



**Consiglio Nazionale delle Ricerche**

ISMAR - Istituto di Scienze Marine

UOS di Bologna

Via P. Gobetti, 101 – 40129 Bologna, Italy

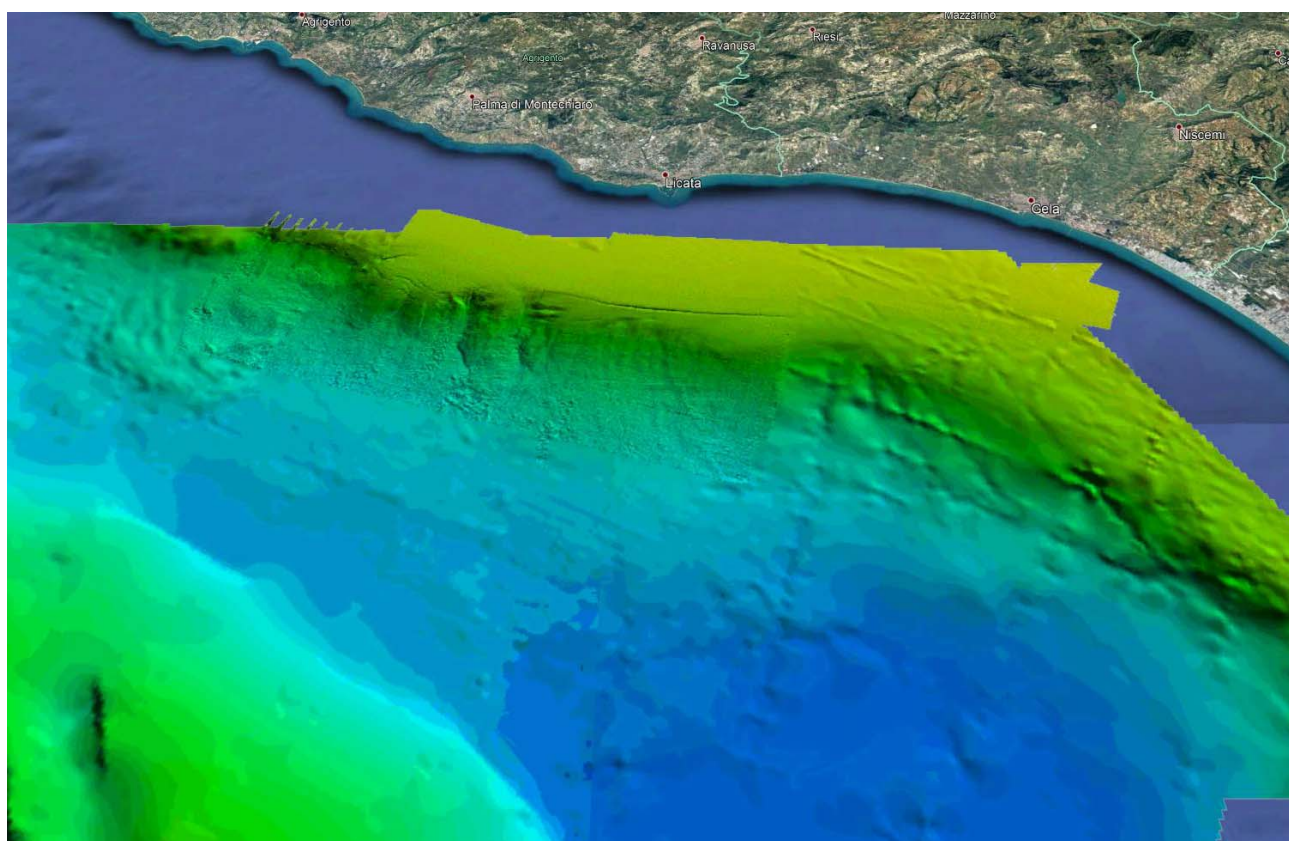
Tel +39 051 6398891 Fax +39 051 6398939

[segreteria@bo.ismar.cnr.it](mailto:segreteria@bo.ismar.cnr.it)

C.F. 80054330586 - P.IVA 02118311006



## ANALISI MULTI-SCALA DI FENOMENI GRAVITATIVI PER LA VALUTAZIONE DEL RISCHIO DA FRANA NELL'OFFSHORE IBLEO (GELA-CANALE DI SICILIA)



Progetto: Monitoraggio Geodinamico Marino

Dicembre 2017

**SEDE ISTITUTO**  
Castello 2737/f  
30122 Venezia  
Tel. +39 041 2404711  
Fax +39 041 5204126  
[segreteria@ismar.cnr.it](mailto:segreteria@ismar.cnr.it)

**Ancona**  
Largo Fiera della Pesca 1  
60125 AN  
Tel +39 071 207881  
Fax +39 071 55313  
[segreteria@ismar.cnr.it](mailto:segreteria@ismar.cnr.it)

**Genova**  
Via De Marini, 6  
16149 GE  
Tel +39 010 64751  
Fax +39 010 6475400  
[segreteria@ge.ismar.cnr.it](mailto:segreteria@ge.ismar.cnr.it)

**Lesina**  
Via Pola, 4  
71010 FG  
Tel +39 0882 992702  
Fax +39 0882 991352  
[segreteria@fg.ismar.cnr.it](mailto:segreteria@fg.ismar.cnr.it)

**Pozzuolo di Leri**  
Forte Santa Teresa  
19032 SP  
Tel +39 0187 978300  
Fax +39 0187 970585  
[segreteria@sp.ismar.cnr.it](mailto:segreteria@sp.ismar.cnr.it)

**Trieste Francesco Vercelli**  
Viale Romolo Gessi, 2  
34123 TS  
Tel +39 040 305312  
Fax +39 040 308941  
[segreteria@ts.ismar.cnr.it](mailto:segreteria@ts.ismar.cnr.it)

## MONITORAGGIO GEODINAMICO MARINO

### ANALISI MULTI-SCALA DI FENOMENI GRAVITATIVI PER LA VALUTAZIONE DEL RISCHIO DA FRANA NELL'OFFSHORE IBLEO (GELA-CANALE DI SICILIA)

Autori:

Alina Polonia e Luca Gasperini

Istituto di Scienze Marine (ISMAR-CNR)

20 Dicembre 2017, Bologna

Alina Polonia



Luca Gasperini



Approvato da:

Dott.ssa Sonia Albertazzi

Responsabile Unità Operativa di Bologna dell'Istituto di Scienze Marine

## Indice

1- Premessa – scopo del lavoro	Pag. 5
2- Inquadramento geologico	Pag. 6
2.1 Geodinamica	Pag. 6
2.2 Sedimentazione e instabilità gravitativa	Pag. 10
3- Obiettivi e strategie dello studio	Pag. 13
4- Metodi	Pag. 14
4.1 Dati geodetici	Pag. 14
4.2 Morfobatimetria	Pag. 15
4.3 Simboli e nomenclatura geologica	Pag. 16
4.4 Dati Chirp sonar	Pag. 16
4.5 Dati Sparker	Pag. 17
4.6 Dati rilievo sismico 3-D Panda	Pag. 17
4.7 Elaborazione dei profili sismici e analisi sismostratigrafiche	Pag. 18
5- Risultati: Analisi dei dati	Pag. 19
5.1 Morfologia regionale del margine continentale nell’offshore di Gela	Pag. 19
5.1.1 Morfologia del fondo – Suddivisione del margine continentale in cinque aree morfostrutturali	Pag. 20
5.2 Dati di sismica a riflessione multicanale – sezioni geologiche	Pag. 24
5.2.1 Sezione geologica Area-Ovest	Pag. 25
5.2.2 Criticità Area-Ovest	Pag. 27
5.2.3 Sezione geologica Area-1	Pag. 28
5.2.4 Criticità Area-1	Pag. 30
5.2.5 Sezione geologica Area-2	Pag. 31
5.2.6 Criticità Area-2	Pag. 33
5.2.7 Sezione geologica Area-3	Pag. 34
5.2.8 Criticità Area-3	Pag. 35
5.2.9 Sezione geologica Area-4	Pag. 36
5.2.10 Criticità Area-4	Pag. 39

6- Analisi multi-scala dei fenomeni di instabilità gravitativa	Pag. 40
6.1 Instabilità gravitativa a scala regionale	Pag. 40
6.1.1 Frana sepolta Ovest	Pag. 41
6.1.2 Frana sepolta zona centrale	Pag. 43
6.1.3 Frana sepolta Est	Pag. 44
6.2 Instabilità gravitativa alla scala delle migliaia di anni	Pag. 45
6.2.1 Mappa morfo-strutturale	Pag. 45
6.2.2 Stato di attività e cinatismi dei fenomeni franosi	Pag. 52
6.2.3 Definizione delle geometrie e spessori delle frane recenti	Pag. 53
6.2.4 6.4 Età e tempi di ricorrenza dei fenomeni franosi	Pag. 57
7- Conclusioni	Pag. 59
Bibliografia	Pag. 61

Allegati:

- ALLEGATO 1 – Mappa indice con la posizione delle linee sismiche illustrate nella relazione
- ALLEGATO 2 - Sezione geologica dell'Area-Ovest
- ALLEGATO 3 - Sezione geologica dell'Area-1
- ALLEGATO 4 - Sezione geologica dell'Area-2
- ALLEGATO 5 - Sezione geologica dell'Area-3
- ALLEGATO 6 - Sezione geologica dell'Area-4
- ALLEGATO 7 - Mappa morfo-strutturale

## 1.0 PREMESSA – SCOPO DEL LAVORO

Lo scopo del presente studio, commissionato da ENI a seguito delle prescrizioni del Ministero dell’Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare (D.M. 149 del 27/05/2014 ALLEGATO 1 prescrizioni A.3 e A.7) è quello di approfondire la problematica del rischio da frana nell’offshore di Gela, mediante l’analisi multi-scala di dati geofisici marini, e si inserisce nell’ambito del contratto dal titolo “*Analisi e monitoraggio geodinamico marino*”.

Il CNR è stato coinvolto da ENI nell’analisi dei processi geologici nell’offshore di Gela come richiesto dai seguenti punti estratti dalle prescrizioni:

A.3 effettuare uno studio dettagliato dei fenomeni franosi, con particolare attenzione alla cartografia morfologica, alla definizione dello stato di attività delle frane e ai cinematismi;

A.7 redigere profili geologici dettagliati che permettano di evidenziare le problematiche geologiche nei diversi settori del margine continentale incluso il tracciato della sealine.

Il progetto si propone di studiare la struttura del margine continentale e i processi di instabilità gravitativa in settori di piattaforma e scarpata continentale, includendo le relazioni esistenti tra tettonica, instabilità gravitativa e sedimentazione. L’obiettivo principale è definire un quadro della deformazioni che vincoli l’architettura superficiale del margine ai processi tettonici e alla presenza di fattori predisponenti al franamento.

La stabilità del margine continentale è stata ricostruita attraverso la combinazione di analisi sismostratigrafica e morfobatimetrica. Utilizzando i dati a disposizione, sono stati acquisiti elementi utili alla valutazione del rischio geologico attraverso un approccio integrato di geologia e geofisica a diverse risoluzioni spaziali che include lo studio sismo-stratigrafico della successione sedimentaria in prossimità delle zone instabili. Il conseguimento degli obiettivi ha implicato l’integrazione di metodologie e tecniche diverse (geofisica, geologia, stratigrafia) che, se combinate, permettono di ricostruire i processi tettonici e sedimentari attivi, i cinematismi franosi e le loro reciproche interazioni. Questi metodi sono stati applicati con successo nell’ambito di progetti di ricerca nazionali ed internazionali che si occupavano di quattro temi scientifici principali, che hanno collegamenti diretti con HORIZON 2020: (i) Rischio sismico e tsunamigenico; ii) osservatori sottomarini multi-parametrici; (iii) Rischio geologico (sismico e tsunamigenico) e ambientale in zone costiere a forte impatto industriale; (iv) Tettonica attiva, terremoti e processi di risedimentazione (frane sottomarine, sismo-torbiditi, ecc.).

L’esperienza maturata nello studio dei processi di risedimentazione in molte zone del Mediterraneo è stata qui utilizzata per produrre sezioni geologiche regionali del margine continentale, cartografare estensione, spessore e frequenza delle frane principali, e ricostruire lo stato di attività e i cinematismi dei fenomeni franosi.

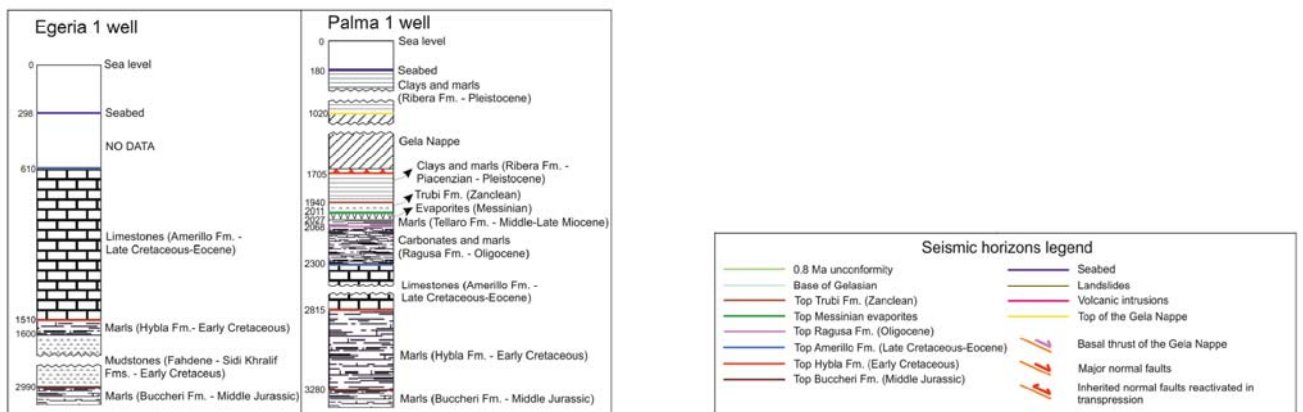
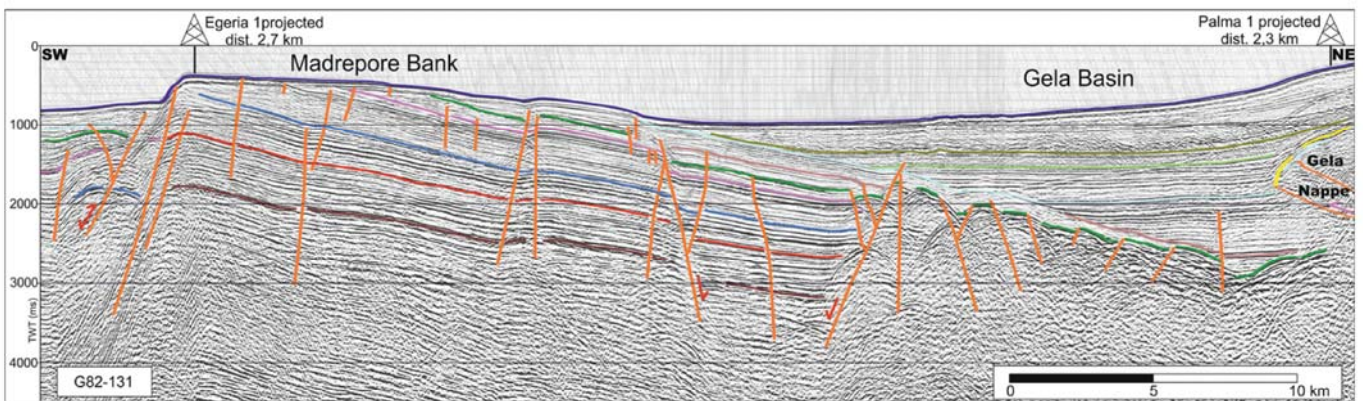
In ultimo, sono state prodotte sezioni geologiche di dettaglio lungo tracciati considerati rappresentativi delle diverse situazioni morfo-strutturali, utilizzando come base dati sismici a riflessione multicanale migrati in profondità prima dello *stack* che rappresentano le vere geometrie del margine continentale.





strutturali del Canale di Sicilia (Madrepore, *Nameless* banks, Figura 2.1), a NE dal Plateau Ibleo, e a E dal Plateau di Malta.

L'avampaese che si immerge al di sotto della Falda di Gela è costituito da una potente successione carbonatica Mesozoica (Giurassica e Cretacica) e Terziaria (Figura 2.2), da marne e argille del Miocene superiore e dalle evaporiti messiniane (F.ne Gessoso-solfifera) su cui scolla la Falda di Gela. I sedimenti messiniani sono ricoperti dalle marne plioceniche (F.ne Trubi, Figura 2.2) alla cui base è stata riconosciuta una lacuna stratigrafica corrispondente alla parte bassa del Pliocene inferiore, quando il Bacino di Gela faceva ancora parte dell'Avampaese Ibleo. Questi sedimenti di spessore compreso tra 20-60 m sono stati depositi durante la trasgressione pliocenica in un ambiente marino di tipo pelagico. Le geometrie composizionali sono quelle tipiche del drappeggio del substrato e riempimento delle zone depresse.



**Figura 2.2** - Sezione sismica e principali orizzonti stratigrafici nel Bacino di Gela (Modificata da Cavallaro et al. 2016)

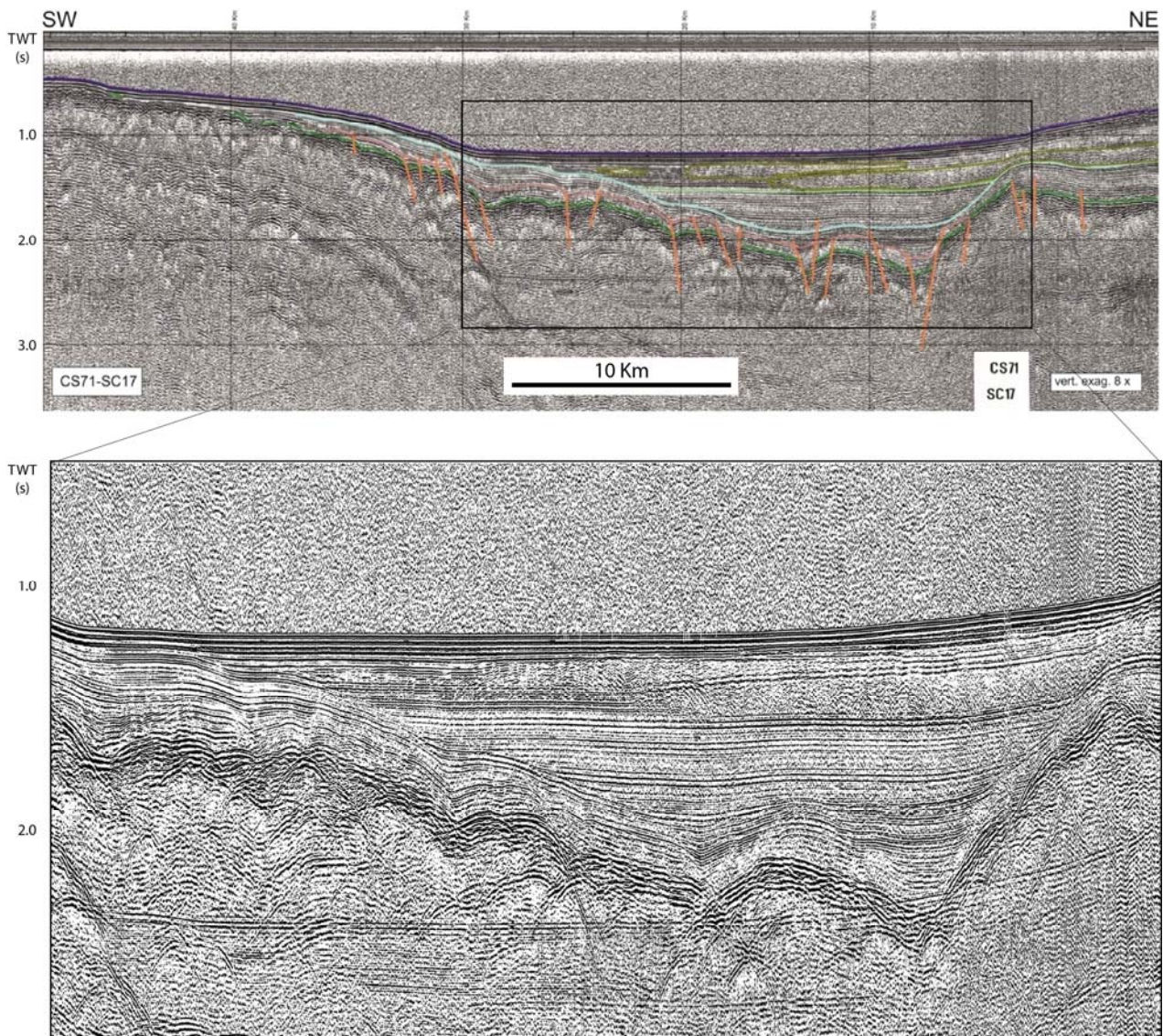
Alla fine del Pliocene medio, il bacino registra un generale approfondimento, con il passaggio ad ambienti di mare profondo. Il passaggio alla sedimentazione del bacino di avanfossa si registra tra il Pliocene medio (nella zona interna del bacino) e il Pleistocene inferiore (nella regione

*offshore*). Questo passaggio è marcato dalla deposizione di una potente successione di argille e sabbie torbiditiche di mare profondo, spesso fino a 2.000 m (F.ne Argille Basali, F.ne Sabbie di Irene, F.ne Argo). Il bacino di avanfossa si sviluppa lungo il fronte della Falda di Gela con orientamento E-O nella parte più occidentale e NE/SO in quella orientale. I sedimenti torbiditici del bacino di avanfossa hanno le tipiche geometrie deposizionali di riempimento per aggradazione verticale di strati a giacitura piano-parallela, che si chiudono in *onlap* sulla rampa dell'avampaese (Figura 2.3).

La successione di avanfossa può essere suddivisa in una Unità Basale, caratterizzata da alternanze di materiale a granulometria fine e grossolana, che dà luogo ad una facies sismica bene stratificata, mentre l'unità superiore è caratterizzata dall'intercalazione di livelli caotici (Figg. 2.2 e 2.3), che suggeriscono la presenza di estesi scivolamenti gravitativi in ambiente sottomarino; questi fenomeni sembrano interessare i sedimenti di scarpata e piattaforma progradanti verso S-SO. Le unità in progradazione verso S, occupano la scarpata e la piattaforma continentale e sono alimentati da sistemi fluviali e deltizi collegati alle aree emerse più settentrionali. All'interno della successione Plio-Quaternaria possiamo osservare due unità principali, caratterizzate da facies sismiche differenti, e separate da una discontinuità probabilmente databile tra 0,8 e 0,9 Ma (Cavallaro et al., 2016). La progradazione appare molto più veloce nella parte superiore della successione Pleistocenica, interessata, dalla presenza di più frequenti depositi caotici. Questa maggiore instabilità potrebbe essere stata innescata da una fase di sollevamento regionale dell'area Iblea durante una fase di tettonica più attiva, oppure dalle fasi di caduta eustatica del livello indotte dai primi episodi di deterioramento climatico del Pleistocene medio.

Dal punto di vista morfo-strutturale, il Canale di Sicilia nord-orientale è una zona complessa, caratterizzata da una alternanza di ampie piattaforme continentali, alti morfologici (di origine sia tettonica che vulcanica), bacini tettonici controllati da faglie transtensive e dal bacino di avanfossa di Gela, la cui evoluzione è strettamente legata ai processi di convergenza Africa-Europa. La geometria e l'evoluzione tettonica delle diverse province morfostrutturali sono dunque il risultato dell'attività simultanea dei processi di collisione lungo il limite di placca, associati a *rifting* nel Canale di Sicilia. Non è chiaro quale sia il meccanismo geodinamico alla base di questo *rifting*, e diversi modelli sono stati proposti per spiegare la geometria dei bacini sedimentari e le relazioni tra processi estensionali e compressivi in questa area. Uno dei modelli proposti descrive il Canale di Sicilia come una ampia zona di taglio destro lungo il limite di placca Africa/Europa, dove le fosse tettoniche rappresentano bacini di *pull apart* legati a deformazione crostale lungo la zona di taglio (Jongsma et al., 1985; Ben-Avraham et al., 1987; Boccaletti et al., 1987; Cello 1987; Finetti and Del Ben, 2005). Due modelli alternativi descrivono la formazione delle fosse centrali nel Canale di Sicilia come legate ad una distensione NO-SE intraplacca (Illies, 1981) o alla dinamica del mantello legata all'arretramento dello *slab* tirrenico (Argnani, 1990).





**Figura 2.3** –Sezione sismica a riflessione attraverso il Bacino di Gela (Modificata da Cavallaro et al. 2016); in basso: dettaglio sul bacino di avanfossa. La legenda degli orizzonti stratigrafici è indicata in Figura 2.2.

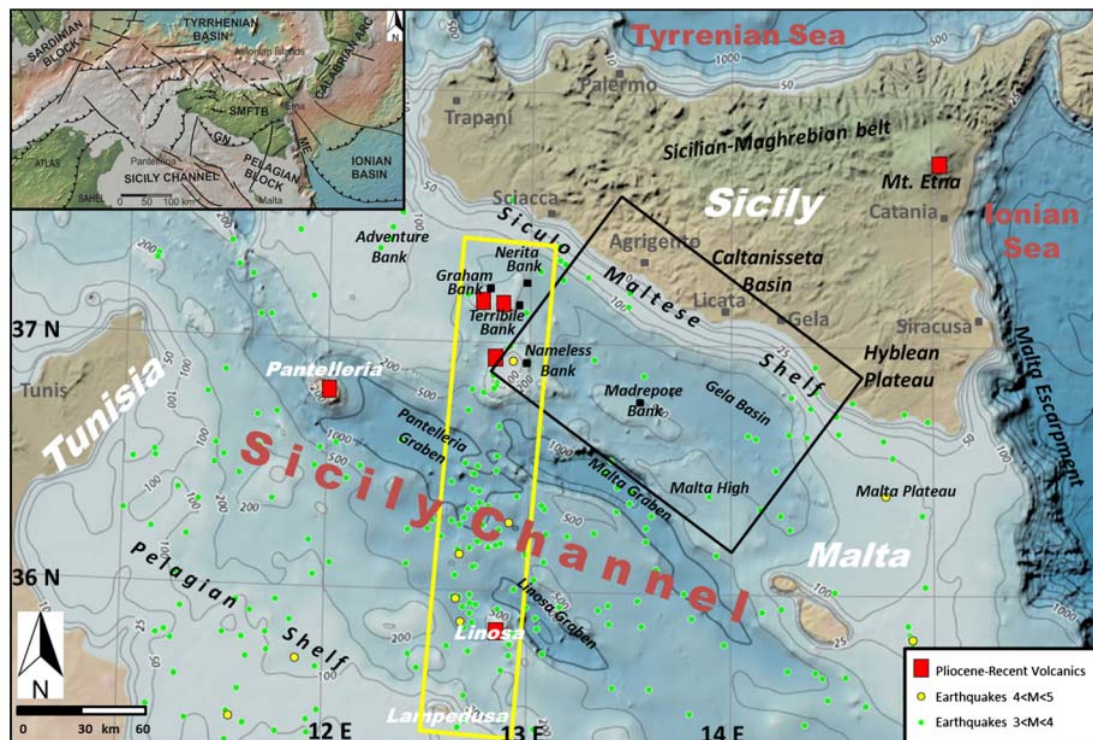
La parte centrale del Canale di Sicilia è dominata dalla presenza della Falda di Gela, che in questo settore risulta molto più avanzata rispetto ai domini limitrofi. Questa geometria irregolare del limite compressivo della falda è legato alla diversa geologia su cui si essa si è impostata. La presenza di spessori crostali minori e una minore frizione basale sullo scollamento legato a sedimenti fini e lubrificati in corrispondenza del Bacino di Caltanissetta, ha favorito un rapido avanzamento della falda nella nostra zona di studio rispetto ai domini orientali e occidentali (Lickorish et al., 1999).

