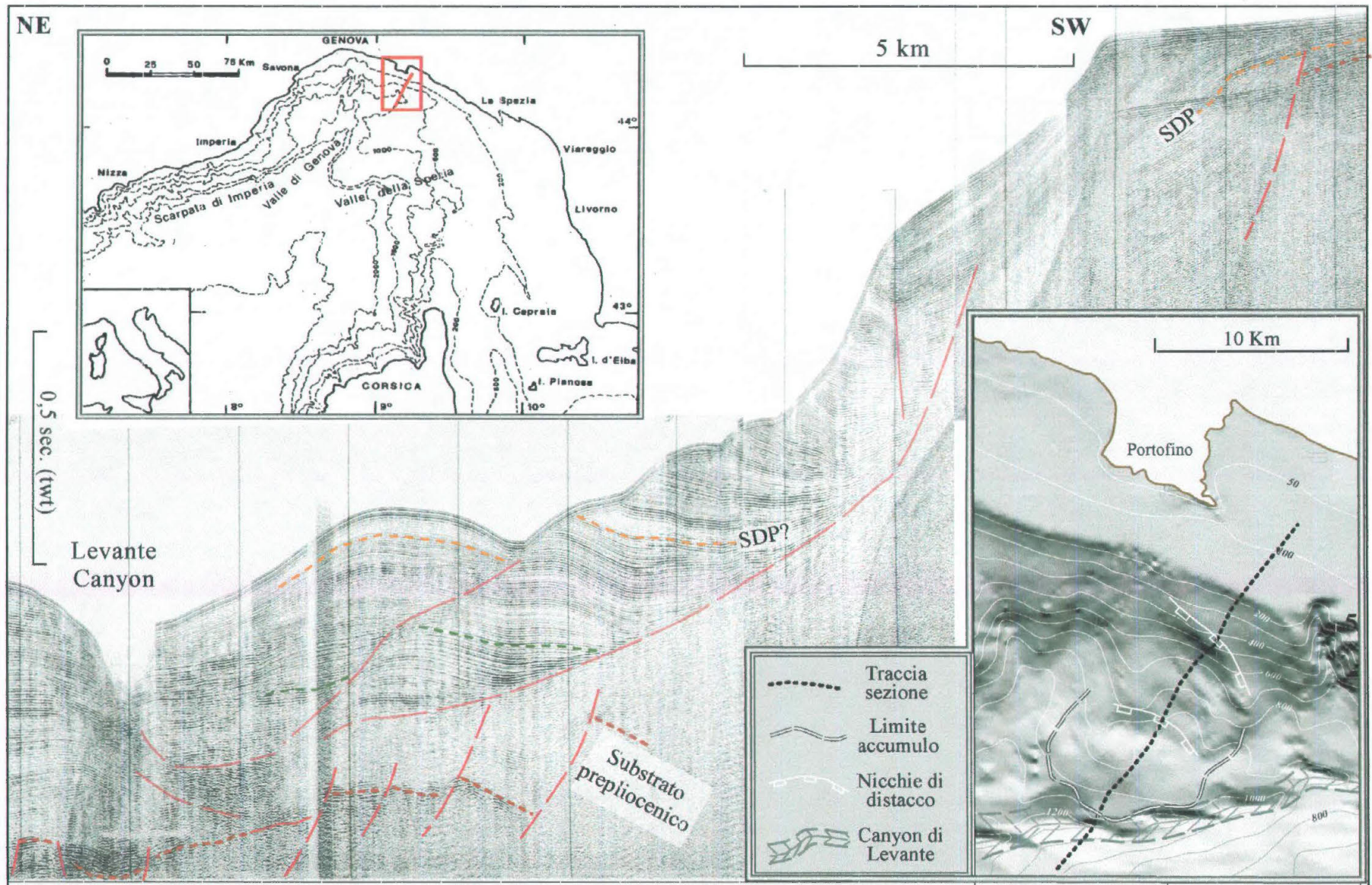


Fig. 34 - Spezzone di profilo sismico (sparker 3 KJ) che mostra come il Canyon di Levante incide la porzione esterna della frana di Portofino, i cui imponenti accumuli hanno, in passato deviato il corso. Lo scivolamento (*sliding*) di gran parte della copertura sedimentaria della scarpata si è realizzata lungo due principali piani di taglio ad andamento listrico.

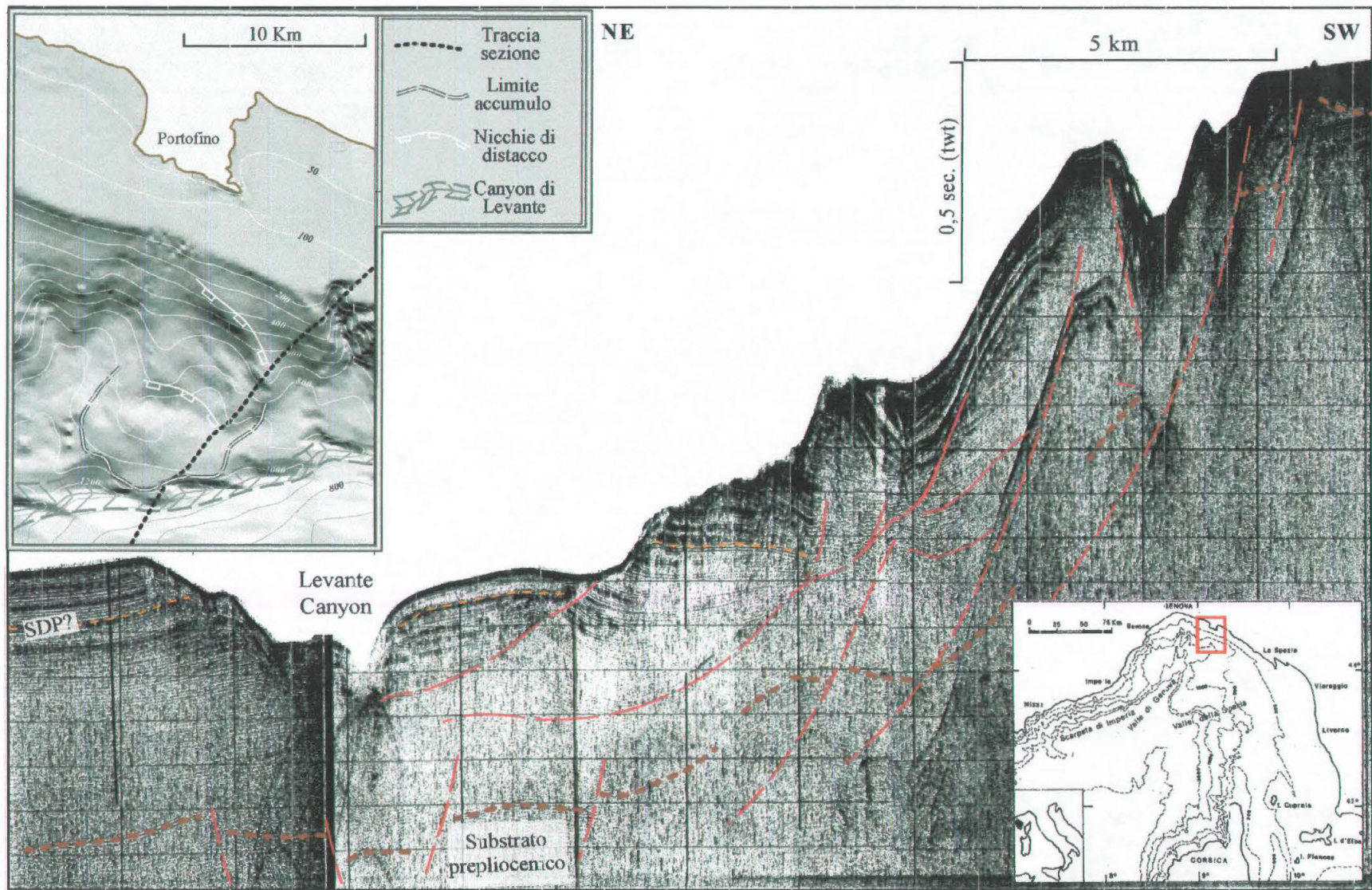


Fig. 35 - Spezzone di profilo sismico (sparker 3 KJ) che mostra come l'asse del Canyon di Levante sia deviato sul bordo esterno della frana di Portofino. La brusca deviazione comporta una maggiore azione erosiva in asse ed espansione dell'area in erosione, che interessa gran parte degli accumuli della frana. In questo caso l'erosione è generata dal trabocco dei sedimenti trasportati lungo il canyon (correnti di torbida e/o correnti di fondo) che si verifica in corrispondenza di una deviazione dell'incisione principale. I meccanismi di formazione della frana di Portofino presentano le stesse caratteristiche della sezione precedente (Fig. 34).

Gli allineamenti E-W hanno caratteri tipici di una fascia di trascorrenza come evidenziato dall'interpretazione dei profili mostrati in figura (Fig. 28). Oltre alla tipica conformazione a fiore (*flower structure*), dei piani di taglio che accompagnano una deformazione di tipo trascorrente, è possibile individuare come l'attività della stessa fascia trascorrente determini rapidi migrazioni dei depocentri delle distinte unità sismostratigrafiche (Fig. 28d).

La netta differenziazione tra il limite del paleo-canale e quello dell'area attualmente in erosione nel bacino suggeriscono almeno due distinte fasi di attività erosiva, connesse ad altrettante fasi di riattivazione tettonica.

La prima fase in cui al netto arretramento della testata, innescato da faglie disposte in direzione E-W (fascia trascorrente; Fig. 28), si accompagna un'attività erosiva che ha interessato un ampio settore ai piedi della scarpata, condizionata dall'attività di faglie ad andamento appenninico (NW-SE), e che probabilmente proseguiva nell'area attualmente occupata dalla frana di Portofino.

La fase successiva si caratterizza per il riempimento dell'estremità della testata (Fig. 28a-b), per la limitata azione erosiva del primo tratto E-W del canyon ed, infine, per l'azione erosiva più incisiva in corrispondenza di un canale confluyente impostato su linee NE-SW (anti-appenniniche) (Fig. 33)

La cronologia ed i caratteri delle due fasi di attività erosiva del canyon corrispondono perfettamente ai caratteri tettonici di due eventi distinti:

- il primo in cui la fascia E-W si caratterizza come area di svincolo trascorrente tra linee dirette appenniniche (NW-SE) responsabili della strutturazione originaria del margine;
- nella seconda fase le movimentazioni tettoniche si concentrano lungo le linee antiappenniniche responsabili dello sprofondamento verso SE del bacino e della piattaforma.

Un altro aspetto di importanza generale per lo studio dei canyons è quello relativo all'identificazione del ruolo degli agenti erosivi rappresentati generalmente dagli eventi di torbida e dalle correnti di fondo. Un'analisi approfondita della morfologia, dei caratteri e della geometria dei depositi lungo lo sviluppo del canyon

mostrano con maggiore evidenza gli effetti dei primi (correnti di torbida) nel tratto iniziale E-W (Fig. 27). Questi sono rappresentati dalle tipiche strutture di costruzione sedimentaria di *overbank* (accumulo di materiale più fine derivante da effetti di *spillover* tracimazione) (Figg. 28d, 29 e 30). Nei tratti successivi NW-SE è ipotizzabile un'azione prevalente o esclusiva delle correnti di fondo. Oppure il carattere persistente e dominante, nella stessa area, delle stesse cancella completamente gli effetti delle correnti di torbida (Figg. 31-35).

L'organizzazione dei depositi sedimentari in strutture tipiche di *overbank* nel primo tratto del canyon è in realtà una caratteristica che accomuna molti canyons nel loro iniziale sviluppo. Questa caratteristica potrebbe essere il risultato del confinamento dei fenomeni di torbida ai piedi della scarpata oppure il risultato di altri processi connessi all'idrodinamica e dinamica sedimentaria bacinale, i quali a causa della scarsità di dati risultano tuttora difficili da definire (sarebbero necessarie correntometrie e campionamenti superficiali).

Un filone di ricerca utile ad approfondire le tematiche relative ai meccanismi di origine ed evoluzione delle correnti di torbida è quello dello studio delle movimentazioni gravitative presenti nel settore di scarpata che sarà approfondito nei capitoli successivi.

7. I CANYONS DEL GOLFO DEL LEONE

Un altro esempio di margine nell'area mediterranea, tagliato da numerosi canyons sottomarini è il Golfo del Leone (Bourcart, 1948; Got et al., 1969), terminazione nord occidentale del bacino provenzale (Fig. 36). Questo risulta interessante nell'ambito della discussione circa i condizionamenti esercitati dalla tettonica sull'origine ed evoluzione dei canyons. Infatti, recenti studi (Batzan et al., 2000) hanno messo in discussione l'origine esclusivamente erosiva dei suoi canyons, ipotizzata dai precedenti Autori in considerazione degli ingenti apporti detritici della conoide del Rodano e soprattutto per l'assenza di una attività tettonica significativa. Quest'ultimi interpretano queste ampie incisioni come l'effetto morfologico di imponenti correnti di torbida che hanno interessato il grande corpo sedimentario creato dal Rodano, durante l'ultimo periodo di stazionamento basso del livello marino; in altre parole gli stessi Autori spiegano queste incisioni assiali come caratteristiche di un fondale relitto create da un processo di trasporto attivo durante l'ultimo massimo glaciale (Canals et al., 1989; Rabineau et al., 1998; Droz et al., 1988; Droz et al., 2001).

Tuttavia lo sviluppo di queste incisioni, in alcuni casi, corrisponde, in profondità, a delle antiche strutture tettoniche relative alla fase di rifting dell'Oligocene che ha successivamente portato alla formazione del Bacino Provenzale. Nonostante il margine risulta essere stato interessato soltanto da una subsidenza connessa al carico litostatico e alla contrazione termica a partire dal Miocene medio (Fig.36; Boillot et al., 1984; De Woogd et al., 1991) tale insolita corrispondenza poneva dei dubbi circa i condizionamenti tettonici relitti sulla recente evoluzione morfostratigrafica del margine.

Durante una crociera del 1997 (CALMAR-97), che ha investigato quest'area del Golfo del Leone, nuovi dati batimetrici hanno messo in evidenza un approfondimento dell'incisione assiale dei canyons che si traduce in pendenze dei fianchi, nel loro corso medio, di circa il 20% (Batzan et al., 2000).

Il tasso di subsidenza presenta delle variazioni sia in direzione perpendicolare allo sviluppo del margine (NW-SE) che in direzione perpendicolare (NE-SW) alla precedente. Nel primo caso l'incremento verso il largo è compatibile con i modelli evolutivi di un margine passivo maturo, dove la subsidenza è regolata dalla contrazione



Fig. 36 - Sistemi di canyons del Golfo del Leone Occidentale (da Baztan et al., 2000). Allo *shaded relief* dell'area sono sovrapposte le principali linee tettoniche del substrato.

termica e dal carico litostatico, con valori solitamente crescenti nella medesima direzione. Anomalo è invece la componente di subsidenza differenziale del secondo tipo, maggiore verso NE. Tale anomalia è presumibilmente connessa con le strutturazioni relitte del substrato (Pirenaiche) presenti nel settore orientale del margine. Il basculamento trasversale, al margine, è un'espressione locale di radici profonde di tale orogene, ancora percettibile lungo delle faglie normali che approfondiscono le sequenze sedimentarie recenti e che possono avere guidato la messa in posto di paleovalli del Rodano durante le fasi di regressione marina (Tesson & Allen, 1995; Fig. 37).

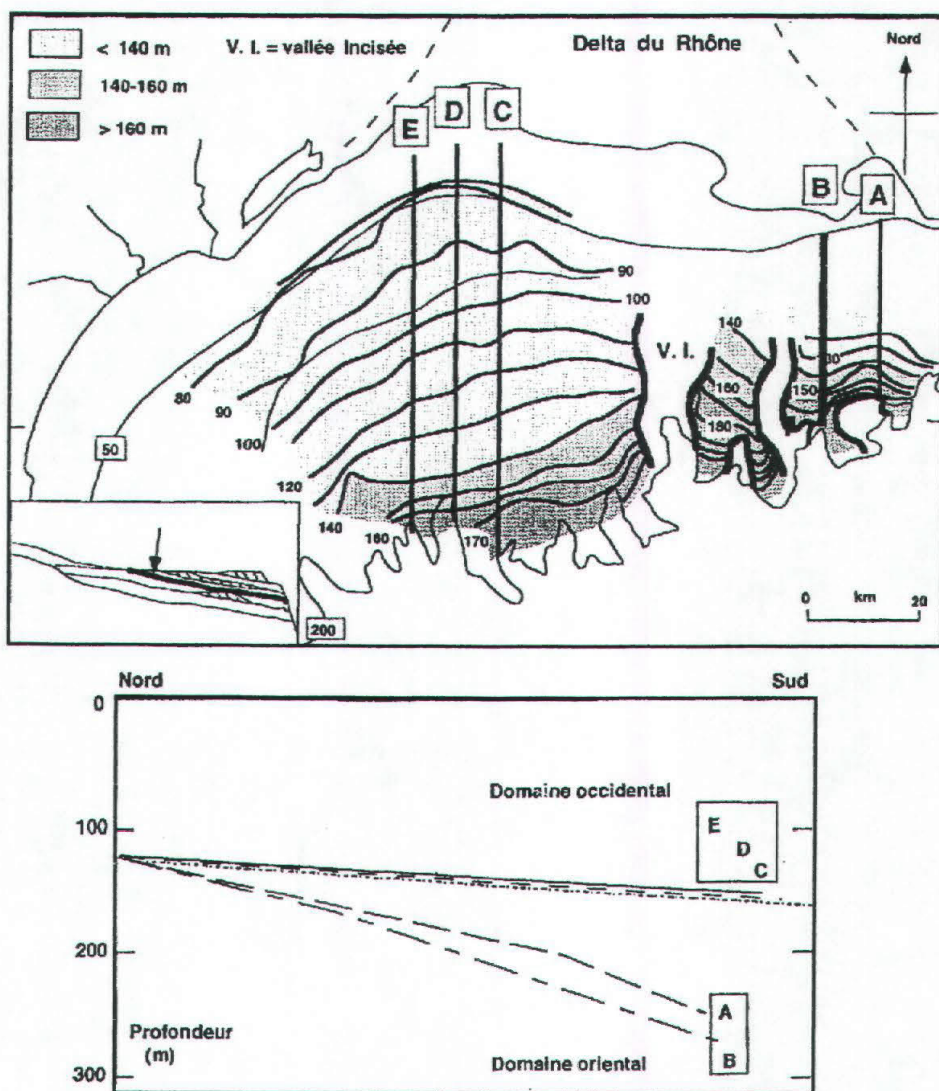


Fig. 37 – Spessori dei depositi del tardo Quaternario e tassi di subsidenza nel Golfo del Leone che mostrano incrementi verso SW e verso E, dove si localizzano in profondità antiche strutturazioni pirenaiche (Tesson & Allen, 1995).

In base a questa ipotesi è possibile ammettere movimenti verticali differenziali, a causa di una diversa compattazione dei sedimenti in corrispondenza di sensibili variazioni di spessore, localizzati in coincidenza delle principali discontinuità del substrato (strutturazioni oligo-mioceniche) o di brusche variazioni delle caratteristiche dello stesso (orogene pirenaico). Se tale ipotesi fosse confermata, si potrebbe interpretare la formazione delle suddette incisioni come riflessi superficiali delle discontinuità del substrato. Tali ipotesi spiega anche perché la piattaforma del Rodano è caratterizzata dall'esistenza di un solo sistema di valli incise incassate e ben localizzate.

8. PROCESSI GRAVITATIVI CONNESSI AI CANYONS

Il Bacino ligure provenzale, a causa della dinamica vivace dei suoi margini, è soggetto ad ingenti fenomeni di rimobilizzazione dei sedimenti. Negli anni passati a causa della sopraddetta caratteristica, si sono studiati i meccanismi responsabili di tale trasporto, focalizzando l'attenzione per le correnti di torbida e le correnti di fondo (Mulder & Cochonat 1996).

Nella consapevolezza del ruolo dei canyons anche in questo ambito, in una fase del lavoro, si è cercato di dare un contributo all'inquadramento dei rapporti tra canyons mediterranei, tettonica e processi gravitativi.

Si è già visto che i canyons devono in parte la loro esistenza e la loro evoluzione a processi di risedimentazione per correnti di torbida e per correnti di fondo (sembra questo il fenomeno più ricorrente, anche se gli effetti delle torbide possono essere più marcati anche se episodici; Lucchi & Kidd; 1998).

Riguardo ai processi di rimobilizzazione gravitativa in massa i canyons svolgono un ruolo importante che può essere così sintetizzato:

- Il loro continuo approfondimento destabilizza le masse sedimentarie sui fianchi, propagando l'instabilità alle parti di piattaforma e di scarpata laterali al canyon stesso;
- L'arretramento delle testate induce collassi nei prismi sedimentari costieri, talvolta con effetti "catastrofici" (vedi frana del Canyon del Var a Nizza; Pautot, 1981). Tutto ciò vale per canyons a decorso normale alla costa.

Per solchi paralleli alla base della scarpata, come il Canyons di Levante, la loro stessa esistenza e attività, comunque indotta è fortemente destabilizzante per tutte le masse sedimentarie che costituiscono la scarpata e il ciglio della piattaforma, laddove il prisma sedimentario non sia totalmente appoggiato al substrato.

8.1. DESCRIZIONE E CLASSIFICAZIONE DEI PROCESSI GRAVITATIVI

In linea generale, gli effetti dei fenomeni in esame possono configurarsi in tre modi distinti:

- aree di distacco semplici, senza accumuli di materiale al di sotto (nicchia di distacco senza accumulo). Il materiale rimosso può aver originato correnti di torbida ed essersi successivamente accumulato nelle conoidi profonde. In alternativa la rimozione dell'accumulo può essere avvenuta in un secondo tempo e/o a più riprese (Fig.38);
- aree di distacco accompagnate a distanza variabile, lungo i pendii o al loro piede, da corpi sedimentari che per assetto e volume sono chiaramente il prodotto di una movimentazione gravitativa in massa (nicchia di distacco con accumulo). Il numero di tali accumuli, di dimensioni estremamente variabili, è veramente impressionante in tutto il Mar Ligure, ma soprattutto lungo le sue scarpate occidentali. Molte di queste masse sono ormai a riposo, ma moltissime altre sono accumulate in condizioni di equilibrio precario e di perdita di coesione. Una loro successiva movimentazione può dar luogo a correnti di torbida (Fig. 39);
- masse sedimentarie, giacenti in pendio, il cui assetto interno o i cui rapporti di continuità con le aree vicine sono disturbati da tensioni indotte dalla gravità. Può trattarsi sia di movimentazione lenta che di moto incipiente (Fig. 40). I casi per cui si prospetta quest'ultima possibilità, nelle condizioni di aree ad alta sismicità e/o a morfologia abrupta, andrebbero esaminati in maggior dettaglio, anche con prove geotecniche su campionamenti ad hoc, e tenuti sotto costante controllo se la massa interessata è ingente e prossima alla costa.

Nel caso dei canyons la mobilitazione gravitativa di masse sedimentarie costituisce uno dei principali agenti di dinamica e di modellamento. A sua volta l'esistenza e l'attività di un canyon sono causa di instabilità per le masse sedimentarie che ne occupano i versanti nella maggior parte dei canyons mediterranei, infatti, quale che sia la natura primaria della depressione, essa è intagliata quasi ovunque, a batimetrie

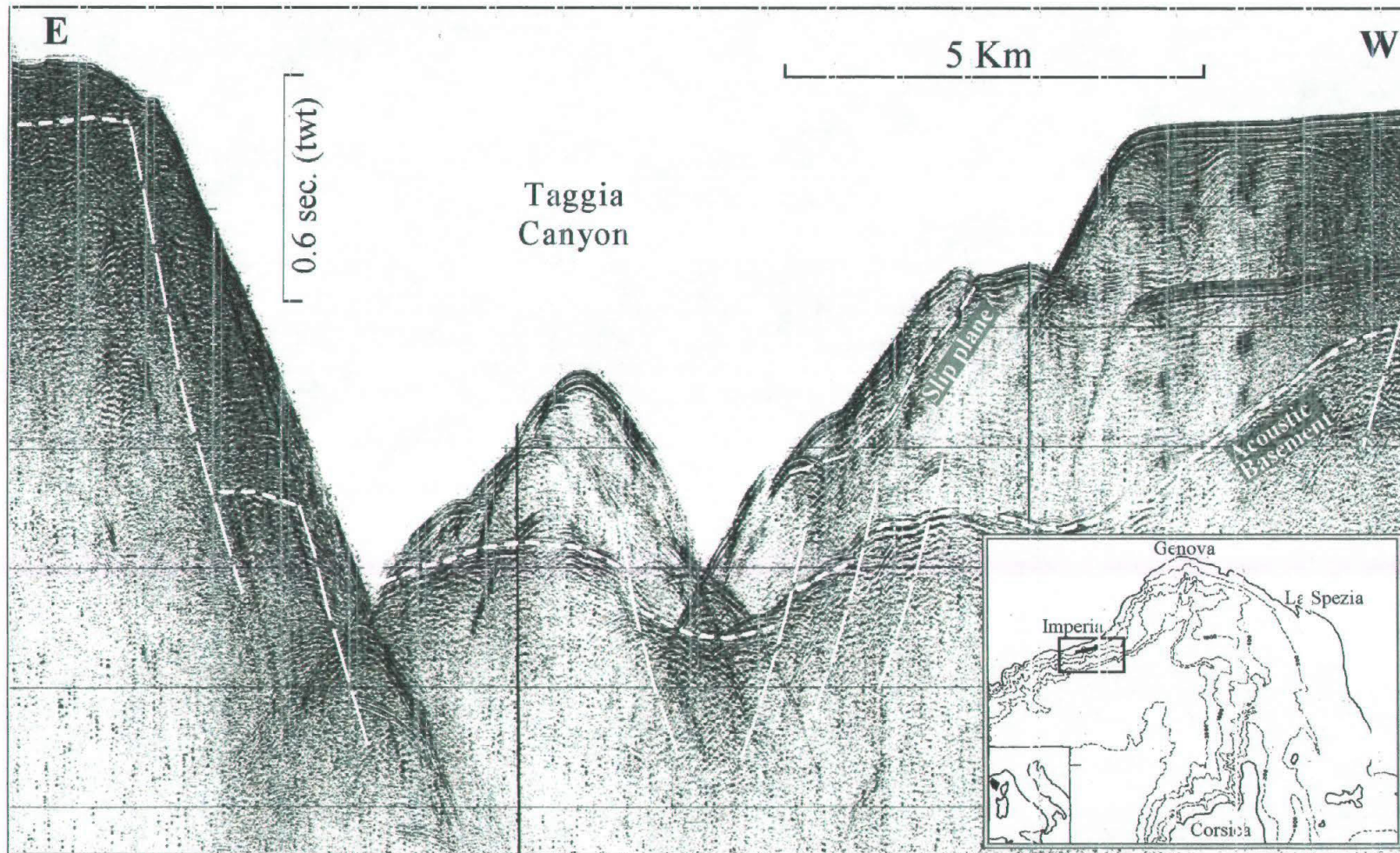


Fig. 38 - Spezzone di profilo sparker (6 KJ) che mostra la testata del Canyon di Taggia. E' evidente la massa scoscesa dal versante occidentale in via di erosione.

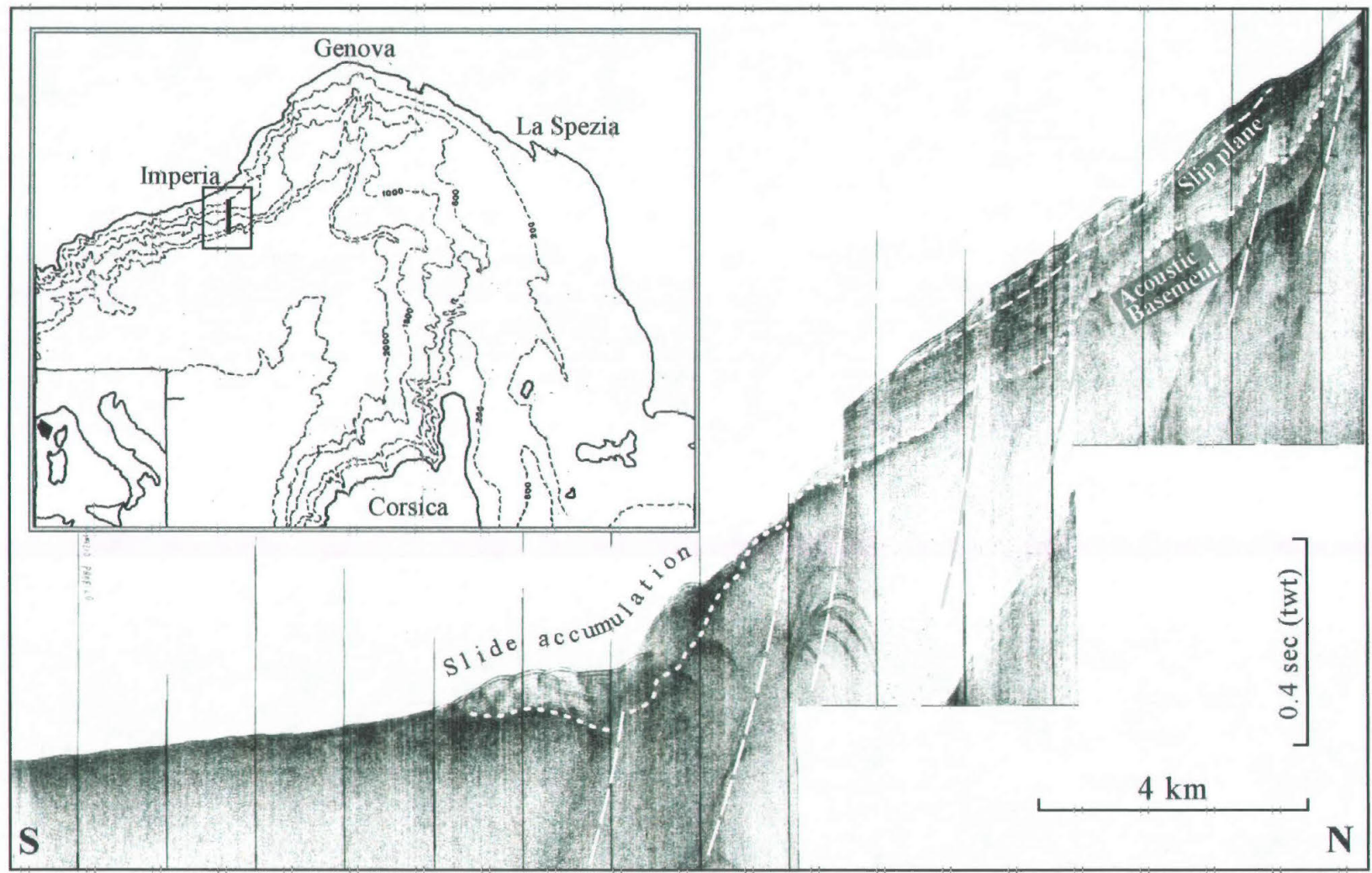


Fig.39 - Profilo sparker (1 KJ) che mette in evidenza un collasso con accumulo al piede della scarpata di Imperia.

