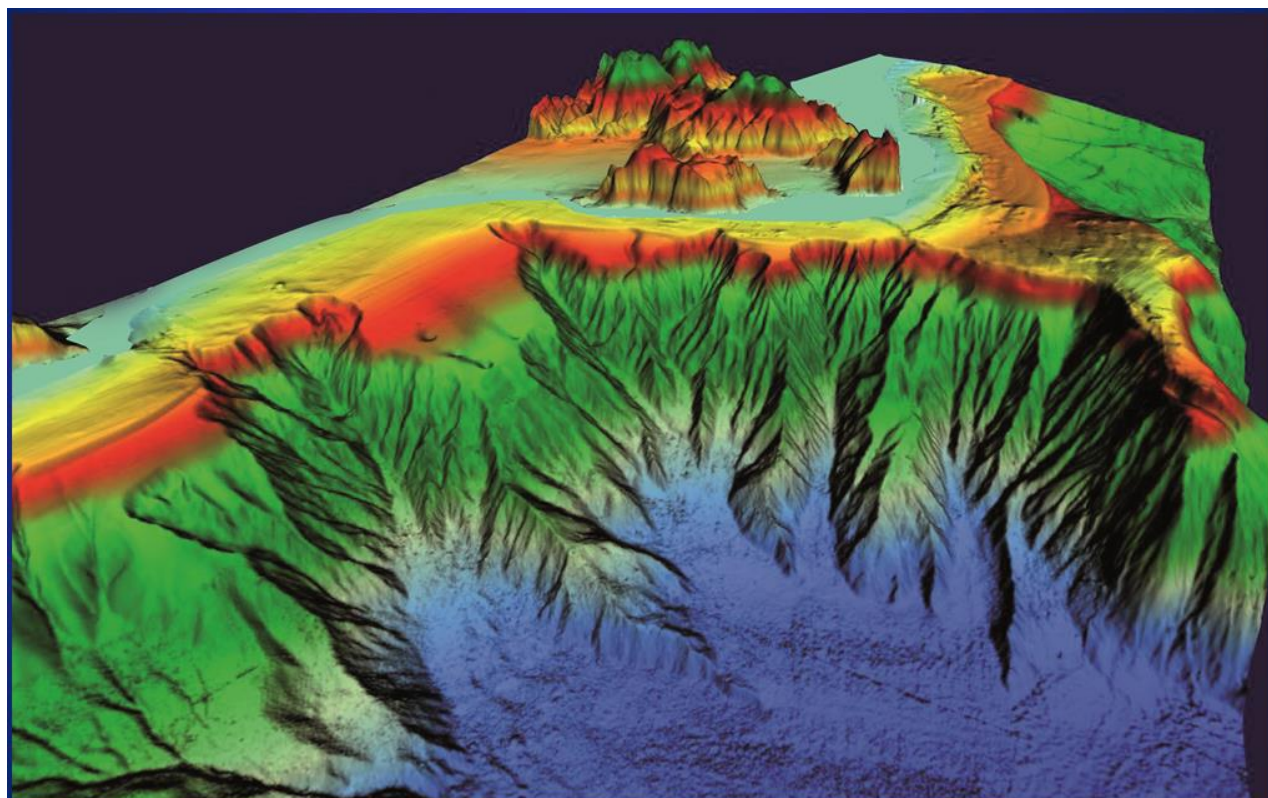




UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PALERMO  
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA E DEL MARE  
Dottorato in Geologia

PROCESSI ATTIVI NEL MARGINE CONTINENTALE DELLA SICILIA  
NORD-OCCIDENTALE: NEOTETTONICA, RISALITA DI FLUIDI E  
FENOMENI GRAVITATIVI

Settore Scientifico Disciplinare GEO/02



TESI DI  
VALENTINA PENNINO

COORDINATORE DEL DOTTORATO  
PROF. ENRICO DI STEFANO

TUTOR  
PROF. ATTILIO SULLI

XXIV CICLO - ANNO ACCADEMICO 2011-2013.