L'evoluzione tettonica del Bacino di Gela è stata guidata da una estensione ad orientazione ONO-ESE oppure NO-SE durante il Miocene, e da una successiva fase caratterizzata da tettonica trascorrente destra. La tettonica recente è controllata dalle faglie estensionali mioceniche che



vengano riattivate lungo zone di deformazione complesse che accomodano i movimenti relativi tra le placche (Cavallaro et al., 2016).

La sismicità recente nella parte offshore del Canale di Sicilia si concentra in un corridoio ad andamento N-S che si estende dall'Isola di Lampedusa al Banco Graham (Figura 2.4), e che era stato interpretato come una zona di deformazione trascorrente sinistra tra due settori a diversa evoluzione tettonica (Reuther et al., 1993; Ghisetti et al., 2009). Lungo questo corridoio si localizzano anche i centri vulcanici maggiori del Canale di Sicilia (Coltelli et al., 2016).



**Figura 2.4** – Sismicità e principali strutture vulcaniche nel Canale di Sicilia (Modificata da Cavallaro et al. 2016).

## 2.2 – SEDIMENTAZIONE E INSTABILITÀ GRAVITATIVA

La porzione nord-orientale del Bacino di Gela è interessata da ripetuti processi di instabilità gravitativa durante il Pleistocene, che hanno causato la rimobilizzazione di volumi enormi di sedimenti. L'esempio più significativo è la *Frana di Gela* (FG) che interessa tutto il bacino con una estensione stimata di circa 1.500 km<sup>2</sup>, e spessori che raggiungono qualche centinaio di metri (Trincardi and Argani, 1990). Si tratta di un collasso gravitativo del margine avvenuto nel Pleistocene superiore e innescato probabilmente dall'instabilità del rilievo morfologico associato alla falda di Gela, e/o da un sollevamento tettonico post-orogenico dei margini del bacino. Evidenze di depositi di frana più recenti si osservano lungo il margine settentrionale ed orientale del Bacino di Gela (Gardiner et al., 1993; Max et al., 1993). Più recentemente, l'analisi di campioni

di sedimento, dati di sismica a riflessione ad alta risoluzione, e mappe morfo batimetriche di dettaglio, ha evidenziato l'esistenza di nicchie di distacco e corpi franosi sepolti oltre a depositi sedimentari sul fondo mare deformati e risedimentati (Minisini et al., 2007; Minisini et al., 2009).

Dati sismici acquisiti negli anni '80 e rielaborati allo scopo di ricostruire i processi tettonici attivi nella regione nord-orientale del Canale di Sicilia (offshore di Gela), evidenziano la presenza di depositi franosi multipli legati ad instabilità gravitativa del margine continentale durante il Pleistocene (Cavallaro et al., 2016). In questo lavoro si mette in relazione l'instabilità del margine continentale con l'avanzamento della Falda di Gela, anche se l'attività di quest'ultima è ancora argomento di discussione visto che non ci sono evidenze di sollevamento tettonico nei sedimenti recenti che ricoprono la falda.

Oltre alle evidenze geologiche di processi franosi ed instabilità gravitativa, l'area di studio mostra l'estesa presenza nella parte sommitale della successione di sedimenti saturi di fluidi, che producono pervasive strutture di circolazione ed espulsione, e localmente la formazione di vulcani di fango (Holland et al., 2003) e *pockmarks* (Max et al., 1993; Minisini et al., 2007). Nella regione di scarpata superiore si osserva inoltre la presenza di depositi contouritici, legati all'azione di rimaneggiamento dei depositi sedimentari da parte delle correnti di fondo, e caratterizzati, come in altre regioni mediterranee, da tassi di sedimentazione molto alti, in genere superiori a 1.800 mm/ka (Verdicchio et al., 2007). Campioni di sedimento analizzati nella regione limitrofa più orientale, in corrispondenza del sistema di frane denominato *Twin slides*, suggeriscono che i tassi di sedimentazione durante gli ultimi 15.000 anni siano dell'ordine di 330-660 mm/ka (Minisini and Trincardi, 2009), in buon accordo con i dati stimati dai campioni prelevati nel pozzo IODP 963 che, nel settore NO del Bacino di Gela, suggeriscono tassi dell'ordine di 200 mm/ka per gli ultimi 50 ka (Emeis et al., 1996) e di 300 mm/ka per gli ultimi 15 ka (Sprovieri et al., 2003).

Gli alti tassi di sedimentazione dei corpi contouritici, la presenza di gas nei sedimenti e la presenza nella successione sedimentaria di superfici potenziali di scivolamento, legate a variazioni litologiche e di pressione dei fluidi interstiziali (Minisini et al., 2007), rappresentano fattori predisponenti al franamento, che devono essere considerati complessivamente per una corretta valutazione del rischio da frana in questa regione.

In sintesi, le ricostruzioni sismo-stratigrafiche esistenti in letteratura (Minisini et al., 2007; Minisini et al., 2009; Cavallaro et al., 2016) suggeriscono alcune considerazioni generali valide per il margine continentale nord-orientale del Canale di Sicilia:

- Durante il Pleistocene, fenomeni franosi multipli hanno coinvolto i sedimenti di scarpata, producendo successioni di depositi di frana sottomarina ricorrenti e impilati uno sull'altro;

- I processi responsabili dell'innesco delle frane possono essere ricondotti a due cause principali: i) i movimenti tettonici legati all'avanzamento della Falda di Gela e/o alla topografia ereditata dalla presenza di un alto strutturale come la falda stessa nella zona offshore che innesca instabilità verso il depocentro del bacino; ii) l'alto tasso di sedimentazione che caratterizza il margine dal Pleistocene superiore ad oggi (sedimenti progradanti Pleistocenici) e la presenza di unconformity legate alle variazioni eustatiche;

- L'alto tasso di sedimentazione del Pleistocene medio-superiore, combinato con la presenza sul fondo di depositi gravitativi di notevole spessore (fino a centinaia di metri) favoriscono la

formazione di superfici stratigrafiche “di debolezza”, caratterizzate da sovrappressioni di fluidi interstiziali e che costituiscono piani preferenziali di scivolamento;

- Le condizioni predisponenti (alto tasso di sedimentazione e presenza di livelli preferenziali di scivolamento) hanno causato l'innescò di frane sottomarine multiple, con tempi di ricorrenza nella zona più orientale (*Twin slides*) di circa 3-4 ka durante Pleistocene sup.-Olocene (Minisini and Trincardi, 2009).

### 3.0 – OBIETTIVI E STRATEGIE DELLO STUDIO

Gli obiettivi del presente studio possono essere così schematizzati:

- 1) Approfondimento della problematica del rischio da frana in ambiente sottomarino;
- 2) Produzione di cartografia morfologica e strutturale;
- 3) Definizione di sezioni geologiche in aree chiave ad alto rischio geologico basate sull'interpretazione di dati geofisici marini;
- 4) Analisi dell'instabilità gravitativa dei margini continentali che includa i fattori predisponenti e l'estensione di corpi franosi nel sottosuolo;
- 5) Tempo di ricorrenza dei fenomeni franosi sottomarini.

La strategia di lavoro può essere così sintetizzata:

- raccolta, analisi ed interpretazione di tutti i dati geofisici, geologici e sismologici esistenti nell'area (sismica multicanale e monocanale, multibeam, carote, cataloghi dei terremoti storici).
- compilazione di mappe strutturali preliminari, allo scopo di evidenziare le strutture conosciute (*canyons* sulla piattaforma continentale settentrionale, faglie attive dedotte dal rigetto di strutture morfologiche ecc.);
- elaborazione ed *editing* dei dati morfobatimetrici disponibili;
- analisi combinata dei dati di sismica a riflessione, morfobatimetria e sedimentologia;
- compilazione di mappe dettagliate utilizzando tecniche diverse (linee di livello, "*shaded relief*", gradiente topografico) allo scopo di mettere in luce particolari morfologici diversi;
- interpretazione di dati sismici e compilazione di mappe morfo-strutturali preliminari di zone chiave;
- compilazione delle sezioni geologiche di riferimento;
- compilazione di una mappa morfo-strutturale delle regioni investigate.



#### 4.0 – METODI

L'analisi del rischio da frana è stato effettuato basandosi sull'interpretazione di dati geofisici e geologici marini che includono:

- carte morfo-batimetriche;

- profili di sismica a riflessione a varie risoluzioni (sub-bottom profiler, Sparker, air-gun 2- e 3-D).

Non si descriveranno in questa sezione le caratteristiche dei dati analizzati, per le quali si rimanda ai rapporti tecnici rilasciati al termine dell'acquisizione; si descriveranno piuttosto le coperture e il tipo di utilizzo che è stato fatto dei dati per supportare le conclusioni dell'analisi geologica.

#### 4.1 - DATI GEODETICI

La restituzione cartografica dei dati è stata fatta utilizzando i parametri di Tabella 4.1 e 4.2, in conformità con il rapporto tecnico Lighthouse del 4/09/2017.

<b>Ellipsoid</b>	International 1924
<b>Projection</b>	GAUSS-BOAGA
<b>Datum</b>	Monte Mario 1940
<b>Semi-major axis</b>	6378388m
<b>Flattening</b>	297
<b>Central Meridian</b>	15°E
<b>False East</b>	2520000m
<b>False North</b>	0m
<b>Reduction factor</b>	0.9996

Tabella 4.1 – Dati Geodetici

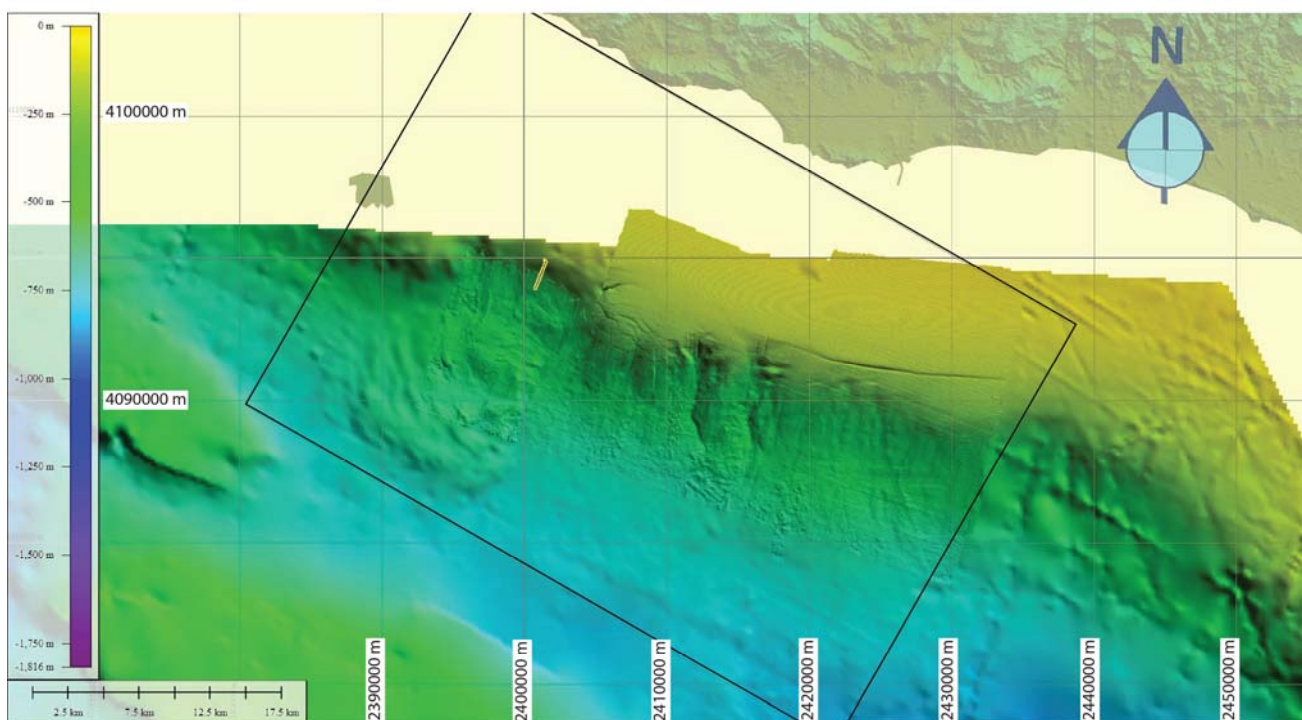
<b>Rotation X</b>	0
<b>Rotation Y</b>	0
<b>Rotation Z</b>	0
<b>Scale factor</b>	0ppm
<b>Delta X</b>	229.080 m
<b>Delta Y</b>	65.730 m
<b>Delta Z</b>	-20.210 m

Tabella 4.2 - Datum Shift

#### 4.2 - MORFOBATIMETRIA

E' stata realizzata una compilazione di dati batimetrici per l'area in esame utilizzando varie sorgenti, che comprendono: ecoscandaglio single-beam; ecoscandaglio multibeam, con dati provenienti da due rilievi Lighthouse nell'area in esame (2011, 2017); "strisciate" side-scan sonar da rilievi Lighthouse (2011, 2017); picking del fondo-mare da una griglia 3-D di profili sismici dal database Eni.

La miscelazione dei dati batimetrici dalle diverse sorgenti a risoluzioni verticali variabili da alcuni cm a diverse decine di cm, ha permesso di compilare la mappa di Figura 4.1, una rappresentazione a "shaded-relief" del fondale marino nell'offshore della Sicilia meridionale al largo di Gela-Licata.



**Figura 4.1-** Mappa in "shaded relief" dell'area di studio ottenuta dal miscelamento di tutti i dati a disposizione. Il riquadro indica l'area interessata dal 3-D Panda.

L'analisi dei dati batimetrici è stata integrata da una valutazione semi-quantitativa delle mappe Side-Scan Sonar per verificare la presenza di strutture ad alto "backscatter" sul fondale, come indicatori di processi incipienti di rimobilizzazione dei sedimenti.

La miscelazione e il "gridding" dei dati morfobatimetrici è stata realizzata utilizzando il software GMT (Generic Mapping Tool, Wessel and Smith) e le routine cartografiche di ISMAR-CNR (Ligi and Bortoluzzi, 1989).

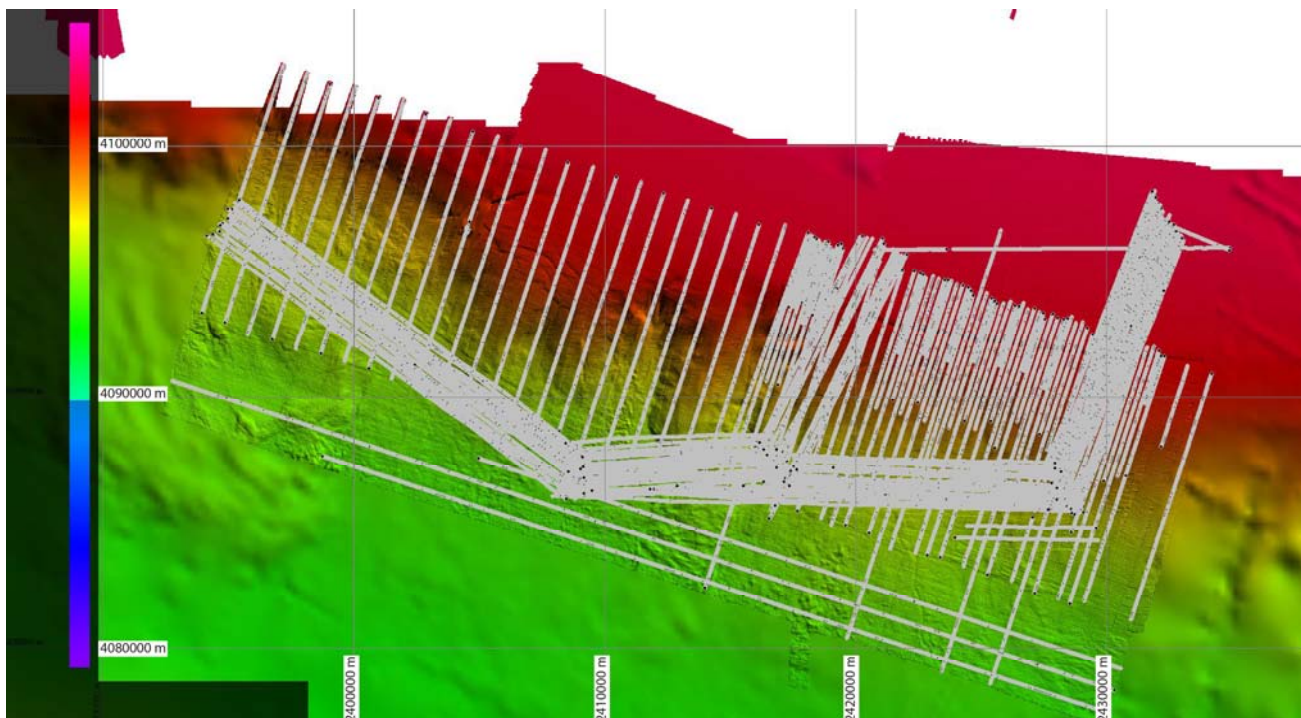
Le mappe morfobatimetriche incluse nella relazione sono rappresentate in proiezione Gauss Boaga (Italia), fuso Est (12E -18E), datum: Roma 1940 (Monte Mario), unità piane: metri.

#### 4.3 - SIMBOLI E NOMENCLATURA CARTOGRAFICA

Per la cartografia geologica, sono stati utilizzati, quando possibile, i simboli e la nomenclatura geologica del progetto MAGIC, un progetto di cartografia geologico marina finanziato dal Dipartimento italiano della protezione civile nel periodo Dicembre 2007- Dicembre 2012, che aveva l'obiettivo di acquisire la morfobatimetria lungo i margini geologicamente più attivi d'Italia per costituire una base di riferimento per individuare le aree più pericolose, dove sarà possibile concentrare le attività di monitoraggio future. Il prodotto finale del progetto è stata la produzione della "Mappa delle caratteristiche geohazard dei mari italiani", composta da 72 fogli in scala 1: 50.000, che coprono la maggior parte dei margini continentali italiani da 50 a oltre 1.000 m di profondità.

#### 4.4 DATI CHIRP-SONAR

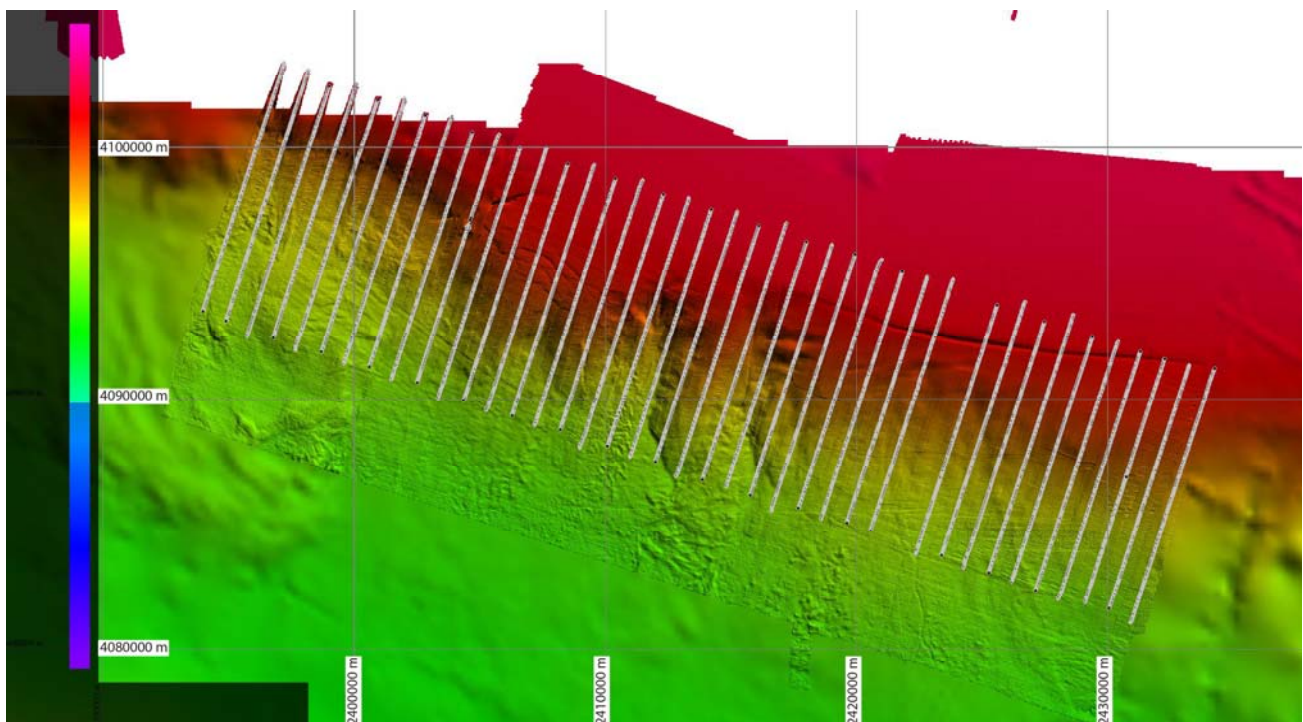
Sono stati utilizzati dati provenienti da due diverse campagne della Lighthouse (Figura 4.2), che hanno permesso di osservare le prime decine di metri al di sotto del fondale marino della successione stratigrafica, con risoluzione verticale nell'ordine delle decine di cm. Questi dati sono stati utilizzati per visualizzare alla massima risoluzione le deformazioni superficiali dei sedimenti e le strutture di espulsione di fluidi.



**Figura 4.2** – Copertura dei dati Chirp-sonar nell'area di studio.

#### 4.5 DATI SPARKER

I dati di sismica a riflessione ottenuti con una sorgente Sparker da 1kJ sono stati acquisiti in una campagna Lighthouse del 2011. Questi profili, molto utili per visualizzare le prime centinaia di metri della successione, presentavano una buona copertura areale lungo il margine, ma un'estensione verso mare insufficiente a coprire la parte distale dei corpi franosi (Figura 4.3). Questi dati sono stati utilizzati per ottenere mappe di spessore e individuare i principali elementi morfostrutturali in profondità lungo tutto il margine.

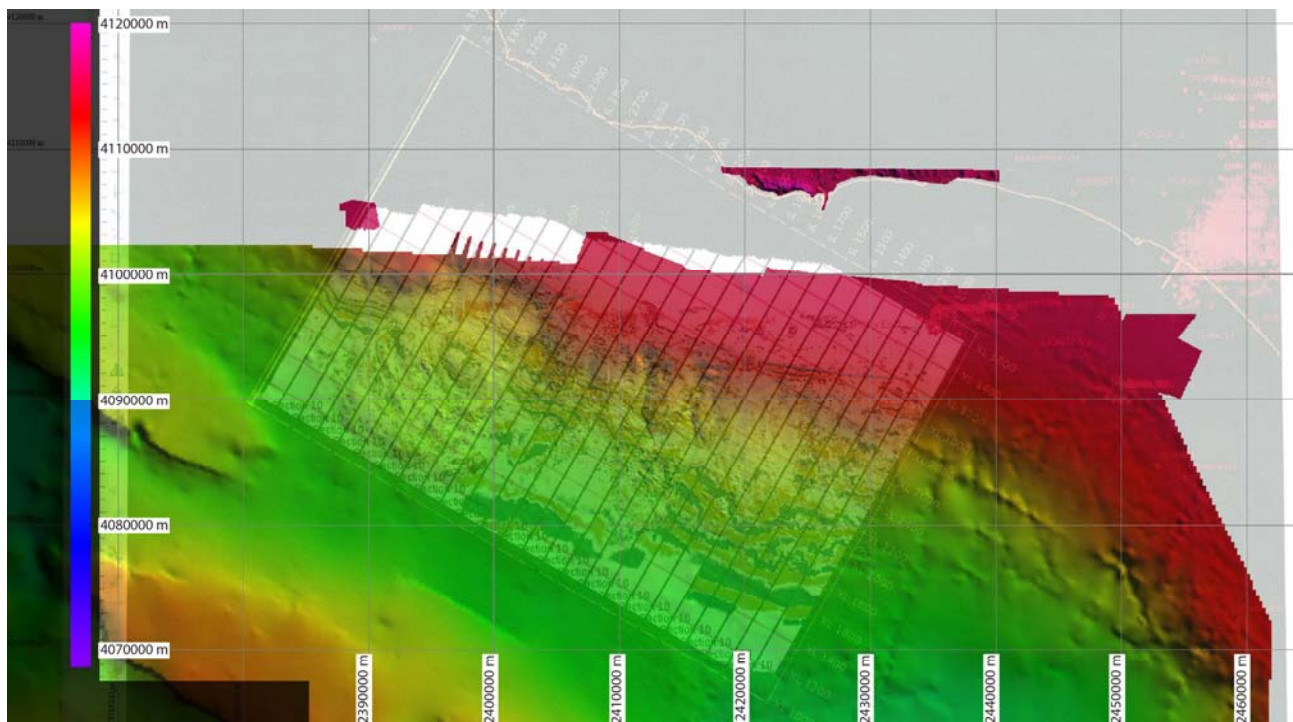


**Figura 4.3** – Copertura dati Sparker utilizzati in questo lavoro

#### 4.6 DATI RILEVO SISMICO 3-D PANDA

Il rilievo sismico 3-D denominato “Panda” (Figura 4.4) è stato analizzato in una data-room presso la sede principale di ENI nel corso di una settimana di lavoro. Sono stati estratte sezioni sismiche e “depth slices” sotto forma di immagine georeferenziata che hanno integrato il data-base a disposizione.





**Figura 4.4** - Copertura del rilievo sismico 3-D Panda.

#### 4.7 ELABORAZIONE DATI SISMICI E INTERPRETAZIONE SISMOSTRATIGRAFICA

E' stato utilizzato il pacchetto "open" Seisprho (Gasperini and Stanghellini, 2009), sviluppato presso ISMAR-CNR, per arrivare ad ottenere sezioni sismiche in TWT (Two-Way Travel Time). I dati di posizionamento delle linee sono stati ottenuti estraendo dai file in formato SEG-Y la navigazione, opportunamente convertita al sistema di posizionamento di riferimento (vedi Tabella 4.1. Quest'ultima operazione ha consentito di effettuare il "picking" dei riflettori più interessanti e ottenere dei files X,Y,Z,R (coordinate X-Y, profondità Z in TWT, Riflettività dell'orizzonte selezionato). Alcuni dati sismici erano disponibili solo in forma di immagine. Per permettere la georeferenziazione corretta dei dati è stata utilizzata una funzione di SeisPrho che consente di convertire le immagini in formato BMP in file SEG-Y, con l'interpolazione delle coordinate di inizio e fine profilo che sono state aggiunte alla *header* del file. In questo modo, avendo tutti i dati nello stesso formato e con le stesse coordinate di posizione, è stato possibile osservare le stesse strutture geologiche a varie scale, dai pochi dm di risoluzione verticale dei profili chirp-sonar, a qualche metro nei profili multicanale.

In mancanza di datazioni su carote non è stato possibile correlare il dato sismico con fasi eustatiche riconosciute nell'area; per questo motivo, gli scenari dei tempi di ricorrenza degli eventi di instabilità gravitativa sono stati ricostruiti assegnando età derivate dalla letteratura alle maggiori unconformity evidenziate sulle sezioni sismiche.