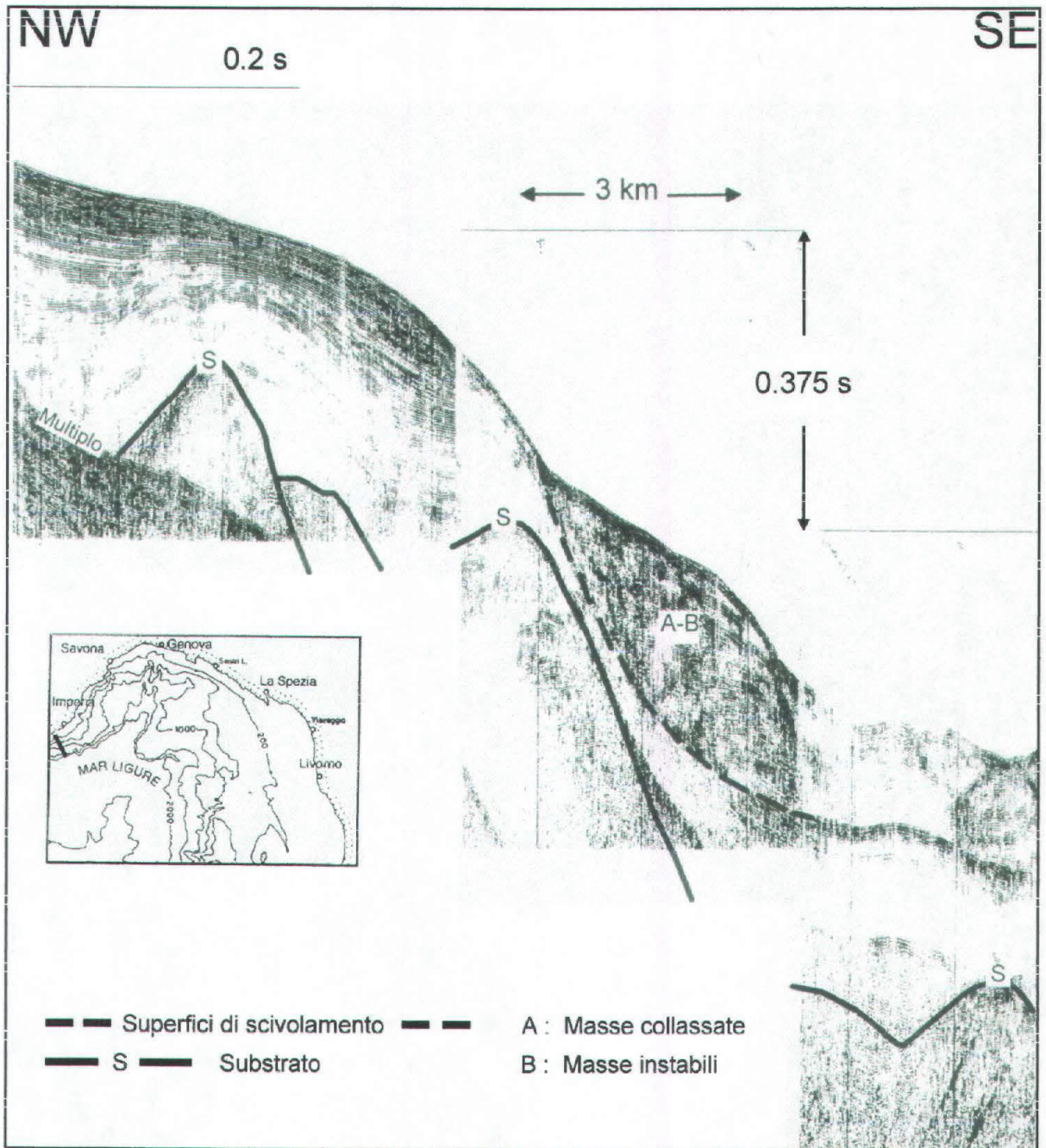


Fig. 40 - Profilo Sparker (6 KJ) in prossimità di San Remo. Sliding rotazionale con modesta perturbazione dei livelli.

inferiori ai 500 m, in una copertura sedimentaria plio-pleistocenica re-incisa di recente. I versanti del solco sono pertanto instabili e danno luogo a frequenti scoscendimenti e collassi (Fig.41).

Le masse così prodotte cadono nel talweg dell'incisione e vanno soggette ad erosione da parte delle correnti di torbida e delle correnti trattive di fondo che si incaricano della "pulizia", dell'asse del canyon. Esse vengono asportate abbastanza rapidamente dando così luogo a ulteriore instabilità dei versanti. Detta instabilità, propagandosi verso la testata del canyon, vi dà luogo a collassi che producono altre correnti di torbida. Il tutto concorre ad approfondire ed ampliare il solco e a farne arretrare la testata verso la costa. (Figg.41 e 42)

In Mar Ligure il fenomeno non è ancora così preoccupante, come in alcuni casi della costa americana del Pacifico, tuttavia si possono circoscrivere, in base ai dati finora raccolti, le situazioni a maggiore rischio al settore di ponente (margine alpino; Fig. 43). Un'esempio attuale è quello della già citata "frana di Nizza", avvenuta in corrispondenza dell' ampia (e vicinissima a riva) testata del Canyon del Var, e che evidenzia la necessità di tenere sotto controllo, su tempi opportuni, i fenomeni in esame (Pautot, 1981).

Nel settore di levante (margine appenninico) il Canyon di Levante è l'elemento che maggiormente controlla la morfogenesi della scarpata. Questo aspetto è evidenziato anche dalle variazioni dell'acclività, intesa come parametro di verifica preliminare per l'individuazione di zone a rischio di frana. Queste ultime non mostrano un quadro particolarmente critico per questo settore.

L'elemento di maggiore rilievo rappresentato dalla frana di Portofino presenta un meccanismo di formazione connesso all'attivazione di piani di scivolamento rotazionale con conseguente movimentazione in massa dei sedimenti di cui, già in passato, era stato ipotizzabile una evoluzione relativamente lenta, senza particolari effetti catastrofici. Tuttavia un esame più dettagliato sulla volumetria delle masse coinvolte (8000 milioni di m³) e sui possibili meccanismi di innesco della riattivazione della frana, quali lo scalzamento al fronte degli accumuli operata dal Canyon di Levante ed epicentri di sismi, di magnitudo ridotta, ma localizzati a breve distanza della frana (8 Km; Fig. 44), suggeriscono una maggiore cautela nella valutazione dei rischi geologici connessi. Una previsione più dettagliata sulla possibile riattivazione dei movimenti delle

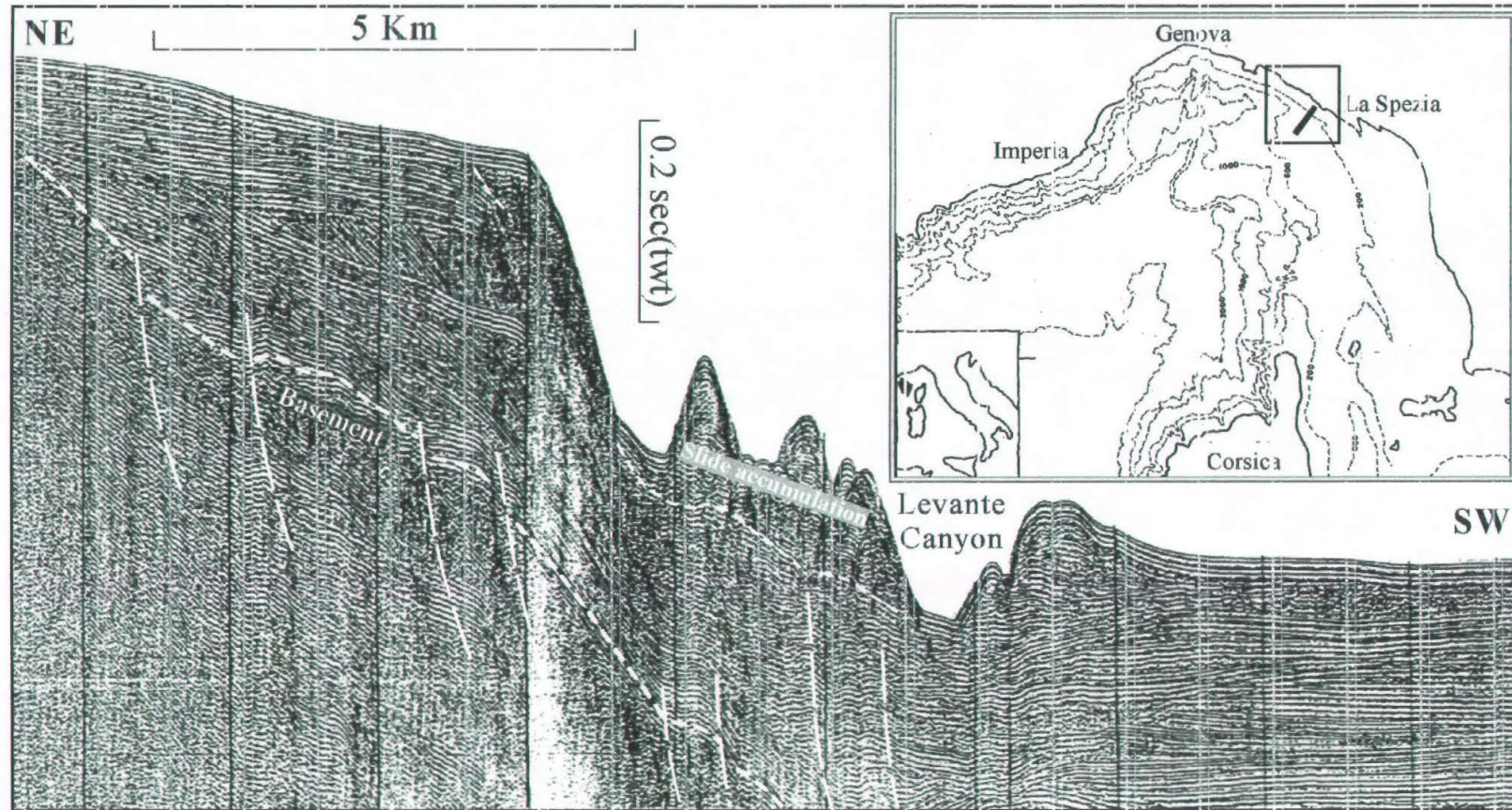


Fig.41 - Profilo sparker 6 kj che mette in evidenza un fenomeno di collasso del fronte della piattaforma, dovuto allo scalzamento al piede da parte del canyon che reinceide l'accumulo formatosi.

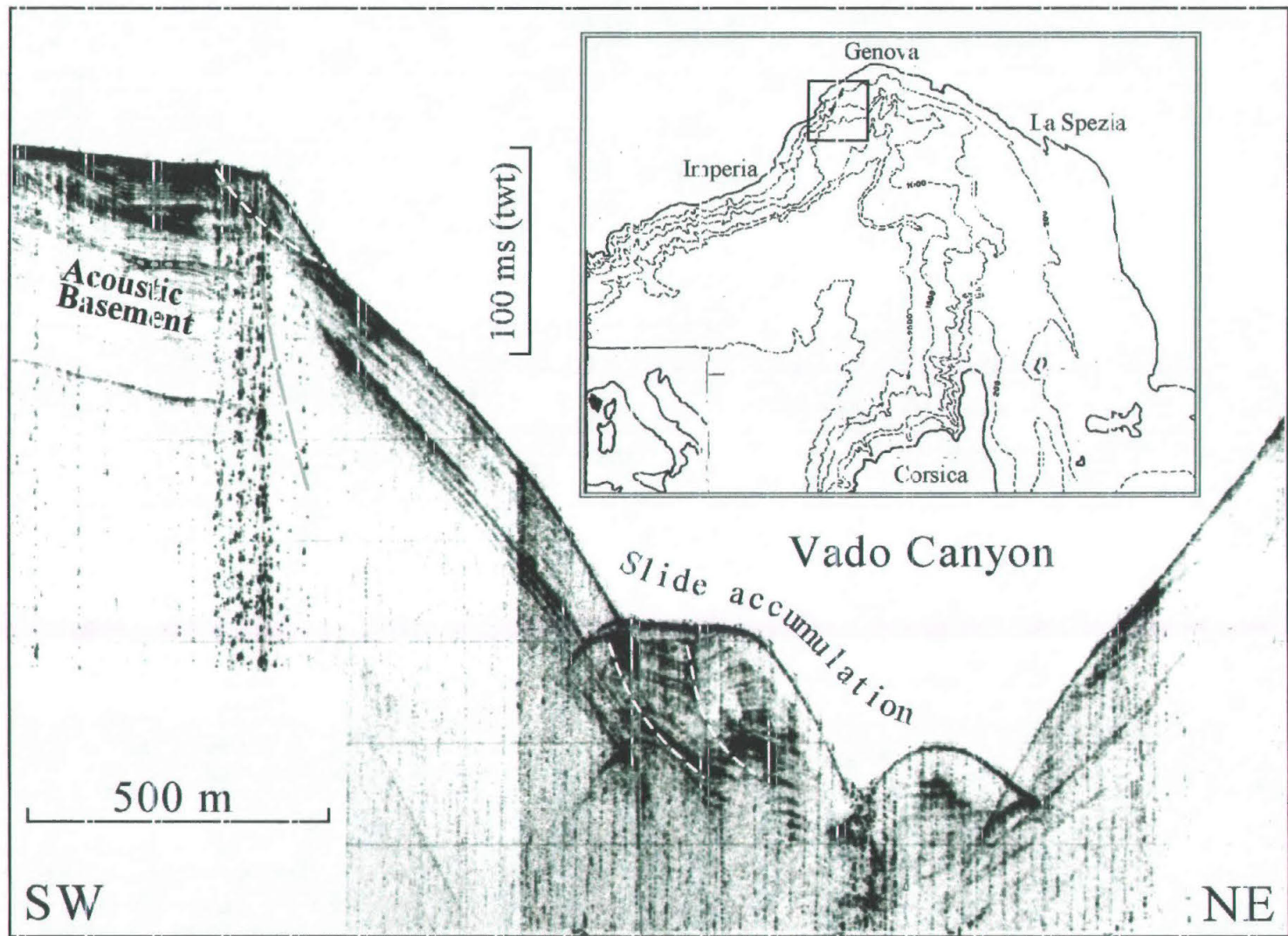


Fig. 42 - Profilo Uniboom del Canyon di Vado che mostra le masse scoscese di materiale sedimentario nel suo talweg scoscese dalla testata e parzialmente erose.

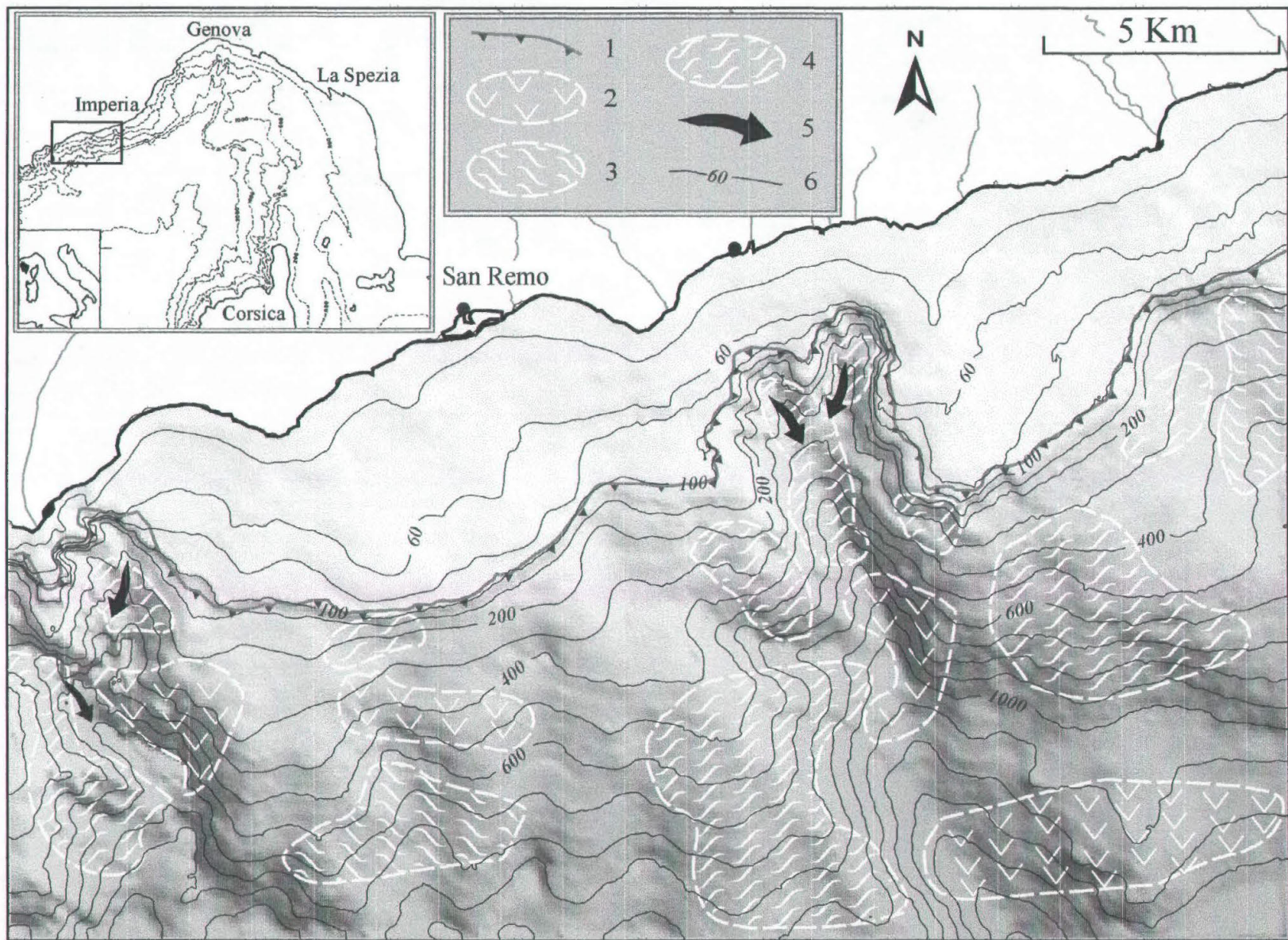


Fig. 43 - Carta morfo-batimetrica di un settore della piattaforma e della scarpata ligure alpina: 1) Shelf break; 2) Slides; 3) Masse caotiche; 4) Zone di instabilità gravitativa; 5) Assi dei canyons; 6) Isobate in metri.

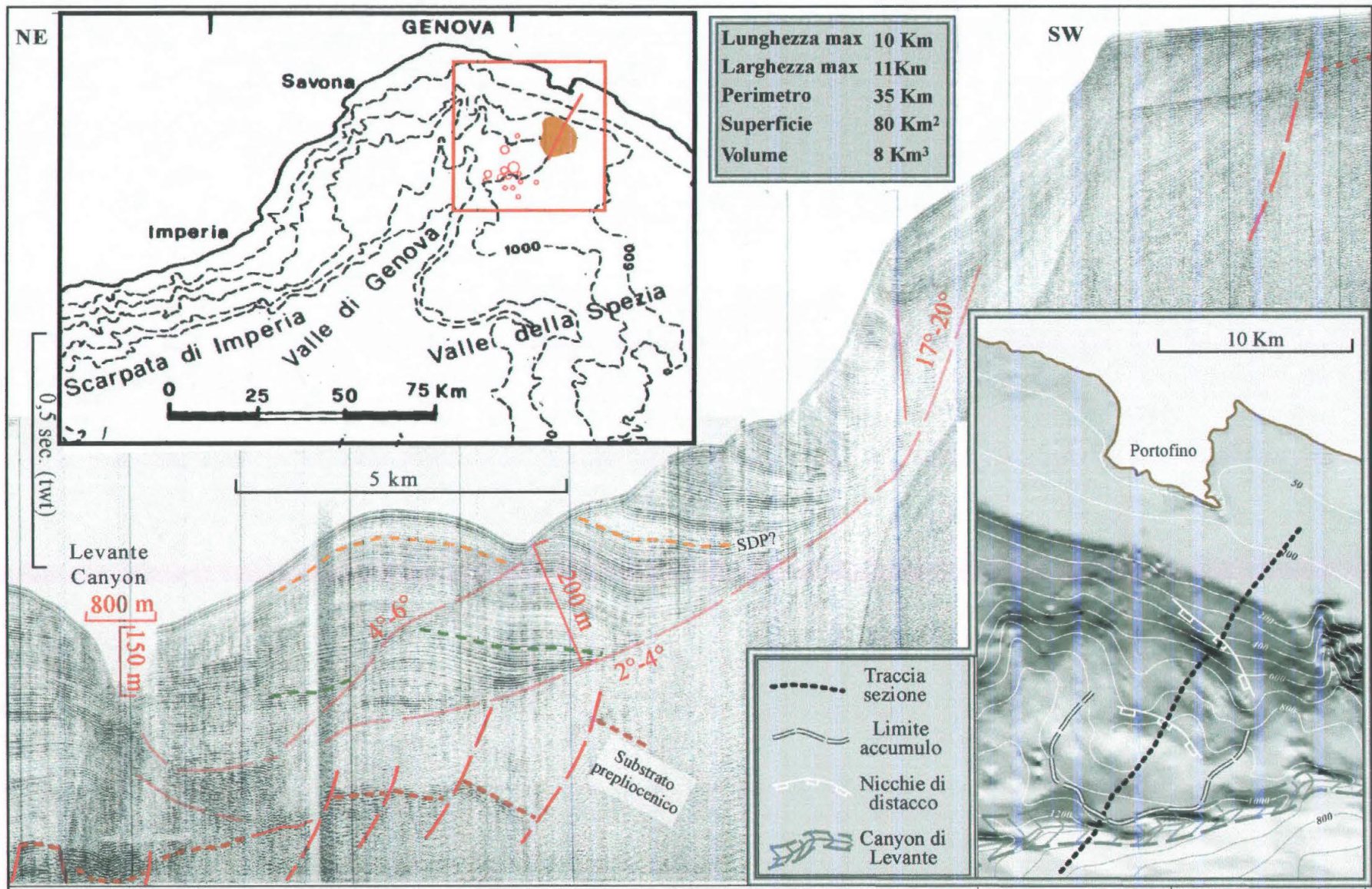


Fig. 44 - Spezzone di profilo sismico (sparker 3 KJ) che mostra una sezione centrale della Frana di Portofino intersecata al piede dal bel sviluppato canale del Canyon di Lecante. In figura sono riportati alcuni parametri tecnici utilizzati per il calcolo del volume di materiale coinvolto nella frana. Nella mappa in alto sono riportati la traccia della sezione il perimetro della frana e la localizzazione di ipocentri di sismi registrati a poca distanza dalla frana stessa.

masse in questione, sulle sue modalità e soprattutto sulla natura ed entità degli effetti (frane sul ciglio della piattaforma, correnti di torbida e tsunami) presuppone delle ulteriori indagini *ad hoc* (batimetria di gran dettaglio, rilievi sismici e prove geotecniche *in situ*) e un continuo monitoraggio delle masse instabili.

In questa stessa area sono, inoltre, segnalate delle zone a maggiore rischio per i fronti di piattaforma, (Fig. 41) in quanto sedi di collassi già avvenuti o incipienti che si realizzano con crolli improvvisi di ingenti masse di materiale. Ciò dimostra che i canyons sono generatori di situazioni a rischio anche laddove la loro evoluzione sembra governata da fenomeni relativamente poco dinamici. Le condizioni si estremizzano laddove i processi si sommano ad una attività sismica frequente ed intensa (Fig. 45).

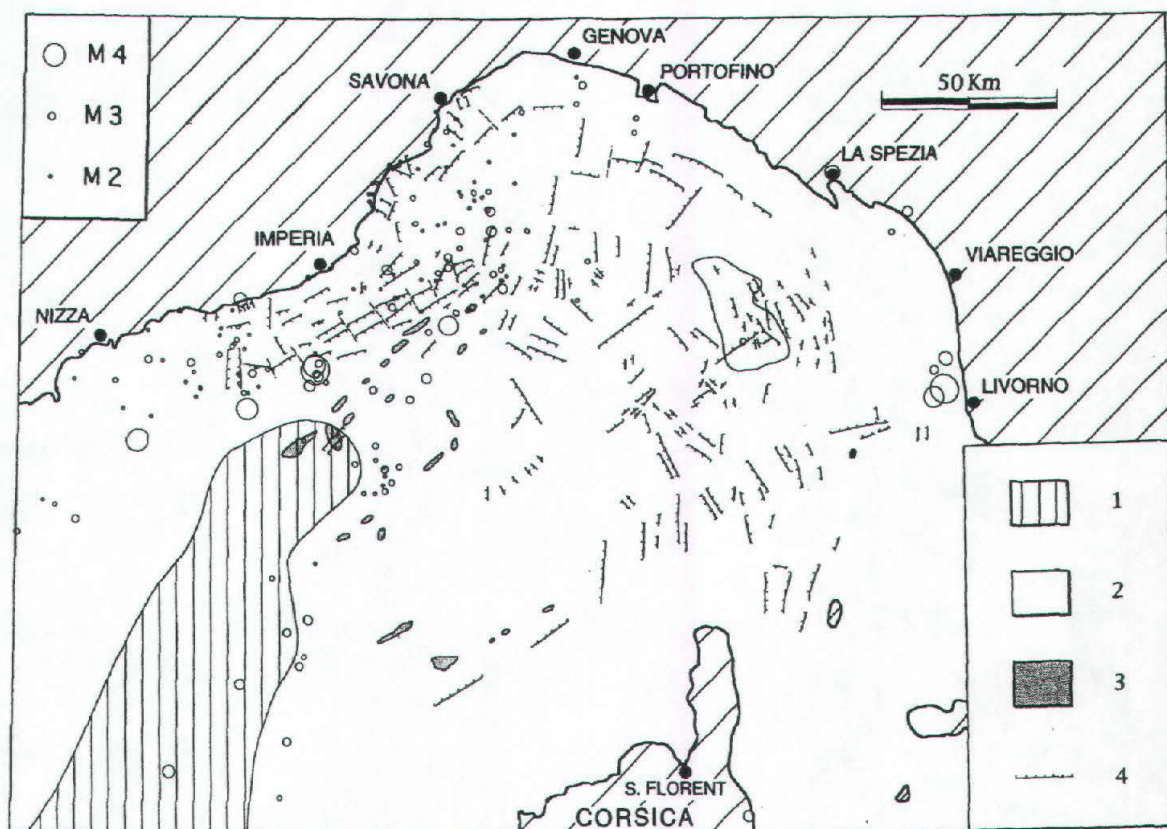


Fig. 45 – Mappa strutturale sintetica del margine Ligure alpino in cui sono mostrati alcuni epicentri dei terremoti ed i relativi meccanismi focali. Si evidenzia la particolare vivacità sismo-tettonica di questo margine e come le principali linee tettoniche coincidano con i canyons presenti nell'area di scarpata.

Ad esempio il margine Alpino al confine Italo-Francese presenta casi di testate in forte avvicinamento alla costa, con lobi la cui esistenza dipende esclusivamente da processi gravitativi innescati dall'attività sismotettonica (Fig.43).

A tal proposito è in corso d'opera la realizzazione di alcune carte tematiche geo-ambientali (Geomorfologica; Strutturale; Acclività; Rischio Sismico; Utilizzo; Dissesti), basate sull'interpretazione ed elaborazione dei dati finora disponibili per tutto il margine ligure (Fig.46).

L'obiettivo oltre a quello relativo allo studio dell'origine ed evoluzione dei canyons e dei processi ad essi associati, è quello di fornire un originale esempio di cartografia marina digitale dedicata allo studio di problematiche geologiche, geotecniche ed ambientali attraverso l'utilizzo di software specifici.

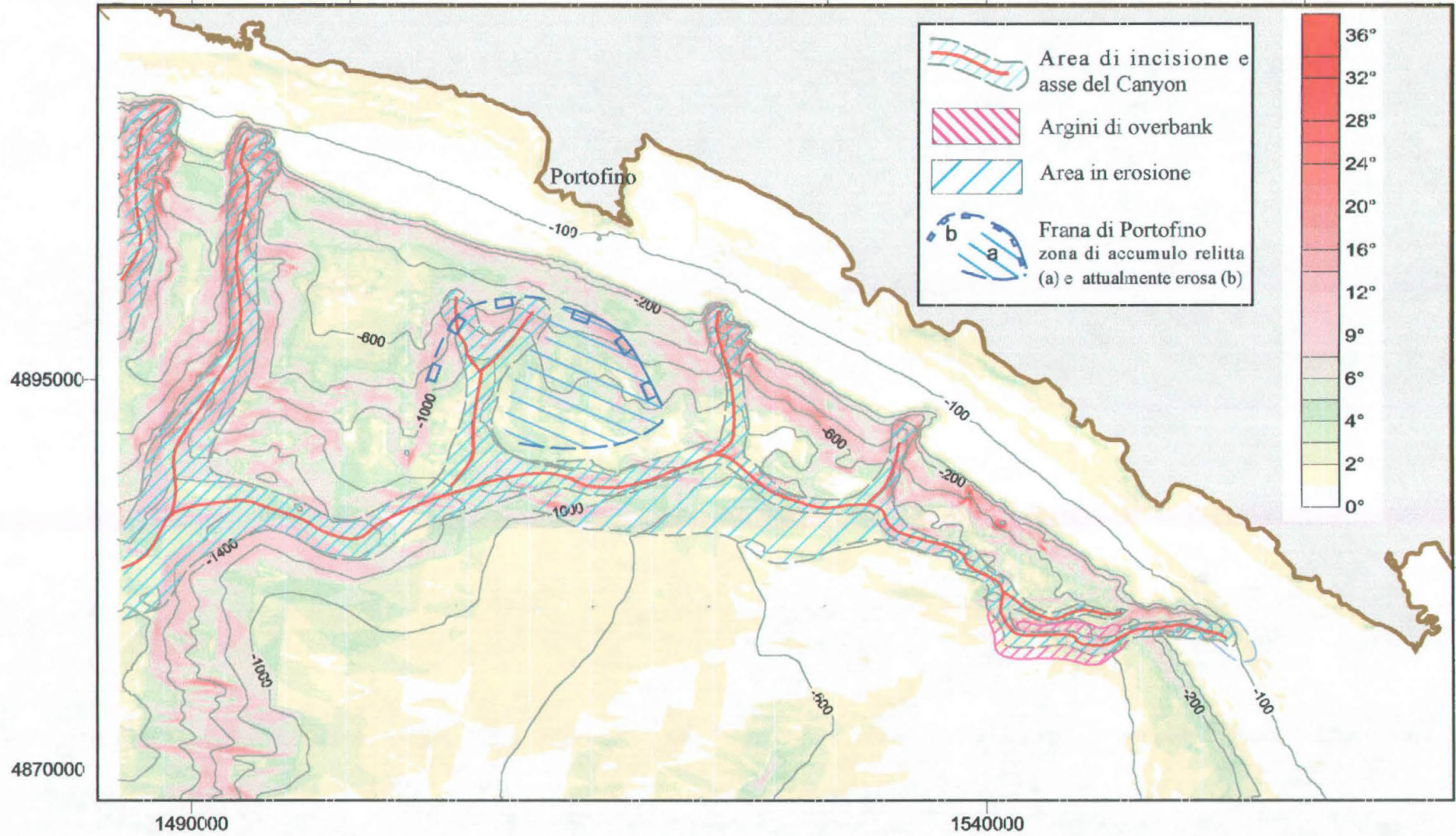


Fig. 46 - Carta delle acclività del settore orientale del margine ligure. Oltre alla batimetria sintetica sono evidenziate le principali emergenze morfologiche.

9. DINAMICA AMBIENTALE E RISCHI

Il margine calabro del Tirreno è anch'esso solcato da numerosi canyons che evidenziano l'alto tasso di erosione e sedimentazione e l'instabilità dell'area (Fig. 16). Essa costituisce una delle zone campione scelte per finalizzare lo studio, assieme all'area ligure-provenzale. In entrambi le aree la dinamica dei margini si esplica anche attraverso imponenti fenomeni di rimobilizzazione gravitativa dei sedimenti, che svolge, come si è visto, un ruolo importantissimo nella dinamica dei canyons.

E' dunque comunque importante studiare la dinamica della sedimentazione, in tutte le sue forme, in prossimità delle testate dei canyons per valutare se si possono verificare erosioni, ed in particolare franamenti di materiale che creano pericolo per la stabilità e l'agibilità di opere marittime poste nelle loro immediate vicinanze (porti ed opere costiere), o attraverso di essi (*pipelines* Mulder & Cochonat; 1996).

Fenomeni del tipo detto si verificarono a Gioia Tauro; e per rispondere al quesito se questi potevano ripetersi, pregiudicando la stabilità delle opere portuali e l'incolumità delle persone, il Canyon di Gioia Tauro (Reggio Calabria) fu studiato in dettaglio da Colantoni nel 1992 (Fig. 47).

Il 12 Luglio 1977, nel tratto di mare prospiciente il porto di Gioia Tauro, si era formata un'onda improvvisa alta 5 m; l'onda si era abbattuta sulla costa provocando danni al tratto terminale del molo e la perdita di macchinari. Successive indagini batimetriche stabilirono che a partire dalla profondità di 10-15 m, in corrispondenza della testata del canyon erano franati circa 5,5 milioni di metri cubi di materiale, in gran parte derivante dallo scarico dei prodotti dello scavo dell'area portuale, e che erano fluiti nel canyon (Fig. 47).

Analogo fenomeno si verificò a Nizza il 16 Ottobre 1979, dove materiale di risulta, derivante dai lavori di ampliamento dell'aeroporto, era stato scaricato in mare in corrispondenza della testata del Canyon del Var. In questa occasione si ebbe il franamento di 7 milioni di metri cubi di materiale accompagnato da un'onda alta circa 3 metri che abbattutasi sulla costa, causò la perdita di 10 operai e di molti mezzi (Pautot G. 1981).

Questi eventi catastrofici introducono problematica ambientale molto importante per la dinamica e la conservazione dei litorali, e che riguarda maggiormente aree

tettonicamente molto attive, come, ad esempio, i margini della California. Le testate di certi canyons presenti in queste aree rappresentano dei veri e propri inghiottitoi di materiale che agendo anche in ambiente sublitoraneo o litoraneo, sottrae il materiale grossolano (sabbie) utile al naturale ripascimento delle spiagge.