DOTTORATO



## INDICE

<b>RIASSUNTO</b>	<b>1</b>
<b>SUMMARY</b>	<b>5</b>
<b>1. INTRODUZIONE E TEMATICA DELLA RICERCA</b>	<b>13</b>
<b>1.1 Emissioni di fluidi in ambiente sottomarino</b>	<b>17</b>
<b>1.2 Cenni sui processi di migrazione dei gas</b>	<b>20</b>
<b>1.3 Processi di interazione fluido-sedimento</b>	<b>21</b>
<b>1.4 Metano</b>	<b>23</b>
<b>1.5 I gas idrati</b>	<b>25</b>
<b>1.6 BSR</b>	<b>29</b>
<b>1.7 Strutture legate all'emissione di fluidi</b>	<b>31</b>
<i>1.7.1 I vulcani di fango</i>	<b>31</b>
<i>1.7.2 I pockmark</i>	<b>39</b>
<b>1.8 Strutture da trasporto gravitativo</b>	<b>39</b>
<i>1.8.1 Canyon sottomarini</i>	<b>53</b>
<i>1.8.2 Frane Sottomarine</i>	<b>59</b>
<b>1.9 Neotettonica</b>	<b>71</b>
<b>2. INQUADRAMENTO DELL'AREA</b>	<b>75</b>
<b>2.1 Inquadramento Geografico</b>	<b>75</b>
<b>2.2 Inquadramento Geomorfologico</b>	<b>77</b>
<b>2.3 Campionamenti di fondo e sottofondo</b>	<b>87</b>
<b>2.4 Inquadramento Geologico</b>	<b>91</b>
<b>3. IL SETTORE ONSHORE</b>	<b>97</b>
<b>3.1 Stratigrafia</b>	<b>98</b>
<b>4. EVOLUZIONE NEOTETTONICA</b>	<b>111</b>
<b>5. STUDI PRECEDENTI</b>	<b>113</b>
<b>5.1 Il margine continentale nord siciliano</b>	<b>113</b>
<b>6. CARATTERI GEOFISICI</b>	<b>117</b>
<b>6.1 Flusso di Calore</b>	<b>117</b>
<b>6.2 Gravimetria</b>	<b>118</b>
<b>6.3 Profondità della Moho</b>	<b>118</b>
<b>6.4 Sismicità</b>	<b>119</b>

<b>7. CIRCOLAZIONE NEL MEDITERRANEO</b>	<b>125</b>
<b>8. MATERIALI E METODI</b>	<b>129</b>
<b>8.1 Dati morfobatimetrici</b>	<b>131</b>
<i>8.1.1 Multibeam</i>	<b>131</b>
<i>8.1.2 Acquisizione dei dati MBES</i>	<b>138</b>
<i>8.1.3 Elaborazione dati MBES</i>	<b>139</b>
<b>8.2 Dati sismici</b>	<b>145</b>
<i>8.2.1 Tipi di Sorgenti</i>	<b>147</b>
<i>8.2.2 Processing dati</i>	<b>151</b>
<i>8.2.3 Interpretazione dei dati</i>	<b>153</b>
<b>8.3 Campionamenti del fondale</b>	<b>157</b>
<b>8.4 Campionamento delle acque e analisi geochimiche</b>	<b>159</b>
<b>8.5 Isotopi e metodologie</b>	<b>163</b>
<b>8.6 Analisi diffrattometrica a raggi X su sedimento</b>	<b>167</b>
<b>8.7 Dati meteo-marini</b>	<b>169</b>
<b>9. ANALISI DEI DATI</b>	<b>171</b>
<b>9.1 Caratteri geologici generali dell'offshore nord-occidentale della Sicilia</b>	<b>171</b>
<b>9.2 Il sistema piattaforma – scarpata</b>	<b>173</b>
<b>9.3 Strutture neotettoniche</b>	<b>175</b>
<b>9.4 Strutture da emissioni di fluidi sottomarini</b>	<b>201</b>
<i>9.4.1 Mound</i>	<b>201</b>
<i>9.4.2 Pockmark</i>	<b>209</b>
<b>9.5 Strutture da trasporto gravitativo</b>	<b>223</b>
<i>9.5.1 Canyon</i>	<b>223</b>
<i>9.5.2 Frane</i>	<b>235</b>
<b>9.6 Caratteri litologici, sedimentologici e geochimici della carota PUMA-C2</b>	<b>241</b>
<b>10. DISCUSSIONE</b>	<b>247</b>
<b>11. CONCLUSIONI</b>	<b>265</b>
<b>12. BIBLIOGRAFIA</b>	<b>269</b>
<b>RINGRAZIAMENTI</b>	<b>291</b>

## RIASSUNTO

La ricerca riguarda l'analisi degli elementi morfostrutturali, le strutture legate alle emissioni di fluidi ed i fenomeni di trasporto sia gravitativo che selettivo, in ambiente sommerso ed emerso, presenti nel settore del margine continentale nord-siciliano compreso tra i meridiani passanti per le isole Egadi e Cefalù, al fine di ottenere un modello evolutivo durante il Quaternario.