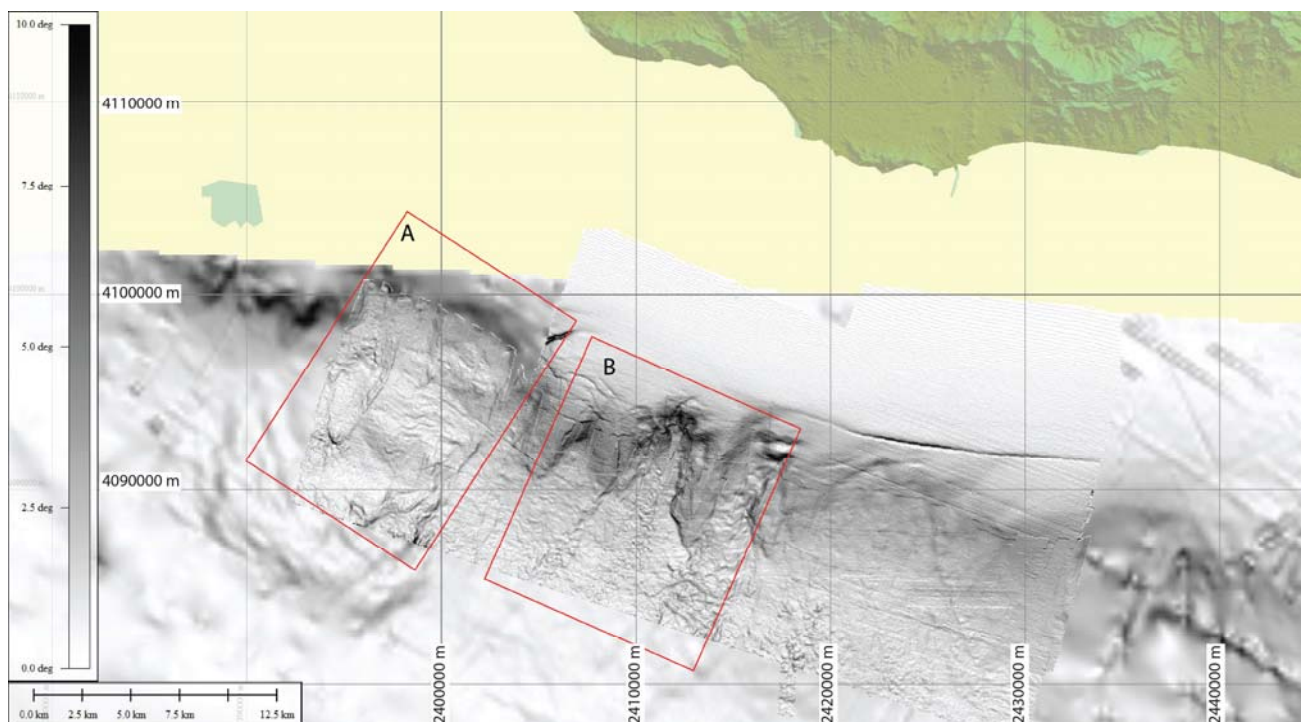


## 5.0 – RISULTATI: ANALISI DEI DATI

L'analisi multi-scala dei dati geofisici a disposizione ha permesso di analizzare la struttura del margine continentale nell'offshore di Gela e di evidenziare le sue caratteristiche sia alla scala di bacino che alla scala delle singole strutture tettoniche, morfologiche e sedimentarie presenti. L'architettura superficiale del margine è stata in questo modo analizzata per verificare se esistono controlli tettonici profondi e/o per mettere in luce possibili condizioni predisponenti al franamento oltre che per ricostruire i cinematismi che hanno interessato la successione sedimentaria del bacino di Gela durante il Pleistocene.

La descrizione dei risultati si divide in due capitoli generali che si riferiscono rispettivamente all'assetto geologico e morfologico a grande scala del margine continentale in cui vengono messe in evidenza anche le caratteristiche sedimentarie recenti e un capitolo successivo in cui si analizzeranno più in dettaglio i fenomeni franosi e l'instabilità gravitativa in senso lato.

### 5.1- MORFOLOGIA DEL MARGINE CONTINENTALE NELL'OFFSHORE DI GELA

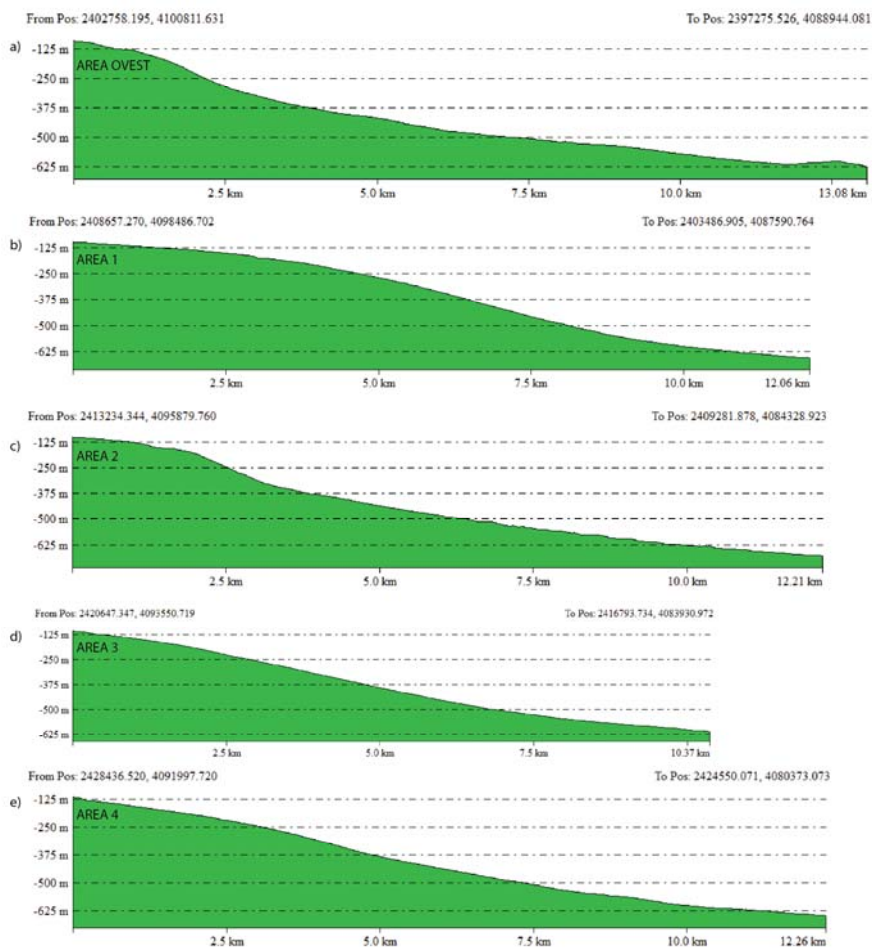
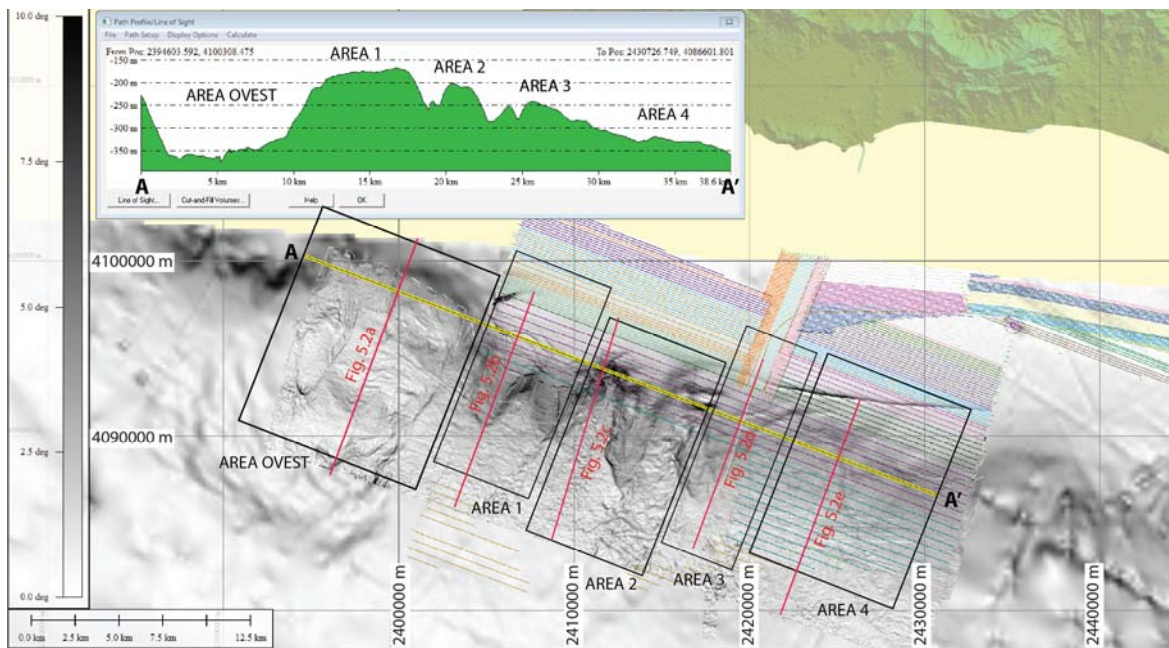


**Figura 5.1** – Slope map dell'offshore di Gela derivata dai dati di batimetria multifascio con evidenziati i due settori di margine continentale descritti nel testo.

I dati di batimetria multifascio acquisita nell'offshore di Gela (Figura 5.1) mostrano che il margine continentale è caratterizzato da una complessa fisiografia, rappresentata da un ciglio della piattaforma ad andamento irregolare, con rientranze e morfologie variabili, settori di scarpata caratterizzati da pendenze e geometrie differenti, presenza di incisioni in corrispondenza di canyon sottomarini, e morfologia del fondo mare localmente molto irregolare. Alcuni presunti sistemi di frana recenti sono messi in evidenza nella porzione centrale della mappa di Figura 5.1, dove sono evidenti nicchie di distacco principali che interessano la scarpata superiore e che corrispondono ad una morfologia corrugata della parte più profonda del bacino, dove rilievi morfologici suggeriscono la presenza di accumuli di frana (Figura 5.1 – riquadro-B). Nel settore più occidentale, il margine mostra una ampia rientranza che corrisponde, nella porzione più profonda del bacino, ad un settore in rilievo e debolmente corrugato e ad una ampia zona di accumulo relativa ad una frana sepolta (Figura 5.1 – riquadro-A).

#### *5.1.1 – Morfologia del fondo - suddivisione del margine continentale in 5 aree morfostrutturali*

L'analisi preliminare dei dati morfobatimetrici e sismici ha evidenziato significative variazioni laterali nella morfologia, struttura e assetto geomorfologico lungo il margine, che è stato suddiviso in 5 aree principali all'interno delle quali le caratteristiche morfo-tettoniche risultano più omogenee.



**Figura 5.2** – Suddivisione del margine in 5 aree morfologicamente più omogenee. In rosso il tracciato dei profili batimetrici riportati in Fig. 5.2a, b, c, d, e.

Le aree sono numerate progressivamente da ovest ad est (Figura 5.2).

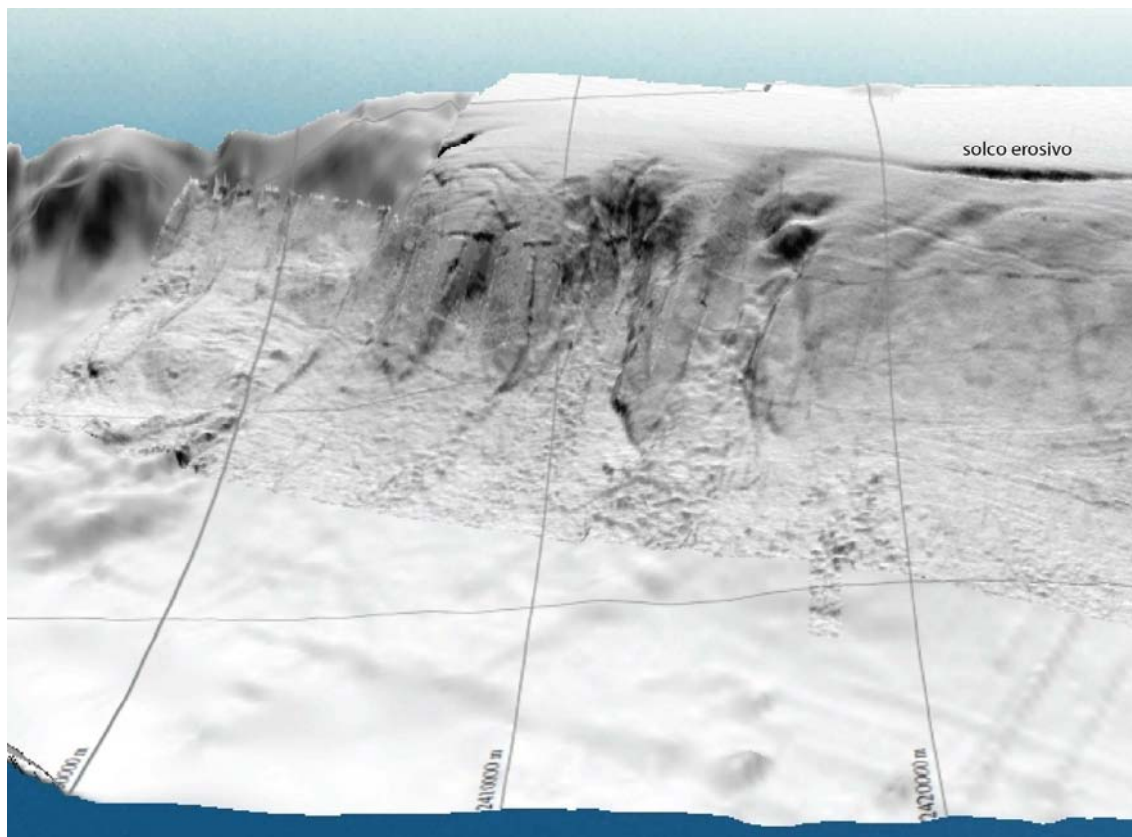
L'Area-OVEST, che corrisponde alla zona depressa nel profilo batimetrico A-A' parallelo al margine continentale (Figura 5.2), mostra un profilo batimetrico ortogonale al margine concavo verso l'alto (Figura 5.2a): la pendenza diminuisce da circa 6° nella scarpata superiore a 3° lungo la scarpata inferiore. E' caratterizzata da un margine della piattaforma rientrato rispetto al resto del margine continentale e questo e' associato alla presenza di nicchie erosive nella scarpata superiore e accumuli sedimentari nella parte profonda del bacino. Questa morfologia e' il risultato di processi di instabilita' gravitativa a grande scala che hanno provocato l'arretramento di parti del margine continentale rispetto alle aree adiacenti. I dati sismici descritti nelle prossime sezioni confermano questa interpretazione e suggeriscono che quest'area sia stata caratterizzata da fenomeni di instabilita' gravitativa multi-fasica a scala regionale.

Nell'Area-1, la piattaforma continentale raggiunge la sua massima estensione verso mare, e il margine risulta complessivamente più avanzato verso SO. Nel profilo batimetrico A-A' parallelo al margine (Figura 5.2) l'Area-1 è rappresentata da una zona rilevata rispetto alle aree circostanti, con un andamento convesso verso l'alto (Figura 5.2b) e pendenze medie che variano tra 3° nella parte di scarpata superiore e 6° nella parte più profonda. La mappa morfobatimetrica di Figura 5.1, mostra come nella fascia centrale dell'Area-1 sia presente una ampia zona di erosione, caratterizzata da una incisione centrale che mostra un profilo a V, lungo la scarpata da circa 250 m di profondità del fondo mare fino alla zona di bacino più profondo, che suggerisce l'azione di un canyon sottomarino. A nord della testata del canyon sono presenti numerose rotture sul fondo mare ad andamento ONO-ESE (Figura 5.1).

L'Area-2 è interessata da complessi di frana costituiti da nicchie erosive arcuate (probabili nicchie di distacco multiple), di circa 3 km di estensione laterale, localizzate sulla scarpata superiore e associate ad accumuli di materiale caotico nella zona più profonda del bacino (Figura 5.2c), dove il fondale mostra rughe e crepe trasversali (Figura 5.3). I fianchi di entrambe le frane sono orientati in direzione circa N-S (Figura 5.3). Ai piedi dei fianchi della frana, si osservano incisioni a V legate a canyon sottomarini che rimodellano i depositi caotici.

L'Area-3 (che include il tracciato della sealine) si trova in un settore compreso tra le frane dell'Area-2, che hanno provocato l'arretramento del margine continentale, e una zona batimetricamente più depressa all'estremità orientale dell'area di studio (Figura 5.2). Si tratta di una zona caratterizzata da un profilo batimetrico ortogonale al margine molto regolare, di pendenza relativamente costante e pari a circa 3.8°, con una leggera concavità verso l'alto nella parte profonda del bacino (Figura 5.2d). Nella parte più profonda del bacino, il fondo mare è piuttosto regolare e mancano evidenze di corpi di frana recenti (Figura 5.2d).

L'Area-4 è localizzata all'estremità orientale della zona di studio dove il margine continentale è arretrato verso la costa (Figura 5.1). Il profilo batimetrico perpendicolare al margine continentale mostra una concavità verso l'alto e le pendenze variano tra 3° e 5° (Figura 5.2e). Sul ciglio della piattaforma, a circa 100 m di profondità, è presente una incisione a V (Figura 5.3) probabilmente legata all'erosione da parte di correnti di fondo parallele al margine che si imposta al contatto tra il cuneo progradante dell'ultimo stazionamento basse del livello del mare e il drappoggio olocenico superiore, come messo in evidenza dai dati sismici descritti nelle sezioni successive.

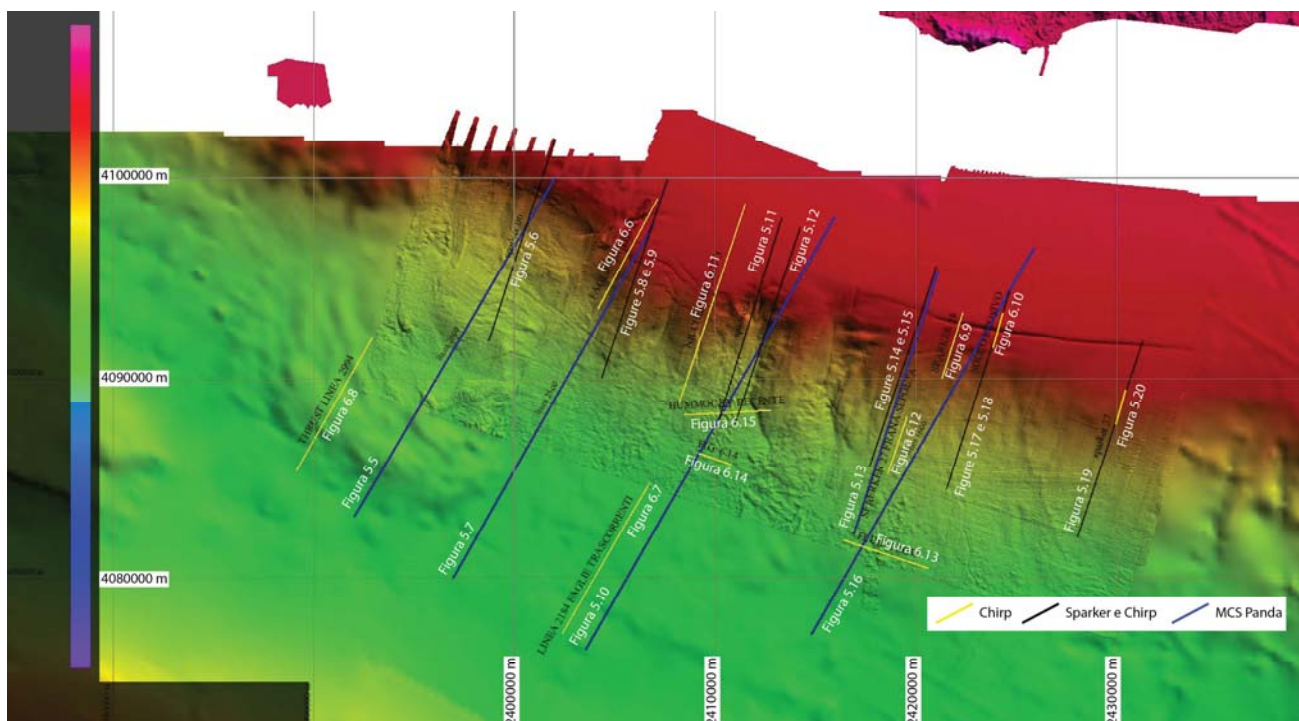


**Figura 5.3** – modello 3-D del fondale marino ricavato dal grid dei dati batimetrici a disposizione.



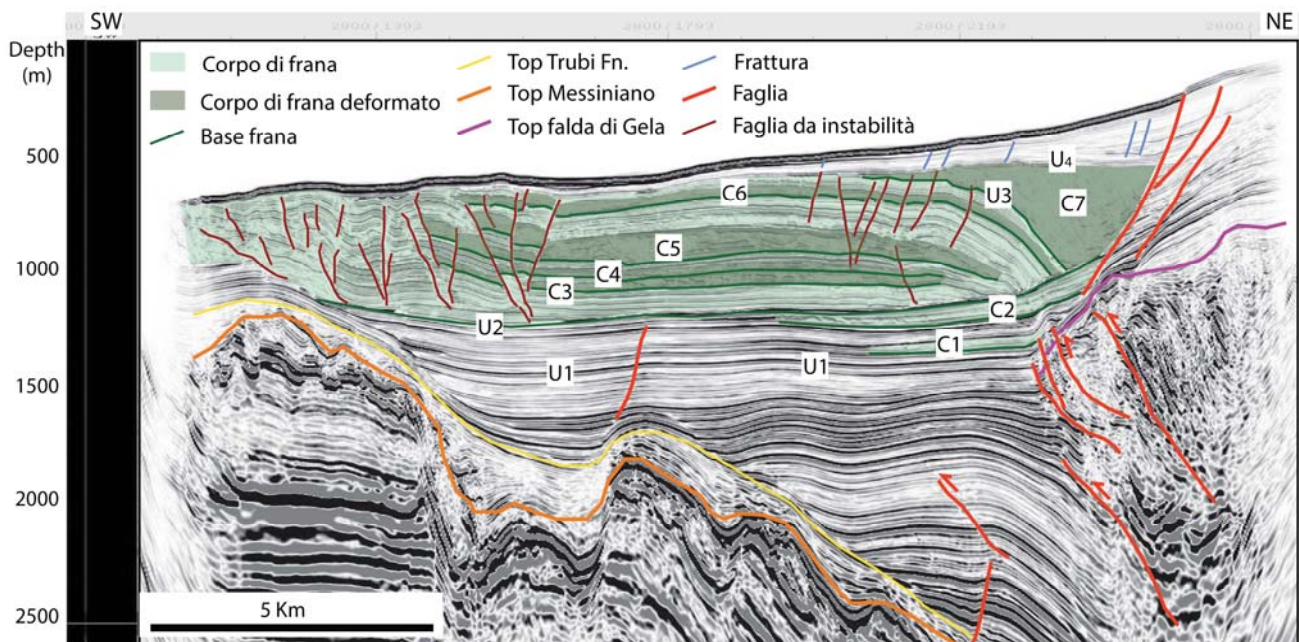
## 5.2 - DATI DI SISMICA A RIFLESSIONE MULTICANALE: SEZIONI GEOLOGICHE

L'analisi dei dati di sismica a riflessione ha permesso di identificare l'assetto morfostrutturale del margine continentale, gli spessori sedimentari, le loro geometrie e relazioni, la presenza di frane sepolte al di sotto del fondo mare e la presenza di morfologie relitte che potrebbero condizionare la stabilità del margine. Le osservazioni dedotte dai dati geofisici verranno descritte per ogni singola area morfostrutturale identificata grazie ai dati morfobatimetrici e si procederà descrivendo prima le caratteristiche a più grande scala attraverso i dati di sismica multicanale e poi dettagliando le singole strutture e unità sedimentarie attraverso la descrizione di dati di sismica ad alta risoluzione (Sparker e sub-bottom Chirp). La posizione delle immagini sismiche descritte sono riportate nella Figura 5.4 e nell'Allegato 1.



**Figura 5.4** – Mappa indice con la posizione delle linee sismiche illustrate nella relazione. Linee blu: linee sismiche a riflessione multicanale del rilievo 3-D “Panda” che sono state utilizzate per la definizione delle sezioni geologiche regionali; Linee nere: profili a riflessione Sparker utilizzati per mettere in evidenza particolari strutture tettoniche e sedimentarie; Linee gialle: profili sub-bottom Chirp utilizzati per verificare la geometria fine e i cinatismi delle strutture tettoniche e la natura della deformazione del fondo mare.

### 5.2.1 Sezione geologica AREA-OVEST



**Figura 5.5** – Linea sismica multicanale IL2800 appartenente al rilievo 3D “Panda” migrata in profondità prima dello stack (PSDM). La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell’Allegato 1.

La linea multicanale IL2800 di Figura 5.5 fa parte del dataset Panda; è stata migrata in profondità prima dello stack e rappresenta le reali geometrie lungo un profilo ortogonale al margine continentale nell’ Area-ovest (la sua posizione e’ indicata in Figura 5.4 e nell’Allegato 1); la sua interpretazione costituisce di fatto una sezione geologica con una esagerazione verticale di circa 5x.

La linea IL2800 rappresenta molto bene le geometrie del bacino di avanfossa e i caratteri delle unità sedimentarie del suo riempimento. Il basamento è costituito dal tetto dei sedimenti Messiniani (riflettore arancione) su cui sono stati depositati i sedimenti della formazione dei Trubi, il cui tetto è indicato dal riflettore giallo (Figura 5.5). Il riempimenti del bacino di Gela è spesso oltre 2.000 m nel depocentro, ed è delimitato a oriente dalla Falda di Gela, il cui tetto è rappresentato dal riflettore viola posto a circa 1.000 m di profondità sulla sezione sismica (Figura 5.5).

La parte più profonda del riempimento nel Bacino di Gela è rappresentata da unità sedimentarie relativamente poco deformate che mostrano terminazioni *onlap* sulla rampa di avampaese. La parte superiore del Bacino di Gela, al di sopra dell’unconformity U1, mostra ripetuti eposodi di instabilità gravitativa.

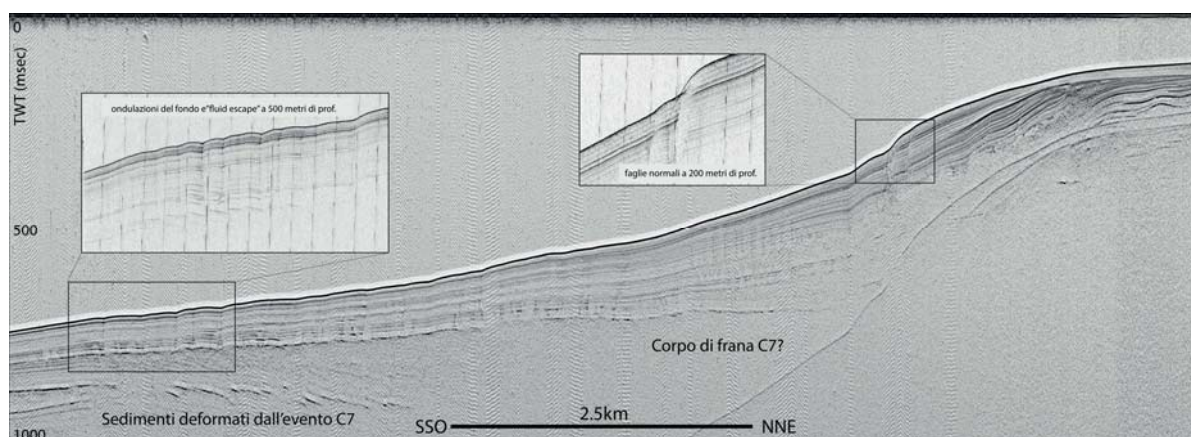
I due corpi di frana più profondi (C1 e C2) hanno una estensione limitata ai piedi della Falda di Gela e non superano la parte centrale del bacino. Compresi tra l’unconformity U2 e U3, sono presenti 4 corpi di frana che si sovrappongono uno sull’altro (C3-6, retino verde scuro, Figura 5.5).