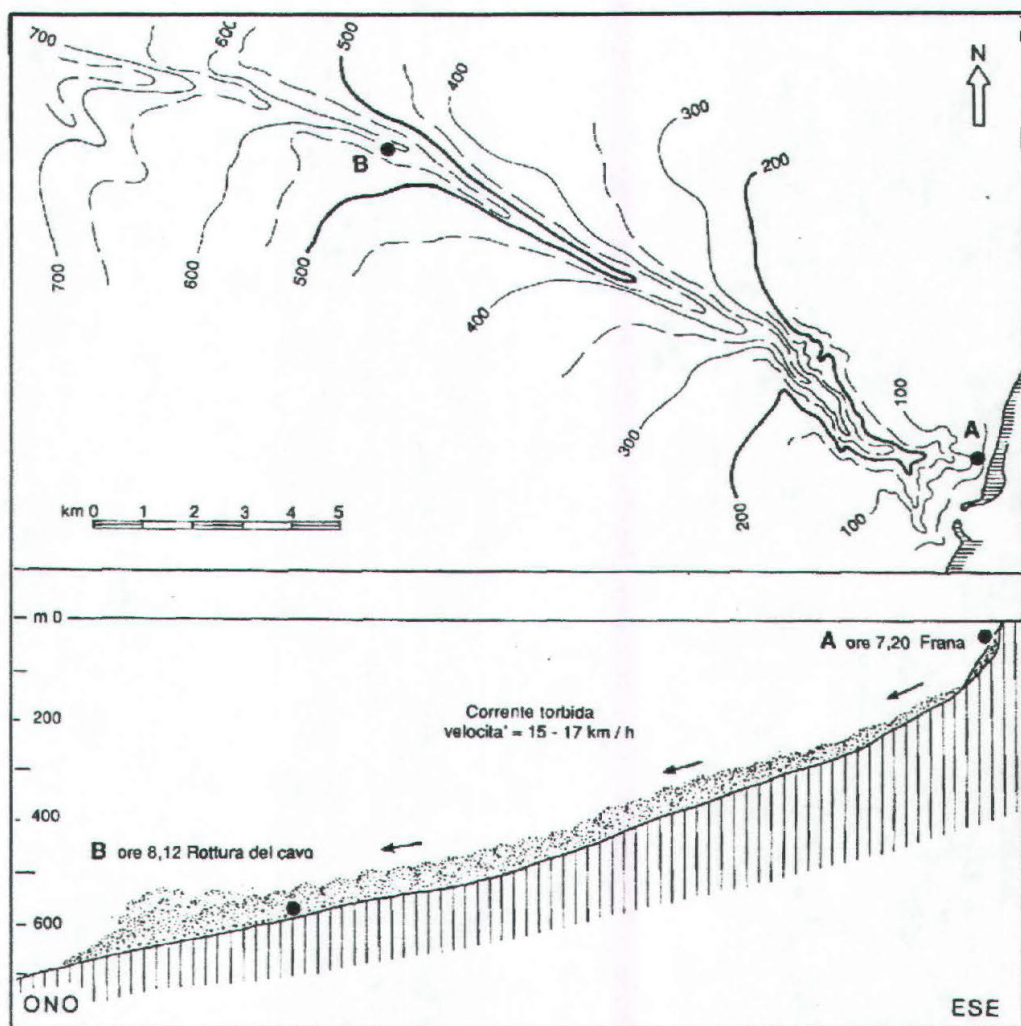


Fig. 47 – Carta batimetrica del Canyon di Gioia Tauro e ricostruzione schematica della velocità raggiunta dalla corrente di torbida verificatasi il 12-07-1977 e responsabile della rottura del cavo telefonico (da Colantoni et al. 1992).

E' ovvia la necessità di conoscere in dettaglio i caratteri delle testate dei canyons e la loro eventuale instabilità gravitativa, per evitare che situazioni come quelle descritte si possano ripetere pregiudicando la stabilità delle opere e l'incolumità delle persone e quindi meglio collocare il materiale di risulta (Pautot, 1981; Colantoni et al., 1992; DL

24-01-1996). La dinamica di questi canyons e l'instabilità delle aree di testata è trattata con particolare attenzione soprattutto quando gli stessi sono alloggiamenti di condotte e di cavi sottomarini (Gabbianelli et al., 1983).

Nelle aree interessate dall'attività dei canyons, oltre ad instabilità naturale provocata da fenomeni sismici e dai forti gradienti topografici, esiste un'instabilità e quindi pericolosità dovuta a fenomeni antropici, connessa allo smaltimento di rifiuti in mare: il cosiddetto "dumping". Lo scarico a mare di rifiuti urbani, industriali e del dragaggio dei porti è per il nostro Paese un problema aperto e assai serio, dato lo sviluppo costiero e le forti implicazioni socio-economiche connesse (Bona et al., 1997).

Lo smaltimento sistematico di alcune tipologie di rifiuti, compreso il materiale derivato dai dragaggi portuali ha una storia lunga e ben documentata in U.S.A e in U.K (Volterra et al 1997).

Fino a poco tempo fa la regione metropolitana di New York considerava l'oceano una discarica nella quale smaltire fanghi di depurazione, acqua di scarico, materiali di dragaggio, materiale di demolizioni. Anche nelle isole britanniche, fino a qualche decennio fa, i reflui urbani e gli scarti dell'industria del Carbone venivano scaricati in mare.

Prima degli anni 60 non vi è mai stata un'eccessiva preoccupazione per questo tipo di smaltimento, solo a partire dal 1967 a seguito dell'incidente della petroliera "Torrey Canyon", che ha comportato lo scarico a mare di grande quantità di petrolio, si è dato inizio ad una politica protezionistica, estesa anche a tratti di mare lontani dalla costa. Sin dal 1970 si capì l'importanza quindi di studiare il destino e gli effetti dello smaltimento di qualunque tipo di materiale in mare (Volterra et al 1997). L'impossibilità di ridurre il volume del materiale scaricato in mare si è almeno tentato di regolarne le procedure di sversamento (DL 24-01-1996).

Mentre lo smaltimento a mare dei rifiuti urbani, non trattati, è in declino, quello di materiali di dragaggio è in costante aumento e probabilmente manterrà questo andamento in futuro. La motivazione che spinge ad interrompere detta pratica deriva dalla preoccupazione per gli effetti che eventuali sostanze tossiche presenti possono avere sulle forme di vita marina, in assenza di procedure minimizzanti l'impatto (Brever, 1991). Le aree occupate dai canyons risultano particolarmente sensibili a questo tipo di problematica, essendo, come già affermato, le vie preferenziali e di alta

concentrazione del trasporto di materiale dalla piattaforma verso il bacino (Fig. 48a). Nei siti soggetti a questo tipo di “*dumping*” si osserva un cambiamento dei biota, malattie dei pesci e presenza di germi fecali. Molti test di tossicità eseguiti sui fanghi di impianti di depurazione mostrano effetti diretti sulla vita acquatica. Nei test di tossicità tra gli organismi invertebrati più sensibili sono i crostacei (Barros et al 1995; Fig. 48b).

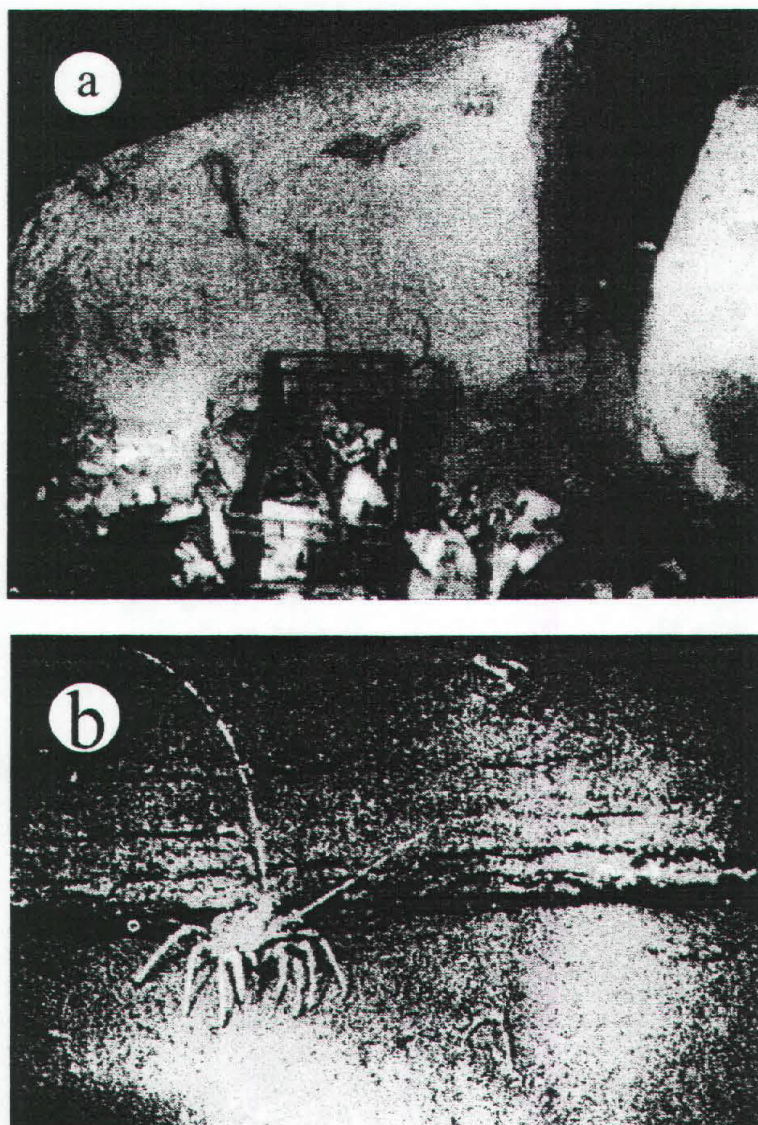


Fig. 48 – Riprese fotografiche dei fondali del Canyon di Gioia Tauro. In (a) alla base di un blocco di marna pliocenica franato e spaccato in due pezzi è mostrato un accumulo di rifiuti deposto a 200 metri di profondità. In (b) oltre alla stratificazione delle marni plioceniche rese affioranti dall'erosione in primo piano è mostrato un esemplare di crostacei, specie assai diffusa in questi fondali (da Colantoni et al., 1992, modificato).

9.1 DINAMICA AMBIENTALE E SEDIMENTARIA NELLE ZONE DI TESTATA DEI CANYONS E RISCHI RELATIVI

Pongono serie problematiche di tipo geologico e ambientale soprattutto le testate dei canyons soggette ad erosione regressiva, che mettono a rischio, in vario modo, il litorale a causa di:

- piccoli *tsunami* generati da correnti di torbida e da altre fenomenologie di improvvisa mobilizzazione gravitativa di grosse masse di sedimento;
- drenaggio di sedimenti sottratti all'equilibrio costiero con conseguente messa in erosione dei litorali sabbiosi;
- arretramenti veloci connessi ad entrambe le fenomenologie precedenti o a intensificazione delle correnti trattive o, ancora dei fenomeni di torbidità connessi direttamente alle piene fluviali, che rendono instabili le coste stesse con tutti i manufatti che vi insistono.

Tutti i fenomeni detti comportano ovviamente veicolazione di inquinanti e di rifiuti vari, originariamente versati nelle aste fluviali e nei sedimenti di aree costiere lungo l'asse dei canyons.

La cosa comporta rischi ambientali di due tipi:

- alterazione o avvelenamento delle biocenosi di fondo che trovano habitat particolarmente favorevole lungo i *talweg* degli stessi canyons, con conseguenze sulle catene alimentari relative, talvolta di rilevanza economica non trascurabile (si pensi al caso dei gamberoni rossi che vengono pescati in asse ai canyons di Taggia e Bordighera; Volterra et al., 1997).
- riciclaggio successivo di alcune sostanze inquinanti da parte delle correnti di *upwelling*, che possono giungere ad interessare gli ambienti costieri. Ricordiamo a questo proposito che in testata del Canyon di Bordighera, che tocca praticamente il litorale, vengono segnalate delle biocenosi, simili a quelle normalmente reperibili a maggiore profondità e comunque indicatrici di un disequilibrio ambientale (Bozzano, 2000).

Una fase importante della ricerca è stata rivolta all'approfondimento delle problematiche relative ai rischi geologici costieri, connessi alla dinamica delle testate dei canyons attivi, in un'altra delle aree campione scelte inizialmente tra le più significative: la Calabria Ionica (Fig. 16).

La Calabria è una regione geologicamente attiva, con una neotettonica notevole; basti pensare che i tassi di sollevamento degli assi orografici raggiungono gli 0.8-0.9 mm/anno (Canu et al., 1989). Conseguentemente in alcuni tratti di costa sono in atto sollevamenti, mentre altri tratti sono soggetti ad abbassamento (Fig. 49). La giovane morfologia regionale fa sì che venga a mancare localmente una vera e propria piattaforma continentale.

Quindi in alcuni tratti delle coste calabre, che sono prive di piattaforma il raggiungimento di un equilibrio sedimentario costiero risulta problematico, essendo i materiali prodotti dall'azione erosiva marina o trasportati dalle fiumare, in precario equilibrio direttamente sul margine superiore della scarpata. La conseguenza è l'instaurarsi di fenomeni gravitativi di trasporto in massa dalla zona di litorale ad aree di scarpata o di bacino.

In Calabria, come in altre regioni del territorio nazionale, sono stati effettuati studi e indagini sul sistema costiero, a causa di vistose erosioni a cui è stato sottoposto; le carte fino ad ora disponibili e consultate sono al 100.000 e fanno parte dell'opera "Atlante delle Spiagge Italiane" del C.N.R.. Queste, pur offrendo una visione generale delle caratteristiche principali dei litorali, non permettono un'analisi particolareggiata delle stesse aree e delle differenti caratteristiche fisiografiche, morfologiche e idrodinamiche. Nel caso in questione infatti la scarsità dei dati disponibili non permette un'analisi approfondita e dettagliata utile a definire le reali cause del dissesto dei litorali.

In altri settori di costa italiana si è soliti attribuire fenomeni di erosione come quelli del litorale ionico a errati interventi sul territorio (Brambati, 1989).

Il tratto di costa in questione pur avendo subito limitate influenze antropiche, (scarse le costruzioni di porti, escavazioni degli alvei, inesistenti le costruzioni di scogliere e di pennelli) presenta nonostante tutto vistosi arretramenti in atto.

E' ben vero che processi di erosione dei litorali sabbiosi sono ormai un fenomeno globale, da taluni correlato all'eustatismo positivo in atto (1 mm/anno in

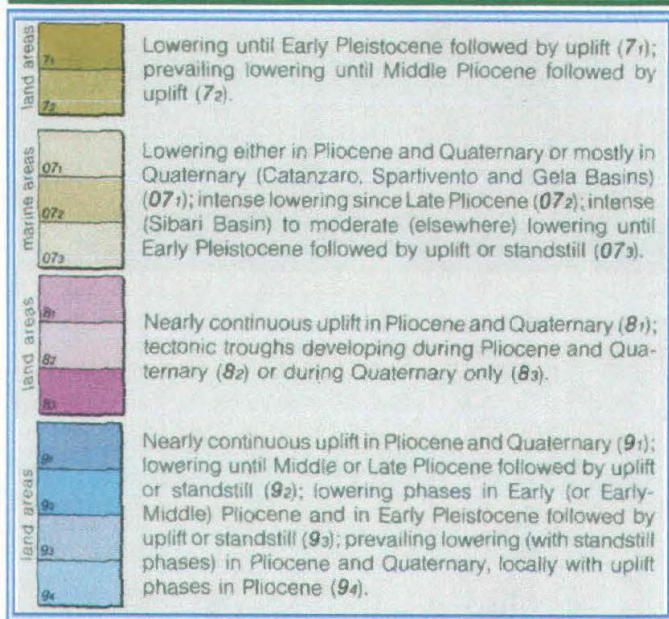
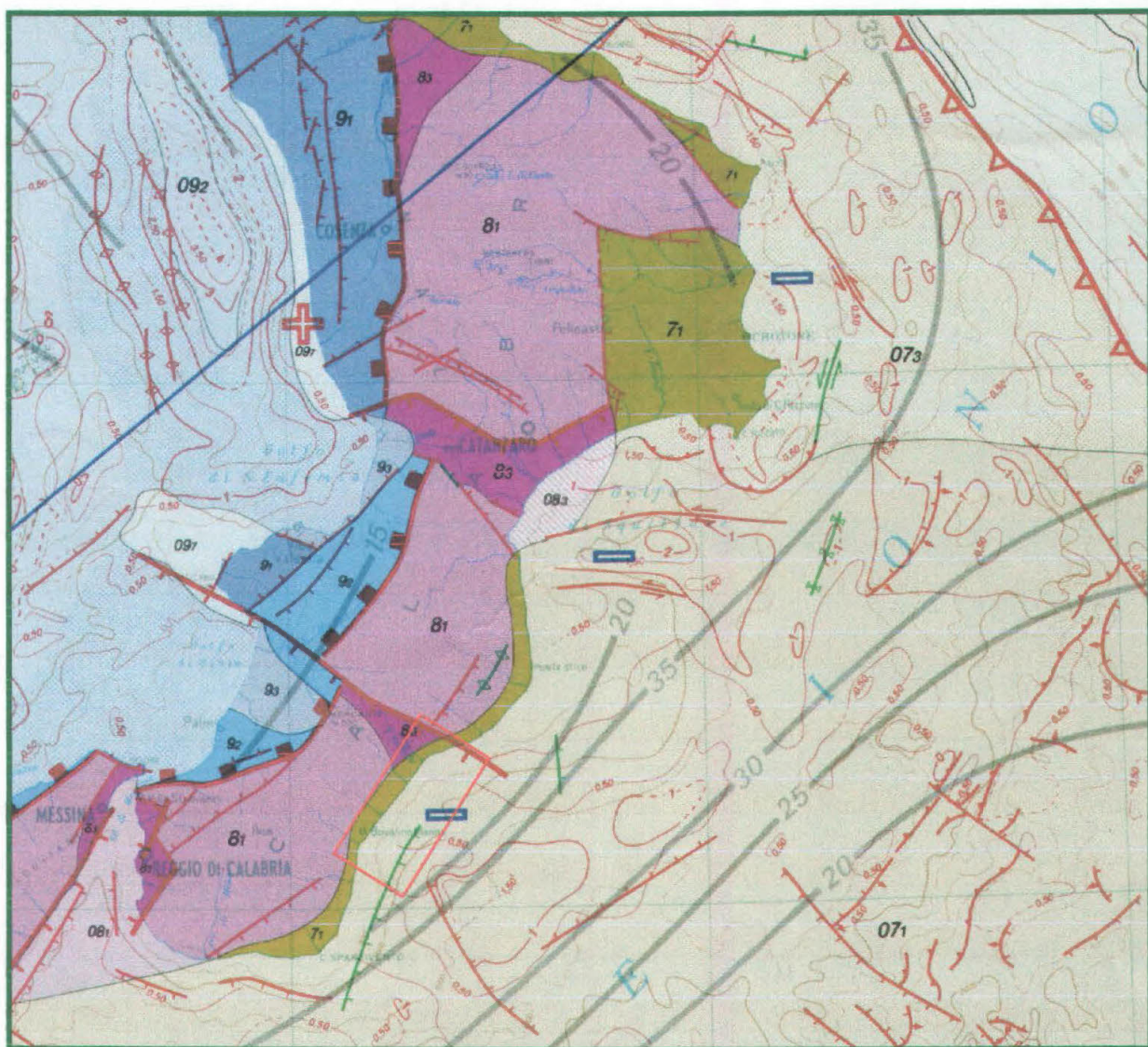


Fig. 49 - Porzione della Carta neotettonica d'Italia nel settore dell'"Arco Calabro" che mostra la particolare vivacità tettonica del margine orientale (ionico) della Calabria e la generale tendenza al sollevamento dell'Arco Calabro (0.8-0.9 mm/anno), accompagnato da movimenti differenziali in prossimità della costa e nelle fasce NW-SE che dividono in blocchi l'intero arco. Da A.A.V.V. "Neotectonic model of Italy" (1987), modificata. Con il riquadro è indicata l'area esaminata.

media, sulla cui globalità esistono peraltro forti dubbi), ma in zone soggette a forte apporto detritico, anche se episodico, e a sollevamento, il fattore citato non dovrebbe avere peso determinante.

E' invece verosimile pensare ad effetti connessi a variazioni della piovosità o del regime meteo marino. data la limitatissima ampiezza e irregolarità della piattaforma continentale. Infatti, anche una piccola variazione del regime delle correnti legate al moto ondoso può determinare, oltre che variazioni del trasporto lungo costa, incrementi del trasporto verso il largo del materiale sedimentario, tali da sottrarlo definitivamente alla fascia costiera, soprattutto laddove insistono testate di canyons o di canali sottomarini.

Il fenomeno deve trovare giustificazione nelle stesse cause naturali; infatti la stessa particolare fisiografia del margine caratterizzato da una piattaforma molto stretta solcata da canyons, va a incrementare una condizione di precaria persistenza, nel tempo, per tutti gli ammassi detritici di costa, a meno di continui apporti da terra per volumetrie prevalenti sulle quantità di trasporto a largo.

In tale contesto naturale, dove un forte apporto detritico sulle spiagge viene quindi controbilanciato da un rapido richiamo dei sedimenti verso profondità bacinali, è evidente come il bilancio sedimentario sulle spiagge è a sua volta un elemento del tutto fragile e precario (Brambati, 1989; Ietto, 2001).

Altri Autori in precedenza avevano identificato alcuni dei principali canyons di questo margine come agenti drenanti per il materiale che veniva trasportato dalle Fiumare le quali hanno un regime torrentizio con elevata incidenza di eventi alluvionali (frequenza biennale) che, unitamente alla diffusa erosione accelerata dei bacini imbriferi, peraltro sottoposti a fenomeni di *uplift* inducono una notevole quantità di apporti detritici stagionali verso mare. Questi sono distribuiti sotto forma di pennacchi torbidi in superficie, mentre la frazione più grossolana è depositata verso costa o nella piattaforma interna quando non direttamente convogliata lungo i canyons (Ergenzinger et al. 1978).

L'obiettivo che ci si è prefissi in questa fase era quello di acquisire nuove conoscenze geologiche, sull'idrodinamica marina e sul bilancio sedimentario, per accertare la tendenza evolutiva di un tratto costiero, sul versante Ionico della Calabria,

data la generalizzata tendenza all'arretramento della linea di costa nello stesso tratto, attraverso, campagne di rilevamento, utilizzando anche dati e informazioni già esistenti.

10. MARGINE IONICO DELLA CALABRIA

10.1 INQUADRAMENTO MORFOLOGICO DI UN TRATTO DEL LITORALE IONICO DELLA CALABRIA.

Il tratto di litorale studiato si estende da Roccella Ionica a Capo Bruzzano per circa 100 km di lunghezza; (Fig. 50) ed è caratterizzato da brevi tratti di spiagge sabbiose, in un litorale prevalentemente sabbioso-ciottoloso.

L'apporto solido proveniente dalle fiumare retrostanti è di materiale prevalentemente fine con occasionali apporti più grossolani. La direzione prevalente del trasporto solido lungo costa individuata da precedenti studi (A.A.V.V. 1996, "Atlante delle Spiagge"; Fig. 51) in questo tratto, presenta una particolarità: una convergenza, da due direzioni opposte, nella zona antistante a Locri dove non è evidente alcuna conseguenza morfologica del fatto; ciò necessita di uno studio più approfondito.

Nell'ambito di tale quadro un elemento comune è rappresentato da una tendenza generalizzata della linea di costa all'arretramento, anche in corrispondenza della foce delle principali aste torrentizie, numerose in questo tratto di litorale.

Coste alte sono segnalate in corrispondenza di Capo Bruzzano. In questa parte del litorale a brevi tratti di spiaggia esclusivamente ciottolosa si alternano tratti sabbiosi-ciottolosi.

Per quanto riguarda la spiaggia sommersa, nel tratto compreso tra Bovalino e Siderno, la pendenza del fondale marino dalla battigia all'isobata di 5 m, desunta da recenti rilievi batimetrici lungo profili trasversali alla linea di riva è compresa tra 2,4-2,8 %, mentre a nord e a sud di tale settore lo stesso parametro si attesta a 1,2-1,3%. In tutto il tratto di litorale, che va da Locri a Roccella Ionica, la granulometria dei sedimenti, della spiaggia sottomarina, è maggiore di 2 mm. Più al largo in alcuni tratti antistanti Locri, la granulometria diminuisce fino a 0.13 mm.

Sono state segnalate anche delle barre e cordoni sottomarini singoli, che dovrebbero essere rilevati punto per punto per essere posizionati sulle carte con più precisione. La presenza di detti cordoni, non soggetti ad erosione all'epoca delle ricerche dei Progetti Finalizzati del C.N.R., depone a favore di un fenomeno erosivo

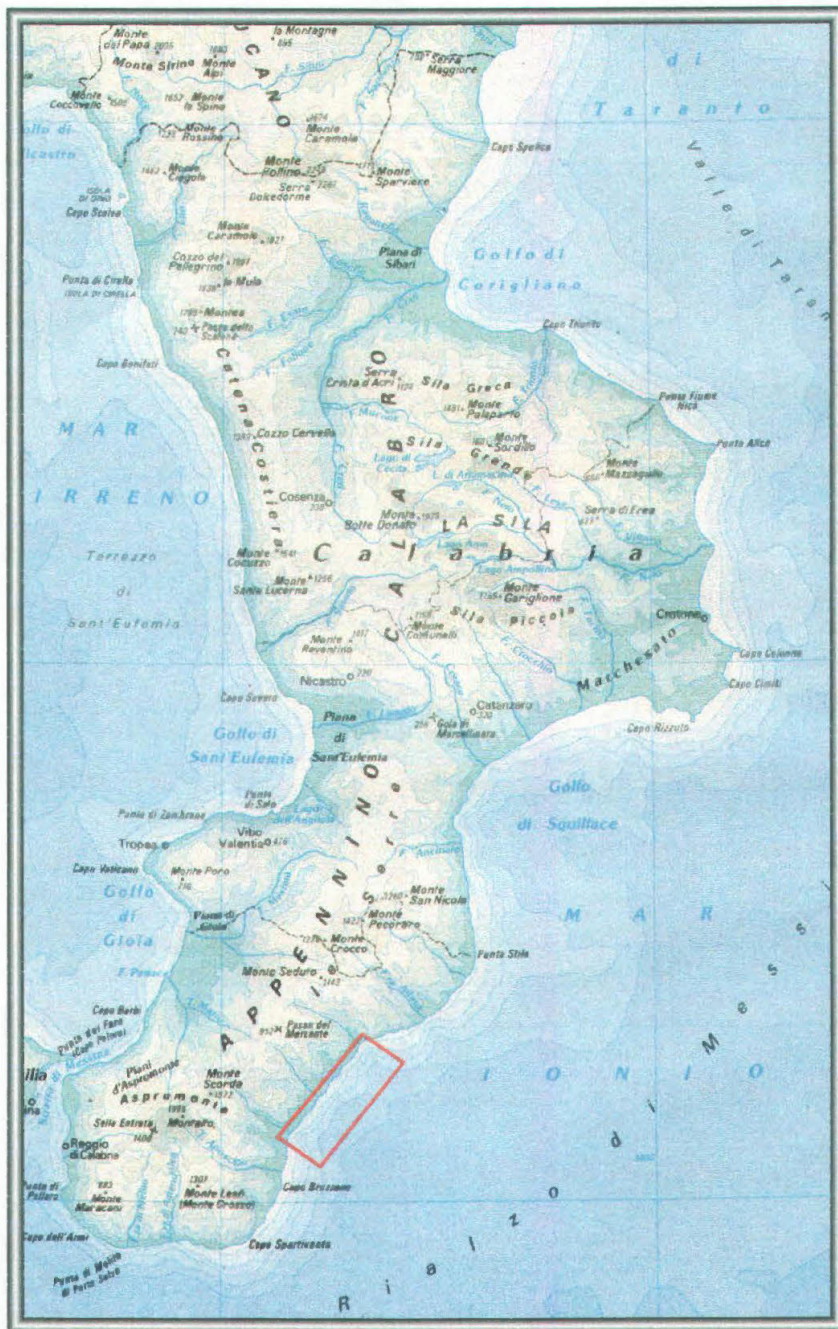


Fig. 50 - Carta geografica della Calabria. Il riquadro indica la porzione di margine ionico indagata.

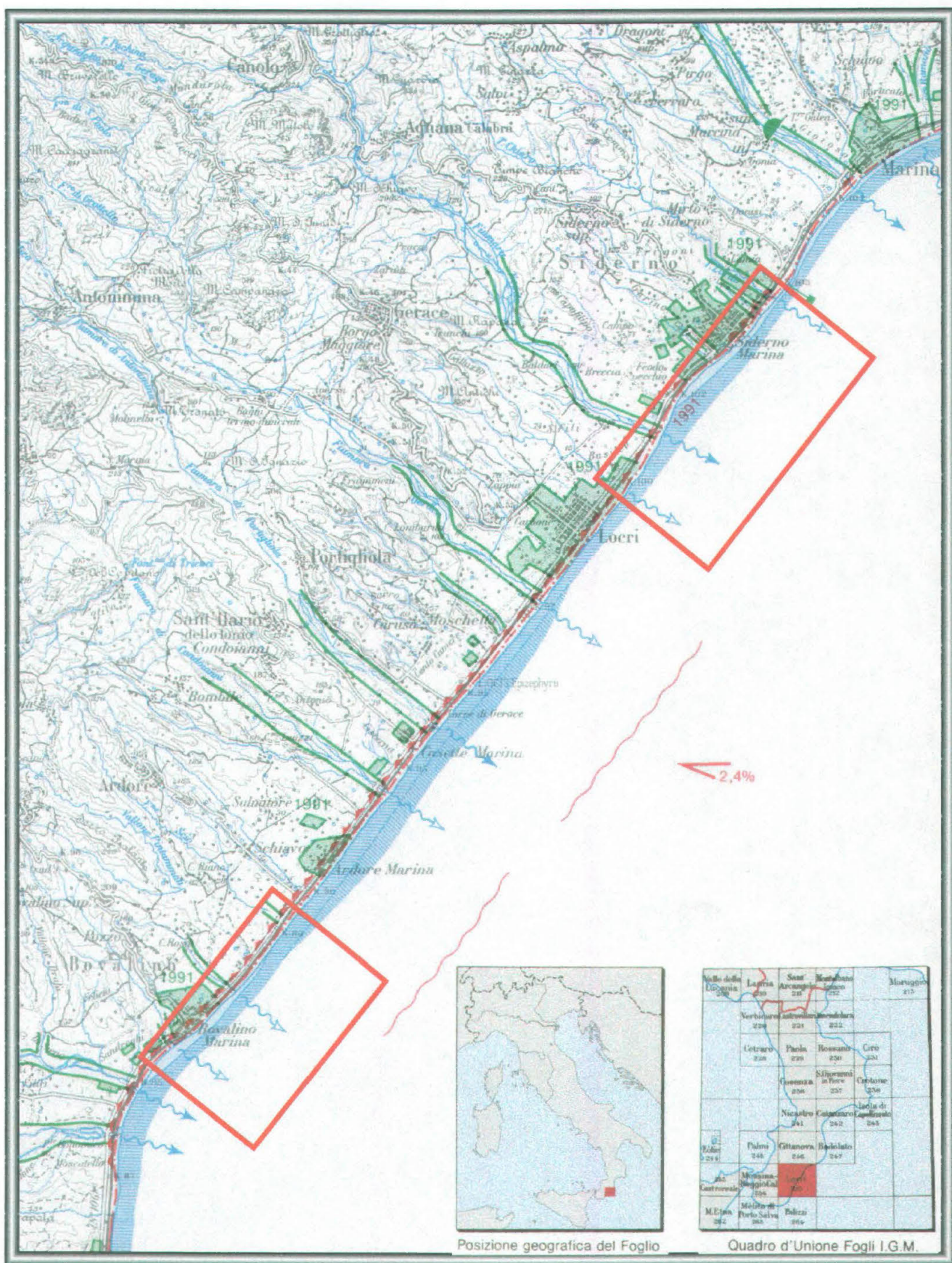


Fig. - 51 Tratto del litorale ionico della Calabria. Il riquadro indica le aree campione (da "Atlante delle Spiagge" del CNR, 1996, modificato).

non spinto, o addirittura limitato alla zona di battigia con il semplice trasferimento del materiale da spiaggia emersa a spiaggia sommersa.

D'altronde la morfologia subacquea della regione segnala l'esistenza di numerosi canali sottomarini ubicati in corrispondenza delle principali aste torrentizie. Detti canali oltre a drenare direttamente e in misura notevole gli apporti di piena delle fiumare (fenomeno ben documentato in letteratura), possono incrementare questa loro funzione e/o drenare anche materiali litoranei mossi da *rip-currents*.

E' indispensabile quindi condurre o approfondire studi su:

- Morfologia sottomarina e sedimenti connessi ai canali (da bibliografia e cartografia preesistente).
- Dinamica dei sedimenti lungo costa e verso il largo in dipendenza dal moto ondoso.
- Variazioni recenti del regime meteo marino e del regime delle piogge.
- Eventuale impatto sul sistema costiero di azioni antropiche non evidenti (piccole cave di prestito, sistemazione di versanti a uso agricolo.)

In questa sede vengono presentati i principali risultati della ricerca, tendente alla ricostruzione delle principali caratteristiche morfologiche sedimentologiche ed evolutive di un settore del margine Ionico della Calabria meridionale (Fig. 50). Più precisamente all'interno di questo settore è stata individuata un'area campione, compresa tra Bovalino e Siderno, caratterizzata da vistosi arretramenti della linea di riva, interessata dall'azione di diverse fiumare e da due dei canyons maggiormente sviluppati (Fig. 51).