Il corpo di frana più recente C7, al di sopra dell'unconformity U3, ha uno spessore di circa 500 m ed è caratterizzato da una facies sismica trasparente. La sua messa in posto ha interessato tutto il bacino di avanfossa provocando la deformazione dei corpi di frana sepolti che appaiono deformati da un evento di instabilità gravitativa più recente avvenuto alla scala dell'intero bacino (Figura 5.5). Lo spessore totale dei sedimenti caotici compresi tra le unconformities U2 e U4 (tetto del corpo di frana C7) diminuisce verso l'avampaese, e sembra controllato dalla presenza degli alti strutturali che caratterizzano il basamento nel settore meridionale. A differenza degli altri depositi di frana, esso mostra una geometria complessa e strutture di deformazione pervasive, soprattutto nella parte più distale (Figura 5.5).

L'evento di instabilità gravitativa responsabile della messa in posto del corpo di frana C7 ha provocato il piegamento e la deformazione fragile lungo superfici di accavallamento nella zona distale. In questa zona (Figura 5.5), alla transizione con l'avampaese, si formano una serie di faglie inverse all'interno della frana, che scollano sulla unconformity U2.

Il *pattern* appena descritto suggerisce che questo settore del margine abbia subito un evento di instabilità gravitativa a scala bacinale di età successiva alla messa in posto del corpo caotico C6, e probabilmente durante alla messa in posto del corpo caotico C7 (Figura 5.5). Questo evento a scala di bacino ha ri-deformato tutta la successione sedimentaria, compresi i livelli caotici C3-C6. L'ultimo evento di instabilità gravitativa responsabile della deformazione dei corpi caotici precedenti è presumibilmente quello indicato in Figura 5.5 con C7. Le geometrie e i rapporti stratigrafici tra il corpo caotico più recente alla base della scarpata e i sedimenti indeformati più recenti sono meglio deducibili osservando i dati geofisici ad alta risoluzione (Figura 5.6).

A circa 200 m di profondità del fondo mare è presente un sistema di faglie normali il cui rigetto è visibile dal fondo-mare fino al *top* della Falda di Gela (Figura 5.5). Nella zona tra 400 e 500 m di profondità del fondo mare, si osservano discontinuità all'interno del corpo caotico recente che disloca il tetto e la base dei corpi caotici C3-C6, ma non il tetto del corpo caotico C7. Queste discontinuità sono associate a blande ondulazioni e deformazioni del fondo mare con la presenza di strutture di circolazione ed espulsione di fluidi (Figura 5.6).



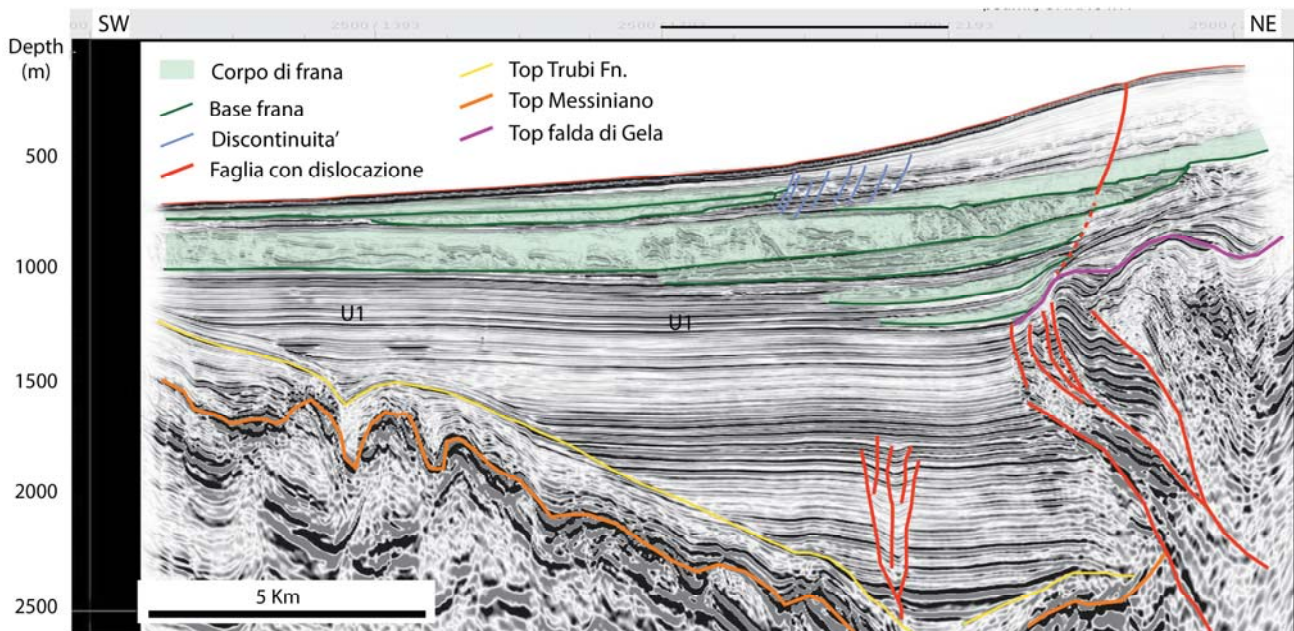
**Figura 5.6** – Profilo sismico Sparker-06 perpendicolare al margine nella zona Ovest (la posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1); Zoom della parte più superficiale della successione sedimentaria ottenuti da dati Chirp-sonar acquisiti in corrispondenza del profilo Sparker. C7: corpo di frana descritto nella Figura 5.5.

### 5.2.2 Criticità AREA-Ovest

- Faglie normali/gravitative sul ciglio della piattaforma affioranti sul fondo-mare a 200 m di profondità del battente d'acqua.
- Instabilità gravitativa dei sedimenti di scarpata, manifestata da fratture (senza dislocazione apparente) e ondulazioni a profondità di circa 500 m del battente d'acqua.
- Fenomeni di *large scale mass wasting* a scala dell'intero bacino, che producono deformazioni verticali apparenti dei sedimenti superficiali nel settore più distale.
- Il movimento del complesso di corpi caotici (C3-C6) innescato dall'evento C7 sembra ancora attivo, come testimoniano dalle deformazioni fragili e duttili che interessano il fondo mare.
- Deformazione compressiva fragile e sollevamenti nella zona profonda associati a strutture di circolazione ed espulsione di fluidi.



### 5.2.3 Sezione geologica AREA-1



**Figura 5.7** - Linea sismica multicanale IL2500 appartenente al 3D "Panda" migrata in profondità prima dello stack (PSDM). La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

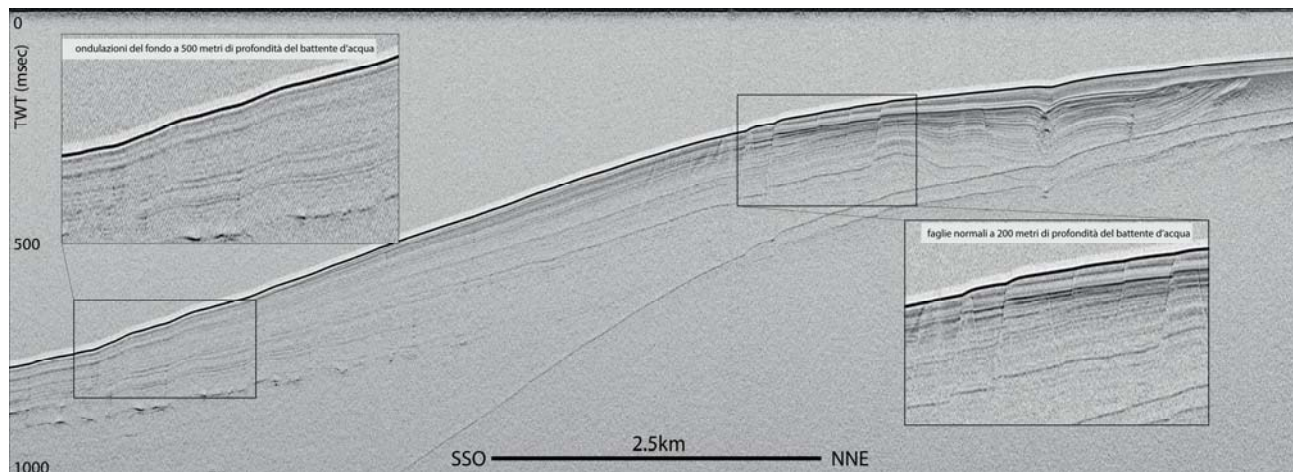
La linea multicanale IL2500 in Figura 5.7 è stata migrata in profondità prima dello stack e rappresenta le reali geometrie del margine continentale; la sua interpretazione costituisce di fatto una sezione geologica con esagerazione verticale di circa 5x.

La linea IL2500 in Figura 5.7 è rappresentativa delle geometrie del bacino di avanfossa e dei caratteri delle unità sedimentarie che costituiscono il suo riempimento nell'Area-1. Il basamento è costituito dal tetto dei sedimenti Messiniani (riflettore arancione), su cui si sono depositati i sedimenti della formazione dei Trubi, il cui tetto è marcato dal riflettore giallo. I sedimenti del Bacino di Gela raggiungono spessori fino a 2.000 m nel depocentro, delimitato a oriente dalla Falda di Gela (riflettore viola posto a circa 1.000 m di profondità nella Figura 5.7).

La parte più profonda della successione sedimentaria non mostra episodi di instabilità gravitativa, che cominciano ad apparire in modo ripetuto solo al di sopra del riflettore indicato come U1 (Figura 5.7). Sono presenti almeno 7 corpi di frana stratigraficamente sovrapposti (retini verdi in Figura 5.7), occasionalmente intervallati da corpi sedimentari indisturbati. Il riflettore U1 potrebbe corrispondere all'*unconformity* correlabile a scala regionale del Pleistocene medio (0,8 Ma) descritta in letteratura da Cavallaro et al. (2016). In questo caso, assumendo un tasso costante di sedimentazione per il Pleistocene, gli episodi di instabilità gravitativa si ripeterebbero mediamente ogni 100.000 anni. Una di queste frane ha uno spessore che raggiunge i 200 m (Figura 5.7); molto probabilmente, essa corrisponde alla *Frana di Gela* (FG) descritta da Argnani and Trincardi (1990). Si tratta di un episodio a scala bacinale innescato nel Pleistocene superiore. All'interno della mega-

frana si riconoscono geometrie a blocchi ruotati e traslati; al di sopra, si osservano altri due corpi caotici di dimensioni ed estensione areale minore, sigillati dai sedimenti Olocenici.

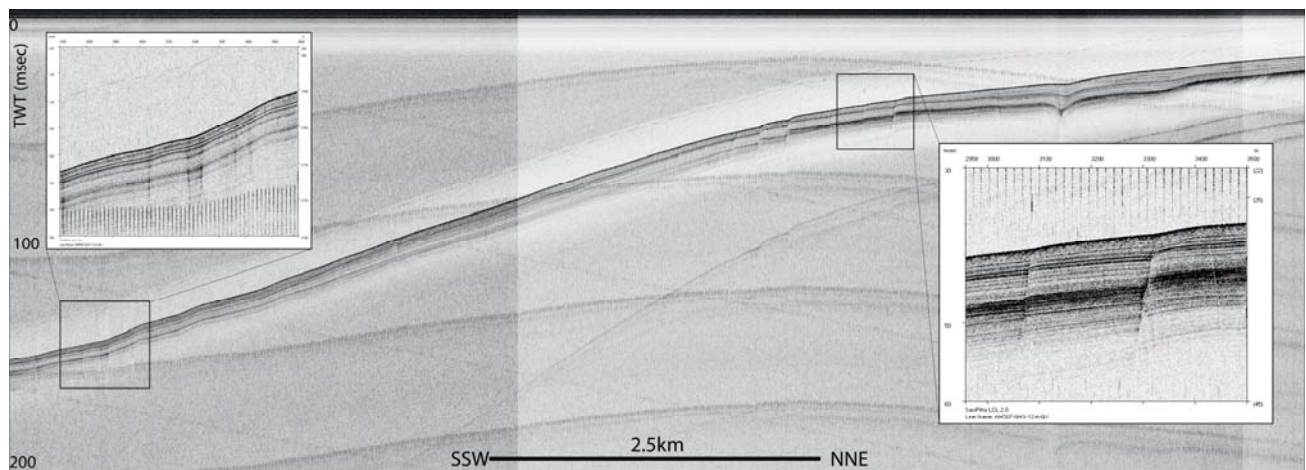
A 200 m di profondità del fondo mare si osserva una faglia normale che disloca il fondale marino e la successione sedimentaria in profondità fino alla mega-frana di Gela, ma è possibile che prosegua interessando anche i sedimenti sottostanti, fino al tetto della falda di Gela (Figura 5.7). Nella zona tra 400 e 550 m di profondità del fondo mare si osservano discontinuità all'interno dei sedimenti recenti non associate a dislocazione (Figure 5.7).



**Figura 5.8** – Sezione sismica Sparker-12 con due ingrandimenti che mettono in luce il sistema di faglie normali a circa 200 m di profondità del battente d'acqua e la zona delle ondulazioni del fondo mare nel settore profondo. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

I dati ad alta risoluzione (Sparker e Chirp) sono risultati molto utili per verificare i cinematismi delle strutture individuate e per stimare l'età dei più recenti fenomeni di instabilità gravitativa.

Il profilo Sparker-12 di Figura 5.8 mette in luce come la faglia individuata nella sezione profonda di Figura 5.7, sia in realtà costituita nella parte più superficiale da un sistema di faglie sub-verticali, che mostrano rigetti variabili e sono organizzate lungo un sistema a "domino", molto evidente nelle sezioni Chirp-sonar (Figura 5.9). Le discontinuità osservabili a partire da circa 500 m di profondità del fondo mare (linee blu in Figura 5.7), corrispondono sulla linea Sparker ad ondulazioni del fondo mare che denotano instabilità gravitativa senza traslazioni di materiale, come confermato dai dati Chirp (Figura 5.9).



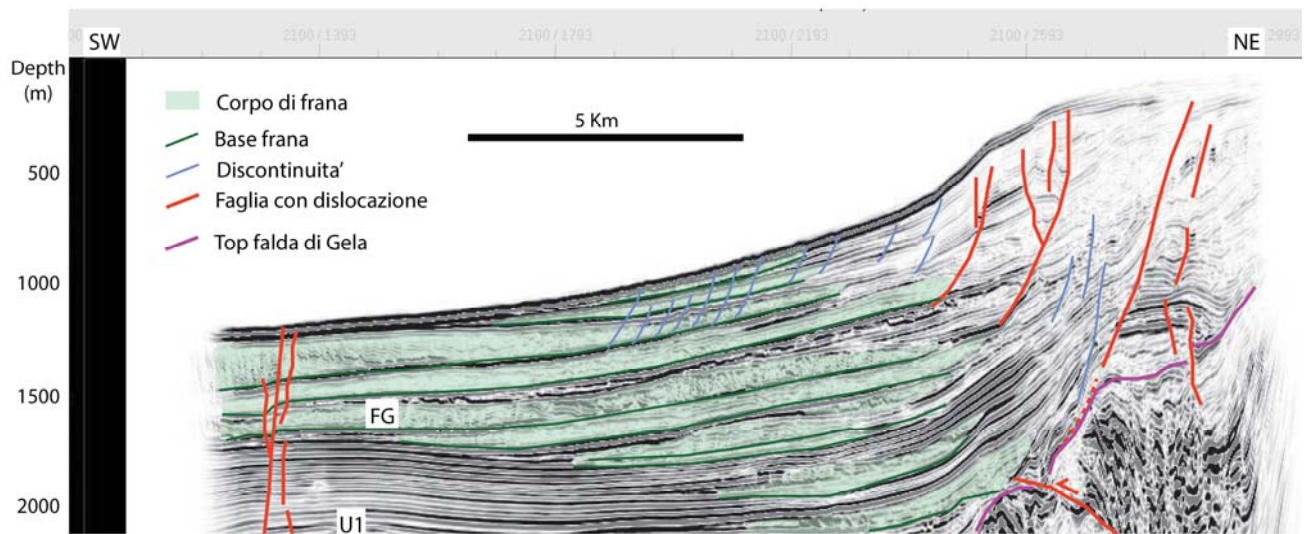
**Figura 5.9** – Linea sismica Chirp-12 con zoom che mettono in luce il sistema di faglie normali a circa 200 m di profondità del battente d’acqua e la zona delle ondulazioni del fondo mare nel settore profondo. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell’Allegato 1.

#### 5.2.4 Criticità AREA-1

- Faglie normali/gravitative sul ciglio della piattaforma continentale a circa 200 m di profondità del fondo mare, molto più attive ed evidenti che in altri settori del margine.
- Instabilità gravitativa dei sedimenti della scarpata (fratture e ondulazioni a circa 400-550 m di profondità del fondale ma senza dislocazione)



### 5.2.5 Sezione geologica AREA-2



**Figura 5.10** - Linea sismica multicanale IL2100 appartenente al 3D "Panda" migrata in profondità prima dello stack (PSDM). La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

La linea multicanale IL2100 di Figura 5.10 proviene dal dataset 3-D Panda ed è stata migrata in profondità prima dello stack per rappresentare le reali geometrie del margine continentale; costituisce dunque una vera e propria sezione geologica con una esagerazione verticale di circa 5x.

La linea IL2100 (Figura 5.10) mostra la parte più recente (Pleistocene medio-superiore) della successione sedimentaria del bacino di avana fossa. Il basamento, visibile solo nell'estremità settentrionale della linea, è costituito dal tetto della Falda di Gela, rappresentato dal riflettore viola.

Correlazioni con la linea IL2500 (Figura 5.7) suggeriscono che la sezione mostri la successione sedimentaria al di sopra di U1 quando cominciano ad impostarsi gli eventi di instabilità gravitativa nel bacino di Gela. Al di sopra di questa unconformity, infatti, si riconoscono una decina di corpi caotici legati a processi di instabilità gravitativa (retini verdi, Figura 5.10), alcuni separati da sedimentazione torbida "normale", altri solo dai piani di scivolamento delle frane. Considerando il numero di eventi e assumendo che l'età presunta dell'unconformity sia la stessa come in altre parti del bacino (probabilmente 0.8 Ma) si deduce che l'intervallo medio di ricorrenza di eventi di questo tipo è stato di circa uno ogni 80.000 anni.

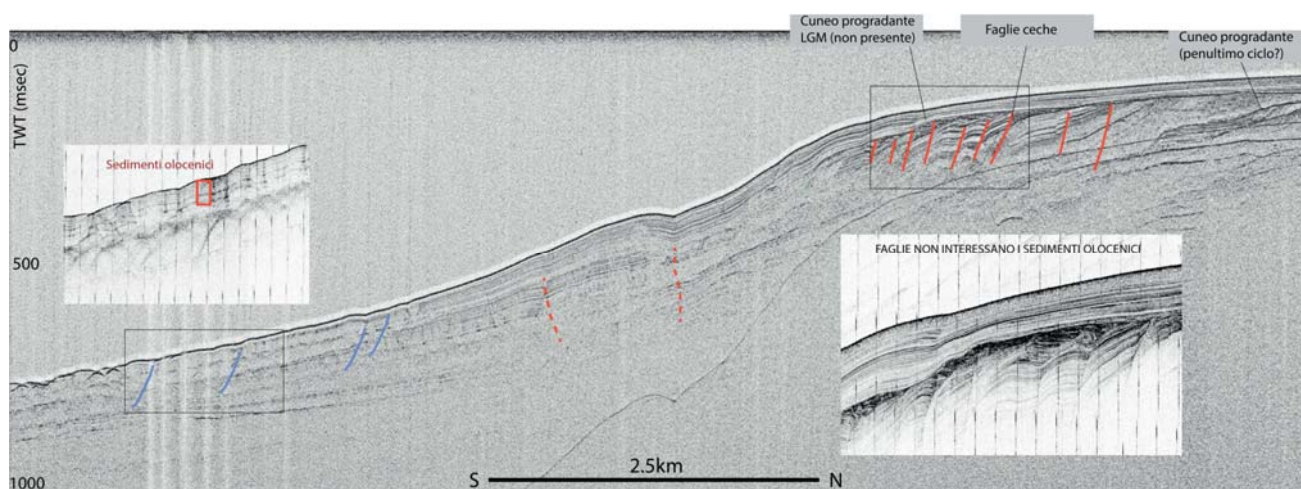
La frana indicata con la sigla FG ha la stessa posizione stratigrafica della *Frana di Gela* (Argnani and Trincardi, 1990) presente anche nella linea IL2500 (Figura 5.7). Nell'Area-2, questo corpo caotico mostra uno spessore massimo di circa 150 m, inferiore quindi rispetto all' Area-1, dove però non è chiaro se si tratti di un unico evento di instabilità o di due eventi sovrapposti rimasti invece distinti nell'Area-2. Il corpo di frana interessa tutto il bacino, mentre gli eventi precedenti hanno una estensione molto minore e si esauriscono ai piedi della falda di Gela.



Al di sopra della frana di Gela (FG) sono presenti altri quattro corpi caotici, alcuni di dimensioni ed estensione areale simili alla FG. Il più recente di questi corpi caotici si trova al di sotto dei sedimenti corrispondenti all'ultima fase di risalita relativa del livello del mare, quindi, molto probabilmente, innescata durante l'ultimo stazionamento basso del livello del mare (LGM) o durante la risalita, come messo meglio in evidenza dai dati geofisici ad alta risoluzione (linee Sparker-18, Figura 5.11 e Sparker-19, Figura 5.12).

A circa 200 m di profondità del fondo mare è presente un sistema di faglie la cui geometria complessa crea rigetti variabili dei riflettori e strutture di accomodamento tipo *pop-up*, la cui espressione morfologica sul fondo è data da ondulazioni e cambi di pendenza visibili sulla scarpata superiore (Figura 5.11). A monte di questo sistema di faglie, che non interessa tutta la successione sedimentaria del bacino ma si esaurisce alla base della Frana di Gela (Figura 5.10), è presente una faglia normale più profonda, che sembra raggiungere il tetto della Falda di Gela (Figura 5.10). Nella zona tra 400 a 600 m di profondità del fondo-mare si osservano fratture all'interno dei sedimenti recenti, non associate a dislocazione, che producono ondulazioni del fondo-mare e dei riflettori sottostanti (Figura 5.11).

Nella parte profonda del bacino la linea sismica IL2100 di Figura 5.10 mette in evidenza l'esistenza di strutture tettoniche sub-verticali, probabilmente faglie trascorrenti, caratterizzate da scarso rigetto verticale.



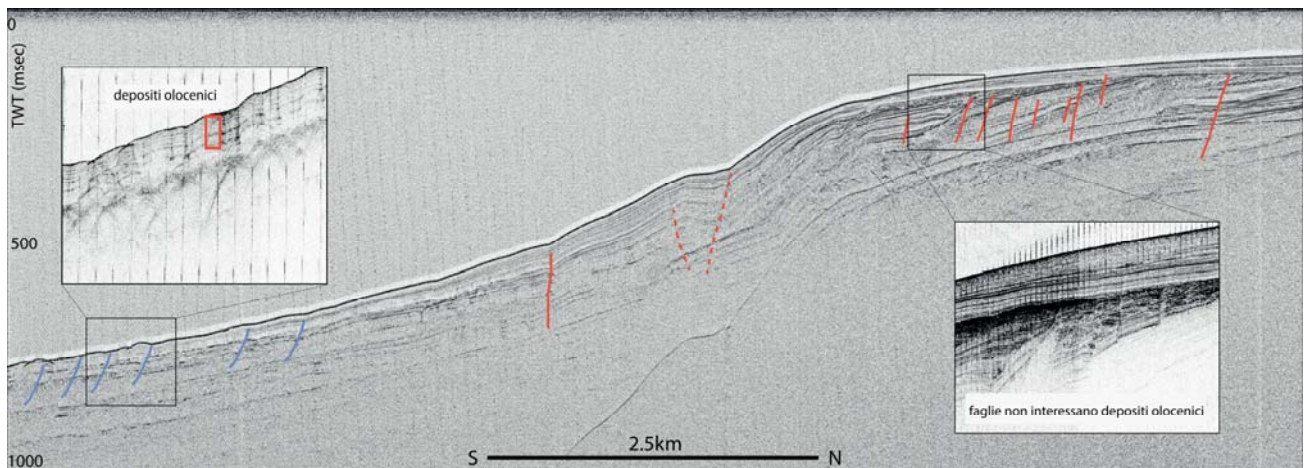
**Figura 5.11** – Sparker-18 e zoom del relativo profilo sub-bottom Chirp. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

I dati sismici ad alta risoluzione (Figure 5.11 e 5.12) acquisiti in prossimità della linea multicanale IL2100 consentono di verificare lo stato di attività delle strutture tettoniche e le geometrie del corpo di frana nella parte profonda del bacino.

Le strutture tettoniche in piattaforma rigettano i sedimenti pre-olocenici ma non si propagano al di sopra della superficie erosiva corrispondente all'ultimo glaciale (LGM). Sulla linea Sparker-18 di Figura 5.11 si osserva la presenza del cuneo progradante corrispondente allo

stazionamento basso del livello del mare durante il LGM, e un cuneo più antico che probabilmente corrisponde al penultimo stazionamento basso del livello del mare.

Nella zona più profonda del bacino si osserva il corpo di frana che interessa il fondo mare e i sedimenti più recenti depositati durante l'Olocene (Figura 5.12). Questa è l'unica evidenza di frana recente nell'area di studio (oltre all'Area-Ovest).

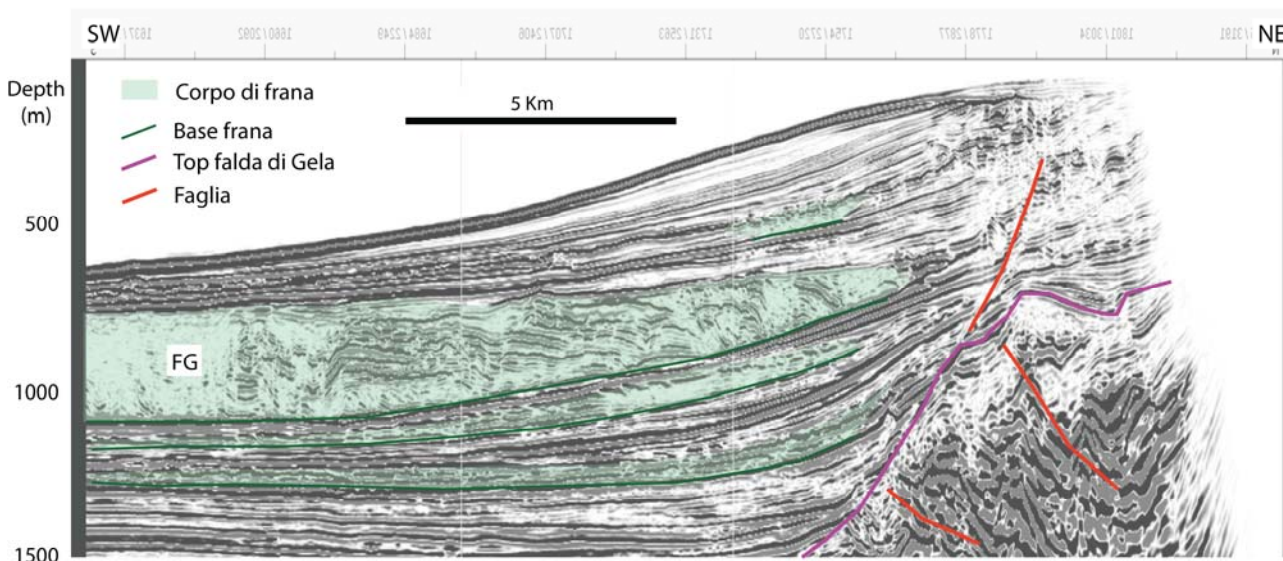


**Figura 5.12** – Sparker 19 e zoom del relativo profilo sub-bottom. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

#### 5.2.6 Criticità AREA-2

- Faglie normali/gravitative sul ciglio della piattaforma a 200 m di profondità del fondo mare più evidenti che in altri settori del margine.
- Instabilità gravitativa dei sedimenti della scarpata inferiore (fratture e ondulazioni a circa 400-600 m di profondità del fondo ma senza dislocazione)
- Deformazione del fondo mare sopra la frana

### 5.2.7 Sezione geologica AREA-3 che include il tracciato della sealine



**Figura 5.13** – Profilo MCS estratto da dataset 3-D Panda lungo il percorso della sealine. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell’Allegato 1.

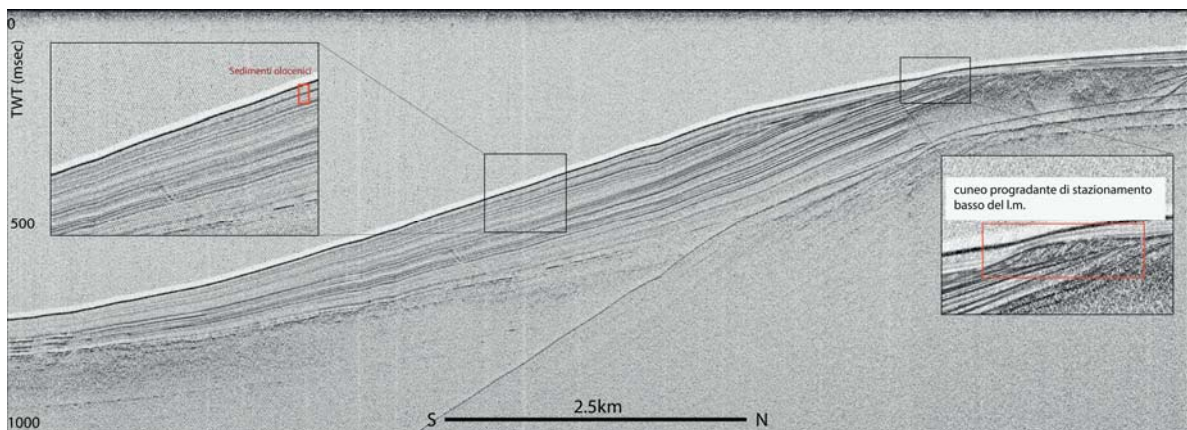
La linea multicanale di Figura 5.13, estratta dal database 3-D Panda lungo il percorso della sealine, è stata migrata in profondità prima dello stack per rappresentare le reali geometrie del margine continentale e costituisce una vera e propria sezione geologica con una esagerazione verticale di circa 5x.

La linea in Figura 5.13 mostra la parte più recente della successione Pleistocenica del bacino di avanfossa. Il basamento, visibile solo nell’estremità settentrionale (parte dx della sezione), è costituito dal tetto della Falda di Gela. Sulla linea sismica si riconoscono tre corpi caotici principali legati a processi di instabilità gravitativa (retini verdi in Figura 5.13).

La frana con lo spessore massimo (indicata con la sigla FG) ha la stessa posizione stratigrafica della frana di Gela presente anche nella linea IL2500 (Figura 5.7) e descritta da [Argnani and Trincardi \(1990\)](#). Nell’Area-3 questa frana ha uno spessore di circa 400 m, molto maggiore rispetto alle aree descritte precedentemente. Il corpo di frana interessa tutto il bacino, così come i due eventi precedenti che hanno comunque uno spessore molto minore. Altri depositi caotici sono presenti nei sedimenti più recenti, ma presentano estensione minore rispetto ad altri settori del margine.

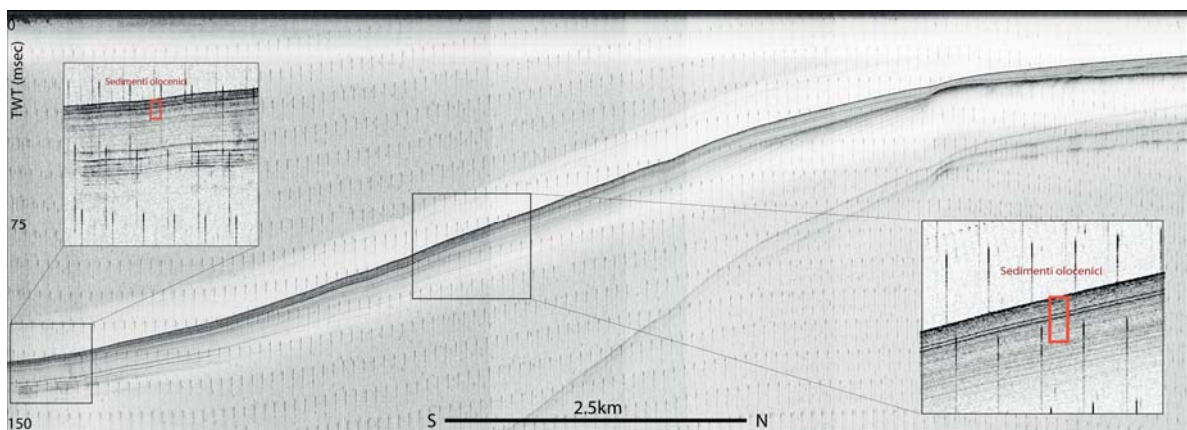
La scarpata superiore non mostra segni di deformazione ed è costituita da un cuneo sedimentario a forma sigmoidale. A monte di questo cuneo sedimentario è presente una faglia normale e/o gravitativa profonda che non raggiunge il fondo mare ma sembra interessare il tetto della Falda di Gela (Figura 5.13).





**Figura 5.14** – Profilo Sparker-26 nell'Area-3 (lungo la sealine). La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

Il profilo Sparker 26 acquisito lungo il percorso della *sealine* (Figura 5.14) mette meglio in evidenza l'assetto strutturale e morfologico della parte più pellicolare del margine continentale. Il margine ha una concavità regionale rivolta verso il basso a causa della presenza del un cuneo sedimentario già descritto sul profilo multicanale (Figura 5.13). Sul margine della piattaforma, si osserva il cuneo progradante relativo all'ultimo stazionamento basso del livello relativo del mare. I sedimenti recenti non mostrano evidenze di deformazione o instabilità gravitativa come messo in evidenza anche dal profilo Chirp acquisito sulla stessa rotta del profilo Sparker (Figura 5.15).



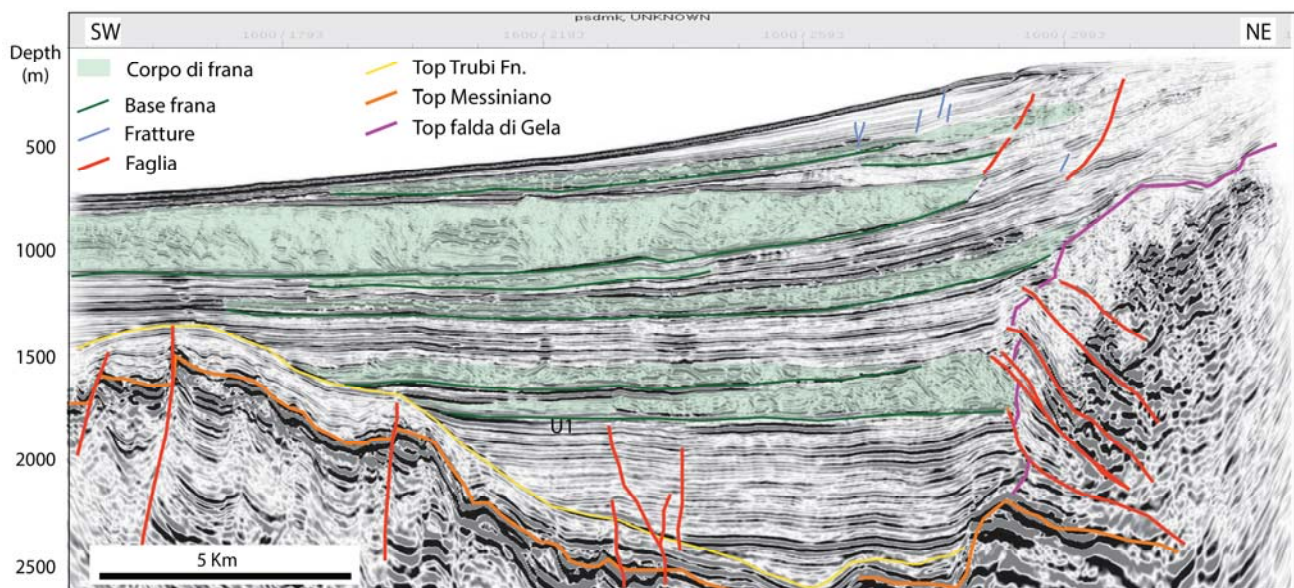
**Figura 5.15** – Profilo Chirp-26 nell'Area-3 (lungo la sealine). La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

### 5.2.8 Criticità AREA-3

- Quest'area mostra locali strutture da emissione di gas/fluidi nella zona profonda.
- La zona di piattaforma è interessata dalla terminazione occidentale della struttura erosiva descritta nella sezione 6.2.1



### 5.2.9 Sezione geologica AREA-4



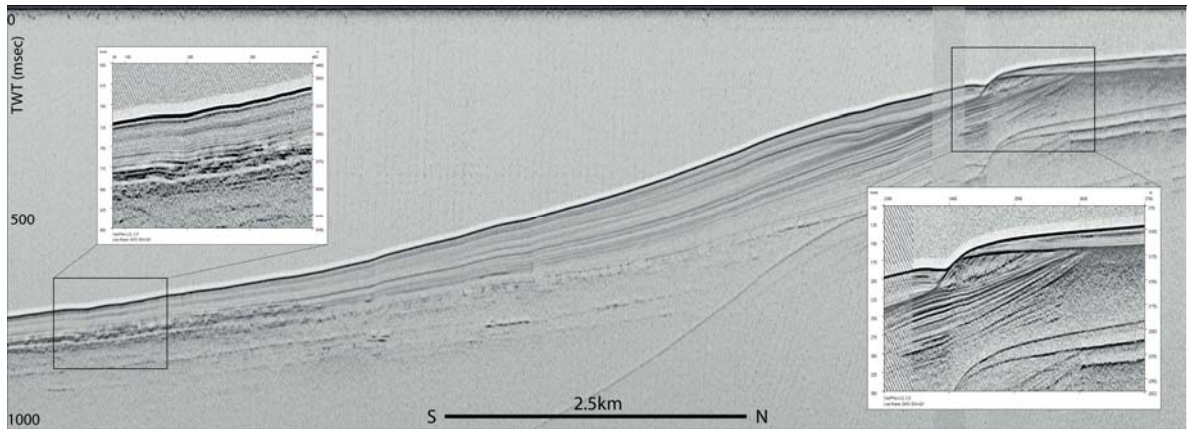
**Figura 5.16** – Linea sismica multicanale IL1600 appartenente al dataset 3D “Panda” migrata in profondità prima dello stack (PSDM). La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell’Allegato 1.

La linea multicanale IL1600 di Figura 5.16 è stata migrata in profondità prima dello stack e rappresenta le reali geometrie del margine continentale e la sua interpretazione costituisce di fatto una sezione geologica con una esagerazione verticale di 2,5x.

La linea IL1600 (Figura 5.16) attraversa l’avanfossa e mostra una spessa successione sedimentaria (oltre circa 2.000 metri nel depocentro) di sedimenti Plio-quadernari ben stratificati. Il basamento è costituito dal tetto dei sedimenti Messiniani (riflettore arancione) su cui sono stati depositati i sedimenti della formazione dei Trubi. Il bacino è delimitato a oriente dalla Falda di Gela, rappresentata dal riflettore viola che raggiunge 800 m di profondità nella parte più superficiale verso N.

Anche in questo caso, la parte inferiore della successione Plio-quadernaria del bacino di Gela non mostra episodi di instabilità gravitativa. Questi cominciano a caratterizzare il margine in modo ripetuto solo dal riflettore indicato con la sigla “U1”. Sono presenti 8 corpi di frana sovrapposti stratigraficamente (retini verdi nella sezione di Figura 5.16), non sempre separati da unità in posto. Se assumiamo che il riflettore U1 corrisponda all’ unconformity del Pleistocene medio (0,8 Ma) descritta in letteratura (Cavallaro et al., 2016), gli episodi di instabilità gravitativa si ripeterebbero mediamente ogni 100,000 anni. Una di queste frane ha uno spessore molto alto che raggiunge i 300 m e molto probabilmente corrisponde all Frana di Gela (Argnani and Trincardi, 1990), al di sopra della quale sono visibili altre due unità caotiche di dimensioni ed estensione areale molto minori, sigillate dai sedimenti recenti che non mostrano fenomeni di rimobilizzazione. Questo è

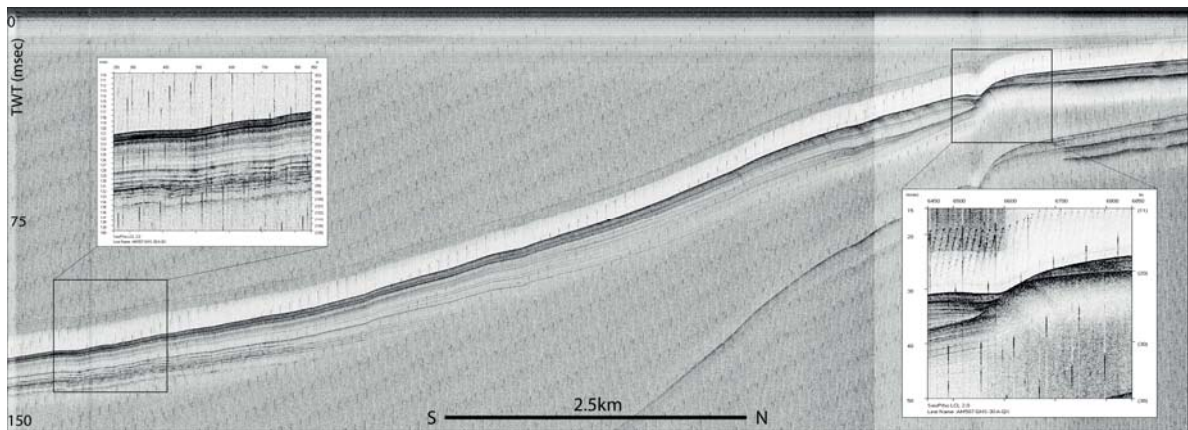
particolarmente evidente dall'analisi delle immagini sismiche ad alta risoluzione (linea Sparker-30 nella Figura 5.17) e dai dati Chirp-sonar (Figura 5.18), che mostrano una successione Pleistocenica-sup./Olocenica praticamente indeformata.



**Figura 5.17** – Profilo Sparker-30 ortogonale al margine continentale nell'Area 4. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

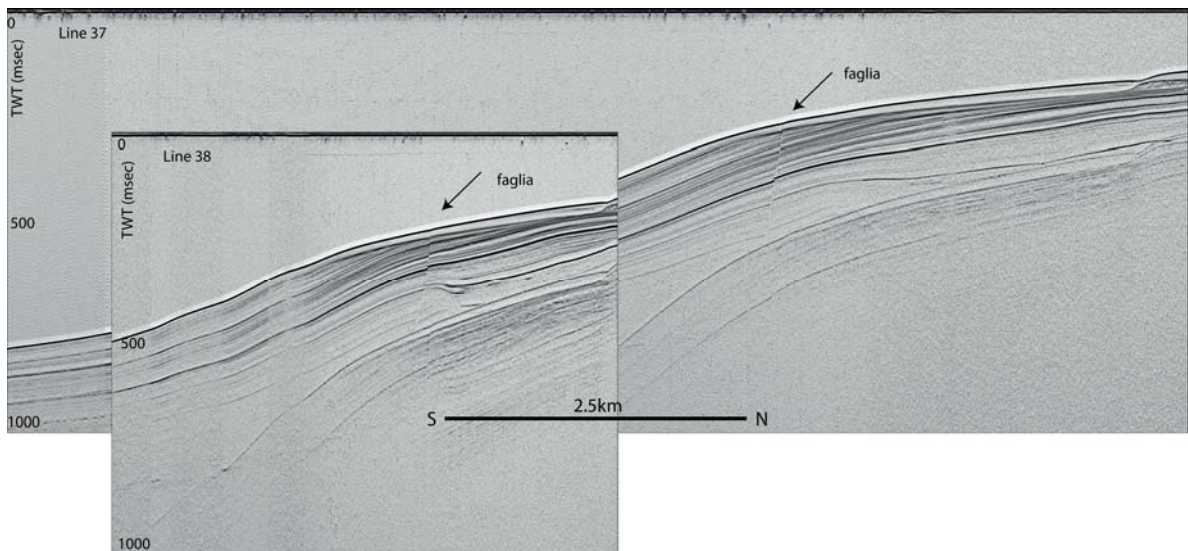
Sul ciglio della piattaforma è presente una struttura erosiva che si imposta al contatto tra un piccolo cuneo progradazionale, che mostra erosione al tetto, e i sedimenti depositati durante la risalita o lo stazionamento alto Olocenico.

A differenza degli altri settori del margine descritti nelle sezioni precedenti, a 200 m di profondità non sono presenti faglie con rigetto evidente, ma è possibile osservare una leggera ondulazione del fondo-mare (Figura 5.17) di difficile interpretazione (depositi contouritici? blande deformazioni? creeping?). Queste ondulazioni non sembrano interessare i depositi in prossimità dello shelf-break, ma si osservano a partire da circa 200 m di battente d'acqua (Figure 5.17, 5.18). Due faglie transtensive/gravitative sono invece presenti in piattaforma, dove rigettano il tetto e la base di alcuni corpi caotici senza però raggiungere il fondo mare (Figura 5.16).

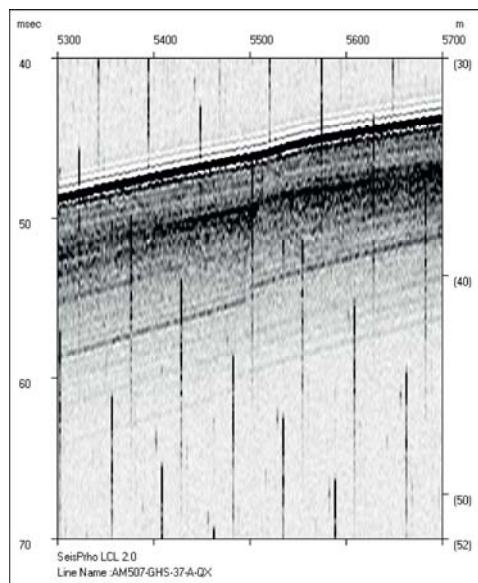


**Figura 5.18** – Linea Chirp-30. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

Nel settore più orientale dell'Area-4, a circa 200 m di profondità del fondo mare, si osserva una faglia che immerge ad alto angolo verso Sud, con rigetto normale che aumenta verso il basso (Figura 5.19). Se ci riferiamo alla base del cuneo di stazionamento alto possiamo stimare un tasso di deformazione verticale della faglia di circa 0,5 mm/anno.



**Figura 5.19** – Profili Sparker 37 e 38 acquisiti al limite orientale dell'Area-4 che mostrano la presenza di una faglia trans-tensiva con segni di attività sul fondo. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.



**Figura 5.20:** profilo Chirp-37 che mostra la faglia di Figura 5.19 e come la dislocazione raggiunga il fondo mare. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

#### 5.2.10 Criticità AREA-4

- Faglie normali/gravitative sul ciglio della piattaforma a 200 m di profondità di battente d'acqua.
- Instabilità gravitativa dei sedimenti della scarpata inferiore (fratture e ondulazioni a circa 400-600 m di profondità del fondo ma senza dislocazione)
- Processi di erosione al ciglio della piattaforma controllati dalle differenze reologiche tra il cuneo progradante probabilmente grossolano del LGM e il drappaggio di sedimenti più fini dell'Olocene.
- Faglia trans-tensiva nella zona orientale

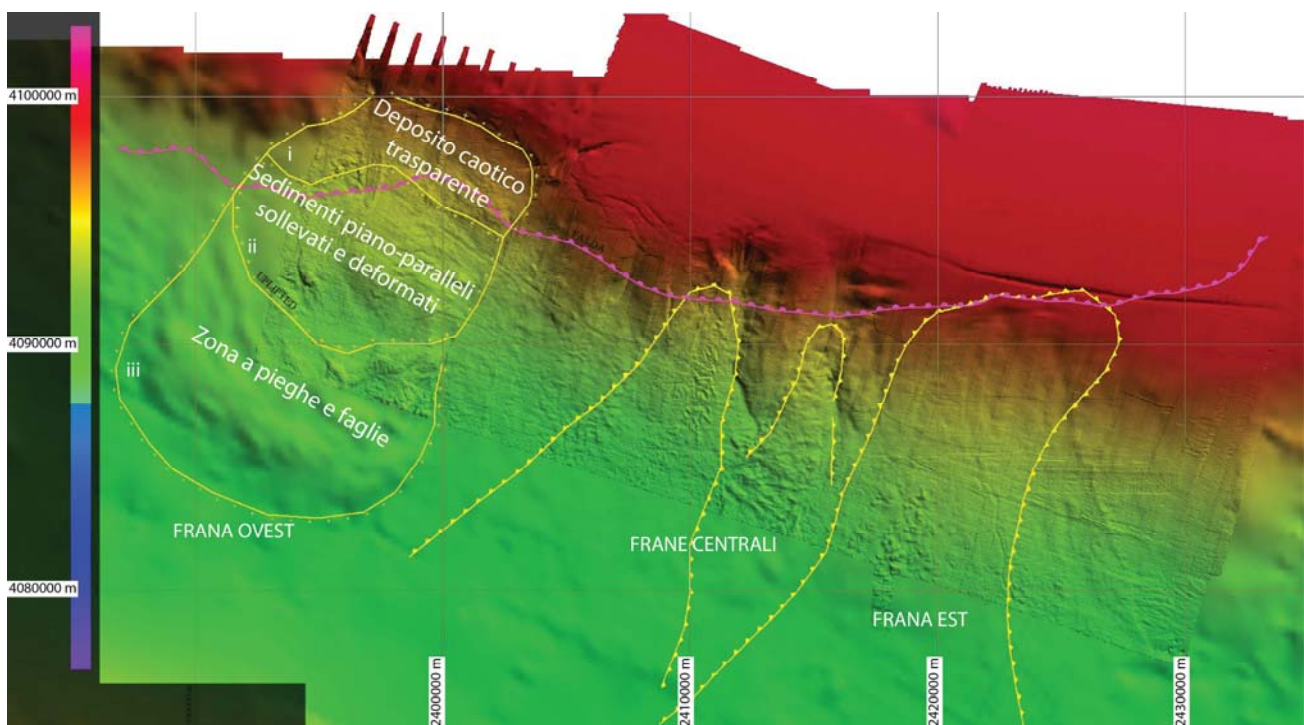


## 6.0 ANALISI MULTI-SCALA DEI PROCESSI DI INSTABILITÀ GRAVITATIVA

L'analisi dei dati a disposizione ha permesso una ricostruzione multi-scala dei fenomeni di instabilità gravitativa. La descrizione delle caratteristiche (estensione areale, spessore, geometrie e stili deformativi) dei depositi di frana verrà effettuata partendo dalla scala regionale del bacino attraverso l'analisi dei dati di sismica multicanale, per arrivare alla scala più di dettaglio utilizzando i dati ad alta risoluzione.

### 6.1 - INSTABILITÀ GRAVITATIVA A SCALA REGIONALE

L'analisi dei profili multicanale ha permesso di riconoscere eventi di instabilità gravitativa a scala regionale sepolti dai sedimenti più recenti. La ricostruzione regionale delle frane sepolte, effettuata utilizzando i dati di sismica multicanale, permette di avere informazioni alla scala temporale delle centinaia di migliaia di anni. Sulla base dei profili sismici e delle mappe *depth-slice* derivate dall'analisi del rilievo 3-D Panda si riconoscono due eventi maggiori nell'Area-Ovest e nell'Area-4, e altri due eventi di dimensioni e spessori minori nella zona centrale (Figura 6.1).



**Figura 6.1** – Mappa della distribuzione dei corpi di frana sepolti nella regione studiata. Linea rosa: limite esterno della Falda di Gela. Linea gialla: limite esterno dei corpi di frana sepolti.