10.2. INDAGINI SISMICHE E SEDIMENTOLOGICHE DI UN TRATTO DEL MARGINE IONICO DELLA CALABRIA

Lo studio dell'area campione è stato affrontato partendo da pochi e frammentari dati di letteratura. Questo ha comportato la necessità di definire con un dettaglio adeguato i caratteri base morfo-batimetrici e di dinamica sedimentaria relativa al litorale e quella di piattaforma-scarpata interessate dall'azione dei canyons, allo scopo di individuare le loro possibili interazioni. La raccolta di dati originali è si è realizzata in due distinte fasi:

- la prima in collaborazione con alcuni ricercatori del CNR di Bologna a bordo della N/O Urania;
- la seconda è stata condotta grazie all'utilizzo di un gommone equipaggiato con ecoscandaglio, GPS e benna.

In occasione di una campagna di sismica a riflessione effettuata dal CNR-IGM, Bologna (agosto 2002), in corrispondenza delle aree campione di Siderno e Bovalino, sono stati registrati dei profili sismici ad altissima risoluzione (Chirp) e realizzati due campionamenti con la benna *Van Veen* di 65 l, in asse ai principali canyons, ad una profondità di 200 m circa (Fig. 52 e 53).

Il materiale prelevato dalle benne è stato campionato con dei liner, utilizzando gli sportelli posti sulla parte più alta delle benne stesse e ottenendo due carote da 22 e 33 cm, rispettivamente per Bovalino e Siderno. Dalle due carote sono stati prelevati 13 campioni, 9 per la carota Bovalino e 4 per la carota Siderno ed effettuate analisi granulometriche. Attraverso l'elaborazione di alcuni parametri statistici, si è tentata una ricostruzione dei processi relativi alla dinamica sedimentaria all'interno dei canyons. Tutto questo con lo scopo di definire le possibili interazioni tra la dinamica dei canyons e quella che si realizza nelle porzioni di litorale antistanti agli stessi.

Successivamente, grazie a un finanziamento erogato da "Fondi per Giovani Ricercatori" dell'Università di Trieste, è stato possibile effettuare una campagna d'indagini batimetriche e di campionatura (novembre 2002), nelle zone di testata dei canyons precedentemente investigati (Fig. 54 e 55). Durante tale occasione sono stati effettuati dei campionamenti lungo dei transetti trasversali alla costa; ogni 10 metri di profondità, partendo dalla batimetrica dei -60 metri. Dei 31 campioni raccolti sulle

Canyon di Bovalino

Rilievo sismico (Chirp)

(agosto 2002)

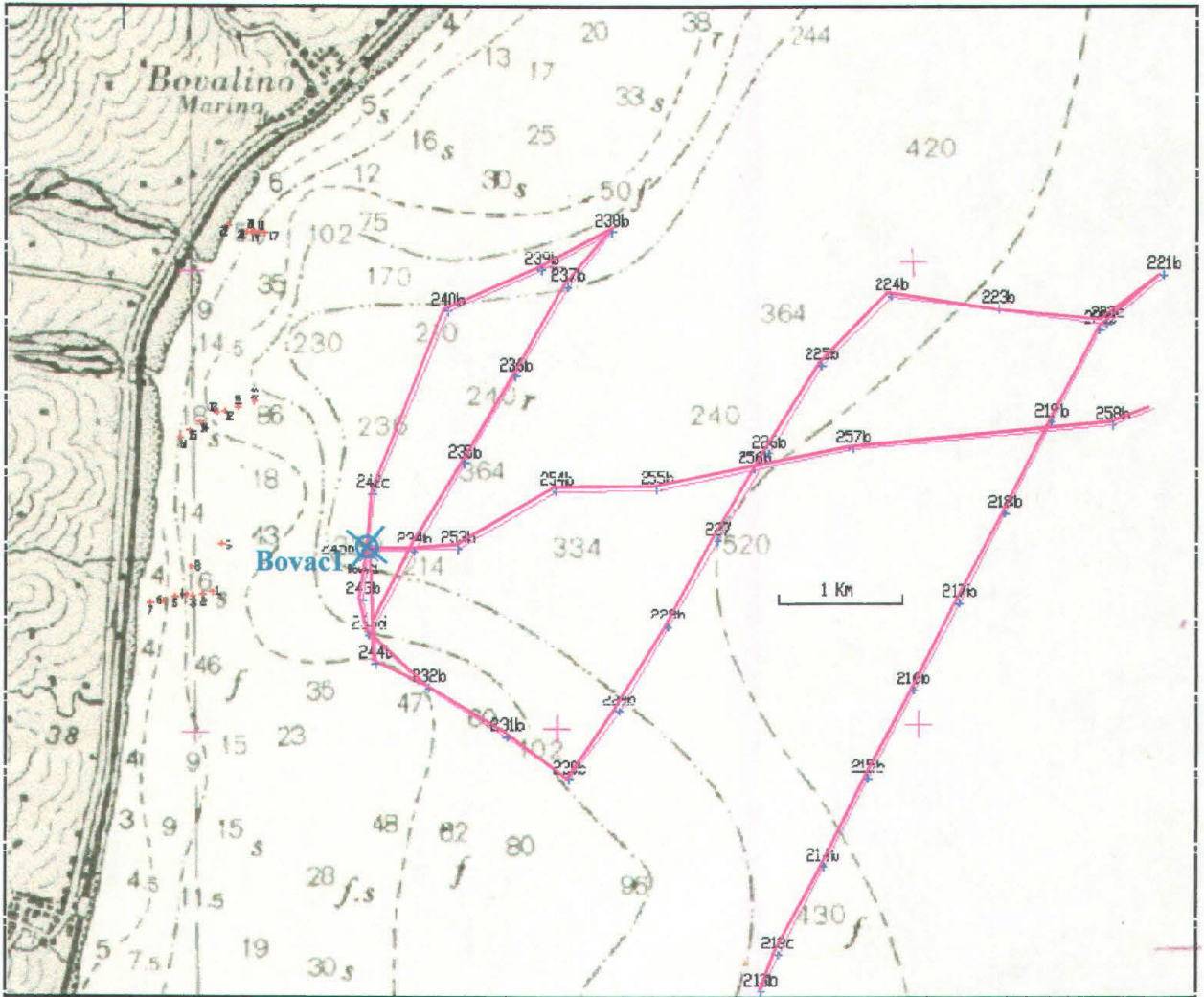


Fig. 52 - Carta di posizionamento dei rilievi sismici registrati nell'area del Canyon di Bovalino e della carota BOVAc1, campionata in asse al Canyon stesso ad una profondità di 206 m.

Canyon di Siderno

Rilievo sismico (Chirp)

(agosto 2002)

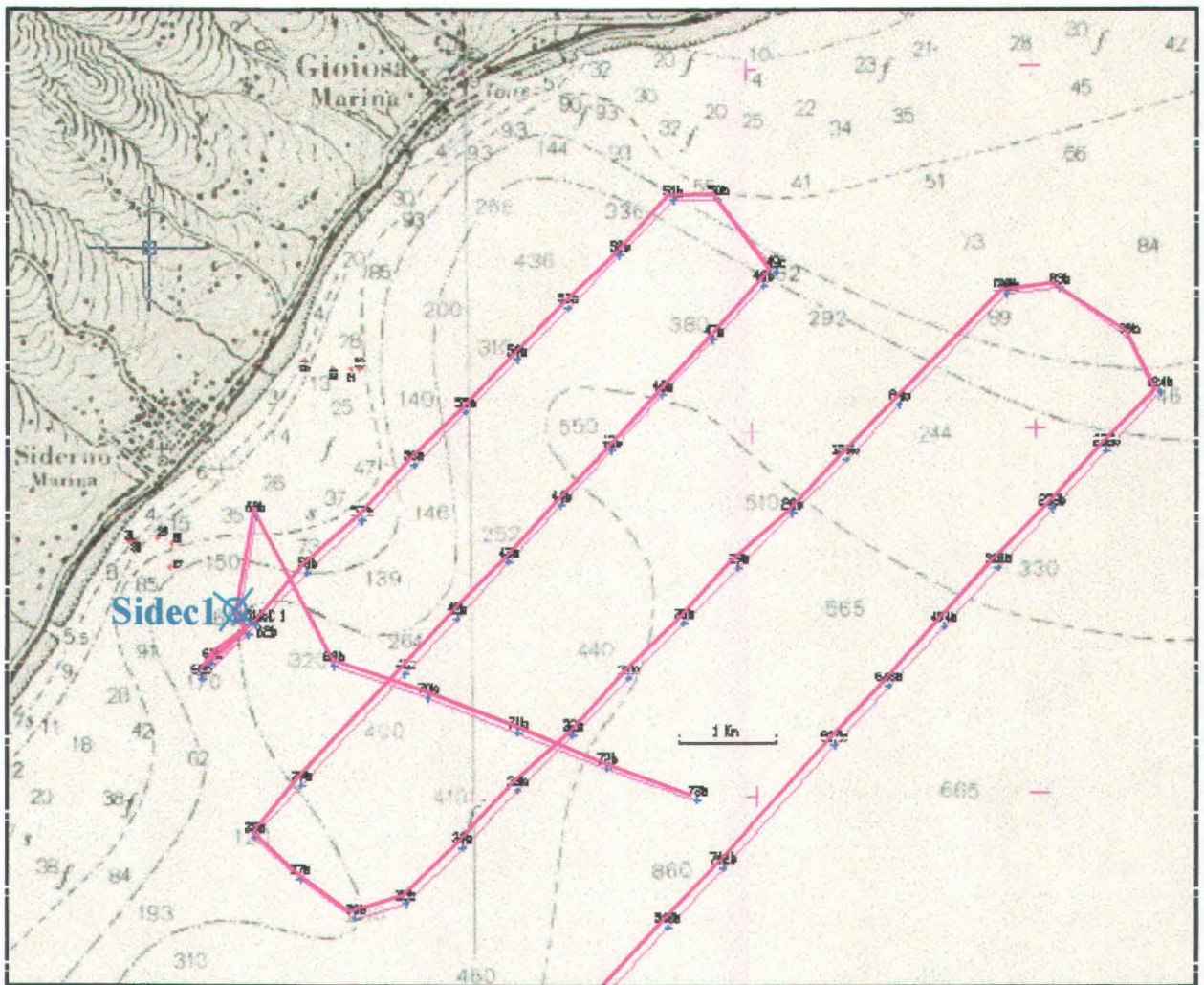


Fig. 53 - Carta di posizionamento dei rilievi sismici registrati nell'area del Canyon di Siderno e della carota Sidecl1, campionata in asse al Canyon stesso ad una profondità di 203 m.

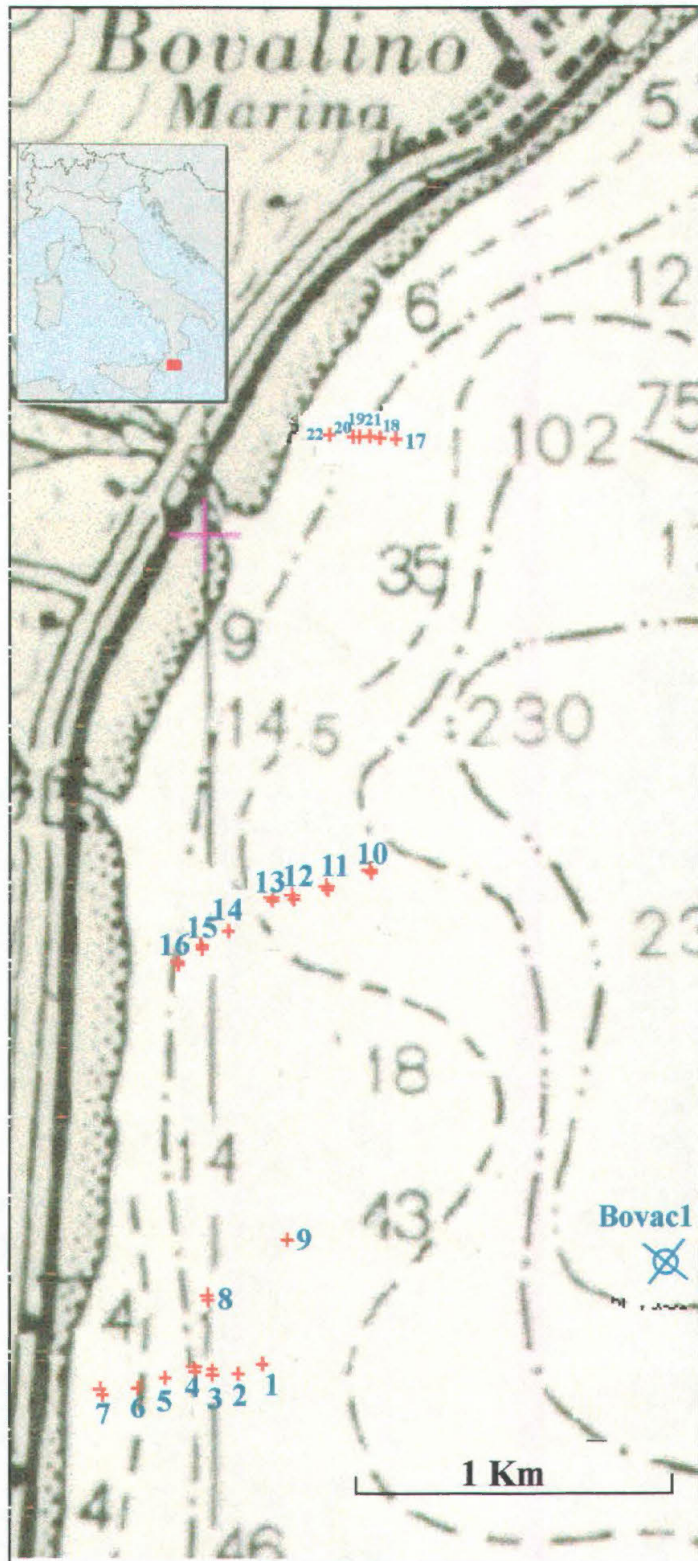


Fig. 54 - Carta di posizionamento dei campionamenti effettuati nell'area di piattaforma in prossimità delle testate del Canyon di Bovalino e della carota Bovac1.

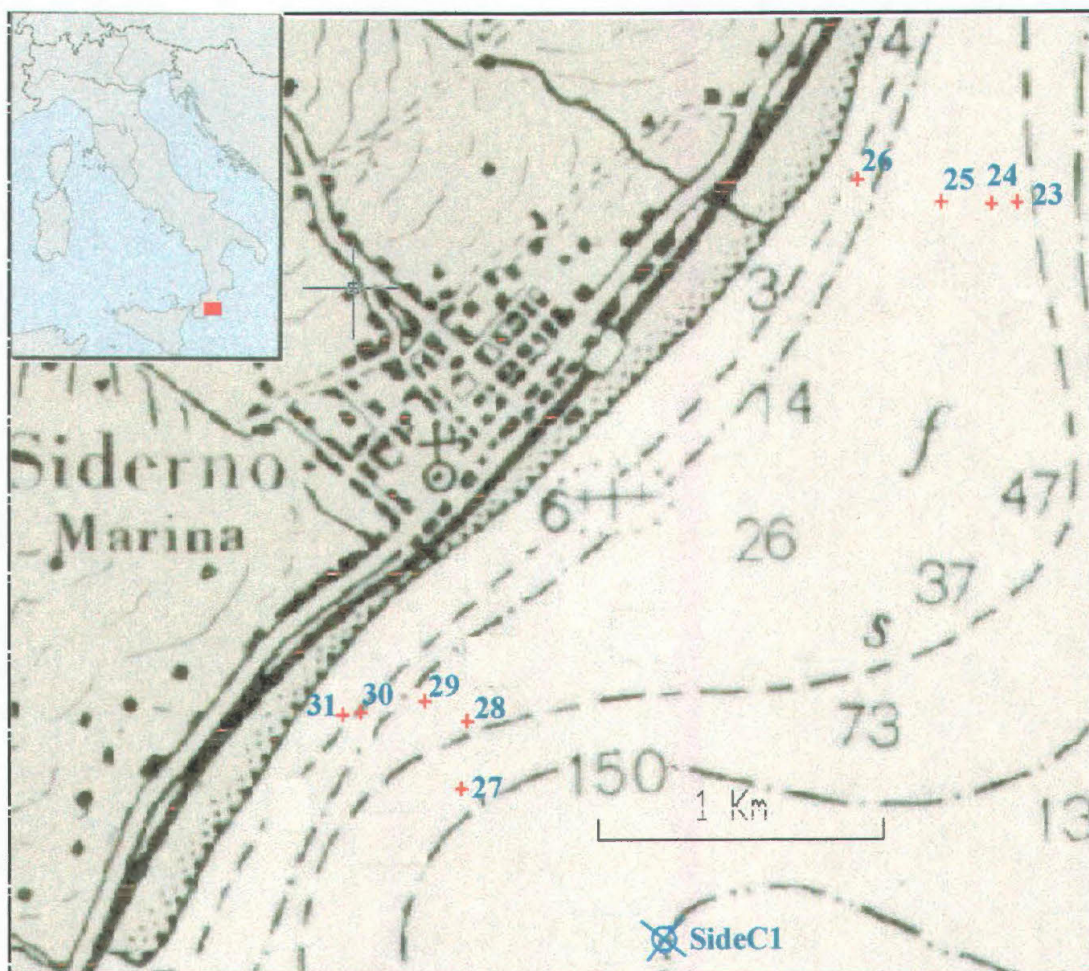


Fig. 55 - Carta di posizionamento dei campionamenti effettuati nell'area di piattaforma in prossimità delle testate del Canyon di Siderno e della carota SideC1.

testate dei due canyons di Bovalino e Siderno sono state effettuate successivamente varie analisi di tipo granulometrico.

Per tutti i campioni sono state eseguite le analisi granulometriche: dove la frazione fangosa lo ha permesso, anche analisi al sedigrafo, altrimenti è stata eseguita la sola bilancia di sedimentazione.

10.2.1. RISULTATI DELLE ANALISI GRANULOMETRICHE

CAROTE BOVALINO E SIDERNO (Campagna agosto 2002)

Le analisi granulometriche relative alla carota Bovalino (Figg. 52, 54, 56, 57 e Tab. 1), confermano che la carota è costituita prevalentemente da silt argilloso con livelli definiti di materiale più sabbioso. Il livello con maggiore percentuale in sabbia, più spesso, si osserva a 23-24 cm di profondità. La sabbia contenuta in questo livello è molto fine. Il sedimento risulta unimodale e mal classato.

Tutti gli altri campioni presentano curve granulometriche piuttosto articolate con moda primaria nel silt medio e fine. Il sedimento è sempre mal classato e molto mal classato.

I campioni analizzati nella carota Siderno (Figg. 53, 55, 56, 58 e Tab. 2) confermano una porzione superficiale arricchita in sabbia cui segue un silt argilloso. Il campione più sabbioso (SIDEc3) è unimodale (con moda in sabbia molto fine), mentre i rimanenti campioni presentano curve granulometriche irregolari con moda principale nel silt molto fine (SIDEc10 e SIDEc14) e grossolano (SIDEc22). Tutti i livelli sono mal classati e molto mal classati.

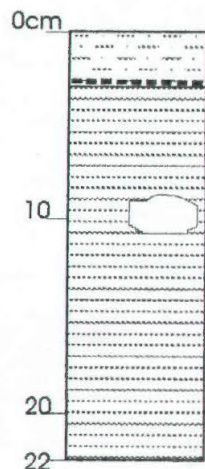
CAMPIONI (Campagna novembre 2002)

Per definire la situazione litologica dei fondali nel tratto di litorale compreso tra Bovalino e Siderno (Calabria ionica Fig.50), le campionature hanno interessato la fascia di mare compresa tra 0 e 70 m di profondità. Sono stati effettuati 3 transetti trasversali alla linea di costa per il sito Bovalino (Fig. 54), e due transetti per il sito Siderno (Fig. 55). I transetti sono stati ubicati in corrispondenza delle testate e sui fianchi dei principali canyons dell'area precedentemente individuati da un'indagine sismica (dati Chirp agosto 2002 Fig. 52 e 53).

SITO BOVALINO





Le analisi granulometriche effettuate sui campioni del sito Bovalino hanno messo in evidenza alcune caratteristiche dei sedimenti di fondo dell'area.

CAROTA SIDERNO

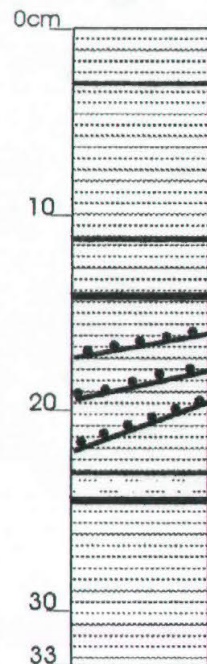


0-22cm: silt sabbioso (colore 5y 4/2 - olive gray) che gradatamente passa a silt argilloso (colore 5y 4/1 - dark gray) presenti diffuse chiazze nere ed una tasca più argillosa (5y 5/1 - gray) a 10 cm

	sabbia	silt	argilla
SIDec3	38.3%	40.5%	21.1%
SIDec10	7.0%	55.8%	37.2%
SIDec14	5.3%	60.2%	34.5%
SIDec22	9.1%	65.1%	25.8%

-  fango sabbioso
-  fango
-  tasca argillosa
-  contatto graduale

CAROTA BOVALINO



0-4cm: silt argilloso di aspetto melange colore 5y 4/2-olive gray contatto inferiore netto





4-11cm: silt argilloso di colore 5y 4/1 (dark gray) contatto inferiore netto

11-14cm: silt debolmente argilloso colore 5y 2,5/1 (black) contatto inferiore netto

14-23cm: silt debolmente argilloso con intercalazione di livelli sabbiosi millimetrici, inclinati, a base netta colore 5y 4/1 (dark gray) contatto inferiore netto

23-24cm: silt sabbioso colore 5y 3/1 (very dark gray) contatto inferiore netto

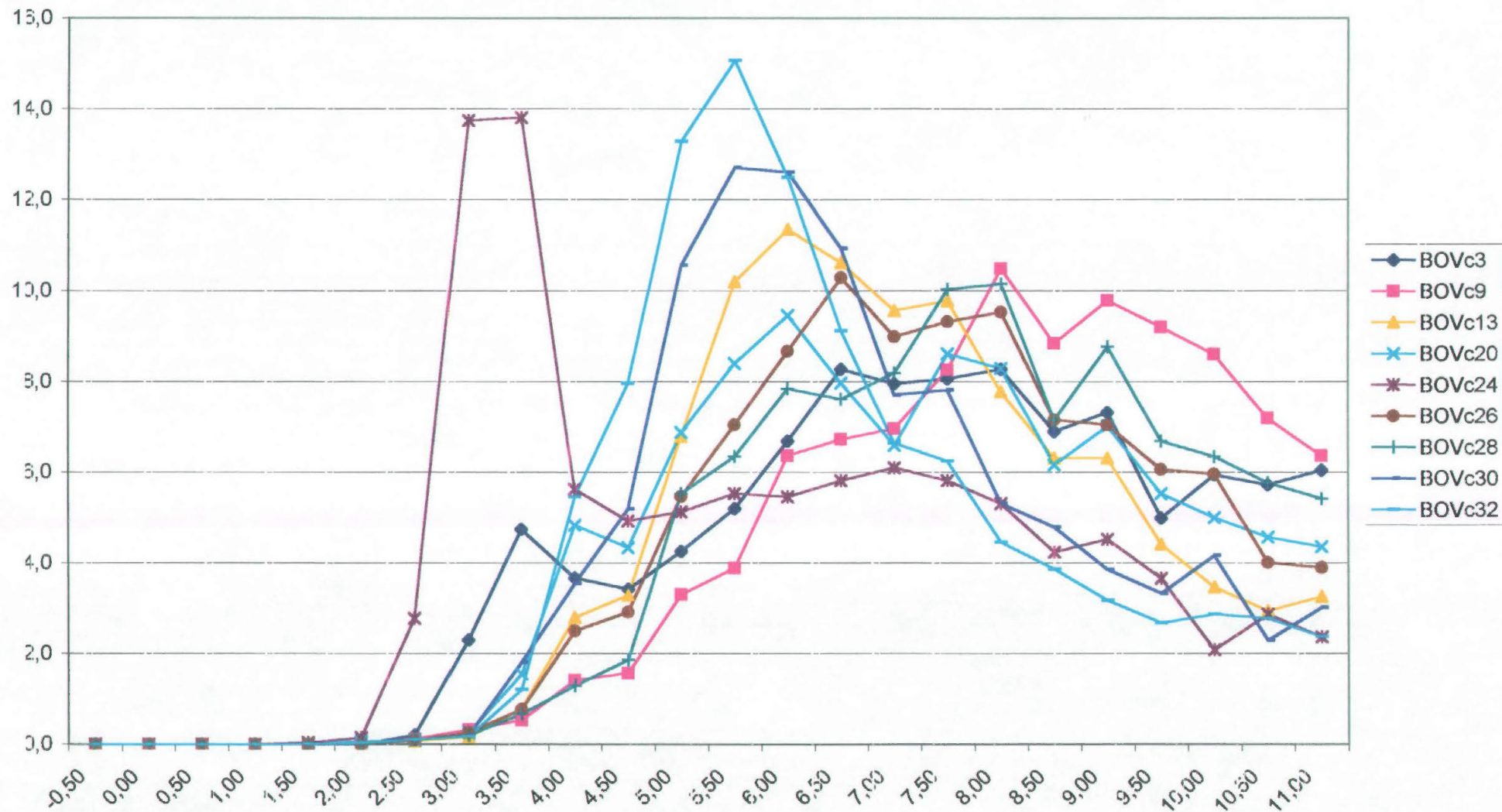
24-33cm: silt argilloso con diverse fasce cromatiche e con diffuse tasche nere e bioturbazioni i colori variano da 5y 4/1 (dark gray), 5y 4/2 (olive gray), 5y 4/3 (olive)

-  fango sabbioso
-  fango
-  livelli di sabbia
-  contatto netto

	sabbia	silt	argilla
BOVc3	10.4%	55.6%	34.0%
BOVc9	3.7%	53.2%	43.1%
BOVc13	4.8%	73.4%	21.8%
BOVc20	6.7%	63.0%	30.3%
BOVc24	34.6%	46.8%	18.6%
BOVc26	3.9%	66.4%	29.7%
BOVc28	2.8%	61.2%	36.0%
BOVc30	6.9%	71.2%	21.8%
BOVc32	9.7%	71.2%	19.1%

Fig. 56 - Log descrittivo delle carote Bovalino-Siderno e % di sabbia, silt e argilla e i relativi campioni analizzati

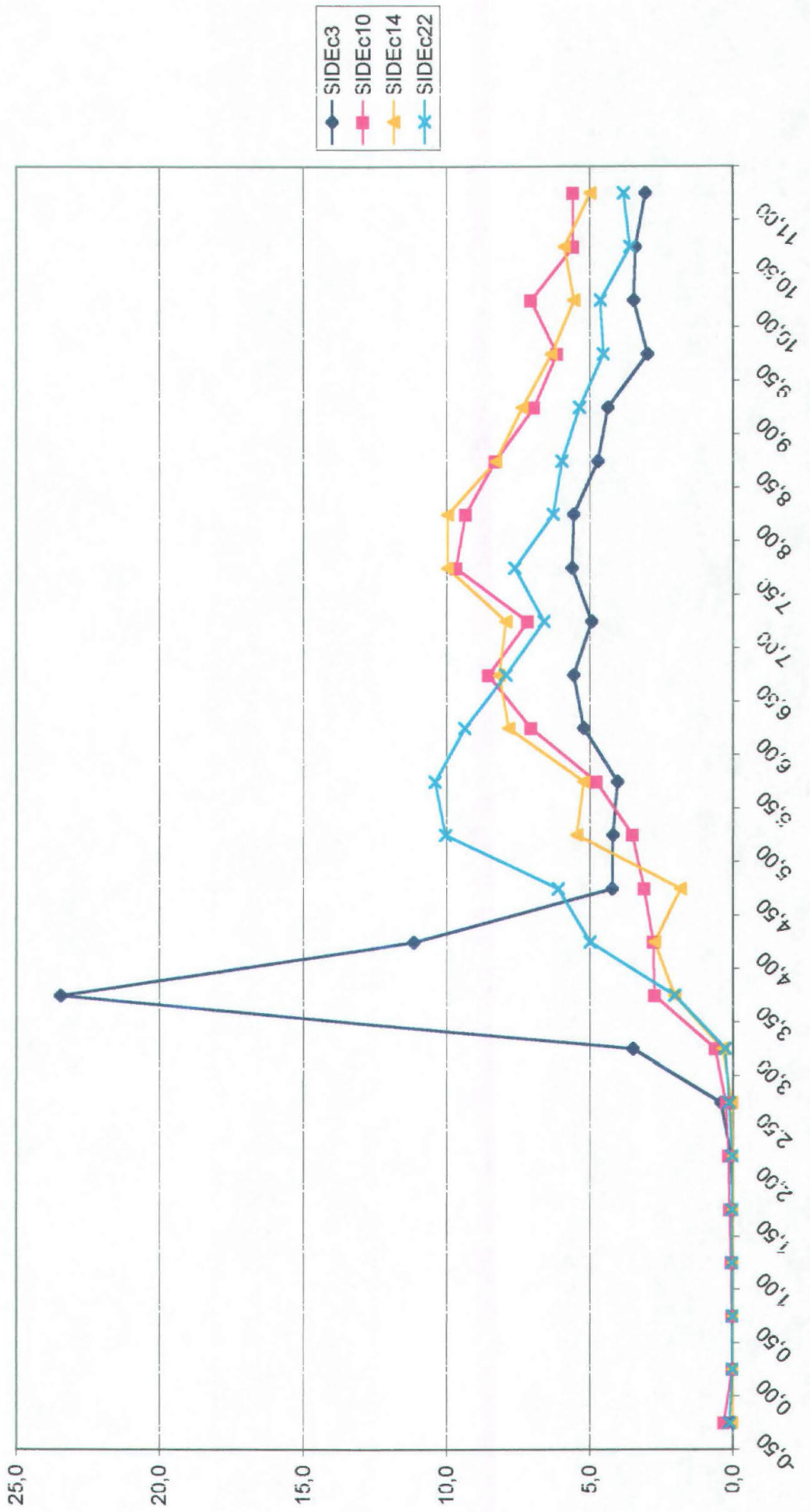
Fig. 57- Grafico granulometrico della carota Bovalino (30vac1)



Signa	-0,50	0,00	0,50	1,00	1,50	2,00	2,50	3,00	3,50	4,00	4,50	5,00	5,50	6,00	6,50	7,00	7,50	8,00	8,50	9,00	9,50	10,00	10,50	11,00	>11,00	sand	silt	clay	Mz D	Sort D	sk	Kg	C μ	Md μ
BOVc3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	2,3	4,7	3,7	3,4	4,3	5,2	6,7	8,3	10,0	8,1	8,3	6,9	7,3	5,0	5,9	5,7	6,0	11,4	9,4%	56,8%	33,9%	7,18	2,35	-0,04	0,92	157	6,8
BOVc9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	0,5	1,4	1,6	3,3	3,5	6,4	6,7	7,0	8,3	10,5	8,8	5,3	9,2	8,6	7,2	6,4	17,1	2,0%	54,9%	43,1%	7,91	1,90	-0,10	0,87	89	3,9
BOVc13	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,3	2,8	3,3	3,8	10,2	11,4	10,6	13,6	9,8	7,8	6,3	5,3	4,4	3,5	2,9	3,3	13,8	3,6%	74,8%	21,7%	6,88	1,85	0,15	0,95	93	9,6
BOVc20	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,3	1,6	4,8	4,3	3,9	8,4	9,5	8,0	13,6	8,6	8,3	6,2	7,0	5,5	5,0	4,6	4,4	13,1	5,9%	64,1%	30,0%	7,04	2,12	0,05	0,85	110	8,0
BOVc24	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,8	13,7	13,1	5,6	4,9	5,1	5,5	5,5	5,8	13,1	5,8	5,3	4,2	4,5	3,7	2,1	2,9	2,4	13,5	33,1%	48,4%	18,5%	5,59	2,50	0,20	0,73	226	24,6
BOVc26	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	0,3	2,5	2,9	3,5	7,0	8,7	10,3	13,0	9,3	9,5	7,2	7,0	6,1	6,0	4,0	3,9	11,9	3,2%	67,3%	29,5%	7,26	1,94	0,06	0,90	94	7,0
BOVc28	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,7	1,3	1,9	3,5	6,5	7,8	7,8	13,2	10,0	10,2	7,2	5,3	6,7	6,3	5,8	5,4	15,6	1,9%	62,0%	36,0%	7,55	1,93	0,02	0,85	88	5,5
BOVc30	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	1,6	3,6	5,2	13,6	12,7	12,6	10,9	7,7	7,8	5,3	4,8	5,9	3,3	4,2	2,3	3,0	10,4	5,1%	73,0%	21,9%	6,49	1,90	0,27	1,00	110	14,1
BOVc32	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	1,2	5,5	8,0	13,3	15,1	12,5	9,1	13,6	6,2	4,5	3,9	5,2	2,7	2,9	2,8	2,4	13,3	6,3%	74,7%	19,0%	6,18	1,86	0,35	1,06	103	18,3

Tab.1 - Analisi granulometriche relative ai campioni della carota Bovalino (Bovac1)

Fig. 58- Grafico granulometrico della carota Siderno (Sidec:1)



Sigla	-0,5	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0	8,5	9,0	9,5	10,0	10,5	11,0	>11,00	sand	silt	clay	Mz μ	Sort μ	Sk	Kg	C μ	Md μ
SIDEC3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,4	3,5	23,4	11,1	4,2	4,2	4,0	5,2	5,6	4,9	5,6	5,6	4,7	4,4	3,0	3,5	3,4	3,1	9,4	35,0%	43,9%	2,2%	5,76	2,44	0,28	0,69	168	24,2
SIDEC14	0,3	0,0	0,0	0,1	0,1	0,2	0,3	0,6	2,7	2,8	3,1	3,5	4,8	7,1	8,5	7,2	9,7	9,3	8,3	6,9	6,2	7,1	5,6	5,6	16,9	5,9%	56,9%	37,1%	7,45	2,16	-0,05	0,95	176	5,7
SIDEC14	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	2,0	2,7	1,8	5,5	5,2	7,8	8,2	7,9	10,0	10,0	8,3	7,4	6,3	5,6	5,6	5,0	15,2	4,4%	31,1%	34,5%	7,43	2,04	-0,02	0,93	113	5,8
SIDEC21	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	2,0	5,0	6,1	10,0	10,4	9,4	7,9	6,6	7,6	6,3	6,0	5,4	4,5	4,6	3,6	3,8	11,0	3,8%	37,4%	25,8%	6,69	2,11	0,19	0,85	117	11,8

Tab. 2 - Analisi granulometriche relative ai campioni della carota Siderno (Sidec1).

In figura 59 e sono riportate l'ubicazione dei punti di campionatura ed i tenori in ghiaia, sabbia e fango per ogni campione. La figura 60 riporta, sempre per ogni campione, le percentuali di sabbia, silt, argilla e la loro definizione in base alla classificazione di Shepard (1954). In tabella 3 sono riportate le analisi granulometriche per ogni campione.

Nel transetto più a sud sono stati campionati 9 punti le cui curve granulometriche sono riportate nelle figure 59 e 61.

I due campioni sotto costa (BOV6 e BOV7), registrano alti tenori in sabbia (98,2% e 99,4%) moderatamente classata. Il sedimento risulta unimodale (sabbia fine e media rispettivamente). Inoltre il campione BOV7, mostra una leggera asimmetria negativa (arricchimento nel materiale grossolano), mentre il BOV6 è simmetrico.

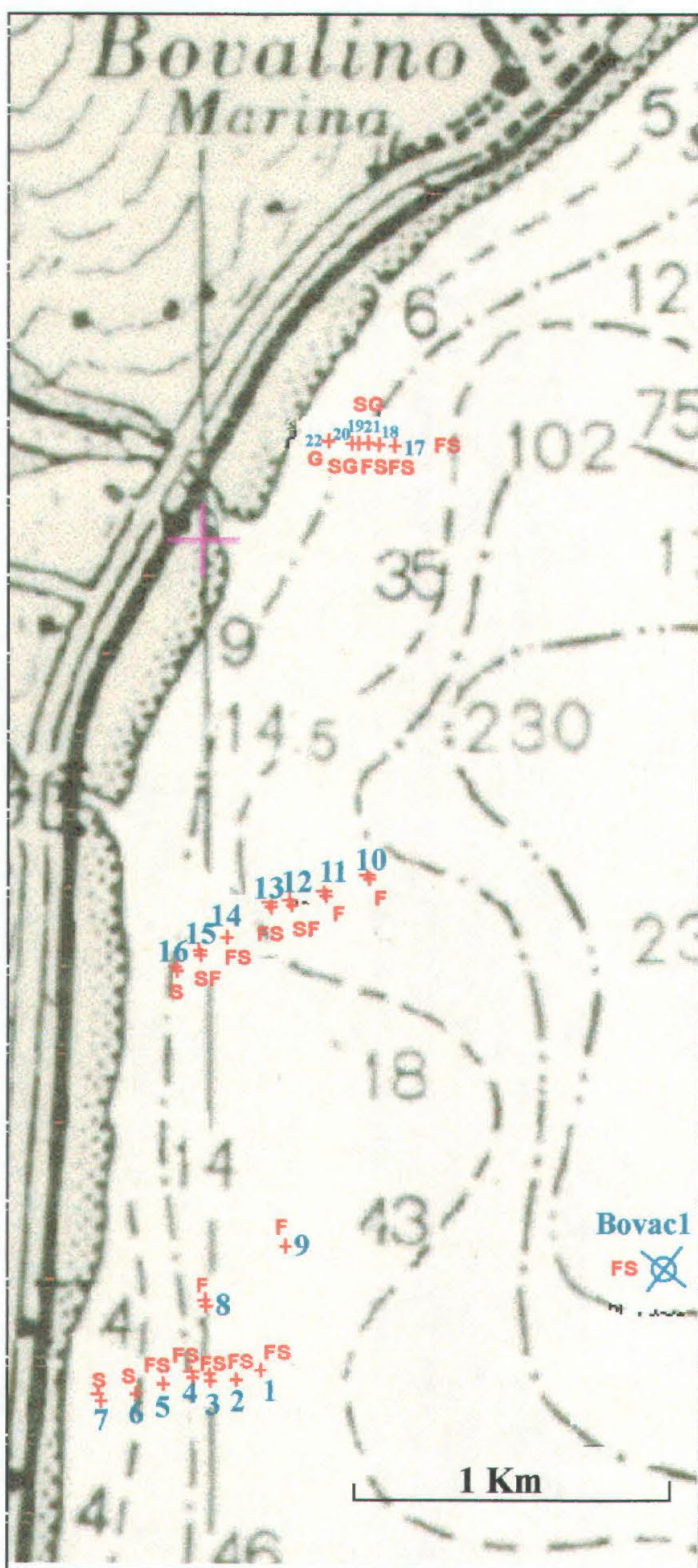
I campioni della parte intermedia del transetto (BOV1, BOV2, BOV3, BOV4, BOV5), prelevati a profondità comprese tra 30 e 60 m, sono fanghi con tenori in sabbia via via più ridotti verso le più elevate profondità.

Le curve granulometriche indicano che i sedimenti sono prevalentemente bimodali con moda nella sabbia fine e nel silt grossolano, solo il BOV5 risulta unimodale con moda nel silt grossolano. I campioni risultano tutti mal classati e molto mal classati con asimmetria positiva (arricchimento in materiale fine).

I campioni BOV8 e BOV9 appartengono allo stesso transetto, ma sono spostati lungo l'asse principale del canyon di Bovalino, alla profondità di 60 m. Questi campioni sono particolarmente ricchi in fango (94% e 92%).

Le curve granulometriche evidenziano un sedimento unimodale (con moda nel silt grosso) per il campione BOV8, mentre BOV9 risulta bimodale (con una moda nella sabbia molto fine e una nel silt fine e molto fine), entrambi i campioni si presentano molto mal classati, con una simmetria positiva per il BOV8 e negativa per il BOV9.

Nel transetto intermedio (sono stati effettuati 7 punti di campionatura. Nel grafico della figura 62 sono rappresentate le curve granulometriche.

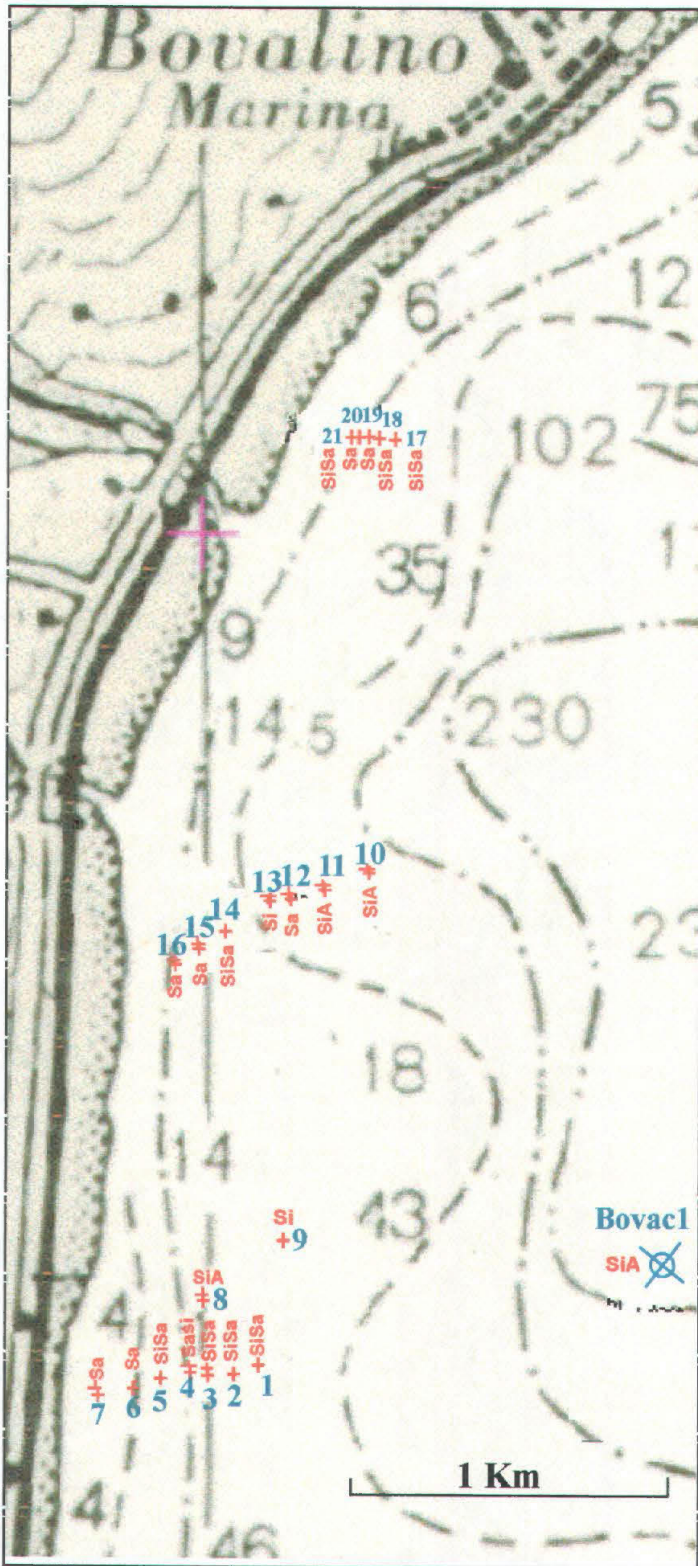


BOVALINO

prof. m	sample	ghiaia (%)	sabbia (%)	fango (%)	
44	BOV1		20,13	79,87	FS
40	BOV2		38,63	61,37	FS
44	BOV3		21,81	78,19	FS
29	BOV4		45,57	54,43	FS
20	BOV5		32,58	67,42	FS
9,5	BOV6		99,05	0,95	S
5	BOV7		100,00		S
60	BOV8		6,65	93,35	F
69	BOV9		9,98	90,02	F
57	BOV10		7,46	92,54	F
50	BOV11		9,81	90,19	F
40	BOV12		87,91	12,09	S
32	BOV13		25,48	74,52	FS
40	BOV14		29,04	70,96	FS
20	BOV15		60,75	39,25	SF
10	BOV16	0,24	99,67	0,09	S
55	BOV17		18,00	82,00	FS
43	BOV18		34,45	65,55	FS
20	BOV19	12,74	84,54	2,72	SG
10	BOV20	25,64	74,15	0,20	SG
30	BOV21		30,53	69,47	FS
5	BOV22	100			G

- G** Ghiaia
- SG** Sabbia Ghiaiosa
- S** Sabbia
- SF** Sabbia fangosa
- FS** Fango sabbioso
- F** Fango

Fig. 59 - Contenuti in ghiaia, sabbia e fango e classificazione dei sedimenti secondo la classificazione di Folk (1954) nel sito Bolvalino.



BOVALINO

prof. m	sample	sabbia (%)	silt (%)	argilla (%)	
44	BOV1	24,2%	57,4%	18,4%	Sisa
40	BOV2	39,1%	44,3%	16,7%	Sisa
44	BOV3	22,5%	61,0%	16,4%	Sisa
29	BOV4	47,5%	47,4%	5,1%	Sasi
20	BOV5	35,1%	58,9%	6,0%	Sisa
9,5	BOV6				Sa
5	BOV7				Sa
60	BOV8	6,7%	60,4%	23,0%	SiA
69	BOV9	11,3%	74,9%	13,8%	Si
57	BOV10	9,1%	68,4%	22,5%	SiA
50	BOV11	9,8%	70,6%	19,6%	SiA
40	BOV12	87,9%	9,3%	2,8%	Sa
32	BOV13	26,5%	52,2%	21,3%	Si
40	BOV14	30,1%	52,1%	17,8%	Sisa
20	BOV15	86,8%	11,3%	1,9%	Sa
10	BOV16				Sa
55	BOV17	18,0%	66,2%	15,8%	Sisa
43	BOV18	35,5%	53,5%	10,0%	Sisa
20	BOV19				Sa
10	BOV20				Sa
30	BOV21	30,5%	55,8%	13,7%	Sisa

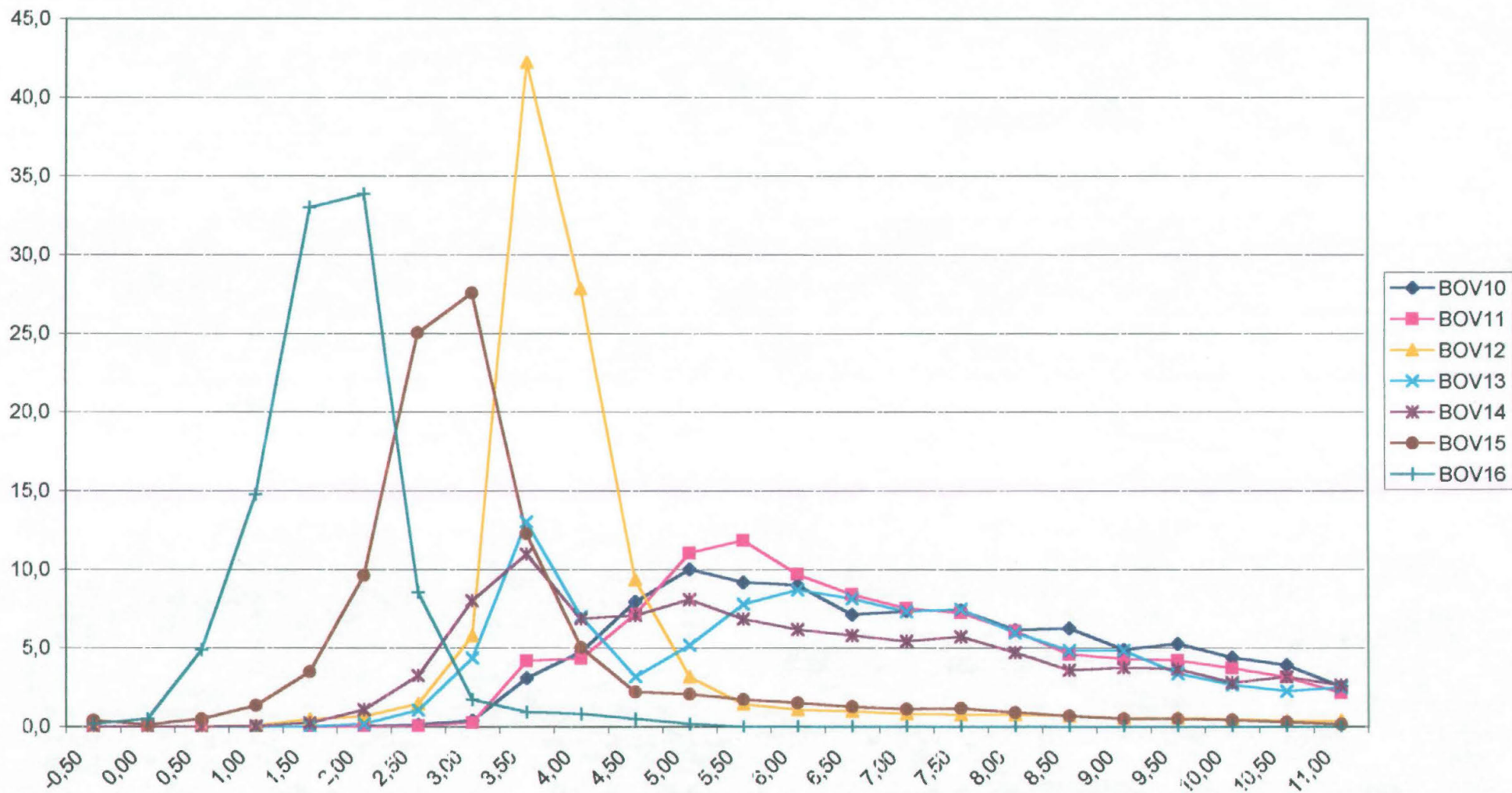
- Sa** Sabbia
- Sasi** Sabbia siltosa
- Sisa** Silt sabbioso
- Si** Silt
- SiA** Silt argilloso

Fig. 60 - Contenuti in sabbia, silt e argilla e classificazione dei sedimenti secondo Shepard (1954) nel sito Bovalino.

Sigla	-0,5	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0	8,5	9,0	9,5	10,0	10,5	11,0	>11,00	sand	silt	clay	Mz	Sort	Sk	Kg	C μ	Md μ
BOV1	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1	0,2	0,9	3,8	9,8	6,7	9,7	11,5	9,3	7,6	5,2	5,7	6,1	5,1	4,0	3,6	3,0	3,2	2,4	1,8	9,8	19,6%	61,2%	19,1%	5,73	2,22	0,27	0,89	209	24,1
BOV2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	5,1	15,4	12,2	6,7	5,9	7,8	7,7	5,6	4,9	3,8	4,9	4,0	3,0	3,0	2,5	2,9	2,1	2,1	7,8	36,8%	46,5%	16,7%	5,19	2,40	0,31	0,81	243	36,6
BOV3	0,0	0,1	0,0	0,3	0,4	0,7	3,5	6,5	6,2	4,7	5,9	8,6	10,0	9,3	6,9	6,3	6,5	4,8	4,0	4,1	3,2	2,3	3,0	2,5	6,0	21,1%	62,4%	16,4%	5,81	2,41	0,12	0,97	319	19,7
BOV4	0,0	0,0	0,1	0,3	0,3	0,7	3,2	10,6	17,5	12,3	17,3	15,8	7,6	3,0	1,6	1,6	2,5	1,1	0,6	1,2	0,8	0,5	1,2	0,2	2,5	43,9%	51,0%	5,1%	4,19	1,39	0,22	1,33	300	56,5
BOV5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	4,2	15,8	12,5	16,2	16,0	10,3	6,0	4,2	2,5	2,5	2,1	1,7	1,1	1,3	0,9	1,5	0,7	1,6	32,3%	61,7%	6,0%	4,74	1,61	0,34	1,31	167	43,3
BOV6	0,1	0,0	0,8	2,4	7,8	23,1	4,9	16,0	5,1	1,9	0,5	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	98,2%	0,8%	1,0%	2,18	0,61	-0,01	1,30	704	219,6
BOV7	0,1	0,5	6,0	19,6	24,1	31,8	14,3	1,8	0,7	0,3	0,4	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	99,4%	0,6%	0,0%	1,43	0,64	-0,11	0,92	974	353,1
BOV8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,7	3,1	2,2	3,2	11,5	11,1	10,3	8,8	7,0	8,1	7,0	6,7	3,9	4,8	4,7	4,3	2,5	9,0	5,6%	70,5%	23,9%	6,76	2,04	0,19	0,90	123	1,5
BOV9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,5	4,5	4,6	1,9	2,9	3,6	5,9	6,2	6,4	7,6	9,7	8,2	9,0	8,5	7,9	6,6	5,9	16,0	8,2%	51,5%	40,3%	7,60	2,22	-0,18	0,92	121	4,5
BOV10	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,4	3,1	4,8	8,0	10,0	9,2	9,0	7,1	7,3	7,4	6,2	6,3	4,9	5,3	4,4	3,6	2,5	7,6	7,8%	69,7%	22,5%	6,62	2,13	0,16	0,82	119	12,0
BOV11	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	4,2	4,3	7,2	11,0	11,8	9,7	8,4	7,5	7,2	6,1	4,6	4,3	4,2	3,7	3,1	2,2	7,3	8,2%	72,2%	19,6%	6,42	2,03	0,23	0,93	118	14,7
BOV12	0,0	0,0	0,0	0,1	0,5	0,7	1,5	5,8	42,2	27,8	9,4	3,2	1,4	1,1	1,0	0,8	0,8	0,8	0,7	0,5	0,6	0,5	0,4	0,4	1,0	77,8%	9,5%	2,3%	3,62	0,91	0,47	2,24	280	86,9
BOV13	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	1,1	4,4	13,0	7,0	3,2	5,2	7,8	6,7	8,1	7,3	7,5	6,0	4,8	4,8	3,4	2,7	2,3	2,5	6,9	23,9%	59,1%	17,0%	5,94	2,33	0,06	0,78	193	16,0
BOV14	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	1,1	3,2	8,0	11,0	6,9	7,1	8,1	6,8	6,2	5,8	5,4	5,7	4,7	3,6	3,7	3,7	2,8	3,2	2,6	6,3	28,6%	53,6%	17,8%	5,66	2,49	0,23	0,81	285	25,1
BOV15	0,4	0,1	0,5	1,4	3,5	9,6	25,1	27,6	12,3	5,0	2,2	2,1	1,7	1,5	1,0	1,1	1,2	0,9	0,7	0,5	0,5	0,4	0,3	0,2	0,6	84,9%	3,1%	1,0%	2,85	1,29	0,41	2,06	721	153,9
BOV16	0,2	0,5	4,9	14,6	33,0	33,9	8,6	1,7	0,9	0,8	0,5	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	99,2%	0,7%	0,1%	1,42	0,58	-0,04	1,10	979	363,4
BOV17	0,0	0,1	0,2	0,2	0,3	0,7	1,5	3,3	6,4	5,0	5,3	10,9	11,4	6,7	8,9	6,4	6,6	4,4	3,6	4,0	2,3	3,2	2,9	2,6	5,4	16,6%	67,5%	15,8%	5,99	2,23	0,17	1,07	315	16,6
BOV18	0,4	0,2	0,7	0,7	1,4	3,3	6,0	6,4	7,8	7,9	10,8	13,6	10,0	7,7	4,4	3,2	4,2	1,8	1,8	2,0	1,3	1,6	1,5	1,4	5,5	32,9%	56,2%	10,9%	4,78	2,19	0,16	1,24	794	36,5
BOV19	6,8	13,6	14,5	14,1	14,1	17,3	8,4	4,2	4,0	2,2	0,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	97,1%	0,9%	2,0%	1,03	1,18	0,07	0,95	1900	483,6
BOV20	12,0	32,3	27,4	14,1	7,3	4,0	1,1	0,5	0,5	0,3	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,5	96,0%	0,4%	3,5%	0,20	0,72	0,25	1,13	1943	931,1
BOV21	1,4	0,4	0,2	0,3	0,5	1,2	3,2	6,3	10,5	6,1	7,0	12,5	9,6	6,3	6,0	4,4	4,1	3,5	2,8	2,3	2,8	2,4	2,1	2,1	4,6	28,6%	57,7%	13,7%	5,32	2,33	0,22	1,02	1556	30,6

Tab. 3 - Analisi granulometriche relative ai campioni prelevati nel sito Bovalino.

Fig. 62 - Grafico granulometrico del transetto BOV10-BOV16 del sito Bevalino.



I due campioni sotto costa (BOV15 e BOV16), registrano alti tenori in sabbia (84,9% e 99,2%) e sono unimodali (moda nella sabbia fine a molto fine). BOV16 presenta anche la frazione ghiaiosa.

Mentre BOV16 è moderatamente classato e asimmetrico negativo, BOV15 è mal classato e asimmetrico positivo.

I restanti campioni della fascia (BOV10,11, 12, 13, 14) dello stesso transetto, prelevati tra 30 e 60 m di profondità, mettono in evidenza un passaggio graduale verso tenori in fango via via crescenti verso profondità maggiori. Dalle curve granulometriche si evidenzia una moda principale nel silt grossolano e nella sabbia fine con arricchimenti moderati nelle frazioni più fini; tutti i campioni sono asimmetrici positivi e mal classati.

Il transetto più a nord dell'area Bovalino consta di 6 campioni le cui curve granulometriche si possono osservare nel grafico della figura 63.

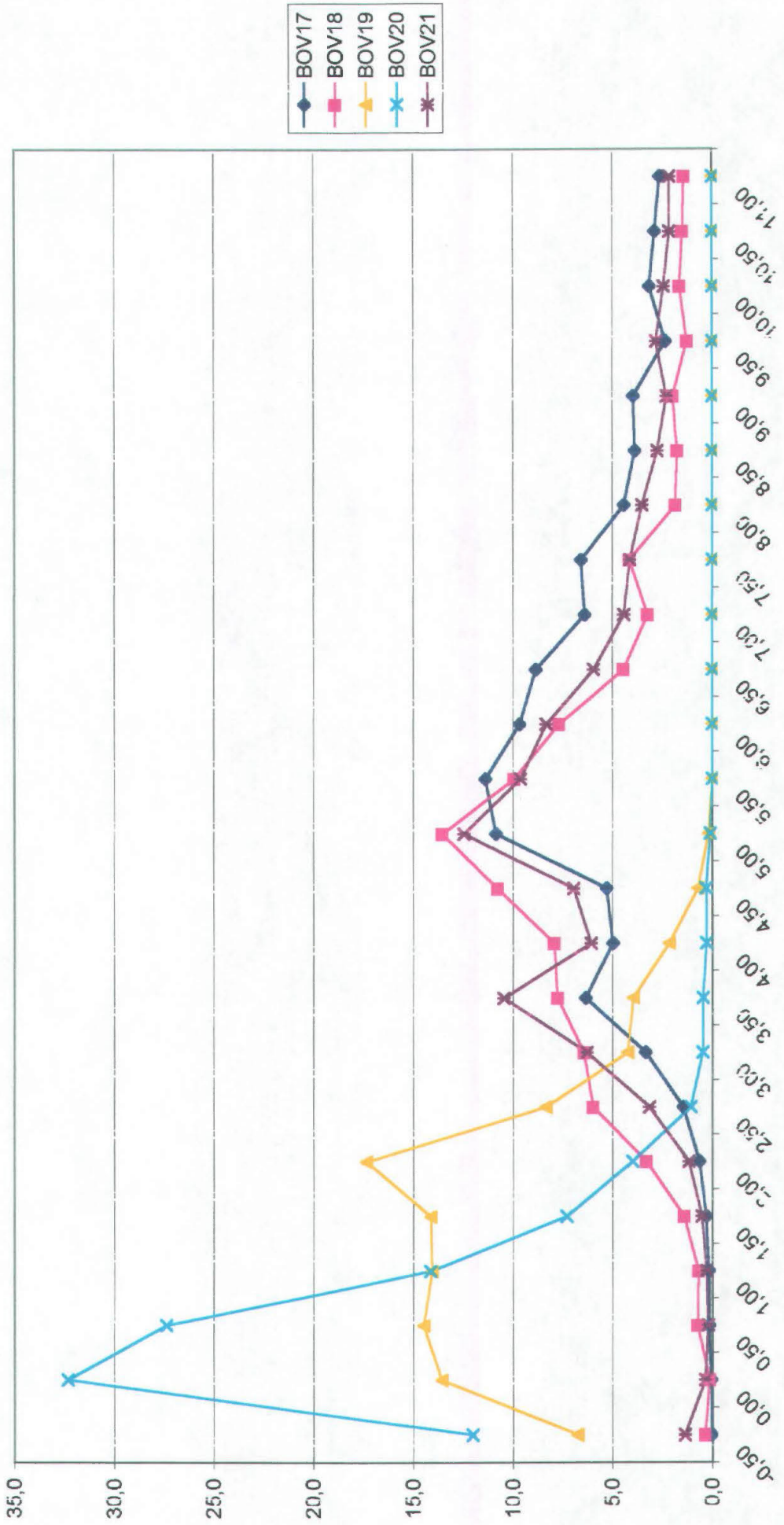
Il campione BOV22 risulta essere costituito da sola ghiaia.

I due campioni sotto costa BOV19 e BOV20 hanno alte percentuali in sabbia fine (97% e 96%), che risulta rispettivamente moderatamente e mal classata. In entrambi i campioni si riscontra la presenza di ghiaia. Le curve granulometriche mettono in evidenza che i due campioni sono unimodali asimmetrici positivi con una moda principale nella sabbia media e molto grossa rispettivamente. In BOV19 è presente un arricchimento di sabbia grossa.

I campioni dello stesso transetto prelevati a profondità fra 30 e 60m (BOV17, 18, 21) hanno tutti tenori alti in fango (in media del 70%), anche se è sempre presente la sabbia (17% a 33%). I campioni sono moderatamente classati o mal classati.

Le curve granulometriche mettono in evidenza che BOV18 è unimodale (con moda nel silt grossolano). BOV17 è anche unimodale (con moda nel silt medio), ma presenta un arricchimento nella sabbia molto fine. Questo arricchimento diventa moda secondaria in BOV21 che ha come moda primaria un silt grossolano. Tutti i campioni sono mal classati e asimmetrici positivi.

Fig. 63 - Grafico granulometrico del transetto BOV17-BOV21 del sito Boval no.

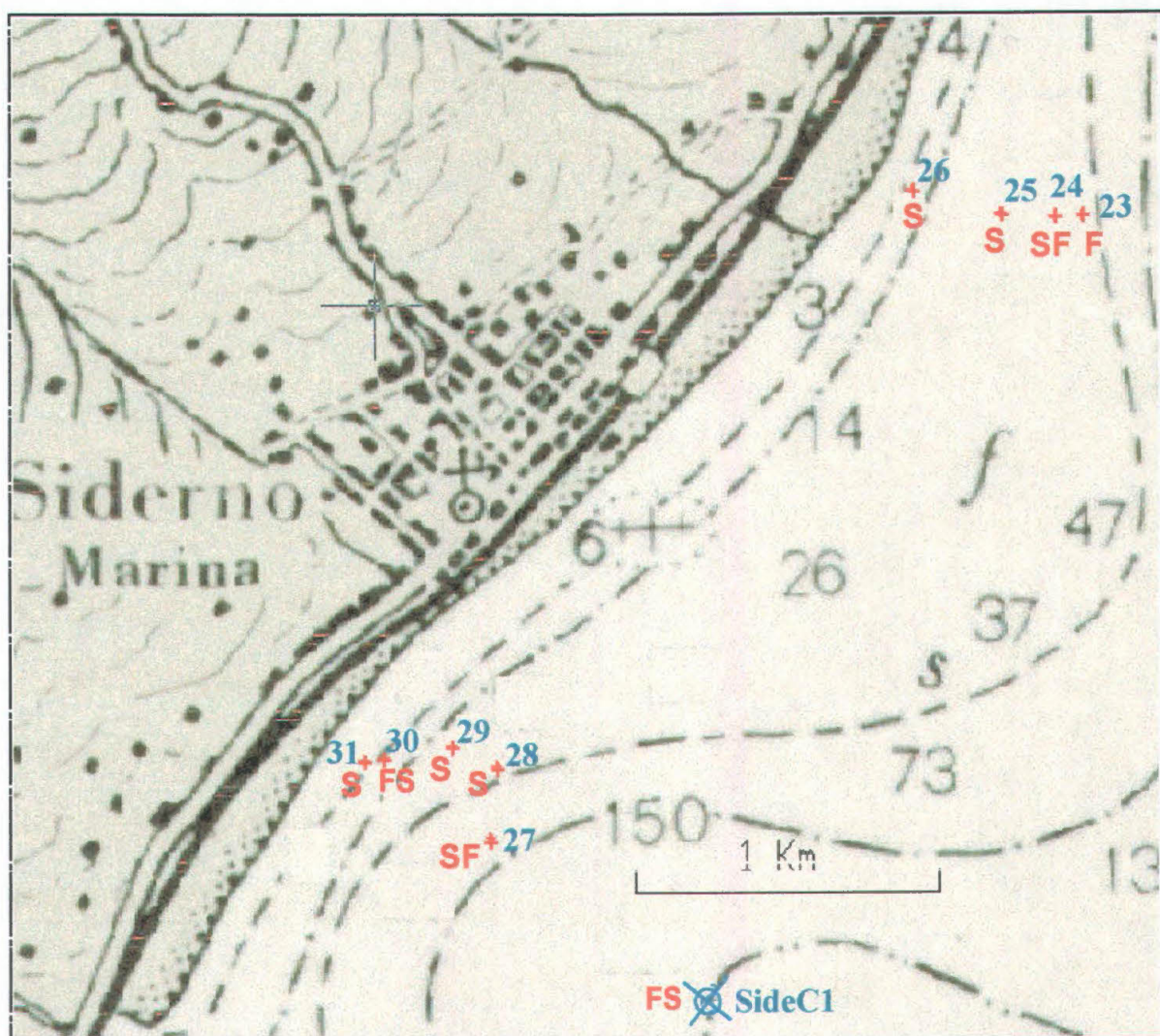


In figura 64 sono riportati i tenori in ghiaia, sabbia e fango per ogni campione. La figura 65 riporta, sempre per ogni campione, le percentuali di sabbia, silt, argilla e la loro definizione in base alla classificazione di Shepard (1954). In tabella 4 sono riportati i dati granulometrici relativi ai campioni prelevati.