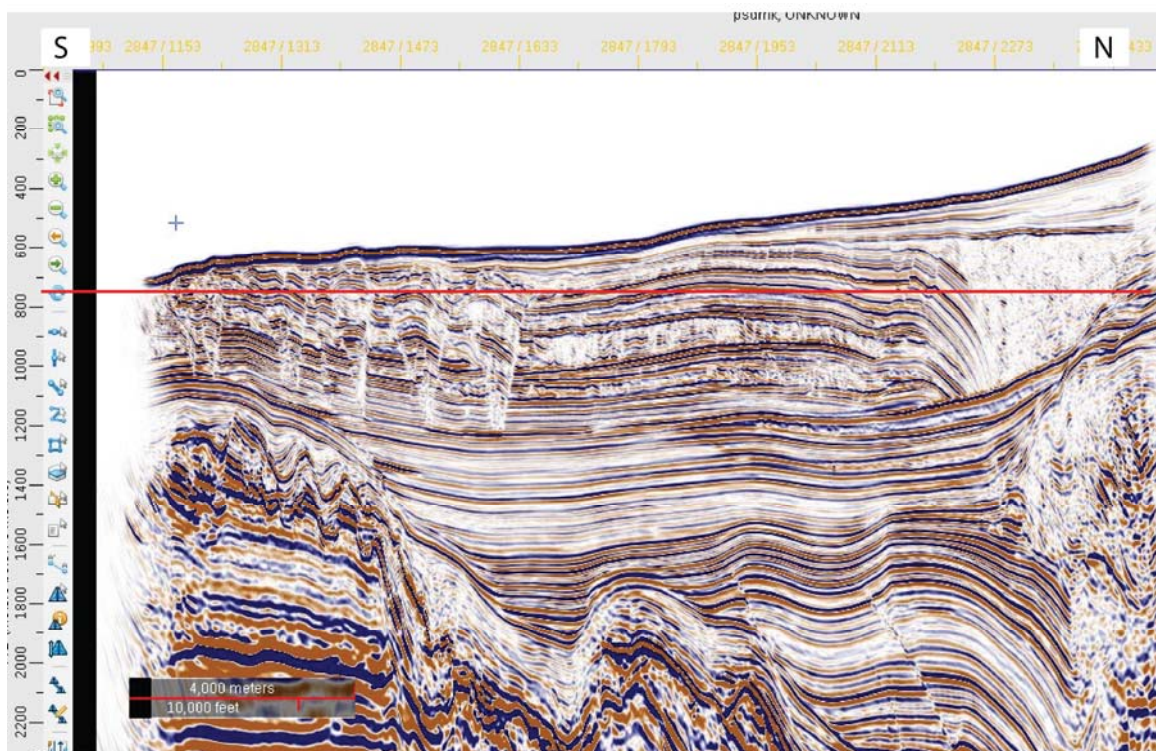
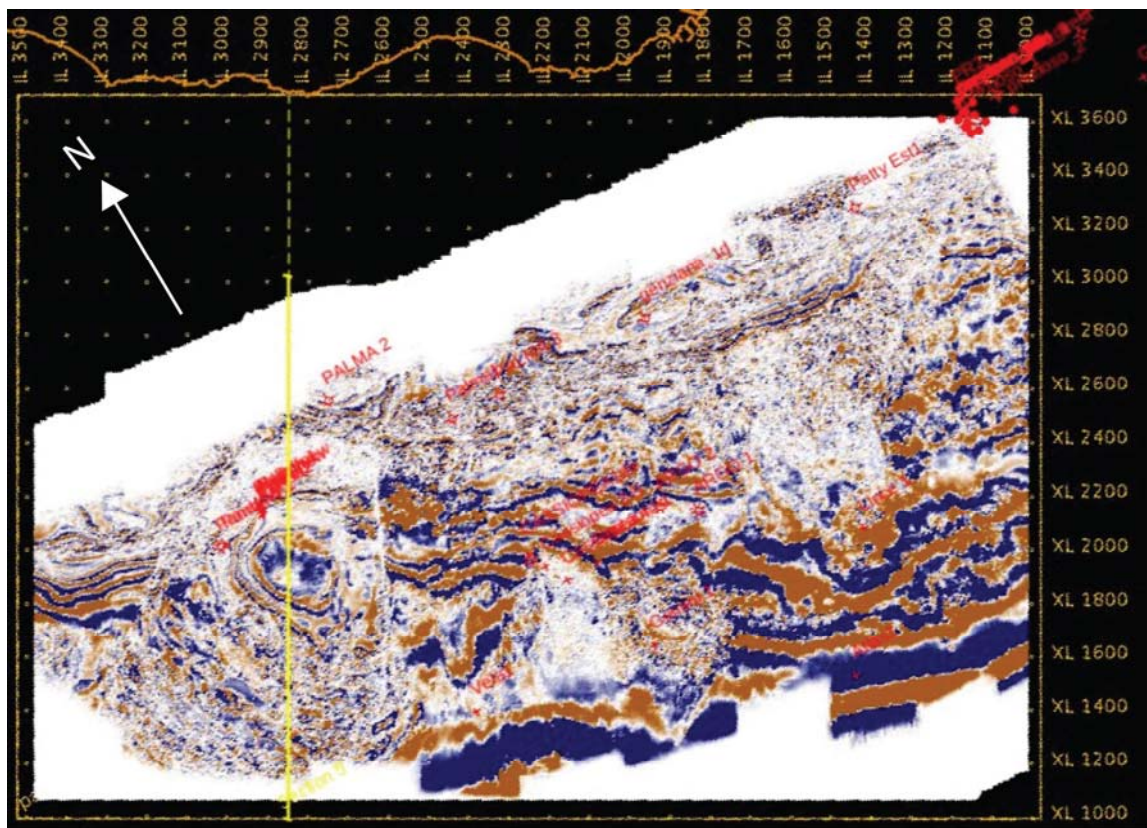
### 6.1.1 Frana sepolta Ovest

L'Area-Ovest è caratterizzata da fenomeni di instabilità gravitativa sepolti, che però mostrano una espressione morfologica sul fondo-mare alla scala dell'intero bacino. La carta morfobatimetrica di Figura 6.1 mostra come il margine sia caratterizzato in questa zona da un ciglio della piattaforma molto arretrato, che suggerisce un suo modellamento dovuto a fenomeni franosi ripetuti e la rimobilizzazione di enormi quantità di sedimenti. I processi di rimobilizzazione sono responsabili della messa in posto di corpi caotici e della deformazione di unità ri-sedimentate durante eventi precedenti.

L'analisi dei dati di sismica multicanale del rilievo Panda ha permesso di identificare la facies sismica dei corpi caotici e di studiarne la loro estensione areale grazie all'analisi delle *depth slice* del rilievo 3D Panda. L'analisi di questi dati ha permesso di distinguere tre corpi sedimentari principali che mostrano caratteristiche diverse tra di loro (Figura 6.2). Procedendo dalla piattaforma verso il bacino profondo si distinguono:

- i) un deposito caotico di forma a cuneo ai piedi della scarpata continentale superiore che si apre verso mare, caratterizzato da una facies sismica trasparente; lo spessore si aggira intorno ai 500 m, e la posizione è tra circa 550 m a circa 1050 m di profondità rispetto al livello del mare. Le geometrie e la facies sismica sono ben rappresentate nella linea sismica di Figura 6.2 e dalla regione caoticizzata nella *depth-slice* prodotta tagliando il volume del 3D Panda ad una profondità di 750 m (Figura 6.2);
- ii) una regione caratterizzata da una porzione di sedimenti piano paralleli, con riflettori di grande ampiezza e continuità laterale, deformata e sollevata ai margini; nella *depth-slice* di Figura 6.2 è rappresentata dalla struttura sub-circolare centrata sulla regione di massimo sollevamento dei riflettori;
- iii) una zona a pieghe e faglie che deforma e trasla i sedimenti al di sopra di una *unconformity* posta a circa 1.200 m di profondità rispetto al livello del mare; si osserva il raccorciamento di alcune frane sepolte all'interno del pacchetto di sedimenti deformato, e questo suggerisce una traslazione con deformazione avvenuta dopo che le frane sepolte si erano depositate, a conferma di una instabilità gravitativa multifasica; la deformazione compressiva fragile e le pieghe deformano anche il fondo mare, e lo stile deformativo suggerisce che si tratti di processi polifasici che rimobilizzano e deformano corpi caotici successivamente alla loro messa in posto.





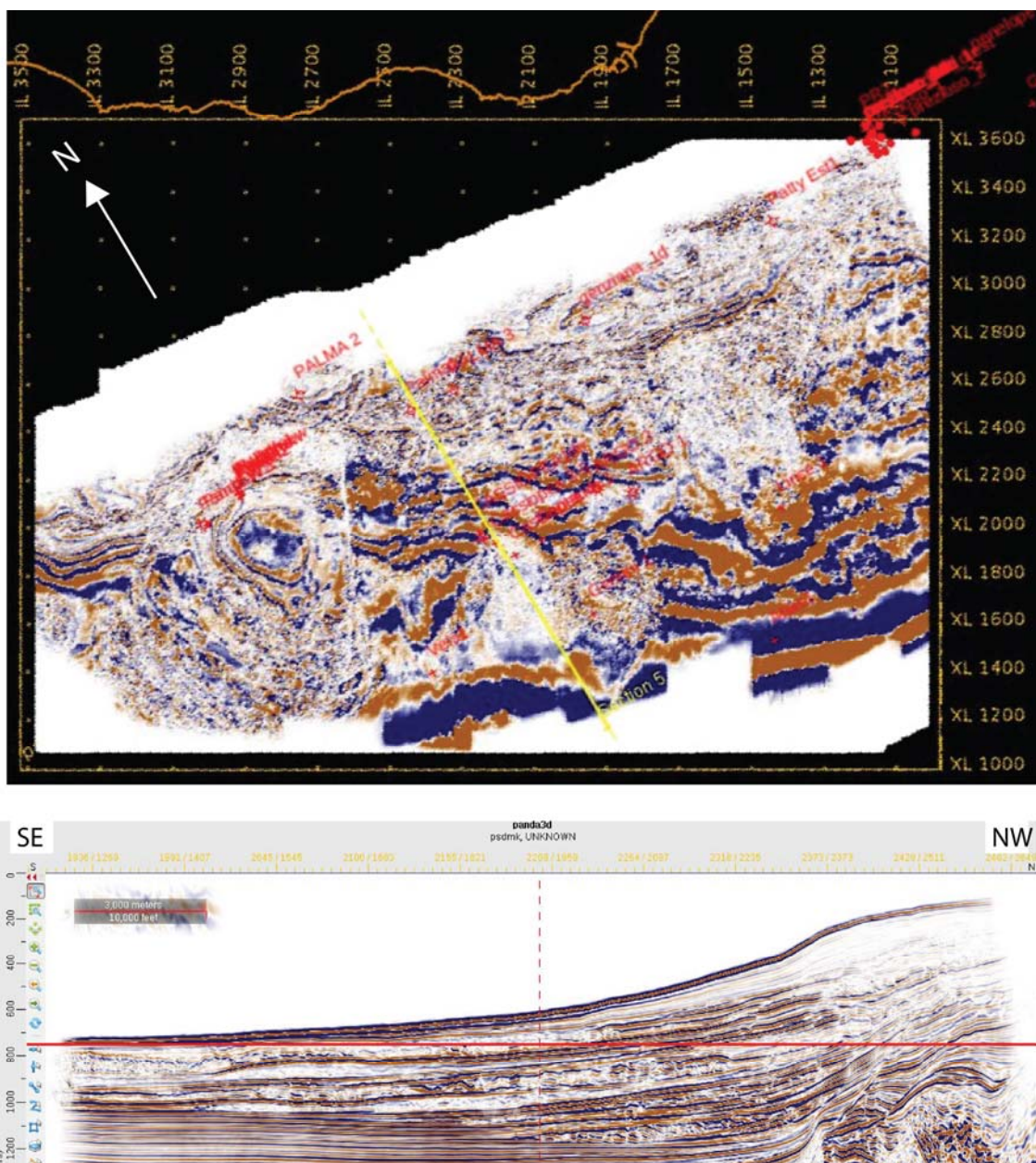
**Figura 6.2** – In alto: depth-slice (a 750 m dalla superficie – linea rossa sulla sezione sismica in basso) del dataset Panda con indicata la posizione (linea gialla) della sezione sismica presentata in basso.



### 6.1.2 Frane sepolte zona centrale

La *depth-slice* di Figura 6.3 mette in evidenza l'esistenza, a circa 750 m di profondità rispetto al livello del mare, di un corpo caotico di dimensioni minori rispetto a quello dell'Area-Ovest, e spessore circa 150 m. La sua estensione è limitata alla parte profonda del bacino nell'area dove il fondo-mare è più profondo di 600 m.

Nel profilo sismico di Figura 6.3 si osserva che al di sotto di questa frana sepolta esistono altri corpi caotici che hanno estensioni areali e spessori minori.



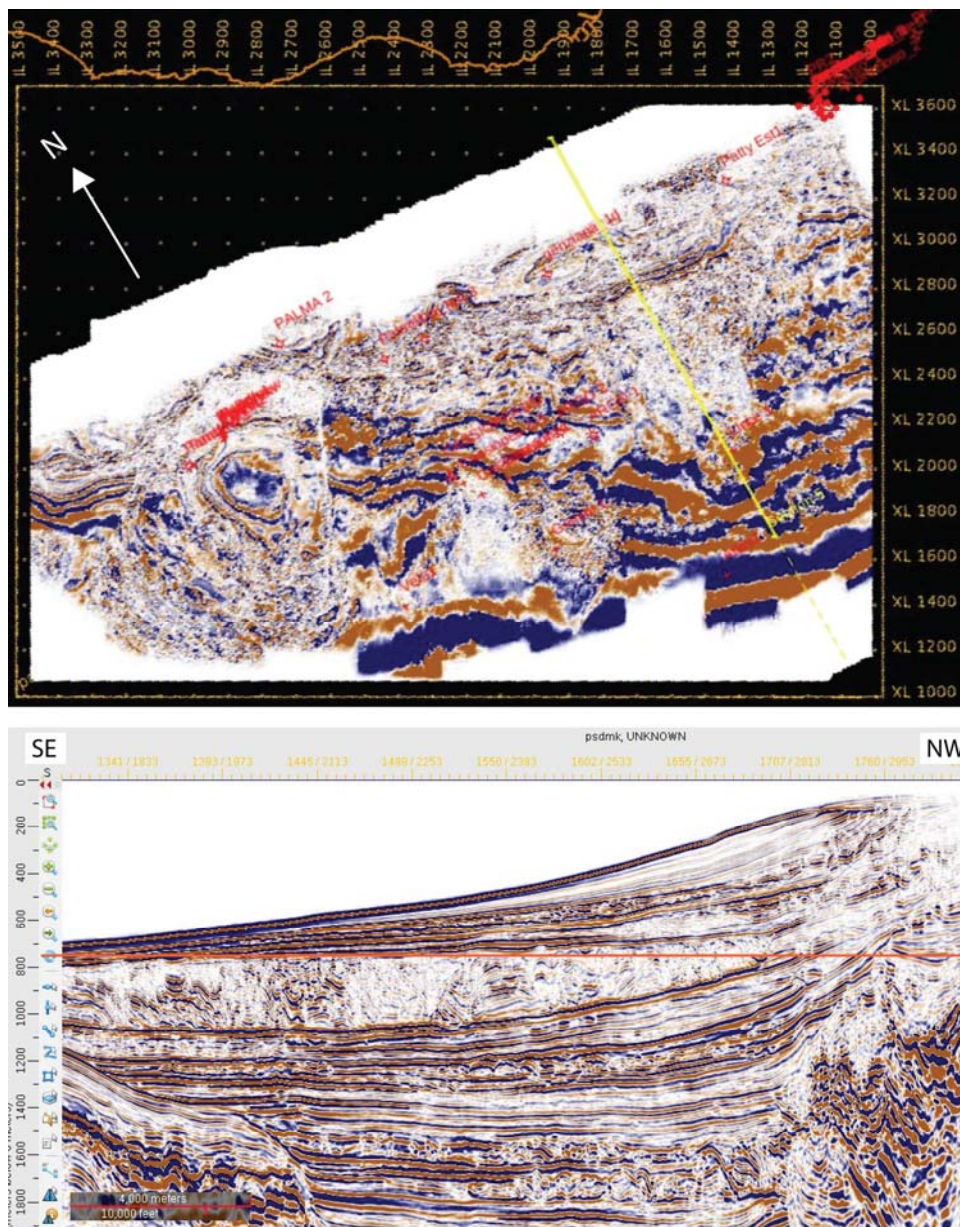
**Figura 6.3** – In alto: *depth-slice* (a 750 m dalla superficie – linea rossa sulla sezione sismica in basso) del dataset Panda con indicata la posizione (linea gialla) della sezione presentata in basso



### 6.1.3 Frana sepolta Est

La depth-slice di Figura 6.4 mette in evidenza l'esistenza a circa 750 m di profondità rispetto al livello del mare di un corpo caotico di dimensioni notevoli e spessore che raggiunge i 350 m. La sua estensione interessa tutto il bacino nell'area dove il fondo mare è più profondo di 150 m.

Nel profilo sismico di Figura 6.4 si osserva che al di sotto di questa frana sepolta esistono altri corpi caotici più vecchi che hanno estensioni areali e spessori minori. Questi corpi interessano tutta l'estensione del bacino e poggiano sulla rampa dell'avampaese. In questo settore, infatti, la presenza di alti strutturali del basamento limita notevolmente le dimensioni del bacino di avanfossa.



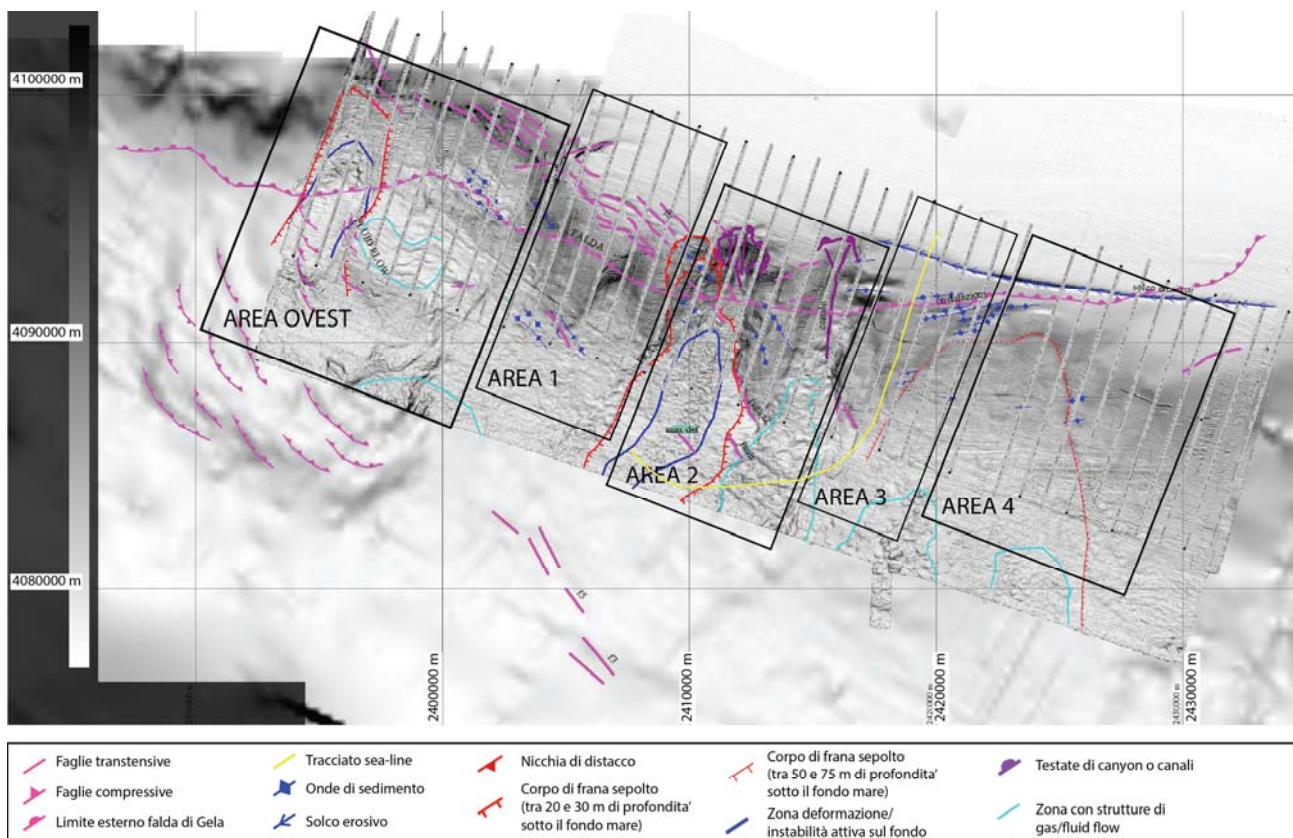
**Figura 6.4** – In alto: depth-slice (a 750 m dalla superfici - linea rossa sulla sezione sismica in basso) del dataset Panda con indicata la posizione della sezione sismica presentata in basso (linea gialla).

6.2 - INSTABILITÀ GRAVITATIVA ALLA SCALA TEMPORALE DELLE MIGLIAIA DI ANNI

I dati di sismica a riflessione multicanale combinati con i dati a più alta risoluzione sono stati utilizzati per definire l'assetto morfostrutturale del margine ed in particolare ricostruire la presenza di corpi caotici possibilmente legati a processi di instabilità gravitativa avvenuti in tempi recenti (scala delle migliaia di anni). Per una corretta interpretazione dei processi di rimobilizzazione sedimentaria, ed in particolare per verificare l'origine dei fenomeni di instabilità, si sono presi in considerazione tutti i parametri (sedimentari e tettonici) che possano rappresentare possibili meccanismi di innesco di frane sottomarine. In particolare, nella mappa morfostrutturale che descriviamo nella sezione successiva (Figura 6.5) sono incluse le faglie attive, i canyon, canali erosivi, onde di sedimento sul fondo mare, presenza di strutture di emissione di fluidi/gas, fratture senza dislocazione dei sedimenti e le nicchie di distacco di frane.

6.2.1 Mappa morfostrutturale

Nella mappa di Figura 6.5 sono riportate tutte le strutture individuate, sia quelle tettoniche che sedimentarie e morfologiche. Nella mappa sono stati riportati anche i limiti delle 5 aree descritte nelle sezioni precedenti, per permettere una analisi del rischio da frana più dettagliato in ogni settore del margine.



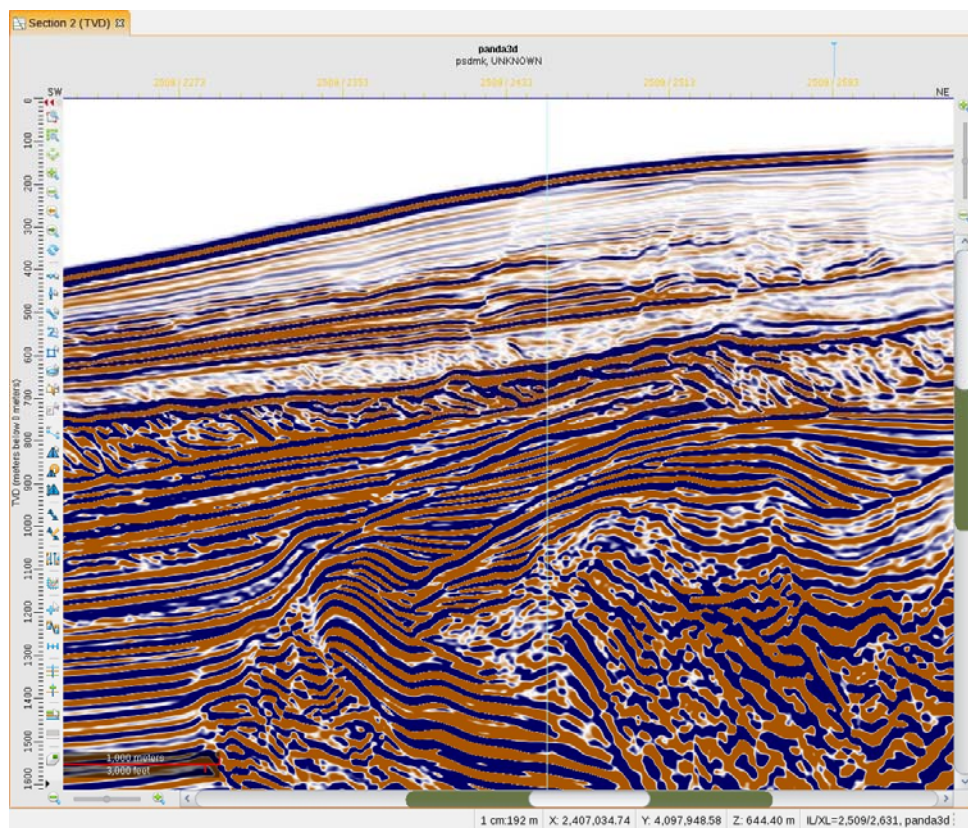
**Figura 6.5** – Mappa morfostrutturale dell'area di studio sovrapposta alla slope-map della batimetria. In giallo è indicato l'andamento della sea-line



### **Faglie attive** (linee rosa).

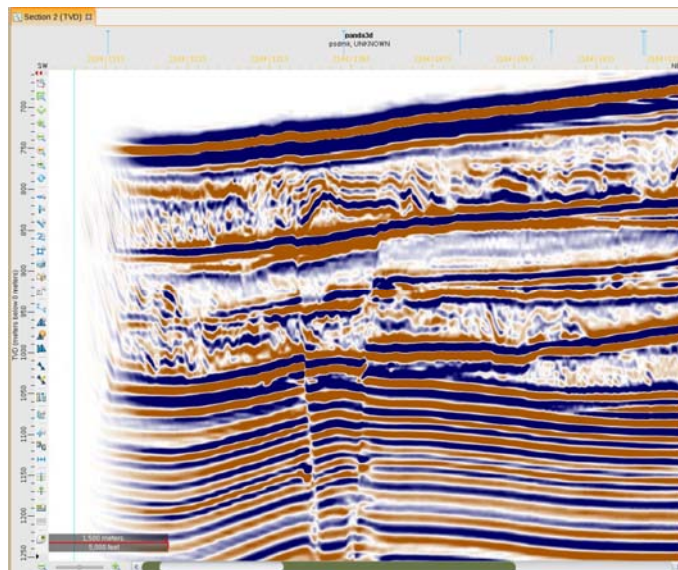
Esistono principalmente tre tipi di strutture tettoniche attive.

La prima categoria è rappresentata da faglie trans-tensive, a volta rotazionali, che si trovano al ciglio della piattaforma, ad una profondità del battente d'acqua che va dai 100 ai 200 m (Figura 6.6); queste, si osservano principalmente nell'Area-Ovest, nell' l'Area-1 e nella parte occidentale dell'Area-2. Sono faglie visibili sia sui dati di sismica multicanale che sui dati Sparker e Chirp. Tali strutture rappresentano una condizione predisponente all'instabilità gravitativa, in quanto sono superfici preferenziali su cui i sedimenti possono muoversi sotto sollecitazione sismica o anche in condizioni di carico elevato.



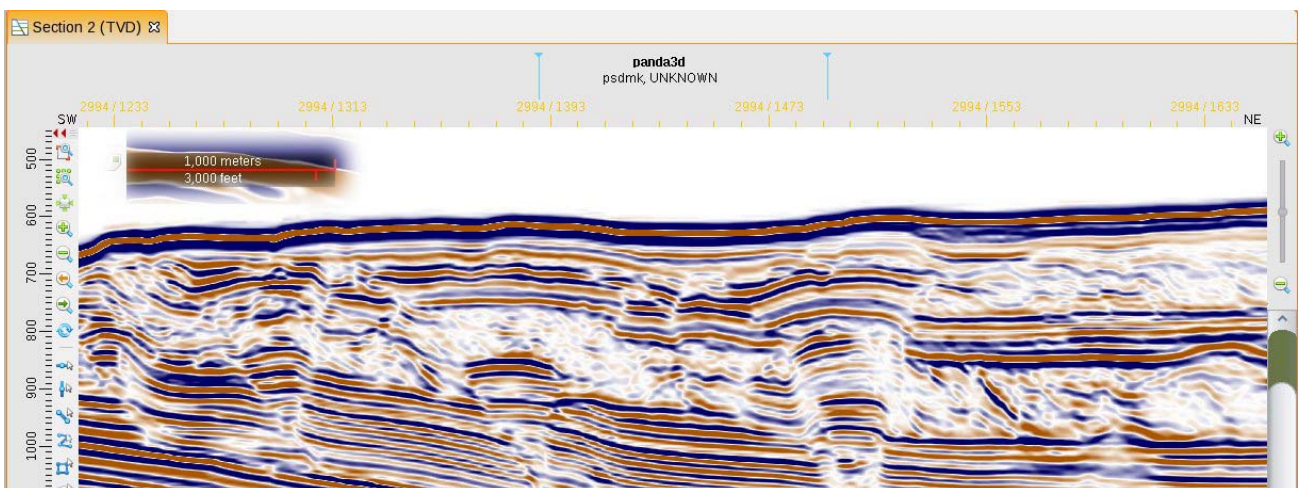
**Figura 6.6** – Profilo sismico dal dataset Panda dove sono evidenti faglie estensionali che raggiungono il fondo-mare. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

Il secondo tipo di strutture tettoniche attive, è rappresentato da faglie, presumibilmente trascorrenti/transensive, che deformano tutti i sedimenti del bacino di avanfossa nella zona profonda, dislocando anche le frane sepolte. La componente di deformazione verticale può essere osservata nella Figura 6.7.