Il transetto a sud consta di 5 campioni le cui curve granulometriche sono riportate nel grafico della figura 66. I campioni prelevati fra 10 e 40 m di profondità (SIDE 27, 28, 29, 30, 31) sono caratterizzati da alti tenori in sabbia (80-90%) ad eccezione di SIDE 30 che risulta essere un fango sabbioso. SIDE28 e SIDE31, inoltre, presentano anche la componente ghiaiosa. I sedimenti sabbiosi risultano prevalentemente mediamente classati e da simmetrici ad asimmetrici positivi, mentre il campione più fangoso e mal classato.

Le curve granulometriche mettono in evidenza che i campioni sono tutti unimodali con moda nella sabbia da grossa a fine. Solo SIDE 30 presenta la moda principale nel silt grossolano.

Il transetto più a nord consta di 4 campioni le cui curve granulometriche si possono osservare nel grafico della figura 67. Quelli più sotto costa (SIDE26, SIDE25) mostrano alti tenori in sabbia (99,1% e 96,6%), sono unimodali (con moda nella sabbia fine), ben e mediamente classati e simmetrici e asimmetrici negativi rispettivamente. Il campione SIDE24 prelevato a 40 m di profondità presenta fango e sabbia in quasi uguale proporzione e risulta unimodale (con moda nella sabbia fine) molto mal classato e asimmetrico positivo. Il campione SIDE 23 è un fango mal classato, asimmetrico positivo, con moda primaria nel silt molto fine e secondaria nel silt medio.

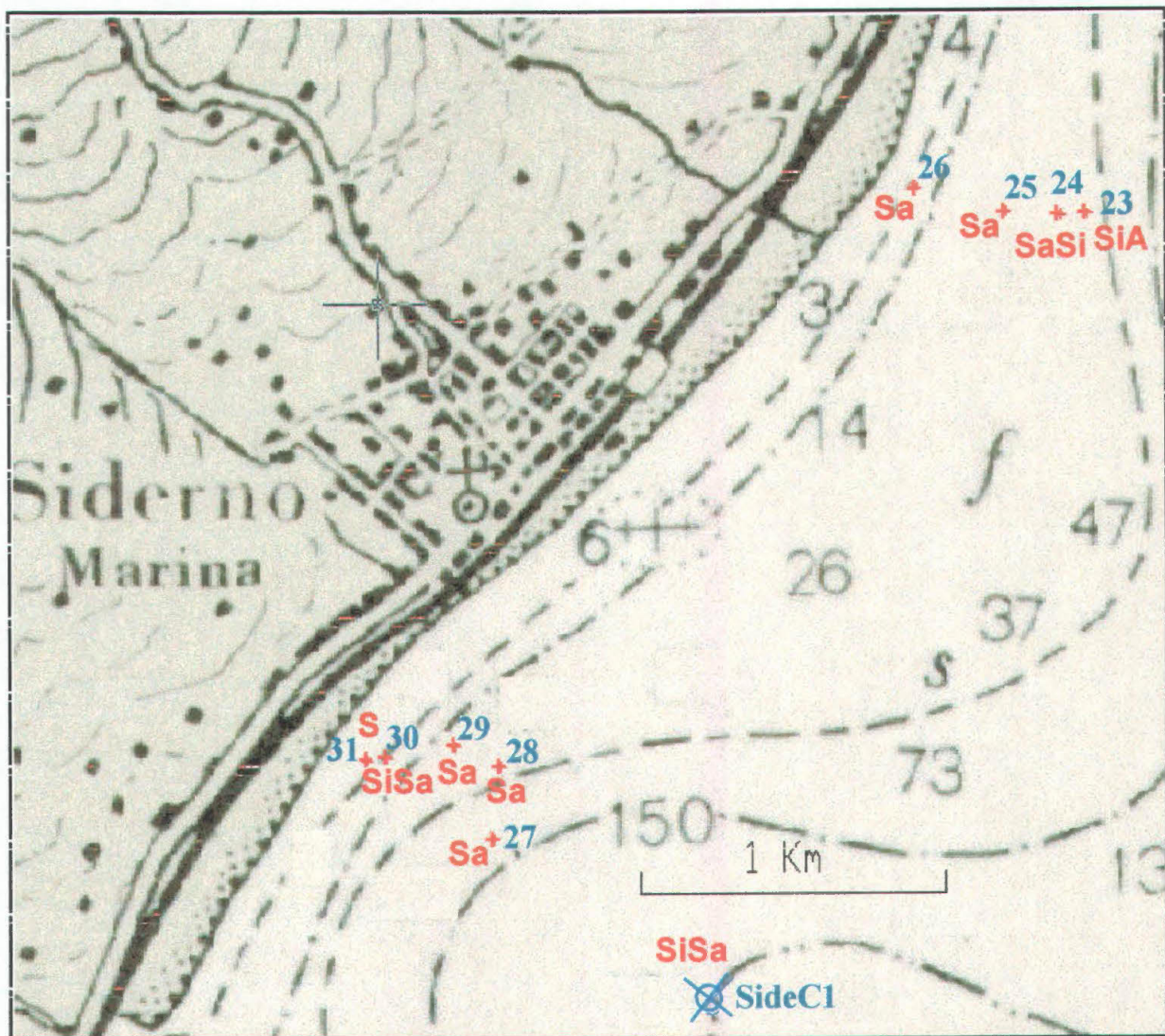


SIDERNO

prof. m.	campione	ghiaia (%)	sabbia (%)	fango (%)	
60	SIDE23		2,38	97,62	F
40	SIDE24		50,20	49,80	SF
20	SIDE25		97,45	2,55	S
10	SIDE26		99,62	0,38	S
37	SIDE27		80,46	19,54	SF
20	SIDE28	0,62	98,66	0,72	S
17	SIDE29		99,14	0,86	S
21	SIDE30		32,56	67,44	FS
11	SIDE31	0,04	99,25	0,71	S

S Sabbia
SF Sabbia fangosa
FS Fango sabbioso
F Fango

Fig. 64 - Contenuti in ghiaia, sabbia e fango e classificazione dei sedimenti secondo la classificazione di Folk (1954) nel sito Siderno.



SIDERNO

prof.		sabbia	silt	argilla	
mt.	campione	(%)	(%)	(%)	
60	SIDE23	2,4	62,2	35,4	SIA
40	SIDE24	50,9	36,5	12,6	SaSi
20	SIDE25				Sa
10	SIDE26				Sa
37	SIDE27	81	15,7	3,3	Sa
20	SIDE28				Sa
17	SIDE29				Sa
21	SIDE30	36,2	57,6	6,2	SiSa
11	SIDE31				Sa

- Sa** Sabbia
- SaSi** Sabbia siltosa
- Sis** Silt sabbioso
- Si** Silt
- SIA** Silt argilloso

Fig. 65 - Contenuti in sabbia, silt e argilla e classificazione dei sedimenti secondo Shepard (1954) nel sito Siderno.

Sigla	-0,5	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0	8,5	9,0	9,5	10,0	10,5	11,0	>11,00	sand	silt	clay	Mz μ	Sort μ	Sk	Kg	C μ	Md μ	
SIDE23	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,6	1,1	1,6	5,8	8,6	7,1	6,9	7,7	9,7	9,7	8,5	7,9	6,0	6,7	6,5	5,3	14,6	1,7%	62,9%	35,4%	7,53	1,97	0,01	0,81	84	5,4	
SIDE24	0,0	0,1	0,1	0,4	1,2	3,1	8,0	16,3	14,5	7,7	6,8	6,0	5,7	4,1	4,1	3,1	3,6	3,1	2,6	2,4	1,6	1,9	1,6	1,9	5,9	48,4%	39,0%	12,6%	4,63	2,35	0,48	0,96	456	66,6	
SIDE25	0,1	0,0	0,1	0,3	1,0	5,3	35,3	44,8	9,4	2,8	0,6	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,5	66,6%	0,0%	2,5%	2,56	0,45	-0,02	1,08	422	166,3	
SIDE26	0,1	0,1	0,5	2,1	7,9	18,0	47,6	19,3	3,1	0,9	0,4	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	69,1%	0,5%	0,4%	2,19	0,54	-0,14	1,28	676	214,1	
SIDE27	0,0	0,1	0,3	0,7	1,1	3,0	14,1	33,9	18,3	7,7	4,8	3,8	2,9	1,8	1,4	1,1	0,6	0,3	0,8	0,4	0,6	0,5	0,4	0,5	1,4	78,5%	18,2%	3,3%	3,26	1,26	0,52	1,78	557	125,5	
SIDE28	0,1	0,8	4,1	17,2	36,4	27,9	9,3	2,0	1,0	0,7	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	68,8%	0,5%	0,7%	1,39	0,58	0,05	1,06	993	385,3
SIDE29	0,1	2,6	8,0	28,9	26,5	16,2	4,5	1,3	1,1	0,5	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	67,7%	0,4%	0,9%	1,04	0,68	0,11	1,01	1257	497,1	
SIDE30	0,1	0,2	0,2	0,5	1,1	1,5	2,0	6,2	9,9	13,3	15,2	16,6	8,7	4,0	3,1	2,3	3,3	2,2	0,9	1,6	1,4	1,2	0,9	0,5	2,4	44,2%	59,5%	6,2%	4,61	1,71	0,28	1,55	494	47,0	
SIDE31	0,1	0,0	0,6	2,4	9,4	30,0	42,3	11,0	2,7	1,0	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	68,9%	0,4%	0,7%	2,04	0,51	-0,10	1,13	683	235,4	

Tab. 4 - Analisi granulometriche relative ai campioni prelevati nel sito Siderno.

Fig 66 - Grafico granulometrico del transetto SIDE27-SIDE31 del sito Siderno.

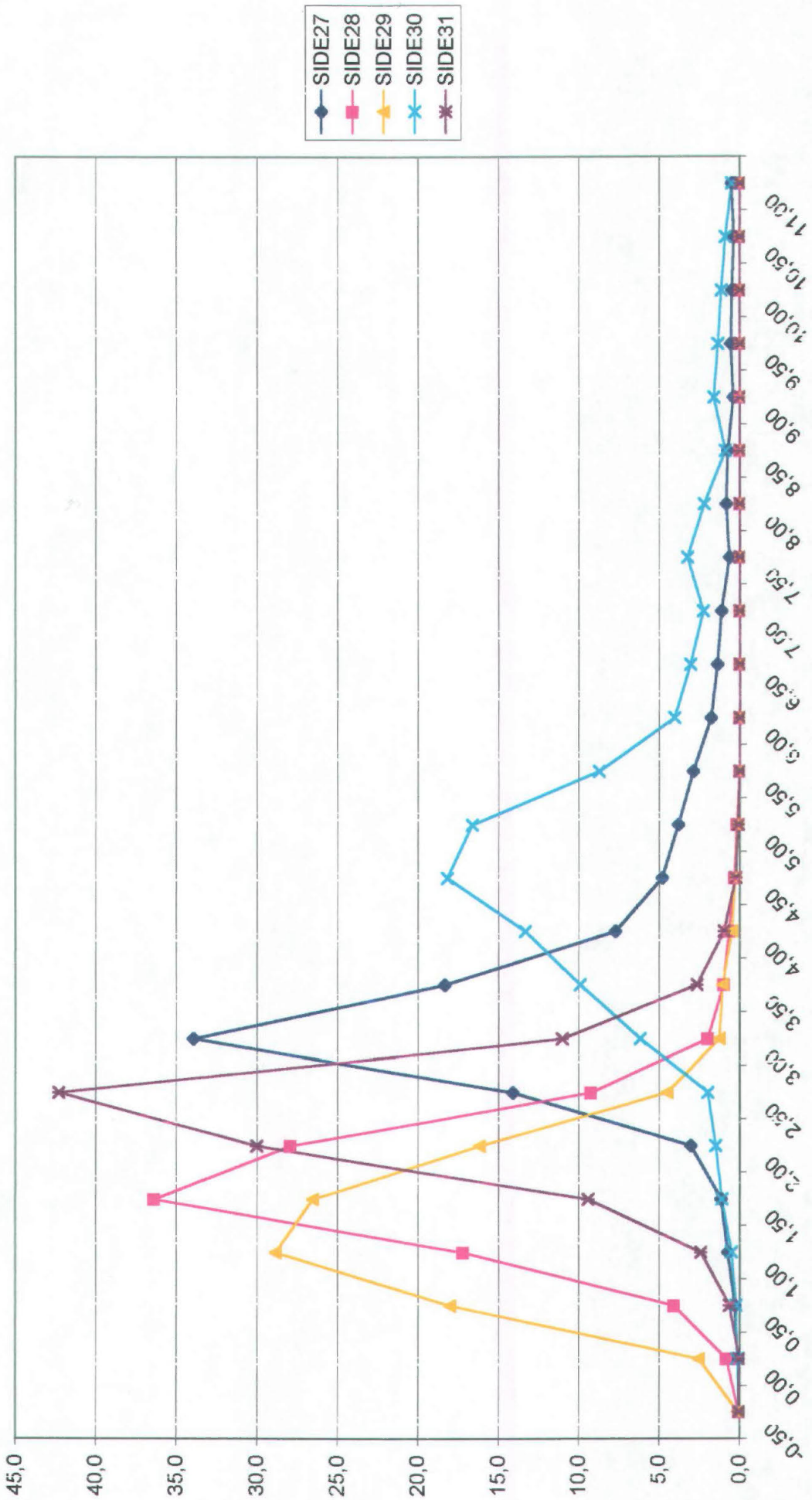
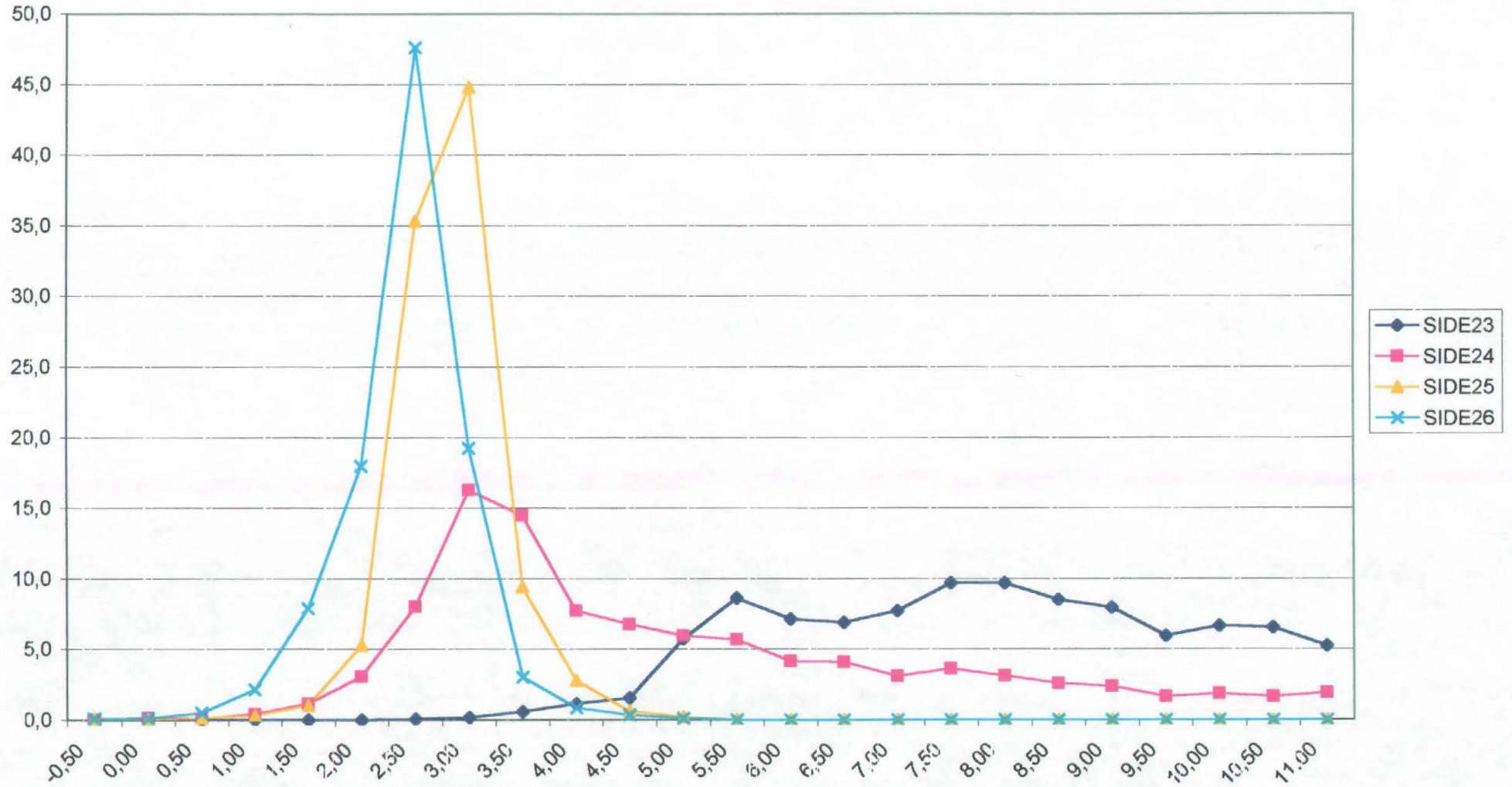


Fig. 67 - Grafico granulometrico del transetto SIDE23-SIDE26 del sito Siderno.



10.2.2. DISCUSSIONE DEI DATI E CONCLUSIONI

I rilievi sismici, registrati da un gruppo di ricercatori dell'IGM (CNR-Bologna), hanno permesso una più chiara e dettagliata analisi morfo-batimetrica della porzione di piattaforma e scarpata interessata dall'attività dei canyons di Bovalino e Siderno. Questi sono caratterizzati da canali perpendicolari alla costa, ben incisi con il fondo ripulito (tipica sezione a V; Fig. 68a-b), tranne in alcuni settori dove si localizzano, lungo l'asse, imponenti corpi di frana (Canyon di Siderno; Fig. 69). Diffuse appaiono le destabilizzazioni gravitative dei fianchi (*slumping e sliding*).

Le loro testate risultano essere particolarmente articolate e arretrate. Questa morfologia è tipica di canali attivi a tutt'oggi in fase di marcata erosione. La stessa erosione ha ormai inciso e portato via gran parte della copertura pleistocenica recente della piattaforma. Nella fascia di contatto tra la piattaforma e i canali si osservano incipienti movimenti di destabilizzazione e successivi fenomeni gravitativi, indici di una dinamica vivace e veloce che interessa il margine di questo settore ionico della Calabria.

I rilievi batimetrici effettuati successivamente hanno confermato la presenza e i caratteri morfologici delle testate sopra descritti anche sottocosta, a poca distanza dalla linea di riva (80-100 m). Gli arretramenti maggiori corrispondono verso costa alle foci delle principali aste torrentizie (fiumare) attuali e relitte (Figg. 70 e 71).

La situazione morfodinamica descritta costituisce una situazione predisponente particolarmente atta a favorire l'allontanamento definitivo di sedimenti costieri (ad opera delle *rip currents*), che vengono così definitivamente sottratti al bilancio sedimentario costiero.

Le piene delle fiumare calabre, con i loro eventi alluvionali violenti (frequenza biennale) trasportano un'ingente quantità di materiale detritico in mare. Lo stesso viene scaricato come *plume* nell'area di foce; interagendo con la particolare morfologia descritta trova facile via di scorrimento all'interno delle testate dando luogo talvolta vere e proprie correnti di torbida. Si genera così, un vero e proprio *continuum* tra corsi d'acqua e canyons o testate di canyons. Il trasporto del materiale detritico direttamente verso la scarpata contribuisce a tenere, questi ultimi, in erosione regressiva, ma determina alla lunga un deficit di apporto sulla costa.

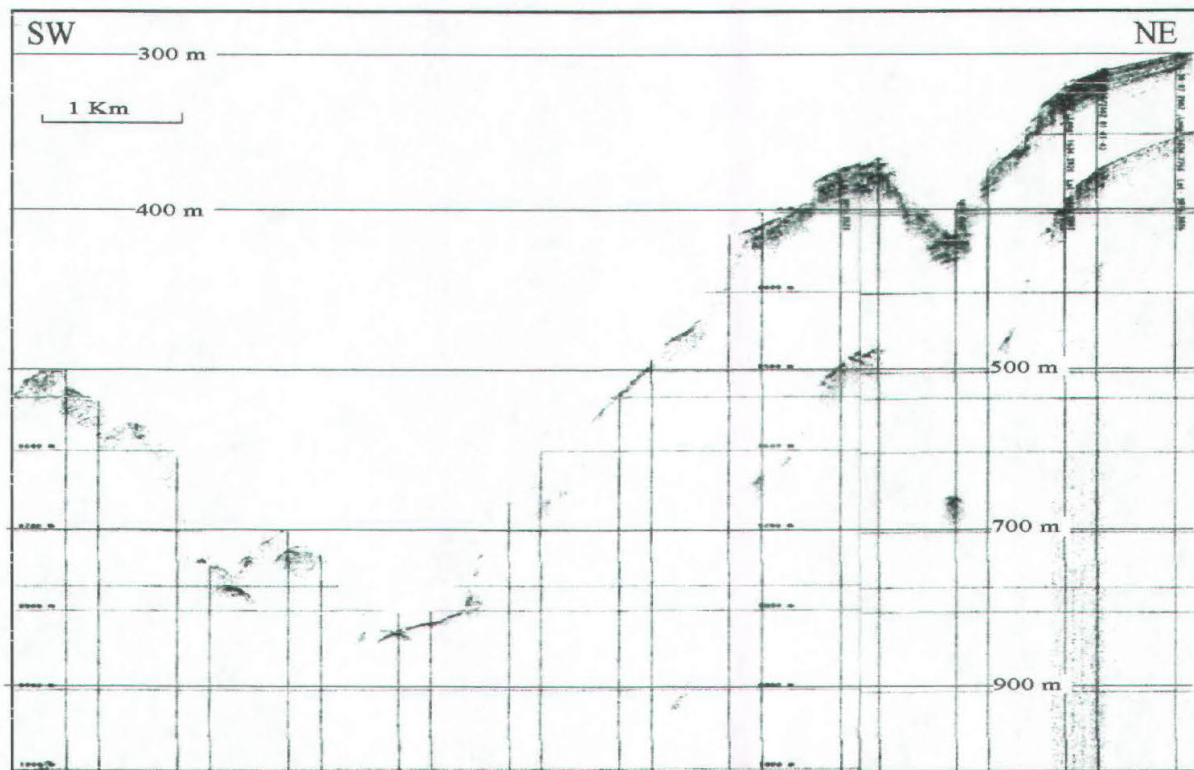
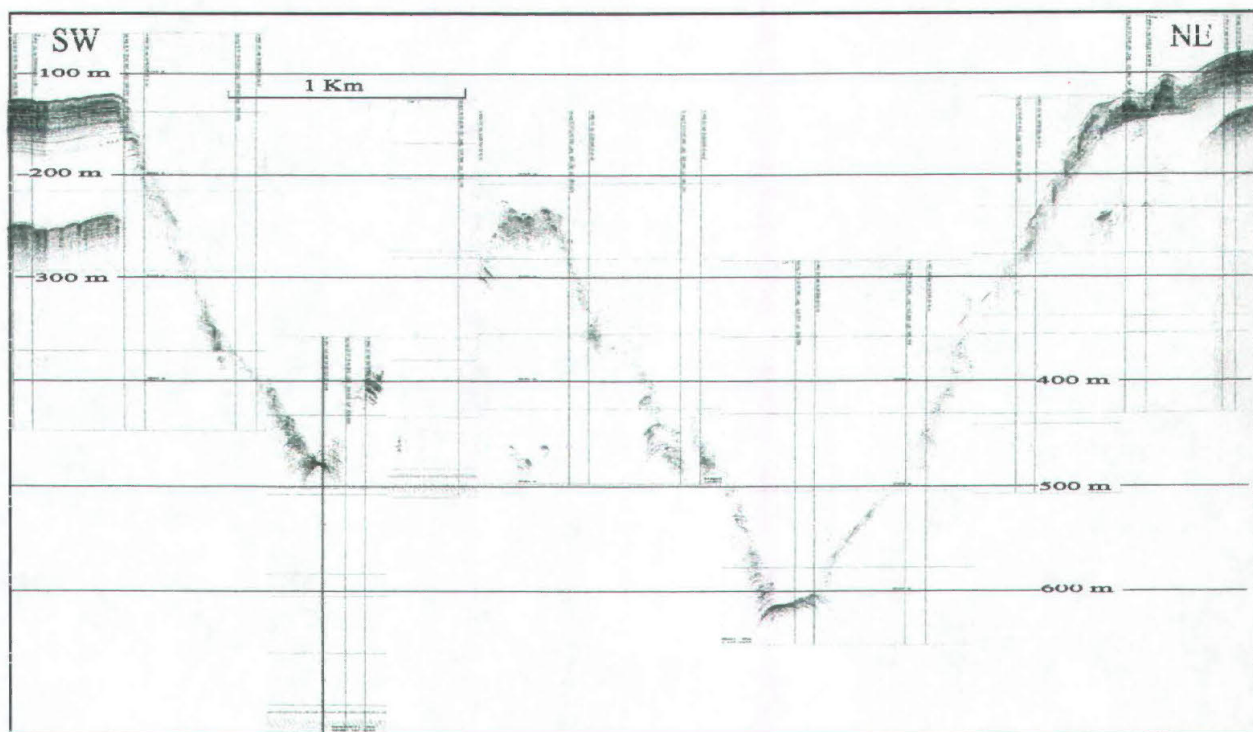


Fig. 68 - Esempi di sezioni sismiche (chirp) registrate, nel giugno 2002, al largo di Bovalino (a) e Siderno (b) che mostrano le varie ed imponenti incisioni all'interno dei canyons omonimi.

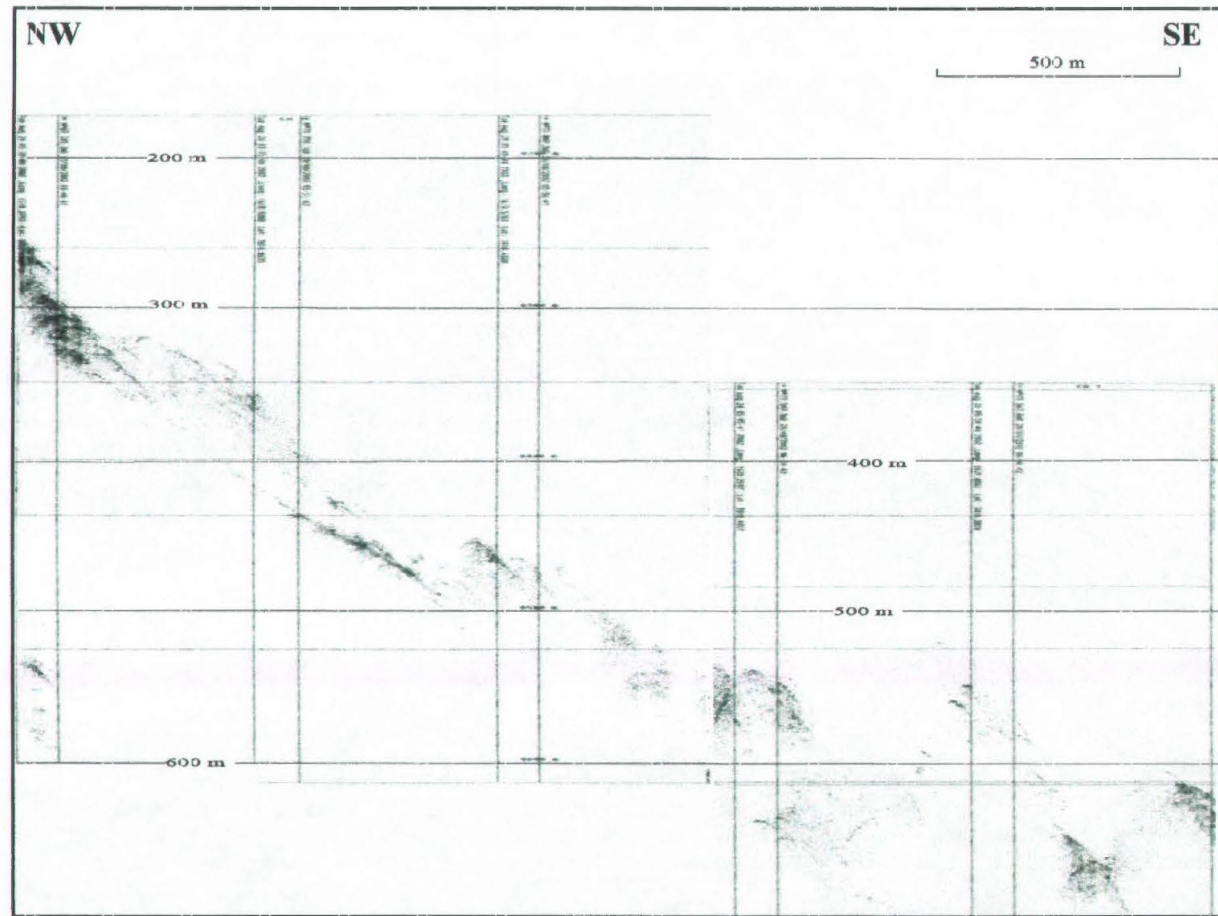


Fig. 69 - Spezzone di profilo sismico (chirp) registrato, nel giugno 2002, al largo Siderno lungo l'asse del canyon che evidenzia la presenza di vari corpi di frana.

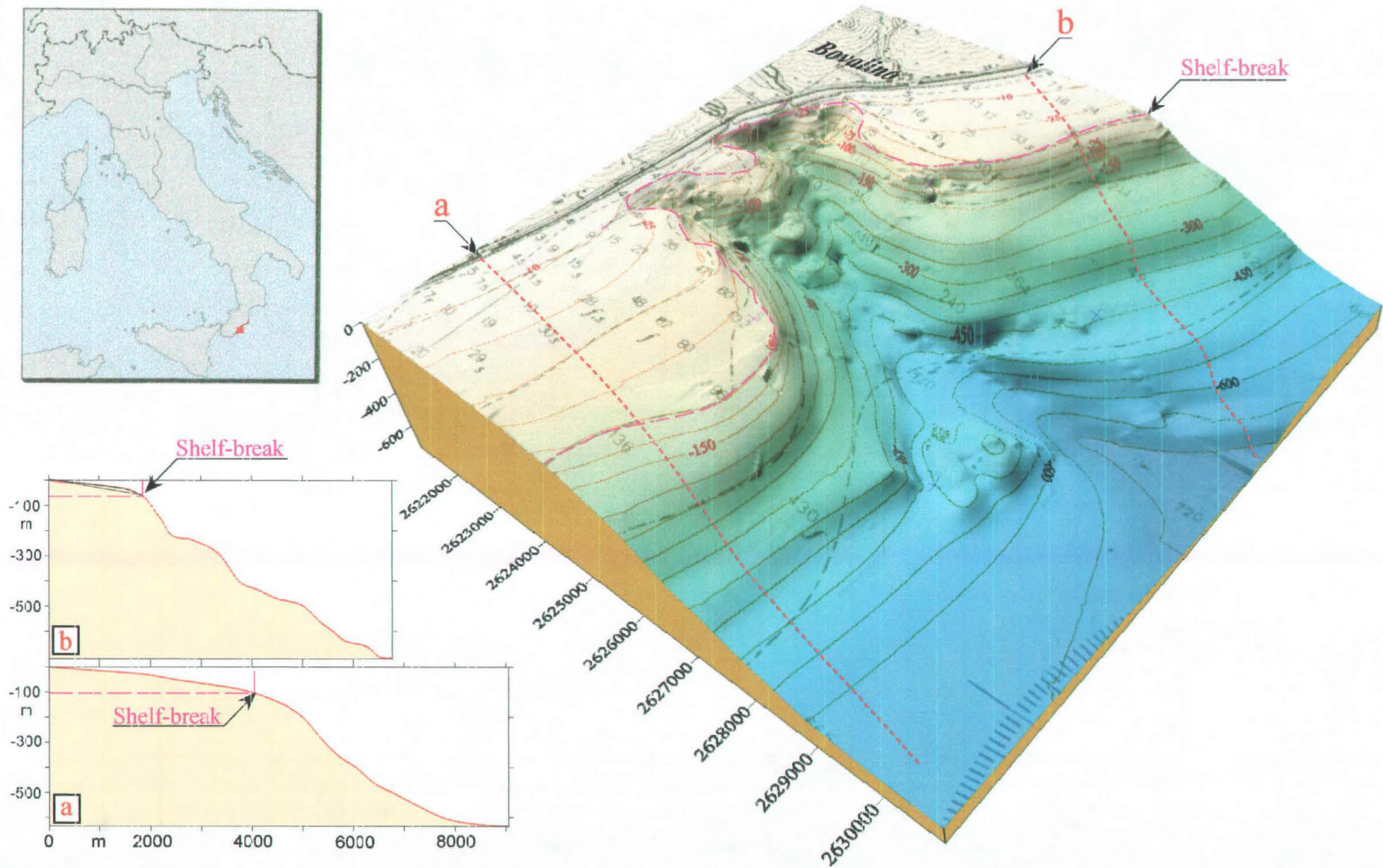


Fig. 70 - Diagramma morfo-batimetrico tridimensionale del Canyon di Bovalino e dei settori di piattaforma e scarpata adiacenti di cui al lato sono riportate le sezioni batimetriche.

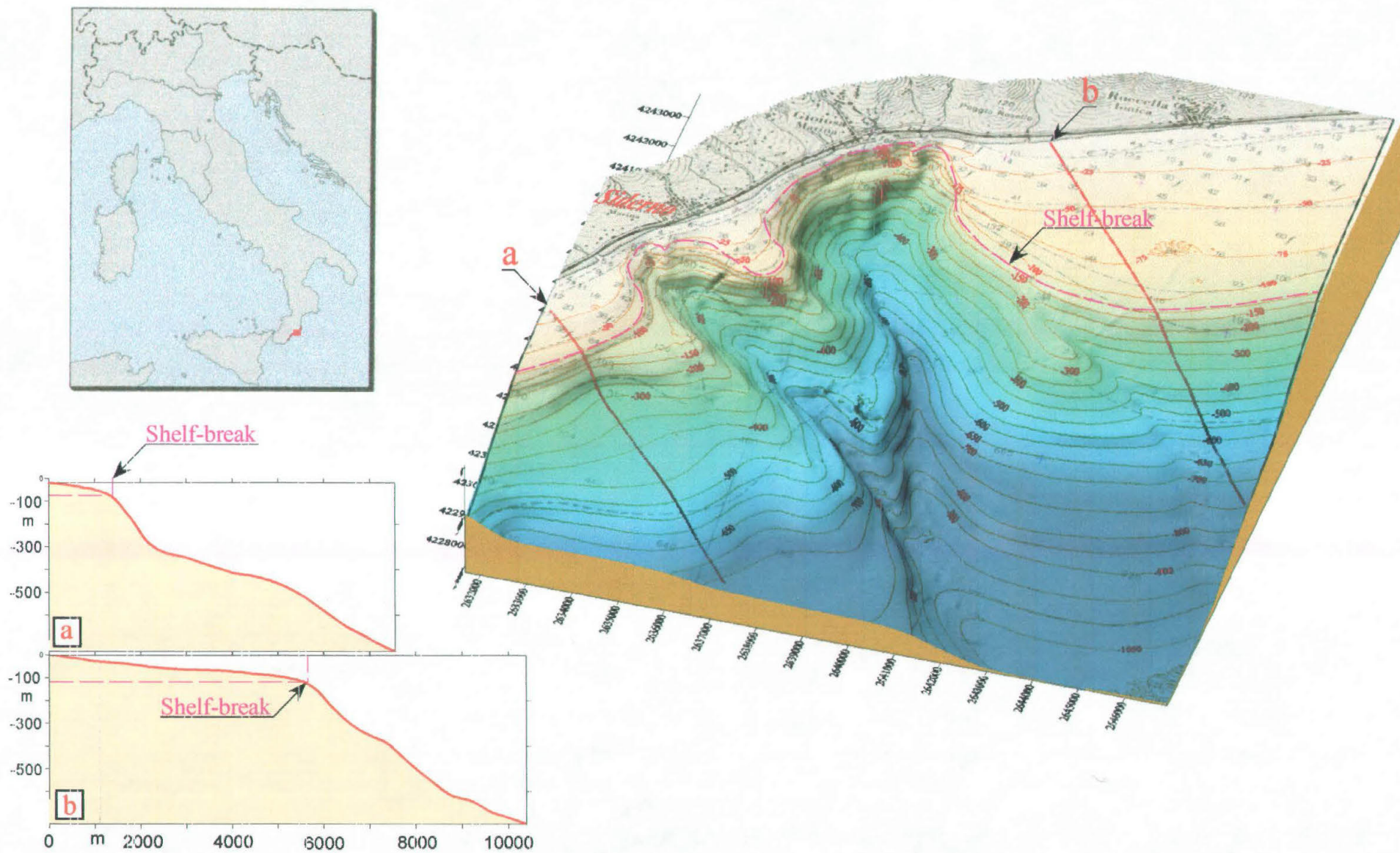


Fig. 71 - Diagramma morfo-batimetrico tridimensionale del Canyon di Siderno e dei settori di piattaforma e scarpata adiacenti di cui al lato sono riportate le sezioni batimetriche.

Allo scopo di meglio definire le modalità d'interazione tra la dinamica sedimentaria del litorale e quella che si realizza lungo lo sviluppo dei canyons, sono state analizzate le granulometrie di campioni prelevati nella fascia litoranea compresa tra la linea di costa e le testate antistanti e di due carote, prelevate durante la campagna sismica, in asse (200 m.) ai due principali canyons.

Le analisi granulometriche dei sedimenti sono state utilizzate, attraverso lo studio di alcuni parametri statistici, per ricostruire processi e differenziare ambienti e singoli episodi sedimentari. L'analisi delle percentuali granulometriche si basa sul presupposto che ogni sedimento clastico sia costituito da un certo numero di popolazioni elementari che possono venire trasportate in modo diverso ed avere quindi una storia deposizionale diversa. Dal riconoscimento e dall'analisi di tali popolazioni si possono trarre indicazioni sui processi e sugli ambienti sedimentari. In linea generale, le zone con granulometria più grossolana indicano la presenza di notevole energia derivata dai fattori meteomarinari, che impedisce la deposizione delle particelle più fini. Ad una zona con alta energia corrisponde un'area soggetta ad intensa attività di trasporto dei sedimenti. Al contrario, zone caratterizzate da granulometria più fine corrispondono ad aree soggette a debole energia meteomarina, che consente la deposizione anche di questi materiali.

Le analisi granulometriche, effettuate sui campioni prelevati nelle zone antistanti Bovalino e Siderno, hanno messo in evidenza la presenza di sabbia, mediamente classata, a volte associata a ghiaia, sotto costa e di fango al largo, secondo il modello classico che regola la distribuzione granulometrica dei sedimenti con la profondità. Tuttavia tenori relativamente elevati in sabbia sono stati riscontrati anche in alcuni campioni più profondi.

I grafici della distribuzione granulometrica dei transetti mettono in evidenza che le classi modali sono generalmente due (sabbia fine e silt grosso) e rappresentano le due popolazioni rispettivamente depositate dagli agenti di trasporto costieri sul fondo e veicolati in sospensione.

Le analisi granulometriche effettuate sulle carote hanno evidenziato che la carota prelevata nel Canyon di Siderno è piuttosto omogenea ed è totalmente fangosa, tranne che per un livello al top di silt sabbioso e una tasca di fango argilloso. La presenza di materiale sabbioso ad una profondità di 200 metri conferma come l'attuale dinamica

sedimentaria del canyon sia regolata da processi deposizionali e/o gravitativi che consentono il trasporto episodico di materiale grossolano proveniente dal litorale.

La carota Bovalino oltre ad essere eterogenea cromaticamente, presenta, diversi livelli sabbiosi millimetrici inclinati, a base netta, a circa 20 cm dal top, e un livello orizzontale di silt sabbioso, a contatto netto, tra 23 e 24 cm; questi livelli caratteristici in una carota totalmente fangosa, indicano degli eventi sedimentari ben precisi che, anche in questo caso, riguardano l'asporto e la definitiva sottrazione del materiale grossolano dal litorale. Conferma della provenienza di tale materiale è data dalla stretta somiglianza tra le caratteristiche della sabbia del suddetto livello e quella del campione BOV1.

Le caratteristiche dei sedimenti analizzati, quindi, indicano un agente di trasporto selettivo ad alta energia che veicola sabbia ben classata dalle zone litoranee fino a quelle profondità direttamente nei canali; detto agente deve poter agire episodicamente determinando anche limitati trasporti in massa. Le principali indiziate come causa di questo processo sono le *rip currents* ad alta energia associate alle mareggiate da Sud-Est. Queste solitamente sono riconosciute come responsabili o corresponsabili assieme alle *long shore current*, del prelievo e distribuzione dei sedimenti nella fascia litoranea. Nei settori di litorale analizzati lo stesso materiale in sospensione, viene catturato dalle testate dei canyons, molto prossime alla linea di costa e convogliato lungo i canali del canyon. Il successivo trasporto lungo la scarpata può avvenire per l'azione di correnti di torbida o per flussi gravitativi di vario genere (*slumping e sliding*), la cui presenza è stata confermata dall'interpretazione delle linee sismiche.

Ulteriori indagini e analisi potrebbero definire, con maggiore dettaglio, le modalità e l'esatta concatenazione dei vari processi che regolano la dinamica sedimentaria appena descritta (*rip current- correnti di torbida-fenomeni gravitativi*). Tutti i processi ipotizzati sottraggono comunque materiale sedimentario grossolano (sabbia) alla costa e sono responsabili o corresponsabili dell'arretramento della linea di costa.

L'assetto morfo-batimetrico di dettaglio, ricavato dai dati sismici ed ecografici, dei settori di piattaforma-scarpata delle aree investigate di Bovalino e Siderno, mostra delle caratteristiche singolari che riguardano anche le aree adiacenti ai canyons, non

coinvolte direttamente dall'azione erosiva degli stessi. I settori di margine separati dai due canyons si differenziano per i seguenti caratteri (Figg.70-71):

- nette variazioni dell'estensione ed inclinazione della piattaforma;
- lo shelf-break si localizza a quote batimetriche diverse. In particolare a sud del Canyon di Bovalino e a nord di Siderno il limite della piattaforma è posto ad una profondità di circa 70 metri, mentre nelle aree esterne a questo settore lo stesso ciglio si individua a 100 m di profondità;
- la scarpata del settore compreso tra i due canyons è caratterizzata da diverse rotture di pendio intervallate da estesi e continui (parallelamente allo shelf-break) terrazzamenti, mentre nelle aree attigue l'inclinazione appare più omogenea senza particolari articolazioni.

Il quadro morfologico generale indicherebbe un settore del margine, compreso tra i due canyon, completamente svincolato rispetto alle aree adiacenti, caratterizzato, nella fase più recente, da un vistoso sollevamento (shelf-break -70 m) e nel passato da brusche e ripetute oscillazioni verticali (terrazzamenti lungo la scarpata). I limiti dello stesso settore, sui quali si impostano i due canyons, devono coincidere con importanti lineamenti tettonici ad evoluzione recente e polifasica. La scarsa penetrazione dei profili sismici utilizzati (Chirp) non consente una chiara definizione della localizzazione e natura delle faglie in questione. Tuttavia in base alle informazioni relative all'assetto morfo-tettonico dell'entroterra calabrese e dell'area bacinale ionica si può ipotizzare che lo svincolo più settentrionale (Canyon di Siderno) possa coincidere con la prosecuzione a mare di una fascia NW-SE intensamente tettonizzata, di dimensioni regionali, che verso est taglia l'intera penisola calabrese. Verso sud il Canyon di Bovalino potrebbe coincidere, invece, con le propaggini settentrionali di linee (NW-SE) segnalate nel bacino ionico (Fig. 49).

Se tale ipotesi fosse confermata l'origine ed evoluzione dei canyons analizzati sarebbero il risultato di condizionamenti diretti da parte della tettonica sull'evoluzione morfodinamica del Pleistocene-Olocene del margine sud orientale della Calabria.

11. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI GENERALI

La trattazione delle tematiche riguardanti l'origine ed evoluzione dei canyons sottomarini nell'area mediterranea ed in particolare il ruolo della tettonica nella morfogenesi degli stessi, è stata condotta attraverso l'analisi dettagliata di alcuni casi maggiormente rappresentativi, sulla base di elaborazioni di dati batimetrici, sismici e sedimentologici pregressi e originali.

Tra tutti i casi esaminati è possibile distinguere alcuni in cui la localizzazione dei processi erosivi responsabili della genesi ed evoluzione dei canyons mostrano un legame diretto con i caratteri tettonici del margine.

Nel caso del sistema dei Canyons di Milazzo-Stromboli (vedi Cap. 5), è evidente che lo sviluppo del primo tratto (Canyon di Milazzo), è condizionato da faglie dirette NNW-SSE, connesse ad una fascia di taglio destrale di scala regionale.

La stessa fascia condiziona l'assetto morfo-strutturale di questo tratto del margine nord-siciliano (dorsale di Patti allungata in direzione NNW-SSE) e la particolare conformazione dell'arco vulcanico delle Isole Eolie. Nel secondo tratto (Canyon di Stromboli), la ripresa dell'incisione è imputabile, alla presenza di faglie NE-SW presenti nell'area bacinale. L'attività recente di tali lineamenti è confermata dalla localizzazione degli epicentri dei sismi, particolarmente concentrati nel Golfo di Patti.

Un'altra area in cui il più importante tra i fenomeni responsabili della morfogenesi dei canyons è sicuramente di natura tettonica è quella del Mar Ligure (vedi Cap. 6). Al suo interno si distinguono due settori uno di ponente (margine alpino) e l'altro di levante (margine appenninico).

I canyons della Riviera di Ponente, frequenti e ben incisi, costituiscono un elemento caratterizzante per questo tipo di margine: si impostano lungo linee tettoniche NNW-SSE, trasversali alla costa, e talora rappresentano strutturalmente dei veri e propri graben stretti e allungati.

Alcune delle stesse linee coincidono con epicentri di sismi e svolgono un ruolo fondamentale nell'assetto sismo-tettonico del margine alpino. L'attività erosiva, innescata dalle faglie NNW-SSE, è amplificata ed alimentata da fenomeni indotti da

correnti di torbida o correnti di fondo trattive (stagionali), che mantengono puliti gli assi dei canyons.

In conformità con questa continua erosione, le zone interne sono soggette a instabilità gravitativa che in questo settore si traduce nella formazione di imponenti corpi di frana, nell'area di scarpata, e in un'azione regressiva delle testate. Queste interagiscono, talvolta, con la fascia litoranea come nel caso limite del Canyon del Roia, dove la breve distanza dalla costa rappresenta un rischio ambientale e geologico analogo a quelli rappresentati da certi canyon di margine attivo (Fig.72).

Nel settore di levante l'elemento morfologico di spicco è il Canyon di Levante (vedi Par. 6.1). Lungo il suo sviluppo gli effetti di condizionamento tettonico risaltano, con particolare evidenza, dimostrando che sono questi ultimi a condizionare l'impostazione e lo sviluppo dei processi erosivi. Lo stretto legame tra la sua genesi ed evoluzione e l'assetto strutturale del margine appenninico consentono di affermare che nel canyon sono registrate, com'è confermato dall'analisi strutturale, le fasi tettoniche che hanno condizionato la dinamica sedimentaria del margine.

I limite del paleo-canale dell'area attualmente in erosione nel bacino suggeriscono almeno due fasi recenti di attività tettonica erosiva.

La prima fase in cui si assiste al netto arretramento della testata, innescato da faglie disposte in direzione E-W che tagliano la piattaforma e proseguono per una decina di chilometri verso il bacino. L'attività erosiva durante la stessa fase, ha interessato un ampio settore ai piedi della scarpata che è condizionata dall'attività di faglie ad andamento appenninico e probabilmente proseguiva nell'area attualmente occupata dalla frana di Portofino.

La fase attuale è caratterizzata dal riempimento dell'estremità della testata e limitata azione erosiva del primo tratto E-W del canyon. Verso il bacino la stessa azione erosiva appare più incisiva in corrispondenza di un canale confluyente impostato su linee NE-SW (anti-appenniniche).

Tale variazione dell'estensione ed entità dell'attività erosiva risponde perfettamente ai caratteri tettonici di due eventi distinti il primo in cui la fascia E-W si caratterizza come area di svincolo trascorrente tra linee dirette appenniniche responsabili della strutturazione originaria del margine. Nella seconda fase le

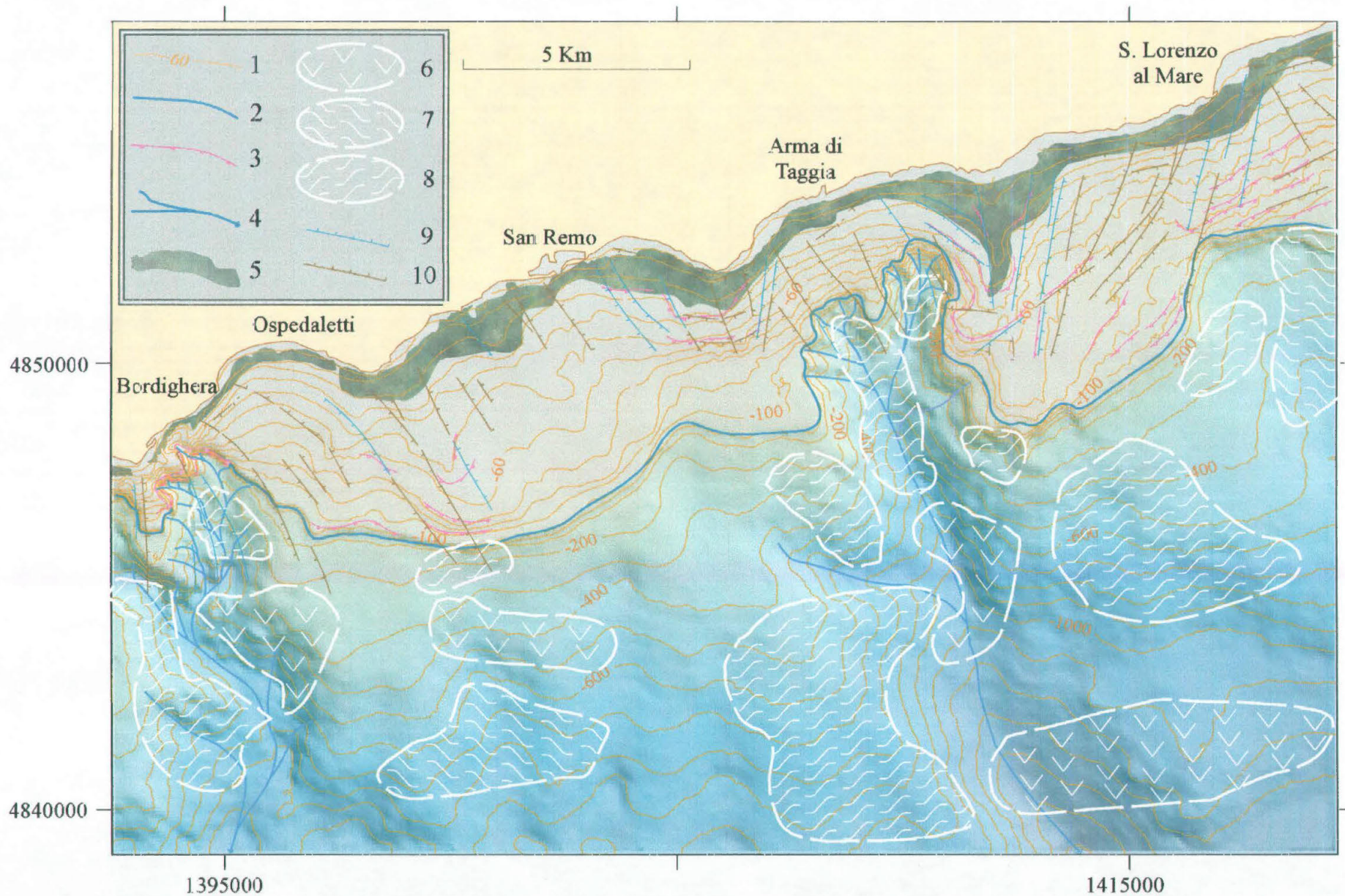


Fig. 72 - Carta morfo-tettonica e delle emergenze morfologico-ambientali del margine ligure alpino. 1) Isobate in metri; 2) Shelf-break; 3) Rotture di pendio sulla piattaforma; 4) Canali di drenaggio e canyons; 5) Praterie di Fanerogame (da Bianchi e Peirano, 1985, modificato); 6) Slides; 7) Masse cactiche; 8) Zone di instabilità; 9) Faglia affiorante; 10) Faglia sepolta .

movimentazioni tettoniche si concentrano lungo le linee antiappenniniche responsabili dello sprofondamento verso SE del bacino e della piattaforma.

In altri casi la localizzazione o concentrazione dei processi erosivi che accompagnano lo sviluppo del canyon risultano indirettamente controllati dall'assetto morfostrutturale del margine.

Nel Golfo del Leone (vedi Cap. 7), ad esempio, la formazione dei canyons è notoriamente attribuita a processi di tipo erosivo, indotti esclusivamente al trasporto di ingenti apporti sedimentari che hanno contribuito alla formazione della conoide del Rodano. La conferma di tale ipotesi è che il margine in questione è tettonicamente quiescente (dal Miocene sup.-Pliocene); tuttavia da recenti studi risulta che le principali valli erosive si localizzano in corrispondenza di strutture tettoniche relitte.

In questo caso le strutture stesse esercitano un evidente, ma indiretto condizionamento sullo sviluppo dei canyons, il meccanismo con il quale si realizza tale legame è ancora oggetto di discussione anche se i movimenti verticali differenziali, sono tra i processi maggiormente imputati che si realizzano in corrispondenza di brusche e notevoli variazioni di spessore, della copertura sedimentaria, impostate su antiche dislocazioni.

Lo studio della morfogenesi dei canyons ha implicato la trattazione di altre tematiche come quella inerente i processi gravitativi sottomarini, in quanto elementi fondamentali nella dinamica sedimentaria e nel modellamento dei canyons stessi. Questi fenomeni sono stati studiati principalmente nel Margine Ligure, dove sono stati mappati e classificati (vedi Cap. 8). Nel settore di ponente (alpino) una imponente attività neotettonica, accompagnata da una intensa sismicità, è responsabile di una fitta rete di canali e solchi di canyons. Questi risultano particolarmente instabili essendo luogo in cui si hanno diffusi e imponenti movimenti e collassi di masse sedimentarie. Questi fenomeni concorrono al progressivo processo di arretramento delle testate fino a casi estremi in cui le stesse testate risultano poste a breve distanza dalla costa. In tale evenienza, i processi responsabili della particolare e vivace morfodinamica delle testate interagiscono direttamente con la fascia costiera presentando alcune particolari situazioni:

- in alcuni casi, il precario equilibrio delle masse sedimentarie o addirittura l'evenienza di collassi improvvisi possono rappresentare dei rischi geologico-ambientali di notevole rilevanza per la fascia costiera .
- in altre aree gli stessi fenomeni possono esercitare un controllo decisivo sulla dinamica sedimentaria della fascia costiera, arrivando nei casi più estremi a rappresentare la causa o concausa nei processi di arretramento delle spiagge.

Nel settore di levante (margine appenninico) del Mar Ligure la sismicità è notevolmente ridotta e l'attività tettonica presente appare localizzata in alcuni settori della scarpata e bacino. I fenomeni gravitativi appaiono meno diffusi ancorchè imponenti e connessi, nella maggioranza dei casi, all'instabilità ai piedi della scarpata generata dall'azione erosiva del Canyon di Levante. Tali fenomeni non rappresentano dei rilevanti elementi di rischio geologico e ambientale, delle aree marine e costiere, a causa della notevole distanza e della loro limitata diffusione. Tuttavia, una più attenta valutazione merita il ben noto caso della frana di Portofino, dovuta alla cospicua quantità di masse sedimentarie coinvolte (8000 milioni di m³) e la particolarità degli eventuali fattori di innesco della frana stessa (erosione al piede dell'accumulo generata dal Canyon di Levante e sismicità del bordo orientale del Monte Doria; (Fig.73). Una riattivazione anche parziale della suddetta frana potrebbe rappresentare uno dei massimi rischi relativi alla produzione di *tsunami* con conseguenze di rilievo nelle aree costiere liguri.

La dinamica sedimentaria che si realizza nelle aree di testata particolarmente arretrata, dei canyons del margine calabro occidentale presenta dei caratteri di particolare interesse per le tematiche tipicamente ambientali, inerenti la valutazione del grado di erosione e la previsione di eventi franosi di grande entità (vedi Cap. 9). Fenomeni di questo tipo si sono verificati a Gioia Tauro dove, in una condizione di già precario equilibrio per i materiali che si trovavano alle testate, un errato intervento antropico di collocazione del materiale di risulta dall'escavazione del porto ha dato origine ad una frana sottomarina con la formazione di un' onda anomala che si è abbattuta sulla costa. (vedi Par. 9.1).

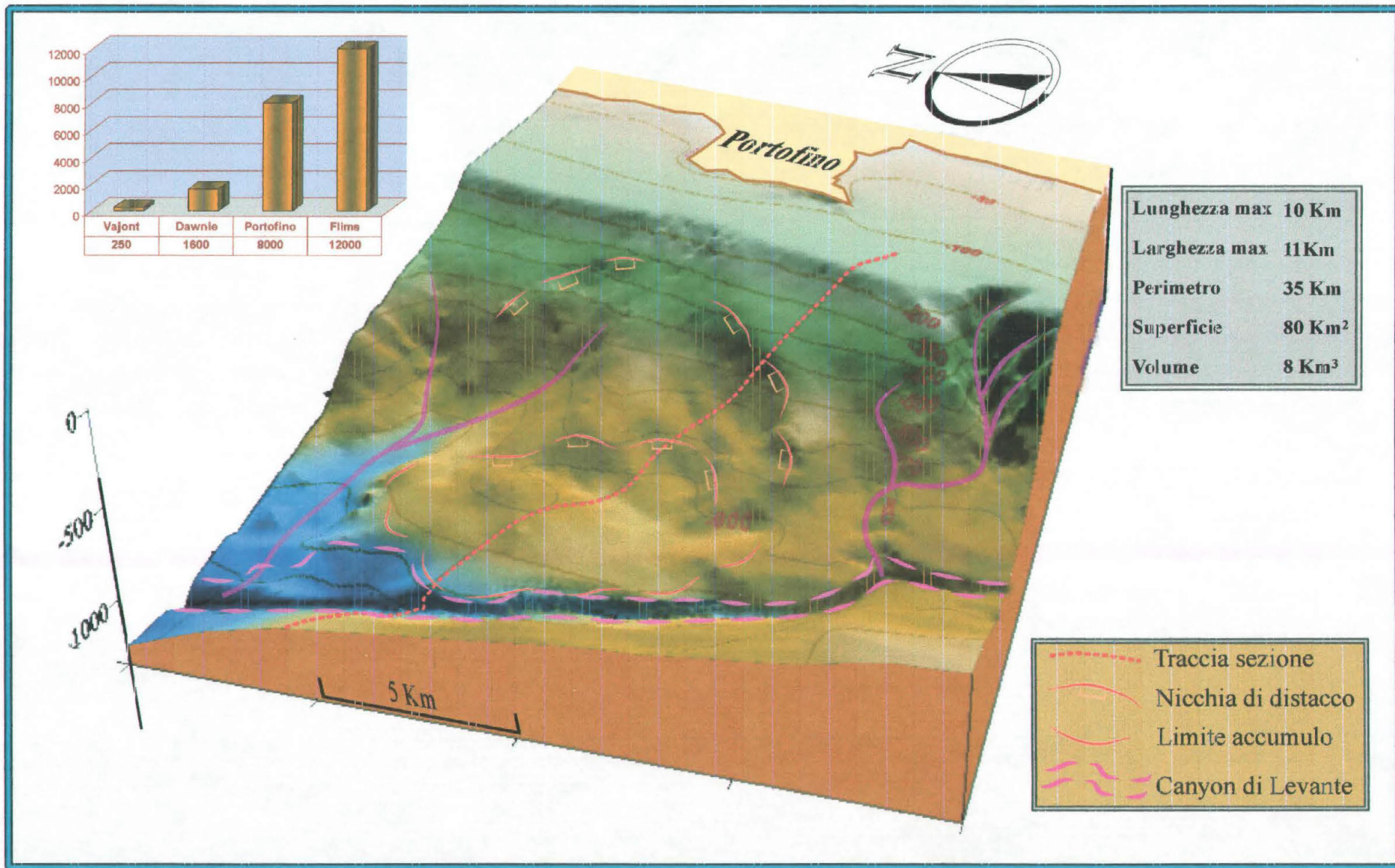


Fig. 73 - Diagramma morfo-batimetrico tridimensionale della Frana di Portofino di cui oltre alcuni parametri dimensionali e mostrato un diagramma di confronto dei volumi delle frane emerse più grandi nel mondo.

Il margine ionico della Calabria è l'area che meglio evidenzia l'interazione tra i canyons e la dinamica costiera (vedi Cap. 10). Negli ultimi anni in Calabria, sono stati effettuati studi approfonditi sul sistema costiero a causa del crescente fenomeno di arretramento a cui le coste sono sottoposte. Alcuni Autori (Brambati et al. 1996; Ietto F., 2001) hanno attribuito questi vistosi fenomeni a varie cause, da quelle naturali (variazione del livello medio marino e/o del regime meteomarinico) a quelle antropiche, dando una maggiore o, in alcuni casi, esclusiva responsabilità all'urbanizzazione sfrenata sui litorali ed a errate opere di difesa costiera artificiali.

Tuttavia, gli interventi antropici nel tratto marino analizzato, compreso tra Bovalino e Siderno, risultano di scarsa entità sia sul litorale che lungo le aste fluviali. Queste non possono quindi aver creato dei deficit di apporto sedimentario o variazioni della dinamica sedimentaria costiera, così evidenti e in così breve tempo.

Al contrario si osserva invece un'azione alimentatrice importante da parte delle fiumare che trasportano una cospicua quantità di materiale detritico direttamente in mare. Inoltre è segnalato un tasso di sollevamento dell'arco calabro di 0,8/ 0,9 mm/anno che assolve come possibile imputato l'eustatismo generalizzato. Un'analisi più approfondita dei caratteri di questo margine ha indicato come cause principali, responsabili del suddetto dissesto, alcuni fenomeni connessi alla particolare morfologia dell'area di piattaforma e scarpata. Questa è stata analizzata, con maggior dettaglio, nelle aree interessate dall'azione erosiva dei canyons di Bovalino e Siderno, utilizzando dati ricavati da una campagna sismica eseguita in collaborazione con L'IGM di Bologna nell'agosto 2002 (85 Km di profili Chirp), e da successive indagini batimetriche (55 Km di profili con ecoscandaglio) e di prelievo di campioni del fondale (31 bennate), finanziate da un progetto "Giovani Ricercatori" dell'Università di Trieste (vedi Par. 10.1.).

I risultati mostrano come la fisiografia del margine sia caratterizzata da una piattaforma stretta, molto inclinata e tagliata profondamente da due canyons posti in corrispondenza delle foci delle fiumare. Gli stessi canyons si presentano, in base all'analisi dei profili sismici e batimetrici, ben incisi e ripuliti con testate attive poste in continuità con le foci delle fiumare.

La litologia del fondale (vedi Par. 10.2.1) nel tratto di litorale, corrispondente al sistema foce delle fiumare e testata del canyon, è quella di una sabbia, da fine a molto

fine, mediamente classata. Gli stessi campioni raccolti, via via spostandosi a profondità comprese tra 30 e 60 m, mostrano passaggi graduali in fango che però è ancora arricchito in sabbia (fino al 78% in un campione prelevato a 40 m di profondità).

Questo dimostrerebbe che le fiumare, durante gli eventi alluvionali violenti (frequenza biennale), versano il materiale detritico più grossolano come *plume-correnti di torbida*, direttamente all'interno delle testate dei canyons (poste mediamente a 80-150 metri dalla linea di riva) privando i sedimenti più costiere di queste componenti.. Inoltre la stessa anomala vicinanza indicherebbe come altro plausibile mezzo di trasporto del materiale grossolano verso gli inghiottitoi dei canyons, le *rip currents* ad alta energia, associate alle mareggiate da Sud-Est più violente. Tali fenomeni spiegano come la dinamica sedimentaria lungo i litorali sia caratterizzata da un netto deficit della porzione più grossolana che, invece di essere ridistribuita lungo costa, viene direttamente convogliata nell'area di scarpata e bacino.

Un'ulteriore conferma della diretta correlazione tra la dinamica sedimentaria del litorale e quella che si realizza nelle testate e lungo lo sviluppo dei canyons è data dalle analisi di due piccole carote prelevate ad una profondità di 206 e 203 metri lungo l'asse dei canyons di Bovalino e Siderno. I sedimenti prevalentemente fangosi presentano delle intercalazioni sabbiose. I caratteri e la geometria di questi livelli, confermano l'ipotesi del diretto asporto e definitiva sottrazione del materiale grossolano dal litorale e il carattere episodico di tale processo.

Ulteriori indagini e analisi potrebbero definire, con maggiore dettaglio, il ruolo delle *correnti di torbida*, *rip current* e *fenomeni gravitativi*.

La ricostruzione dettagliata della morfologia dei settori di piattaforma e scarpata interessati dall'attività dei suddetti canyons ha fornito dei risultati in parte inaspettati.

L'anomala profondità dello shelf-break compresa tra i 70 e i 100 metri (nei margini tettonicamente quiescenti è sui 120 m) sarebbe coerente con il sollevamento generalizzato dell'intero Arco Calabro nel Pleistocene-Olocene (0,8 0,9 mm\anno Canu et al., 1989). Nell'ambito di questo *trend* generale, movimenti verticali differenziali si verificano tra il settore di margine compreso tra i due canyons (profondità del ciglio 70 m) e quelli a Nord e a Sud dello stesso (100 m). Movimenti verticali relativi sono

confermati dal restringimento e maggiore acclività della piattaforma e presenza di maggiori articolazioni della scarpata (terrazzamenti) dell'area compresa tra i due canyons (Figg. 70, 71 e 74).

La stessa si configura come un'unità strutturale unitaria a cinematica indipendente (profondità dello shelf-break) e polifasica (terrazzamenti della scarpata) all'interno del margine, delimitata da linee di svincolo tettonico che coincidono con i canyons di Bovalino e Siderno.