**Figura 6.7** – Profilo sismico dal dataset Panda dove sono evidenti faglie trascorrenti/transverse. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell’Allegato 1.

Un terzo sistema di strutture tettoniche attive, è rappresentato da faglie inverse ad alto angolo presenti nel bacino profondo nell’Area-Ovest (Figura 6.5 - linee con triangoli rosa). Queste strutture scollano su una superficie a circa 600 metri di profondità sotto il fondo-mare (Figura 5.5). Le caratteristiche geometriche di queste strutture compressive suggeriscono che si siano formate in risposta ad un processo di rimobilizzazione dei sedimenti a grande scala. Si osserva comunque che in questa porzione del margine continentale, la Falda di Gela è più avanzata rispetto al resto del margine e non è possibile escludere completamente una relazione con l’attività di quest’ultima, almeno come innesco dei processi di instabilità responsabili del raccorciamento dei sedimenti superficiali (fase tettonica tardiva e/o di collasso al di sopra del fronte alloctono della falda).



**Figura 6.8** – Profilo sismico dal dataset Panda dove sono evidenti faglie estensionali che raggiungono il fondo-mare. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell’Allegato 1.

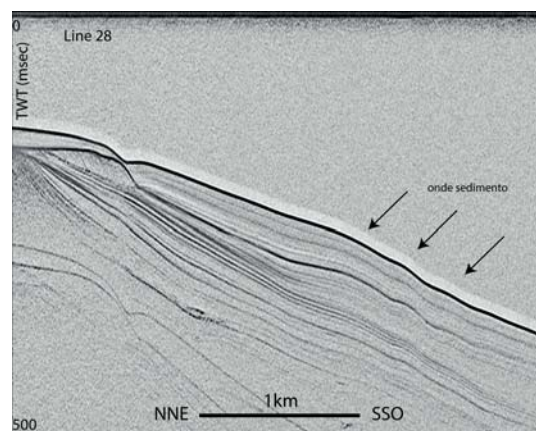


### **Falda di Gela** (Figura 6.5 - linea con semicerchi rosa)

La mappa morfo-strutturale mette in evidenza l'andamento del limite esterno della Falda di Gela, individuato grazie all'analisi dei dati di sismica multicanale. Nella regione orientale il limite si trova in piattaforma, e si approfondisce mano a mano che ci si sposta verso Ovest.

### **Onde di sedimento** (Figura 6.5 - linee con quadrati blu)

I dati geofisici ad alta risoluzione hanno permesso di individuare ondulazioni dei sedimenti superficiali (Figura 6.9), che potrebbero suggerire fenomeni di instabilità locale oppure condizioni predisponenti all'instabilità gravitativa.



**Figura 6.9** – Profilo sismico Sparker 28 (S.P. 600-1900) con onde di sedimento. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

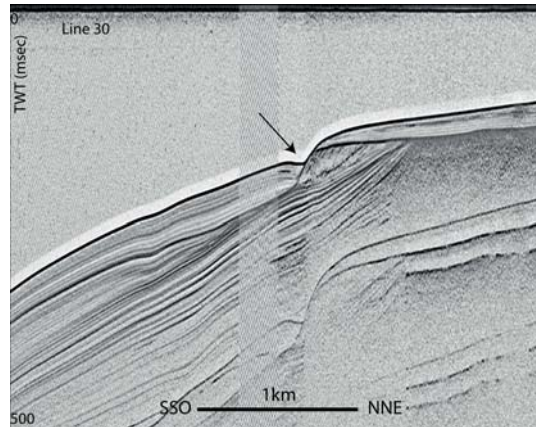
### **Testate di canyon e canali** (Figura 6.5 - linea viola)

La mappa morfo-strutturale di Figura 6.5 mette in evidenza l'andamento di due sistemi di canyon nell' Area-2. Si tratta di strutture non più attive, dal momento che i limiti sono arrotondati e i canali non risultano molto incisi. Probabilmente sono strutture formatesi durante episodi di stazionamento basso del livello del mare.

### **Solco erosivo** (Figura 6.5 - Linea blu con frecce)

Nell'Area-4 e nella parte più orientale dell'Area-3, la mappa morfo-strutturale di Figura 6.5 mette in evidenza la presenza di un solco erosivo parallelo al ciglio della piattaforma che si forma al contatto tra un cuneo progradante di stazionamento basso del livello del mare e i sedimenti Olocenici più recenti (Figura 6.10). L'erosione è probabilmente innescata dal contrasto litologico tra i sedimenti grossolani del cuneo progradante e quelli più fini del drappaggio olocenico, che potrebbe generare anomalie di pressione interstiziale dei sedimenti favorendo lo scivolamento sulla superficie di contatto e la successiva erosione differenziale. Al solco erosivo si associano

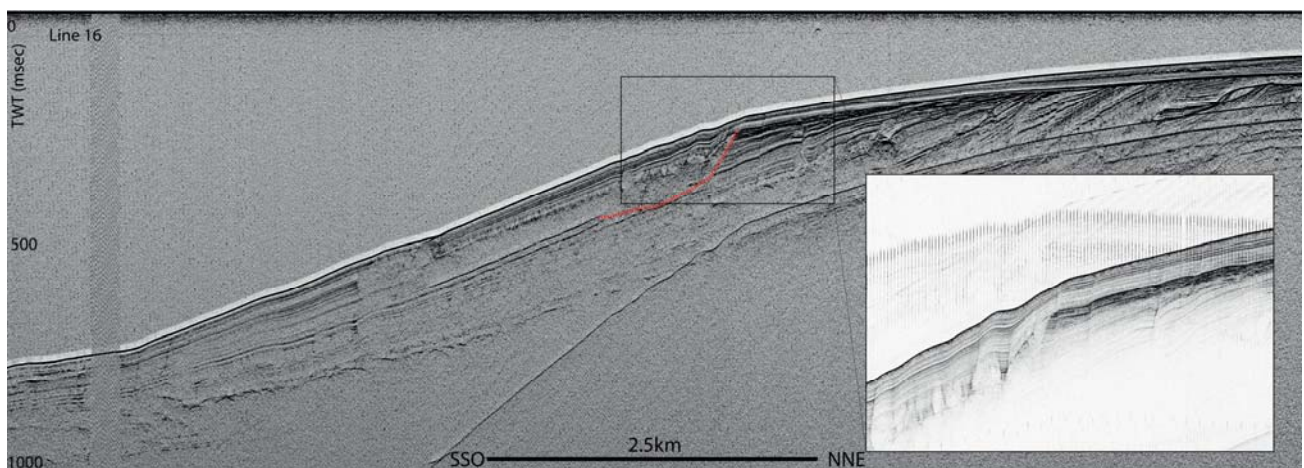
anche onde di sedimento lungo la scarpata superiore, che suggeriscono un rimaneggiamento degli apporti per effetto delle correnti e/o deformazione gravitativa.



**Figura 6.10** – Profilo sismico Sparker 30 (S.P. 1800-FINE LINEA) con solco erosivo. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

#### Nicchia di frana (Figura 6.5 - linea rossa con triangoli)

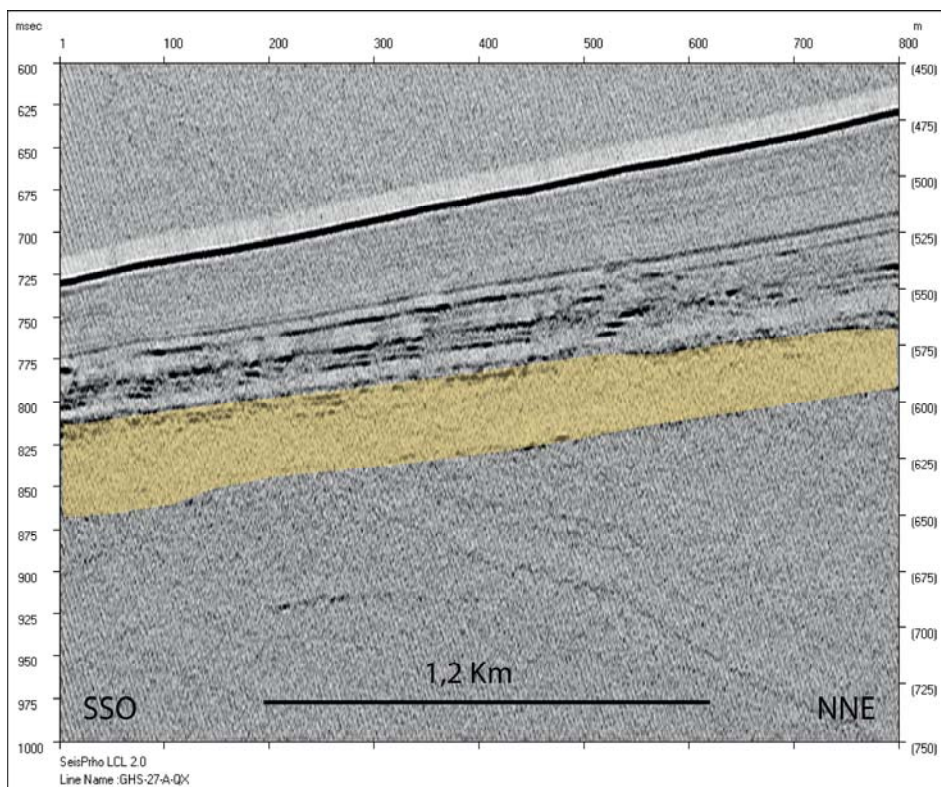
Nell'Area-Ovest, nell'Area-2 e nell'Area-4 sono presenti 3 depositi di frana relativamente recenti, sepolti sotto uno spessore di sedimenti che varia da 20 a 75 m (Figura 6.5). Solo per le frane sepolte recenti nell'Area-2 è possibile individuare una nicchia di distacco (linea rossa spessa con triangoli, Figura 6.5). La nicchia di distacco è visibile anche sui profili sismici ad alta risoluzione (Figura 6.11).



**Figura 6.11** – Profilo sismico Sparker con nicchia di distacco (Chirp nel close-up). La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

**Corpi di frana sepolti tra 50 e 75 m di profondità sotto il fondo marino (Figura 6.5 - linea rossa sottile con dentini).**

Nell'Area-4 è presente un corpo di frana sepolto ad una profondità di circa 50-75 m sotto al fondo-mare. La frana sepolta è drappeggiata da sedimenti più recenti (Figura Sparker 27, 6.12). Di questi, solo i 25 m più superficiali si riferiscono all'ultimo ciclo, quindi la frana è stata messa in posto nel ciclo precedente. I sedimenti che ricoprono il corpo di frana sono relativamente indeformati (Figura 6.12 Sparker 27).



**Figura 6.12** – Profilo sismico Sparker 27 (S.P. 1-1200) con corpo di frana sepolto. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

**Corpi di frana sepolti ad una profondità sotto il fondo marino tra 20 e 30 m (Figura 6.5 - linea rossa spessa con dentini)**

Nell'Area-Ovest e nell'Area-2 sono presenti due corpi di frana sepolti ad una profondità di circa 20-30 m sotto al fondo-mare. La frana sepolta è drappeggiata dai sedimenti Olocenici e da quelli messi in posto durante l'ultima risalita relativa del livello marino (Figure 5.11 e 5.12). Queste relazioni sismo-stratigrafiche suggeriscono che la frana sepolta sia stata messa in posto durante lo stazionamento basso del livello del mare o durante la fase di risalita. Il corpo di frana è ricoperto

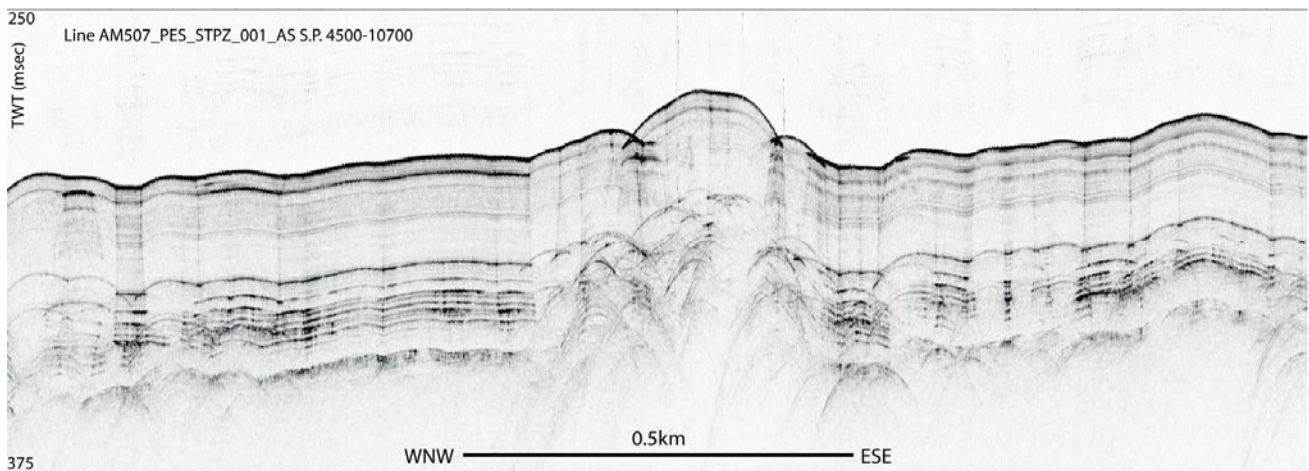
dai sedimenti più recenti che mostrano deformazione e rimobilizzazione locale (Figura 5.11 e sezione successiva).

**Zone a deformazione/instabilità attiva sul fondo** (Figura 6.5 - linea blu spessa)

Nell'Area-Ovest e nell'Area-2, all'interno dei due corpi di frana sepolti, ad una profondità di circa 20-30 m sotto al fondo-mare, esiste una zona di deformazione che raggiunge il fondo-mare, molto probabilmente legata a processi di assestamento e circolazione di gas/fluidi sulla frana sepolta. I processi di instabilità che hanno portato alla messa in posto della frana sepolta, hanno rimobilizzato grandi quantità di materiale lontano dalla nicchia di distacco o dalla zona sorgente, il cui assestamento richiede tempo e riaggiustamenti più o meno locali. I tassi di deformazione superficiale sulle due frane sepolte recenti è variabile: i tassi maggiori si osservano nella zona centrale dove la frana sepolta mostra i suoi massimi spessori.

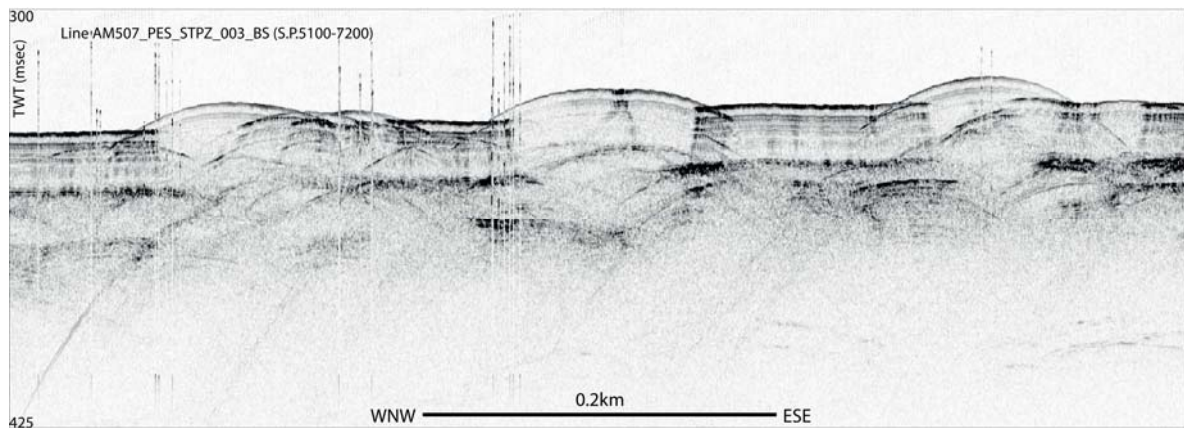
**Zona a strutture legate a fluid/gas flow** (Figura 6.5 – aree delimitate dalla linea azzurra)

Nel bacino profondo, ad una profondità della colonna d'acqua superiore ai 500 m, si osservano regioni caratterizzate da un fondo mare corrugato e strutture tipiche legate a processi di emissione di fluidi/gas sul fondo (Figure 6.13 e 6.14).



**Figura 6.13** – Profilo Chirp-sonar (AM507\_PES\_STPZ\_001\_AS S.P. 4500-10700). Si osservi la successione di strutture verticali legate alla fuoriuscita di gas e fluidi dal sottosuolo. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

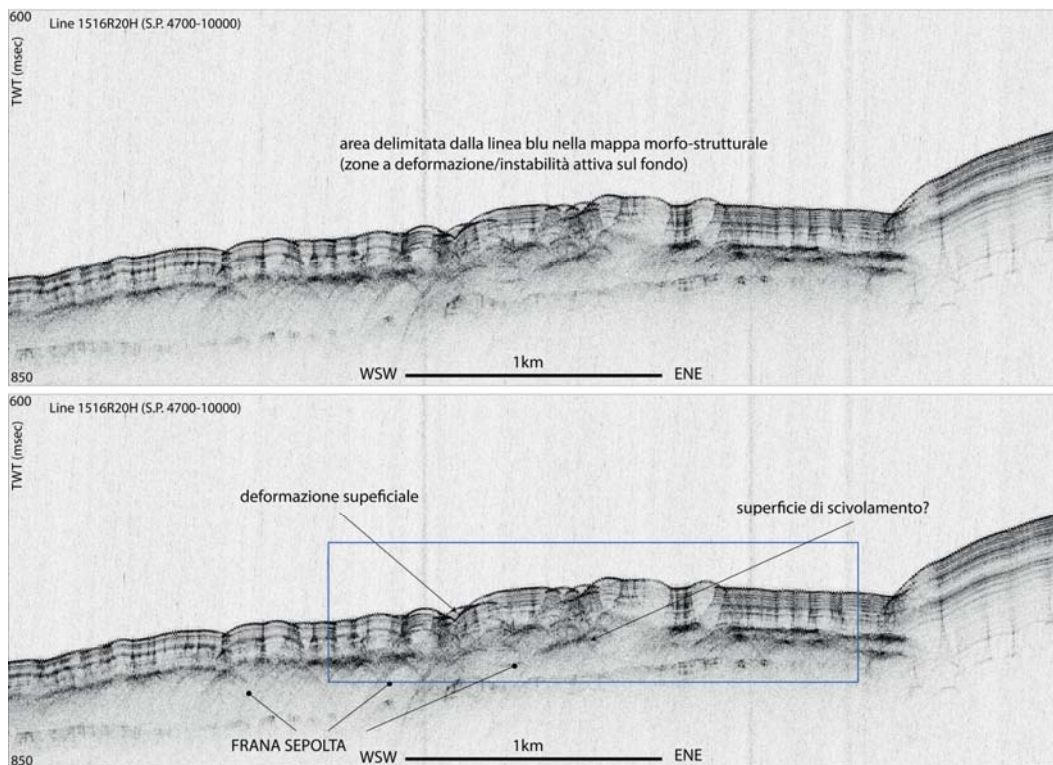




**Figura 6.14** – Profilo Chirp-sonar STPZ\_003\_BS (S.P.5100-7200). La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

### 6.2.2 - Stato di attività e cinatismi dei fenomeni franosi

Le zone che mostrano deformazione recente che interessa anche il fondo-mare sono le due aree delimitate dalla linea blu continua nell' Area-Ovest e nell' Area-2. Si tratta di due regioni in cui il fondo-mare è molto corrugato e dove sono presenti evidenze di circolazione di fluidi/gas.



**Figura 6.15** - Profilo Chirp-sonar 1516R20H (S.P. 4700-10000) acquisito nell'Area-2 con (sotto) indicazioni interpretative. La posizione della linea sismica è indicata in Fig. 5.4 e nell'Allegato 1.

Analizzando tutti i dati geofisici ad alta risoluzione, le due aree (Area-Ovest e Area-2) risultano caratterizzata da instabilità gravitativa recente, che evidenzia cinematismi complessi e multi-fasici.

A circa 20-40 m di profondità sotto il fondo-mare è presente un corpo caotico trasparente messo in posto prima dell'ultima risalita relativa del livello del mare, che corrisponde alla frana sepolta delimitata dalla linea rossa spessa con i dentini nella mappa morfostrutturale (Figura 6.5). Questo corpo di frana si estende su tutta l'Area-2 ed è allungato in direzione NNO-SSE, che probabilmente rappresenta anche la direzione del movimento del materiale rimobilizzato durante l'evento di frana.

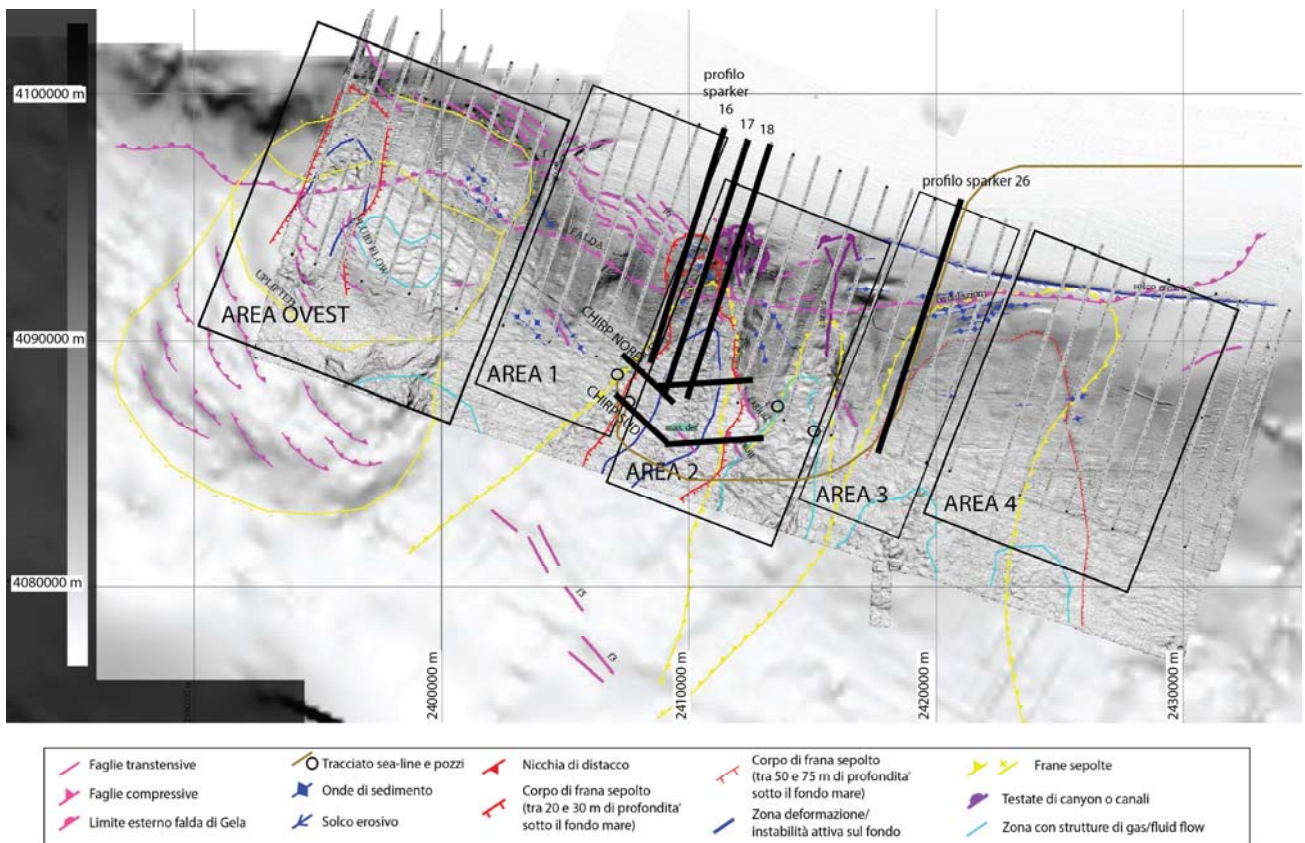
Al di sopra del corpo di frana sepolto, si osserva un drappeggio olocenico con deformazioni complesse, strutture legate all'emissione di fluidi e gas, con morfologia accidentata e iperboli di diffrazione, che comunque non mascherano completamente il pattern sub-orizzontale dei riflettori relativi alla stratificazione primaria. Le zone più deformate si alternano a zone a sedimentazione piano parallela. Esistono dei piani di scollamento all'interno del corpo caotico e della copertura olocenica che sembrano collegarsi alla superficie di scivolamento della frana sepolta pre-Olocenica.

Queste osservazioni suggeriscono la messa in posto di un primo corpo franoso durante l'ultimo stazionamento basso o la risalita del livello del mare, che ha interessato una ampia porzione del bacino. Successivamente, la deposizione di sedimenti marini, durante l'Olocene, ha caricato il corpo di frana saturo di fluidi. Il carico litostatico e l'instabilità gravitativa hanno probabilmente causato assestamenti differenziali dei sedimenti superficiali alla base della frana, che hanno lasciato intatta la successione stratigrafica. In questo caso, dunque, si tratterebbe di instabilità locale e deformazione in posto, senza una sensibile traslazione orizzontale dei sedimenti.

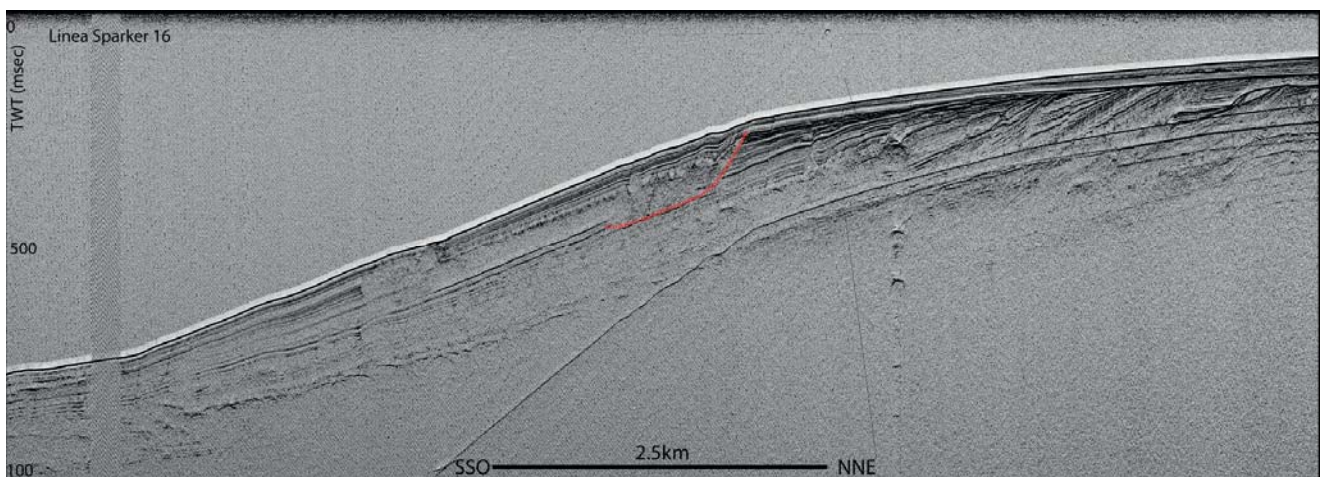
### *6.2.3 – Definizione delle geometrie e spessori delle frane recenti*

I dati geofisici sono stati utilizzati per ricostruire in dettaglio l'estensione, lo spessore e le geometrie del corpo di frana presente nell'Area-2, che è la zona che mostra i cinematismi di frana più recenti e più prossimi alla posizione della sealine. La Figura 6.16 rappresenta le linee utilizzate per definire i parametri geometrici della frana nell'Area-2 (linee nere spesse). Si tratta di tre profili Sparker-16, -17 e -18 (Figure 6.17, 6.18 e 6.19) e due profili Chirp nella zona più profonda.