La natura e scarsità dei dati disponibili non consentono un'esatta localizzazione e definizione della natura di tali allineamenti. E' comunque ipotizzabile, in base ai dati stratigrafici e neotettonici regionali, che quello più settentrionale potrebbe coincidere con la prosecuzione a mare di una fascia (NW-SE) che divide in blocchi una porzione dell'Arco Calabro, mentre all'altezza di Bovalino si localizzerebbe la terminazione meridionale di una faglia NW-SE presente nel bacino (Fig. 74).

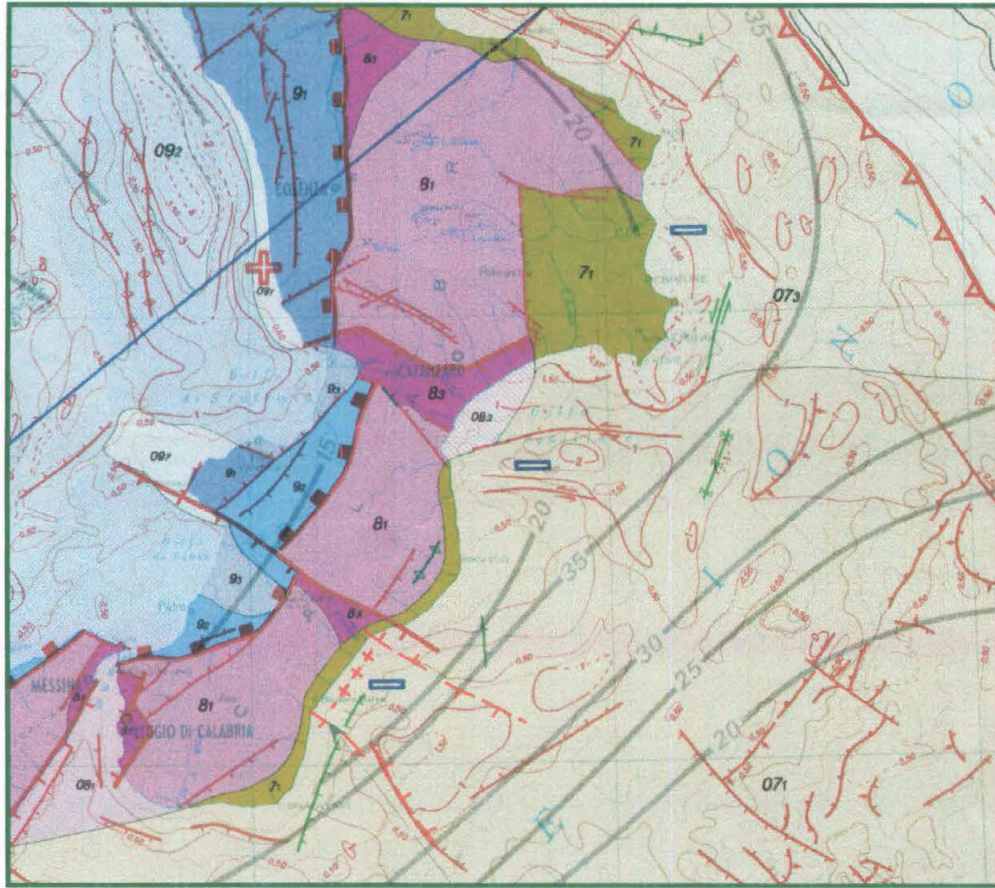
Il settore delimitato da tali lineamenti coincide, nell'area bacinale ad una depressione interna al margine (incremento dello spessore della sequenza plio-quadernaria) e verso la piattaforma-scarpata ad un alto relativo (Fig. 74).

Per quello che concerne gli argomenti trattati in questa tesi è possibile affermare che anche in questo caso la presenza di importanti linee di svincolo tettonico, all'interno del margine, ha svolto un ruolo fondamentale nell'origine ed evoluzione dei canyons di Bovalino e Siderno.

Dai dati raccolti e dalle analisi eseguite si evince anzitutto un'importante conclusione sui processi di genesi ed evoluzione dei canyons mediterranei.

I processi di erosione sottomarina, per quanto importanti e indispensabili nel concorrere a mantenere i talweg puliti e attivi, solo raramente possono essere considerati unici responsabili dell'incisione dei canyons.

Tale condizione sembra essersi verificata solo in pochi casi, laddove foci di corsi d'acqua di eccezionale portata solida hanno insistito nel corso delle più recenti fasi di low-standing del livello marino, in un punto fisso dello shelf-break. Altrimenti è necessario invocare un'altra causa che determini la focalizzazione dei detti fenomeni lungo un asse preferenziale: detta causa non può essere individuata che negli effetti diretti e indiretti di linee tettoniche del substrato.



CANYON di BOVALINO

CANYON di SIDERNO

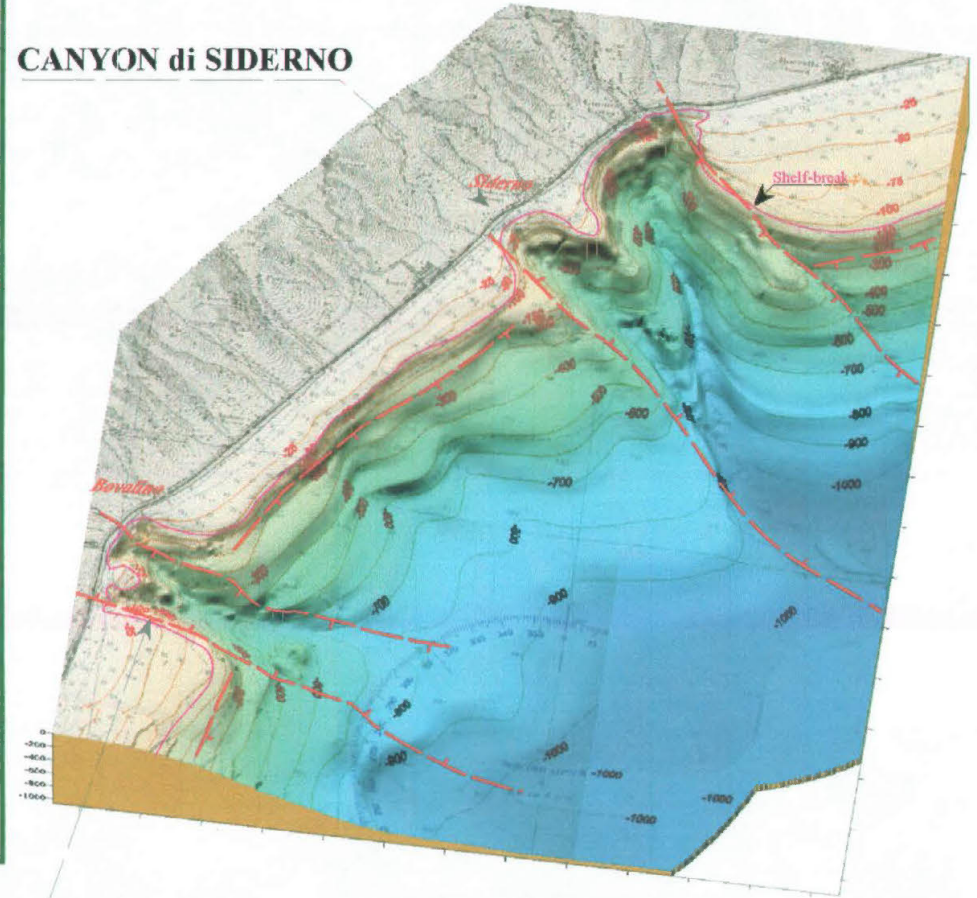


Fig. 74 - Ipotesi di strutturazione della porzione di margine interessata dai Canyons di Bovalino e Siderno sovrapposta alla carta neotettonica d'Italia e ai diagrammi morfo batimetrici tridimensionali. Per i simboli vedi Fig.49. Da A.A.V.V. "Neotectonic model of Italy" (1987), modificata.

Nella stragrande maggioranza dei casi esaminati dette linee mostrano attività recente ed attuale sino a mostrarsi sismogenetiche o comunque associate a centri (“nodi”) di attività sismica. E’ significativo che tra le paleovalli messiniane la gran maggioranza sia stata colmata, quando non si trova ubicata in zona ad attività neotettonica di rilievo. Ciò vale non solo per le paleovalli oggi occupate da quei “mostri” di apporto terrigeno che chiamano Rodano e Nilo, ma anche per numerose incisioni del substrato, testimonianze di reticoli idrografici ormai scomparsi, frequenti ad esempio lungo il Margine Ligure-Provenzale.

La connessione tra attività tettonica e dinamica dei canyons è indiscutibile per i casi-campione da noi presentati resta da spiegare come mai l’origine dei canyons erosivi e delle testate di quelli a origine mista appaia tanto recente. In taluni casi vi è evidenza che l’incisione recente, anche a profondità notevoli, giunge solo ora a intaccare le evaporiti superiori (Messiniano) che si erano depositate in una depressione preesistente, ma che erano poi rimaste coperte dai livelli terrigeni Plio-Pleistocenici.

Si possono individuare tre scenari principali:

- La regressione Wurmiana è stata la più marcata del Pleistocene o comunque quella che, per il concorrere di diverse cause, ha prodotto gli effetti più marcati di dinamica sedimentaria.
- E’ stata l’unica a coincidere con una fase di ripresa tettonica marcata che ha amplificato i fenomeni (erosivi) e ha avuto un’influenza indiretta anche sui processi di mobilizzazione gravitativa dei sedimenti (è lo scenario più rispondente ai casi fino ad ora analizzati).
- I canyons hanno conosciuto varie fasi di colmata e ripresa, ma l’ultima è stata comunque la più marcata obliterando in tutto o in parte gli effetti delle precedenti.

In ogni caso, si vuole sottolineare che non è possibile prescindere dal riconoscimento del ruolo della tettonica, diretto o indiretto. Trascurando l’importanza dei processi neodinamici non si può rendere conto della complessità dei fenomeni responsabili della genesi, evoluzione e dinamica attuale dei canyons sottomarini mediterranei.

BIBLIOGRAFIA

ATLANTE DELLE SPIAGGE C.N.R. 1996, - Fogli 255, 263, 264.

BARBANO, M.S., BOTTARI, A., CARVENI, M., COSENTINO, M., FEDERICO, B., FONTE, G., LO GIUDICE, E., LOMBARDO, G. & PATANÉ G., 1979. Macro seismic study of the Gulf of Patti earthquake in the geosstructural frame of north-eastern Sicily. *Boll. Soc. Geol. It.*, XCVIII, 2, 155-174.

BARROS J.A., HANUS F.J., MORITA R. Y. (1975): Survival of human enteric ad other sewage microorganism under simulated deep sea conditions. *Appl. Microbiol.* 30: 309-318

BUCHER W. H., 1940 Submarine valleys and related geologic problems of the north Atlantic: *Geological of American Bulletin*, v 81, p. 3513-3536

BARONE, A., FABBRI, A., ROSSI, S., SARTORI, R., 1982. Geological structure and evolution of the marine areas adjacent to the Calabrian arc. *Earth Evolution Science*, 3, 207-221.

BERNÉ S., LOUBRIEU B., ET L'EQUIPE CALMAR EMBARQUÉE., 1999. Canyons et processus sedimentaires recents sur la marge occidentale du golfe du Lion. Premiers resultats de la campagne Calmar. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planetes / Earth & Planetary Sciences.* 328, 471-477

BORSETTI, A.M., COLANTONI P., GABBIANELLI G., GILLI A., TURRINI D., TAMPIERI R., 1986. On Late Pleistocene and Holocene deep sea sedimentation in the Tyrrhenian Sea. *Rapp. Comm. Int. Mer.Medit.*, 30, 2, 78.

BONA F., MAFFIOTI A., VOLTERRA L., (1997) Analisi e recupero dei sedimenti marini. Sezione: valutazione di impatto ambientale.

BATZAN J., BERNÉ S., CANALS M., OLIVET J-L., RABINEAU M., REHAULT J-P., LOFI J., 2000. EAGE Conference on Geology and Petroleum Geology – St. Julians, Malta, 1-4 October.

BRAMBATI A. L'erosione dei litorali adriatici: problemi e prospettive. (Conv. Interreg. A.I.D.D.A. "Per un Adriatico rinnovato", 18-25, Pescara 1989.

BRAMBATI A. L'erosione dei litorali: cause antropiche o naturali? (1989).*Terra, Riv. Sc. Amb. e Terr.*, anno II, n. 1, 26-29, Quarto Inferiore (BO), 1989.

BOZZANO A. Dissesti gravitativi sulla piattaforma e scarpata continentale della Liguria occidentale: settore Ventimiglia-Laigueglia.

BREVER G. (1991): A strategy for the sea floor. *New. Sci.* 132: 34-37.

BUSQUET, J.C., GABBIANELLI, G., LANZAFAME, G., ROSSI, P.M.L., 1997. Fragmentation of volcanic arc by a lithosperic discontinuity: the Aeolian-Maltese fault system in the southern Tyrrhenian Sea. *Atti Convegno CROP, Trieste.*

BOUCART J. (1949).- Les deformation recétes et leur influence sur le modéle actuel.La theorie de la flexure continentale.*C.R.16 Congr. inst. geogr.*, Lisbonne,P. 167-190.

BUCHER W. H. (1940) – submarine valleys and related geologic problems of the north atlantic. *geological society of american bulletin*, v, 51, p 489-512.

CANU, M., TRINCARDI, F., 1989. Controllo eustatico e tettonico sui sistemi deposizionali nel bacino di Paola (Plio-Quaternario), margine tirrenico orientale. *Giornale di Geologia*, 51, 2, 41-61.

- CARRARA G. (2001) Evoluzione cinematica neogenica del margine occidentale del bacino tirrenico. Tesi di Dottorato, Parma.
- C.N.R. 1983. Neotectonic map of Italy scale 1:500.000. Sheet 6 L.A.C., Florence.
- COLANTONI, P., GENNESEAU, M., VANNEY, J. R., ULZEGA, A., MELEGARI, G., TROMBETTA, A., 1992. Processi dinamici del Canyon sottomarino di Gioia Tauro (Mare Tirreno). *Giornale di Geologia*, 54, 2, 209-223.
- CORRADI N., FANUCCI F., FIERRO G., FIRPO M., PICCAZZO M., RAMELLA A., TUCCI S., (1987). Importance Des Canyons Sous-Marins Dans La Dynamique Sedimentaire De La Mer Ligure Quaderni Dell'istituto Di Geologia Dell' Universita' Di Genova ANNO 8 1987 N.4
- COLEMAN J. M. AND PRIOR D.B., 1983. Deltaic influence on shelfedge instability process. *SEMP Spec. Pull.* 33, 121-137.
- CURZI, P.V., GABBIANELLI, G., SELLI, L., 1984. Caratteristiche ed origine del Canyon di Stromboli. *Riassunti Convegno Soc. Geol. It. "La Geologia Marina, aspetti di ricerca pura ed applicata"*, 35.
- BOSELLINI A., 1986 *Le Scienze della Terra*. Italo Bovolenta Editore.
- BATZAN J., BERNE S., CANALS M., OLIVET J-L., RABINEAU M., REHAULT J-P., LOFI J., 2000 EAGE Conference on Geology and Petroleum Geology-St. Julians, Malta, 1-4 October.
- DAMUTH, J.E., 1980. Use of high-frequency (3.5-12 KHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea; a review. *Marine Geology*, 38, 51-75.
- DALY R. A., (1936) - Origin Of Submarine Canyons. *American Journal Of Science*, V. 31, P.401-420.
- DAVIS W. M., (1934) - Submarine Mock Valleys. *Geographical Review*, V. 24, P. 297-308.
- DEL PEZZO, E., MARESCA, R., MARTINI, M., SCARPA, R., 1984. Seismicity of the Aeolian islands. Southern Italy. *Ann. Geoph.*, 2, 2, 173-180.
- DROZ, L., BELLAICHE, G., 1985. Rhone deep-sea fan, morphostructure and growth pattern. *AAPG Bulletin*, 69, 3, 460-479.
- DROZ, L., G. BELLAICHE, AND V. COUTELLIER., 1988. Sedimentary Evolution of the Fan System of the Northern Mediterranean Margin (Gulf of Lions and Western Provence) Since the Pliocene. *A.A.P.G. BULLETIN*. Volume 72/8 pag 999.
- DROZ L., KERGOAT R., COCHONAT P., BERNÈ S., 2001. Recent sedimentary events in the Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine Geology* 176, p. 23-37.
- EMERY K. O. 1969. Continental rises and oil potential. *Oil Gas J.*, 67: 231-243.
- FABRI, A., GHISSETTI, F., VEZZANI, L., 1980. The Peloritani-Calabria Range and the Gioia Basin in the Calabrian Arc (Southern Italy): Relationships between Land and Marine Data. *Geologica Romana*, XIX, 131-150.
- FABRI, A., GHISSETTI, F., VEZZANI, L., 1981. Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins. In: F.C. Wezel (editor). *Sedimentary basins of Mediterranean margins*, 101-126. C.N.R. Italian Project of Oceanography, Tecnoprint, Bologna.
- FANUCCI F., FIERRO G., REHAULT J.P. TERRANOVA R. (1974) -Le Plateau Continental De La Mer Ligure De Portofino A La Spezia; Etude Structurale Et Evolution Plioquaternarie. *Comptes Rendus*

- Hebdomadaires Des Seances De L'academie Des Sciences, Serie D: Sciences Naturelles. 279; 14, 1151-1156.
- FANUCCI F., FIERRO G., FIRPO M., MIRABILE L., PICCAZZO M. (1979) - La Piattaforma Continentale Della Liguria Appenninica. Atti Convegno Scientifico Nazionale Progetto Finalizzato "Oceanografia E Fondi Marini" Roma 5 - 7 Marzo 1979 1275-1289.
- FANUCCI F., FIRPO M., MIRABILE L., PICCAZZO M. (1979) - Risultanze Di Una Campagna Di Sismica A Riflessione Sul Margine Continentale Del Mar Ligure Da Genova A Livorno. Annali Ist. Univ. Navale Napoli, Vol. Xlvii-Xlviii: 163-183.
- FANUCCI F., GIAMMARINO S., TEDESCHI D. (1980) - Il Pliocene Della Costa E Del Margine Continentale Dell'appennino Ligure In Rapporto Alla Neotettonica. Mem. Soc. Geol. It., 21: 259-265.
- FANUCCI F., MIRABILE L., PICCAZZO M. (1980) - Le Piattature Continentali Del Mar Ligure - Alto Tirreno: Proposta Di Classificazione. Atti 3° Congr. Ass. It. Oceanol. Limnol.: 105-114, Sorrento.
- FANUCCI F. (1983) - Piattaforme Mioceniche Del Margine Continentale Dell'appennino Ligure. Atti 4° Congr. Ass. It. Oceanol. Limnol., Chiavari (1980): 35/1-35/12.
- FANUCCI F., FIRPO M., PICCAZZO M. & MIRABILE L. (1984) - Le Plio-Quaternaire De La Mer Ligure: Epaisseurs Et Conditions D'accumulation. Marine Geology, 55, 291-303.
- FANUCCI F., CORRADI N., FIERRO G., FIRPO M., PICCAZZO M., RAMELLA A., TUCCI S. (1987). - Sismostratigrafia E Neotettonica Del Mar Ligure. Quad. Ist. Geol. Univ. Genova, 8, (3): 41-72.
- FANUCCI F., FIRPO M. (1987) - Neotectonic Map of Italy (Sheets 1-3, Marine Areas). C.N.R., P. F. Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica.
- FANUCCI F., EVA C., CATTANEO M., FIRPO M., PICCAZZO M. (1989) - Tettonica E Morfogenesi Olocenica In Mar Ligure. Mem. Soc. Geol. It., 42, 221-227 Roma, Soc. Geol. It., 1992.
- FANUCCI F., FIRPO M. (1990) - Structural Model Of Italy (Sheet 1, Marine Area). C. N. R. , P. F. Geodinamica (Direttore F. Barberi), Sottoprogetto Modello Strutturale Tridimensionale (Responsabile P. Scandone).
- FANUCCI F., FIRPO M., PICCAZZO M., LEMBO P., PANTALEONE N.A., SACCHI L. (1992) - Mophostructural Features And Evolution Of The Ligurian Sea. Miscellanea Iv: 29th International Geological Congress, Kyoto 24 Agosto - 3 Settembre 1992, Servizio Geologico Nazionale. Istituto Poligrafico E Zecca Dello Stato, Roma: 29-44.
- FANUCCI F., FIERRO G., REHAULT J.P., 1974. Evoluzione quaternaria della piattaforma continentale ligure. Mem. Soc. Geol. It., 13/2,233-240.
- FANUCCI F., 1978. Neotettonica dei margini continentali del Mar Ligure. Mem. Soc. Geol. It., 19: 535-542
- FANUCCI F., FIRPO M., MIRABILE L., 1980. Les canyons sous-marine de la Mer Ligure: morphologie, structure, évolution. 26° Congrès Geologique international: 467, Parigi.
- FANUCCI F., NICOLICH R., 1984. Il Mar Ligure: nuove acquisizioni sulla natura genesi ed evoluzione di un "bacino marginale". Mem. Soc. Geol. It.,27:97-110.
- FANUCCI F., FIRPO M., MORELLI D., PICCAZZO M., 1994. Il Mar Ligure: origine e storia di un bacino mediterraneo. In "Studi geografici in onore di Domenico Ruocco", a cura di Citarella. Loffredo Editore, Napoli: 117-130.
- FARRE J.A., MC GREGOR B.A. RYAN W.B.F. AND ROBB J.M., 1983. Breaching the shelfbreak: passage fro youthful to mature phase in submarine canyon evolution. SEMP Spec. Pull. 33, 25-39.

- FOLK R. L. (1954) The distribution between grain-size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology*, 62: 344-358.
- GABBIANELLI, G., CURZI, P.V., SELLI, L., 1983. The Stromboli Canyon (Tyrrhenian Sea) 4th IAS Abs., 59-61.
- GABBIANELLI, G., ROMAGNOLI, C., ROSSI, P.L., CALANCI, M., LUCCHINI, F., 1991. Submarine morphology and tectonics of Vulcano (Aeolian Islands, Southeastern Tyrrhenian Sea). *Acta Vulcanologica*, 1, 135-141.
- GABBIANELLI, G., CURZI, P.V., SELLI, L., 1996. Nuovi dati sedimentologici e sismostratigrafici sul Canyon di Stromboli. In: Faranda F.M. & Povero P. (Eds.) "Caratterizzazione ambientale marina del sistema Eolie e dei bacini limitrofi di Cefalù e Gioia, 463-474, CoNISMa, Genova.
- GALLIGNANI P., 1982. Recent sedimentation processes on the Calabria continental shelf and slope (Tyrrhenian Sea, Italy). *Oceanologica Acta* --Vol. 5 - N° 4
- GAMBERI, F., MARANI, M.P., 1999. Morphosedimentary features of the Orosei and Stromboli deep-sea valleys and related channel-fed depositional system. *GEOITALIA*, 2° forum FIST, 1, 160-162.
- GOT, H., MIRABILE, L., MONACO, A., VALETTE, J.N., 1978. Structure du recouvrement sédimentaire entre les Iles Eoliennes et la Sicile. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* (2), XX, 5, 415-422, Paris.
- GREENE H. G., CLARKE S. H. E KENNEDY M.P. AND KENNEDY M. P., 1991. Tectonic evolution of submarine canyons along the California continental margin. In: from shoreline to abyss. *SEPM Spec. Publ.* 46, 231-248.
- GREENE G.H., MAHER N.M., PAULL C.K., 2002. Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development. *Marine Geology* 181, p. 55-82
- HEEZEN B.C. AND HOLLISTER C.D., 1971. *The face of the Deep*. Oxford University Press.
- IETTO F. Evoluzione delle Spiagge Tirreniche Nord Calabresi negli ultimi 50 anni. *Il Quaternario Italian journal Quaternary Sciences* 14 (2) 105-116, 2001
- KASTENS, K., MASCLE, J., AUROX, C., BONATTI, E., BROGLIA, C., CHANNEL, J., CURZI, P., EMEIS, K.C., GLACON, G., HASEGAWA, S., HIEKE, W., MASCLE, G., MCCOY, F., MCKENZIE, J. MENDELSON, J. MÜLLER, C., RÉHAULT, JP., ROBERTSON, A., SARTORI, R., SPROVIERI, R., TORI M., 1988. ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into passive margin and back-arc basin evolution. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 100, 1140-1156.
- KELLING G. AND STANLEY D. J. 1976. Sedimentation in Canyon, Slope and Base of Slope Environments. *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. Edit by J. Stanley and D. J. P. Swift. Chapter 17, 379-435.
- Kenyon N.H., Klaucke I., Millington J. Ivanov M.K., 2002. Sandy submarine canyon-mouth lobes on the western margin of Corsica and Sardinia, Mediterranean Sea. *Marine Geology* 184, p. 69-84.
- KIDD, R.B., LUCCHI, R.G., GEE, M., WOODSIDE, J.M., 1998. Sedimentary processes in the Stromboli Canyon and Marsili Basin, SE Tyrrhenian Sea: results from side-scan sonar surveys. *Geo-Marine letters*, 18, 146-154.
- KOLLA, V., MACURDA, JR. D.B., 1988. Sea-Level changes and timing of turbidity-current events in deep-sea fan systems. *SEPM Special Publication*, 42, 381-394.

- KUENEN P.H., 1937 Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons: *Leidsche Geologische Mededelingen*, v. VIII, p. 316-351.
- LAURSEN J., NORMARK W.R. Late Quaternary evolution of the San Antonio Submarine Canyons in the central Chile Forearc (~ 33° S). *Marine Geology* 188 (2002) 365-390
- LUCCHI, R.G., KIDD, R.B., 1998. Sediment provenance and turbidity current processes at the Lametini seamounts and Stromboli Canyon, SE Tyrrhenian Sea. *Geo-Marine Letters*, 18, 155-164.
- MARANI M., ARGNANI A., ROVERI M. AND TRINCARDI F. (1993). Sediment drifts and erosional surfaces in the central Mediterranean: seismic evidence of bottom-current activity *Sedimentary Geology*, 82 (1993) 207-220.
- MAY J.A., WARME J.E. AND SLATER R.A., 1983. Role of submarine canyons on shelfbreak erosion and sedimentation: modern and ancient examples. *SEMP Spec. Publ.* 33, 25-39
- MITCHUM, JR. R.M., 1985. Seismic stratigraphic expression of submarine fan. In: *Seismic stratigraphic II: an integrated approach to hydrocarbon exploration* (cur. Berg O.R. e Woolverton D.G.), AAPG Memoir, 39, 117-138.
- MULDER, T., COCHONAT, P., 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 1, 43-57.
- MULDER T.M. SAVOYE B., SYVITSKIN J.P.M. ET COCHONAT P., 1996. Origine des courants de turbidité enregistrés à l'embouchure du Var en 1971. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 322, serie II a, p. 301-307.
- MUTTI, E., NORMARK, W.R., 1987. Comparing example of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: *Keggett J.K. & Zuffa G.G. (Eds.) Marine Clastic Sedimentology.* (Graham and Trotman 1987), 1-38.
- NERI, G., CACCAMO, D., COCCINA, O. MONTALTO, A., 1991. Shallow Earthquake features in the southern Tyrrhenian region: geostructural and tectonic implications. *Boll. Geof. Teor. ed Appl.*, XXXIII, 47-60.
- NELY G., COUMES F., CREMER M., ORSOLINI P., PETITPERRIN B., RAVENNE C. (1985) L'éventail profond du cap ferret (golfe de Gascogne, France): reconnaissance des divers processus sédimentaires interférents grâce à une méthodologie d'exploration originale. *Soc. Nat. Elf Aquitaine (production)*, F-64018 Pau CEDEX
- NORMARK, W.R., BARNES, N.E. & COUMES, F. (1984). -Rhone Deep Sea Fan: A Review. -*Geo Marine Letters*, 3, 2-4, 155-160.
- NORMARK, W., PIPER, D. J. W., 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. *From Shoreline to Abyss*, SEPM Special Publication, 46, 207-229.
- PAUTOT G., 1981. Cadre morphologique de la Baie des Anges (Nice-Côte d'Azur): modèle de l'instabilité de pente continentale, *Oceanologica Acta*, 4, 2, 203-211.
- RYAN, W.B.F., HEEZEN, B. C., 1965. Ionian Sea submarine canyons and the 1908 Messina turbidity current. *Geol. Soc. Am.*, 76, 915-932.
- RYAN W.B.F. E CITA M.B., (1978). The nature and distribution of Messinian erosional surface- indicators of a several- kilometer deep Mediterranean in the Miocene. *Mar. Geol.* 27. 193-230.
- RABINEAU M., BERNÉ S., LEDREZEN E., LERICOLAS G., MARSSET T., ROTUNNO M., 1998 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lion, France. *Marine and Petroleum Geology* 15, p. 439-452.

- READING, H.G., RICHARDS, M., 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin*, 78, 5, 792-822.
- RICCI LUCCHI F., 1980 *Sedimentologia Parte III Ambienti sedimentari e facies*. Cooperativa libraria Universitaria Editrice Bologna.
- ROSSO, A., CORSELLI, C., 1996. Evoluzione paleoecologica del sistema Eolie e bacini limitrofi: rapporto sulla campagna Giugno-Luglio '95. In: Faranda F.M. & Povero P. (Eds.), *Caratterizzazione ambientale marina del sistema Eolie e dei bacini limitrofi di Cefalù e Gioia (EOCUMM95)*, Data Rep. 1996, 385-412.
- SAVELLI, C., SCHEREIDER, A.A., 1991. The opening processes in the deep Tyrrhenian basin of Marsili and Vavilov, as deduced from magnetic and chronological evidence of their igneous crust. *Tectonophysics*, 190, 119-131.
- SELLI, R., 1970. Ricerche geologiche preliminari nel Mar Tirreno. *Giornale di Geologia*, 37, 1, 249.
- SELLI, R., FABBRI, A., 1971. Tyrrhenian: a Pliocene deep-sea. *Accad. Naz. Lincei, Rend. C1. Fis. Mat. Nat.*, 50, 5, 104-116.
- SHANMUGAM, G., MOIOLA, R.J., 1991. Types of submarine fan lobes: models and implications. *AAPG Bulletin*, 75, 1, 156-179.
- SHEPARD F.P. (1938). Structural trends of the California coast. *A.A.P.G. Bull.* 22, 1716
- SHEPARD F.P. E EMERY K.O., (1941). Submarine Topography off the California coast. *Geol. Soc. Am., Special Paper* 31. 103-112.
- SHEPARD F.P. (1954). Nomenclature based on Sand-Silt-Clay. *Jour. Sed. Petrology*, 24: 151-158.
- SHEPARD F.P., (1965). Submarine Canyons Explored By Cousteau's Diving Soucer. In: W.F. Whitard E R. Bradshaw R. (Cur.), *Submarine Geology And Geophysics*. Butterworths, London, 303-311
- SHEPARD F.P. E DILL R.F., (1966). *Submarine Canyons And Others Sea Valley*. Rand Mcnalley & Co., Chicago, 381 pp.
- SHEPARD F. P. (1981). Submarine Canyons: Multiple Causes And Long Time Persistence. *A.A.P.G. Bull.*, 65.1062-1077.
- STANLEY D.J. AND KILLING G. (ed) 1978. *Sedimentation in submarine canyons, Fans, and Trenches*. Dowden. Hutchinson & Ross Inc.
- STARKE G.W. AND HOWARD A. D., 1968, Poligenetic origin of Monterey submarine canyon: *Geological Society of America Bulletin*, v. 14, p. 207-226
- TESSON, M., ALLEN G., 1995. Control tectonique et eustatique haute-fréquence de l'architecture et de la stratigraphie de dépos de plate-forme pericratonique. Exemple du Golfe du Lion (Méditerranée, France) et des dépôts quaternaires. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 320, serie II a, 39-46
- TRAMONTANA, M., GABBIANELLI, G., LANZAFAME, G., COLANTONI, P., CURZI, P.V., FANUCCI, F., ROSSI, P.L., 1996. Assetto morfo strutturale dei fondali del settore centrale dell'Arcipelago Eoliano (Isole di Vulcano, Salina e Stromboli). In: Faranda F.M & Povero P. (Eds.) "Caratterizzazione ambientale marina del sistema Eolie e dei bacini limitrofi di Cefalù e Gioia", 455- 462, CoNISMa, Genova.
- TRINCARDI, F., FIELD M.E., 1992. Collapse and flow lowstand shelf-margin deposits: An example from the eastern Tyrrhenian Sea, Italy. *Marine Geology*, 105, 77-94.

- VAN DIJK, J.P., SCHEEPERS, P.J., 1995. Neotectonic rotations in the Calabrian Arc; implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean. *Earth-Science Review*, 39, 207-246.
- VAN BERKEL F. L., 1976. On the origin of submarine Canyons. *Geol. Mijnb.*, 55/1-2, 7-17.
- VOLTERRA L., MAFFIOTI A., BONA F., 1997. Lo smaltimento di rifiuti in mare. Da: *Analisi e recupero dei sedimenti marini. Quaderni di tecniche di protezione ambientale*. Pitagora Editrice Bologna.
- WALKER, R.G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bulletin*, 62, 932-966.