I profili Sparker-16, -17 e -18 (Figure 6.17, 6.18 e 6.19) mostrano la geometria della nicchia di frana, i depositi caotici che si accumulano nella zona più profonda e i sedimenti recenti che ricoprono il corpo di frana. Nella parte più profonda del bacino, al di sopra del corpo di frana, si sviluppano deformazioni che coinvolgono i sedimenti recenti al di sotto del fondo-mare.

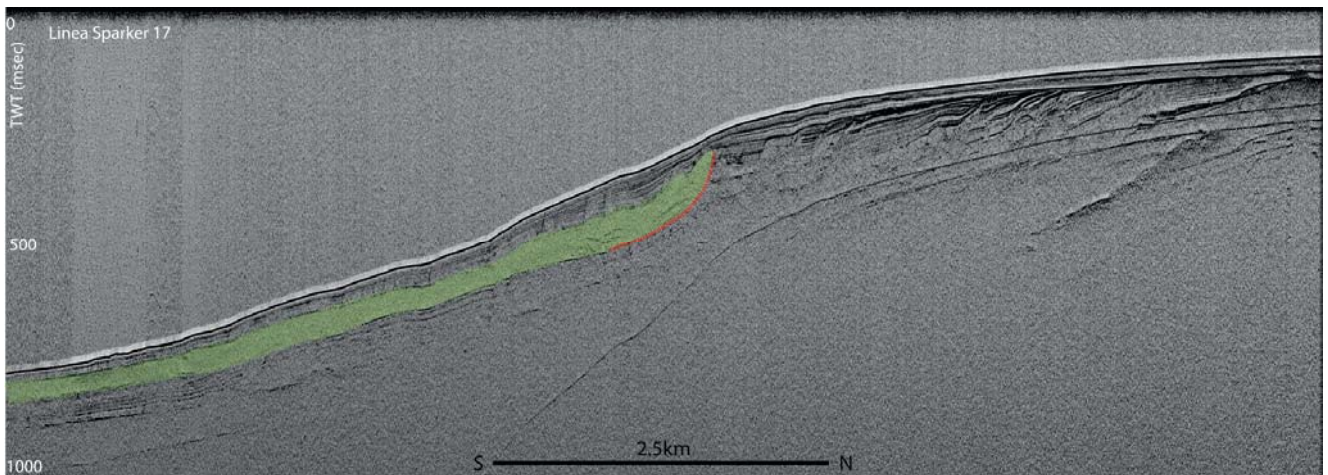


**Figura 6.16** – Mappa morfostrutturale dell’area di studio sovrapposta alla slope-map della batimetria. In giallo ocra è indicato l’andamento della sea-line. Le linee nere indicano i profili sismici utilizzati per definire i parametri geometrici e di spessore delle frane sepolte nell’Area-2. Le linee Sparker 16, 17 e 18 sono rappresentate nelle Figure 6.17, 6.18 e 6.19. Le linee Chirp-Nord e Chirp-Sud sono rappresentate nelle Figure 6.20 e 6.21. Il profilo Sparker 26 lungo la sealine è rappresentato in Figura 5.14.

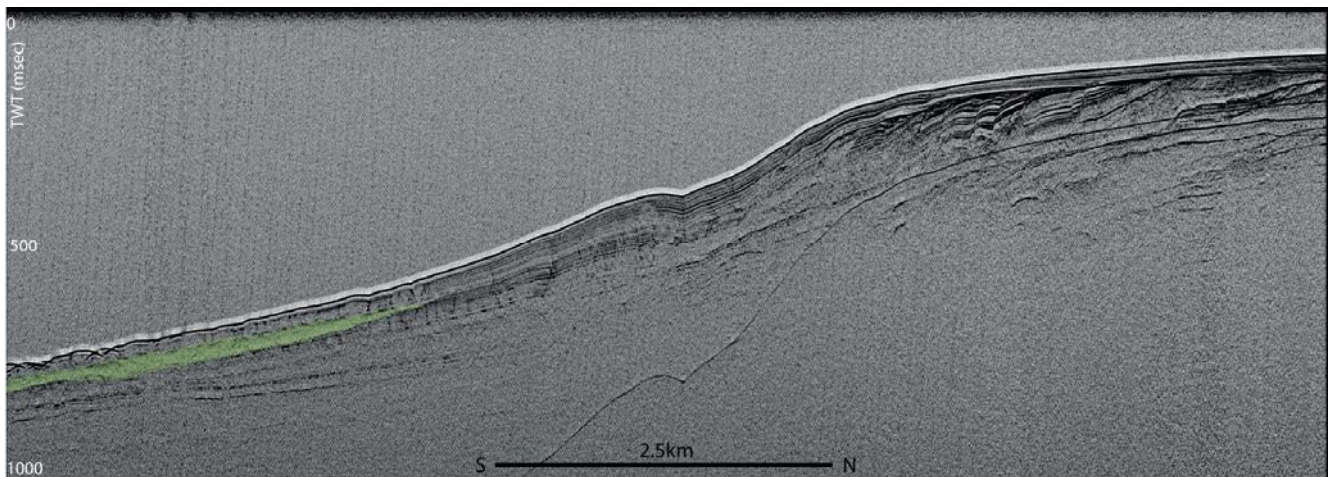


**Figura 6.17** – Profilo di sismica a riflessione Sparker-16. La sua posizione e’ indicata nella Figura 6.16. In rosso e’ indicata la nicchia di distacco della frana sepolta nell’Area-2.





**Figura 6.18** – Profilo di sismica a riflessione Sparker-17. La sua posizione e' indicata nella Figura 6.16. In rosso e' indicata la nicchia di distacco della frana sepolta nell'Area-2 mentre in verde il deposito caotico.



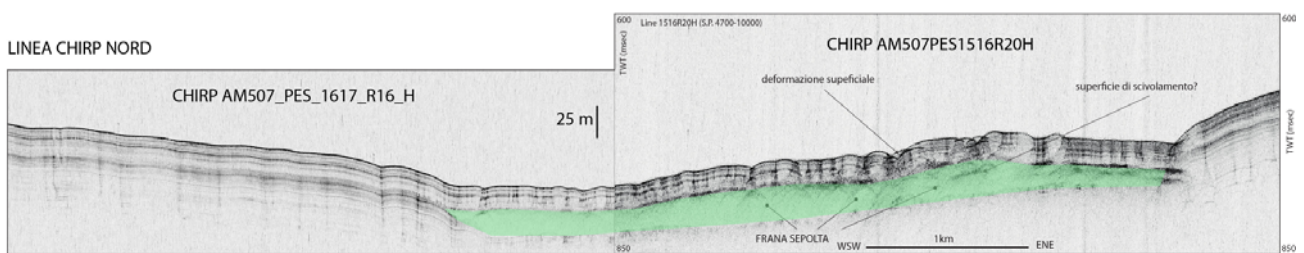
**Figura 6.19** – Profilo di sismica a riflessione Sparker-18. La sua posizione e' indicata nella Figura 6.16. In verde e' indicato il deposito caotico della frana sepolta.

I profili Chirp di Figure 6.20 e 6.21 sono circa paralleli al margine, e sono stati utilizzati per mappare l'estensione laterale della frana sepolta più recente e per verificarne i cinematismi. Il dato Chirp ad alta risoluzione, consente di verificare in dettaglio i tassi di deformazione dei sedimenti recenti che drappeggiano il corpo di frana.

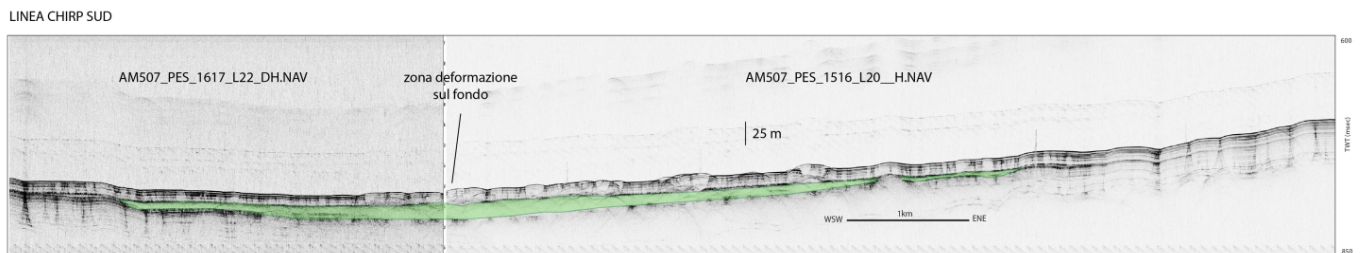


Lo spessore del corpo di frana si riduce da 25 m, nel profilo Chirp settentrionale (Figura 6.20), a meno di 20 m nella zona piu' meridionale (Figura 6.21). La deformazione che interessa i sedimenti recenti immediatamente sotto il fondale marino non produce traslazioni orizzontali sensibili. Le immagini sismiche dei sedimenti recenti, infatti,

mostrano unità stratificate con riflettori continui e interrotti solo localmente in corrispondenza di deformazioni locali, molto probabilmente legate alla fuoriuscita di fluidi/gas e all'assestamento dei sedimenti caotici che costituiscono il corpo di frana sottostante.



**Figura 6.20** – Profilo Chirp-sonar (linea Chirp-Nord) che attraversa trasversalmente il corpo caotico della frana sepolta. La sua posizione e' indicata nella Figura 6.16. In verde e' indicato il deposito caotico della frana sepolta.



**Figura 6.21** – Profilo Chirp-sonar (linea Chirp-Sud) che attraversa trasversalmente il corpo caotico della frana sepolta. La sua posizione e' indicata nella Figura 6.16. In verde e' indicato il deposito caotico della frana sepolta. Lo spessore diminuisce allontanandosi dal ciglio della piattaforma continentale.

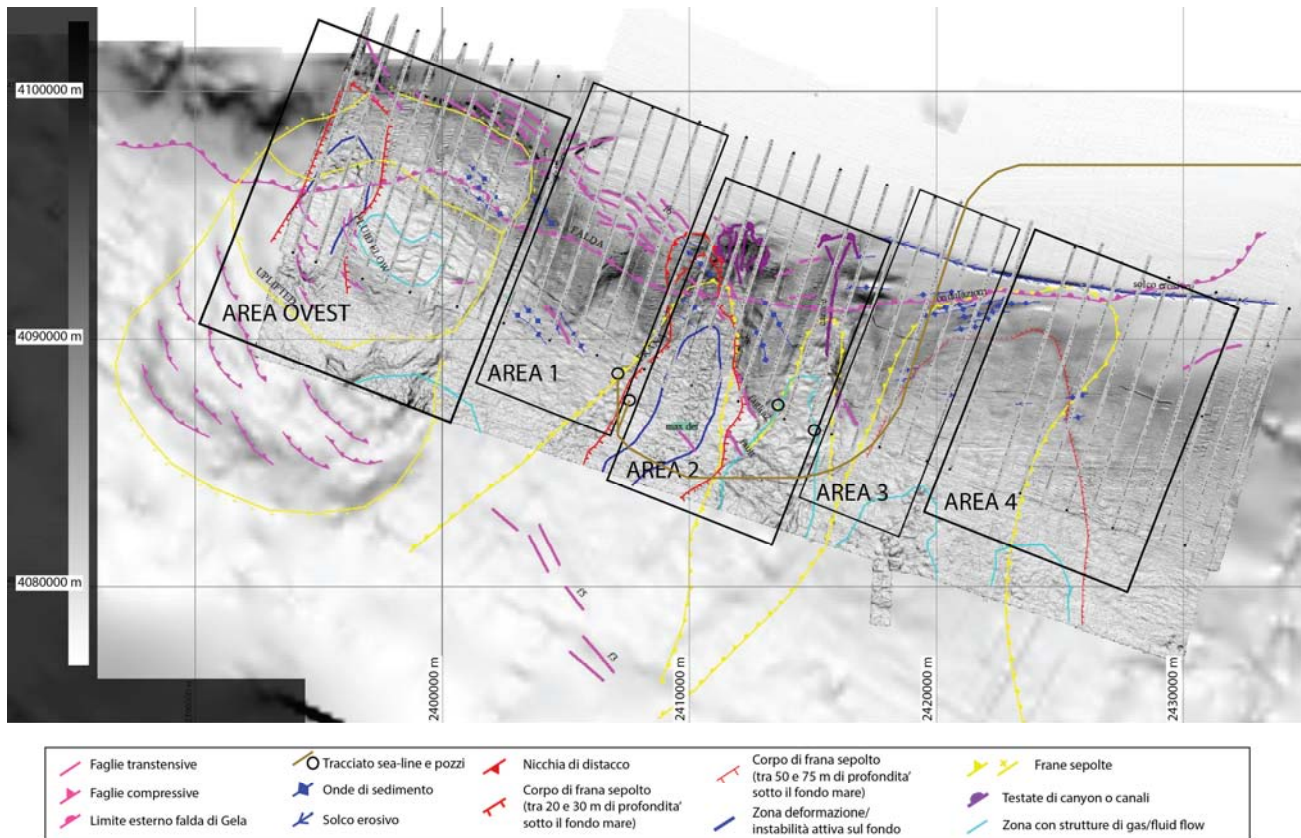
#### 6.2.4 Età e tempi di ricorrenza dei fenomeni franosi

La valutazione dell'età e dei tempi di ricorrenza dei fenomeni di instabilità gravitativa dei margini continentali è uno strumento importante per capire l'evoluzione regionale dei margini e, soprattutto, per ricostruire il rischio geologico associato a frane sottomarine.

L'analisi multi-scala dei dati geofisici ha permesso di ricostruire una successione degli eventi di instabilità gravitativa nel bacino di Gela. I processi di *mass-wasting* sembrano manifestarsi dapprima nella regione orientale dell'area di studio, per propagarsi successivamente in tutto il bacino; questo suggerisce che i sedimenti torbiditici che riempiono l'avanfossa e che vengono successivamente rimobilizzati hanno provenienza orientale o nord-orientale. L'*unconformity* U1, che marca l'inizio dei processi di instabilità gravitativa sulle linee sismiche multicanale (Figura 5.5), è infatti circa 600 metri più profonda nel settore orientale del bacino, a conferma del fatto che nel settore occidentale il margine è rimasto indisturbato più a lungo nel tempo. I processi di instabilità si sono innescati probabilmente quando è iniziata la progradazione del margine continentale, probabilmente legata all'avanzamento della Falda di Gela.

Assumendo che l'inizio dei processi di instabilità gravitativa possa corrispondere all'*unconformity* descritta in letteratura e corrispondente a circa 0,8 Ma (trascurando variazioni temporali di innesco delle frane lungo il margine), è possibile ipotizzare una ricorrenza delle frane sottomarine con intervalli di tempo dell'ordine del  $10^5$  anni, che corrispondono ad una delle ciclicità delle variazioni eustatiche globali.

La mappa di Figura 6.22 permette di verificare come alcuni settori del margine siano caratterizzati da franamenti multi-fase mentre altri settori (Area-1 e Area-3) siano relativamente meno disturbati. L'Area-Ovest e l'Area-2 sono le zone dove si sono succeduti più eventi di instabilità, e dove sono stati riconosciuti gli eventi più recenti risalenti probabilmente all'ultimo stazionamento basso del livello marino (LGM) o all'inizio della risalita. Successivamente a questo evento, non si registrano eventi di instabilità con traslazioni estese dei depositi, bensì deformazioni locali, probabilmente in risposta ad un assestamento dei sedimenti recenti sul corpo di frana sepolto. L'Area-1 registra meno eventi di instabilità gravitativa, ma mostra evidenze di fattori predisponenti al franamento come le faglie normali e fratture sul ciglio della piattaforma, assieme a ondulazioni dei sedimenti che potrebbero costituire livelli di debolezza per instabilità future.



**Figure 6.22** – Slope map dell'area di studio con sovrapposti gli elementi morfostrutturali descritti in questa sezione. I cerchi neri rappresentano la posizione dei pozzi mentre la linea giallo ocra rappresenta l'andamento della sealine.



## 7.0 - CONCLUSIONI

L'analisi multi-scala dei dati geofisici a disposizione ha permesso di analizzare la struttura del margine continentale nell'offshore di Gela e i processi di instabilità gravitativa in settori di piattaforma e scarpata continentale. I dati di sismica a riflessione sono stati utilizzati per definire un quadro della deformazioni che vincoli l'architettura superficiale del margine ai processi tettonici profondi, e/o per mettere in luce possibili condizioni predisponenti al franamento, oltre che per ricostruire i cinematismi che hanno interessato la successione sedimentaria del bacino di Gela dal Pleistocene.

L'analisi dei dati morfobatimetrici ha evidenziato significative variazioni laterali nella morfologia, struttura e assetto geomorfologico del margine continentale, che, per questo motivo, è stato suddiviso in 5 aree principali all'interno delle quali le caratteristiche morfo-tettoniche risultano più omogenee. Per ognuna delle aree così identificate, sono stati utilizzati i dati di sismica a riflessione multicanale del rilievo 3D Panda per ricostruire sezioni geologiche dettagliate che mettessero in luce la geometria complessiva del margine, l'eventuale presenza di corpi franosi sepolti, discontinuità all'interno della successione sedimentaria, faglie e deformazioni recenti.

In sintesi, le caratteristiche principali delle 5 aree identificate, da Ovest ad Est, può essere così sintetizzata.

- 1) AREA-OVEST: sono presenti faglie normali/gravitative sul ciglio della piattaforma affioranti sul fondo-mare a 200 m di profondità del battente d'acqua; sono attivi processi di instabilità gravitativa dei sedimenti di scarpata, come evidenziato dalla presenza di fratture superficiali (senza dislocazione apparente) e ondulazioni dei sedimenti. I dati di sismica a riflessione multicanale mettono in evidenza la presenza di fenomeni di *large scale mass wasting* a scala dell'intero bacino, che producono deformazioni verticali apparenti dei sedimenti superficiali nel settore più distale. Il movimento del corpo di frana più recente sembra ancora attivo, come testimoniato dalle deformazioni fragili e duttili che interessano il fondo mare, legate a deformazione compressiva fragile e a sollevamenti nella zona profonda associati a strutture di circolazione ed espulsione di fluidi.
- 2) AREA-1: sono presenti faglie normali/gravitative sul ciglio della piattaforma continentale a circa 200 m di profondità del fondo mare, molto più attive ed evidenti che in altri settori del margine. Sono attivi processi di instabilità gravitativa dei sedimenti della scarpata (fratture e ondulazioni a circa 400-550 m di profondità del fondale senza dislocazione)
- 3) AREA-2: sono presenti faglie normali/gravitative sul ciglio della piattaforma a 200 m di profondità del fondo mare più evidenti che in altri settori del margine. Si osservano processi di instabilità gravitativa dei sedimenti della scarpata inferiore (fratture e ondulazioni a circa 400-600 m di profondità del fondo senza dislocazione). E' presente un corpo di frana recente sepolto al di sotto di circa 25 metri di sedimenti che mostrano deformazioni locali legate all'assestamento dei sedimenti rimobilizzati sottostanti e a processi di fuoriuscita di gas/fluidi.
- 4) AREA-3 (ZONA DELLA SEALINE IN SCARPATA): sono presenti locali strutture di emissione di gas/fluidi nella zona profonda, mentre la zona di piattaforma continentale è interessata da onde di sedimenti sul fondo mare e dalla terminazione occidentale di una struttura erosiva

descritta nel punto 5). Complessivamente, l'Area 3 presenta meno evidenze di frane recenti o fattori predisponenti rispetto alle altre aree.

- 5) AREA-4: Si osservano faglie normali/gravitative sul ciglio della piattaforma a 200 m di profondità di battente d'acqua. I processi di instabilità gravitativa dei sedimenti della scarpata inferiore sono espressi da fratture e ondulazioni a circa 400-600 m di profondità del fondo. In quest'area è presente un solco erosivo parallelo al ciglio della piattaforma che si forma al contatto tra un cuneo progradante di stazionamento basso del livello del mare e i sedimenti Olocenici più recenti. L'erosione è probabilmente innescata dal contrasto litologico tra i sedimenti grossolani del cuneo progradante e quelli più fini del drappeggio olocenico, che potrebbe generare anomalie di pressione interstiziale dei sedimenti favorendo lo scivolamento sulla superficie di contatto e la successiva erosione differenziale. Al solco erosivo si associano anche onde di sedimento lungo la scarpata superiore, che suggeriscono un rimaneggiamento degli apporti per effetto delle correnti e/o una deformazione gravitativa. I dati sismici hanno permesso di identificare una faglia transensiva nella zona orientale.

L'Area-Ovest e l'Area-2 mostrano deformazione recente sul fondo mare, che provoca ondulazioni e corrugamenti dei sedimenti a volte anche marcati. Le regioni deformate si trovano al di sopra dei corpi di frana sepolti più recenti, molto probabilmente messi in posto durante l'ultimo stazionamento basso del mare, prima dell'ultima risalita relativa (12-15.000 anni fa). Al di sopra del corpo di frana sepolto, si osserva un drappeggio olocenico con deformazioni complesse, strutture legate all'emissione di fluidi e gas con morfologia accidentata e iperboli di diffrazione, che comunque non mascherano completamente il pattern sub-orizzontale dei riflettori relativi alla stratificazione primaria. Le zone più deformate si alternano a zone a sedimentazione piano parallela. Esistono dei piani di scollamento all'interno del corpo caotico e della copertura olocenica che sembrano collegarsi alla superficie di scivolamento della frana sepolta pre-Olocenica.

Queste osservazioni suggeriscono la messa in posto di una primo corpo franoso durante l'ultimo stazionamento basso o la risalita del livello del mare, che ha interessato una ampia porzione del bacino. Successivamente, la deposizione di sedimenti marini, durante l'Olocene, ha caricato il corpo di frana saturo di fluidi. Il carico litostatico e l'instabilità gravitativa hanno probabilmente causato assestamenti differenziali dei sedimenti superficiali alla base della frana che hanno lasciato intatta la successione stratigrafica suggerendo processi di instabilità locale e deformazione in posto senza una sensibile traslazione orizzontale dei sedimenti.



## BIBLIOGRAFIA

- Argnani A., 1990. The strait of Sicily rift zone: foreland deformation related to the evolution of a back-arc basin. *JOURNAL OF GEODYNAMICS* 12, 311–331.
- Trincardi F. and Argnani A., 1990. Gela Submarine Slide: A Major Basin-Wide Event in the Plio-Quaternary Foredeep of Sicily. *GEO-MARINE LETTERS*, 10, 13-21.
- Ben-Avraham Z, Nur A, Cello G., 1987. Active transcurrent fault system along the North African passive margin. *Tectonophysics* 141:249–260
- Boccaletti, M., Cello, G., Tortorici, L., 1987. Transensional tectonics in the Sicily Channel. *J. Struct. Geol.*, 9, 869-876.
- Ligi M. and Bortoluzzi G. (1989) - Datum, a Fortran77 computer program for datum shift and conversion of geographical coordinates between different cartographic systems. *Computer & Geosciences*, 15(4), 449-518.
- Cavallaro, D., Monaco, C., Polonia, A., Sulli, A., Di Stefano, A. Evidence of positive tectonic inversion in the north-central sector of the Sicily Channel, 2016. *Natural Hazards*, DOI 10.1007/s11069-016-2515-6.
- Cello, G., 1987. Structure and deformation processes in the Strait of Sicily "rift zone". *Tectonophysics*, 141, 237-247.
- Coltelli M, Cavallaro D, D'Anna G, D'Alessandro A, Grassa F, Mangano G, Patane` D, Gresta S., 2016. Exploring the submarine Graham Bank in the Sicily Channel. *Ann Geophys* 59(2):208. doi:10.4401/ag-6929.
- Emeis, K. C., et al. (1996), Site 963, Proc. Ocean Drill. Program Initial Rep., 160, 55–84.
- Finetti IR, Del Ben A (2005) Crustal tectono-stratigraphic setting of the Pelagian foreland from new CROP seismic data. In: Finetti IR (ed) CROP project: deep seismic exploration of the central Mediterranean and Italy, Atlases in Geoscience 1. Elsevier, Amsterdam, pp 581–595
- Gardiner, W., M. Grasso, and D. Sedgeley (1993), Plio-Pleistocene stratigraphy and fault movement of the Malta Platform, in *Geological Development of the Sicilian-Tunisian Platform*, edited by M. D. Max and P. Colantoni, UNESCO Tech. Rep. Mar. Sci., 58, 111–116.
- Gasparini, L. and Stanghellini, G., 2009. SeisPrho: An interactive computer program for processing and interpretation of high-resolution seismic reflection profiles. *Comput. Geosci.* 35, 1497–1507.
- Ghisetti FC, Gorman AR, Grasso M, Vezzani L (2009) Imprint of foreland structure on the deformation of a thrust sheet. The Plio-Pleistocene Gela Nappe (southern Sicily, Italy). *Tectonics* 28, TC4015, doi:10.1029/2008TC002385
- Holland, C. W., G. Etiope, A. V. Milkov, E. Michelozzi, and P. Favali., 2003. Mud volcanoes discovered offshore Sicily, *Mar. Geol.*, 199(1–2), 1–6, doi:10.1016/S0025-3227(03)00125-7.
- Illies JH (1981) Graben formation—the Maltese Islands—a case history. *Tectonophysics* 73:151–168



- Jongsma, D., Van Hinte, J. E. and Woodside, J. M., 1985. Geologic structure and neotectonics of the north African continental margin south of Sicily. *Marine and Petroleum Geology*, 2, 156-179.
- Lickorish WH, Grasso M, Butler RWH, Argnani A, Maniscalco R (1999) Structural styles and regional tectonic setting of the “Gela Nappe” and frontal part of the Maghrebian thrust belt in Sicily. *Tectonics* 18:655–668
- Max, M. D., A. Kristensen, and E. Michelozzi, 1993. Small-scale Plio-Quaternary sequence stratigraphy and shallow geology of the west-central Malta Plateau, in *Geological Development of the Sicilian-Tunisian Platform*, edited by M. D. Max and P. Colantoni, UNESCO Tech. Rep. Mar. Sci., 58, 117–122.
- Minisini, D., F. Trincardi, A. Asioli, M. Canu, and F. Fogliani, 2007. Morphologic variability of exposed mass-transport deposits on the eastern slope of Gela Basin (Sicily Channel), *Basin Res.*, 19, 217–240, doi:10.1111/j.1365-2117.2007.00324.x.
- Minisini D. and Trincardi F., 2009. Frequent failure of the continental slope: The Gela Basin (Sicily Channel). *Journal of Geophysical Research*, 114, F03014, doi:10.1029/2008JF001037.
- Reuther CD, Ben-Avraham Z, Grasso M (1993) Origin and role of major strike-slip transfers during plate collision in the central Mediterranean. *Terra Nova* 5(3):249–257
- Sprovieri, R., E. Di Stefano, A. Incarbona, and M. E. Gargano (2003), A high resolution record of the last deglaciation in the Sicily Channel based on foraminifera and calcareous nannafossil quantitative distribution, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 202, 119– 142, doi:10.1016/S0031-0182(03)00632-1.
- Verdicchio, G., F. Trincardi, and A. Asioli (2007), Mediterranean bottom-current deposits: An example from the southwestern Adriatic Margin, in *Economic and Palaeoceanographic Importance of Contourite*, edited by A. R. Viana and M. Rebesco, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 276, 199–224.