In particolare sono stati studiati in dettaglio:

- a) gli elementi morfostrutturali, al fine di ottenere informazioni sull'evoluzione recente dell'area, concentrando l'attenzione sulle faglie recenti e attive, integrando anche le informazioni concernenti la sismicità dell'area, ricavati dai database online;
- b) le strutture legate alle emissioni di fluidi, che rappresentano una conseguenza dei processi superficiali e profondi all'interno del settore crostale indagato, implementate con lo studio geochimico dei fluidi estratti da carote di sedimento prelevate in corrispondenza di queste strutture;
- c) le forme prodotte dai fenomeni di trasporto gravitativo ed in particolare quelle innescate dalla migrazione dei fluidi, cercando di comprendere le relazioni che intercorrono tra i vari meccanismi e come questi contribuiscono all'evoluzione recente del margine.

In questa ricerca, oltre ad un accurato lavoro bibliografico che ha permesso di approfondire le tematiche e di descrivere lo stato dell'arte delle stesse, sono stati utilizzati dati pregressi (acquisiti dal gruppo di Geologia Marina dell'Università di Palermo) e reperiti da database esistenti e fonti bibliografiche e dati di nuova acquisizione.

In particolare tra il 2009 e il 2013 sono state effettuate diverse campagne oceanografiche (PUMA 09, MACS\_2010, MASVE\_2013) svolte nel settore compreso tra le isole Egadi e Cefalù (alle quali la scrivente ha partecipato), nell'ambito del progetto MaGIC (Marine Geohazards along the Italian Coasts), dove sono stati acquisiti dati morfobatimetrici e di sismica a riflessione monocanale. Su questi dati sono state effettuate le procedure di editing e/o processing e l'interpretazione.

I dati sismici multicanale acquisiti dall'ENI/AGIP e messi a disposizione in formato digitale dal Ministero dello Sviluppo Economico nell'ambito del progetto VIDEPI sono stati inseriti in un database georeferenziato e trasformati in formato seg-y per mezzo di software dedicati, al fine di ricostruire la superficie del riflettore M e verificare l'esistenza di faglie nei settori in cui erano stati individuati nel modello morfobatimetrico le scarpate di faglia, le incisioni, gli allineamenti di pockmark e i mound. I profili monocanale sono stati utilizzati per ricostruire le architetture deposizionali ed i caratteri strutturali della

successione plio-quadernaria e per analizzare le strutture riconosciute nel modello morfobatimetrico.

Inoltre sono state effettuate l'analisi granulometrica di una carota di sedimento prelevata nel Golfo di Palermo in corrispondenza di una struttura da risalita di fluidi (*pockmark*) alla profondità di 414 m e l'analisi geochimica dei fluidi estratti dalla stessa; quest'ultima al fine di caratterizzare chimicamente ed isotopicamente la fase fluida che occupa i pori dei sedimenti e di spiegarne l'origine.

I dati ricavati da database online (<http://www.idromare.it>; <http://www.ingv.it>) e fonti bibliografiche sono in particolare: dati meteomarini (ricavati dalla rete ondometrica nazionale, boa di Capo Gallo), dati meteorologici e sulla circolazione delle correnti, elementi necessari per valutare i parametri relativi alla dinamica esogena in ambiente sottomarino e dati sismologici (localizzazione dei terremoti e soluzione dei meccanismi focali).

In questo lavoro le strutture neotettoniche sono state individuate grazie all'interpretazione dei dati morfobatimetrici e dei dati di sismica a riflessione. Le faglie attive, in ambiente sottomarino, si riconoscono in base a dislocazioni del fondo mare o della coltre sedimentaria, causate da faglie che interessano anche strati più profondi; evidenza di faglie che controllano la sequenza tardo-quadernaria; dislocazioni del fondo mare o di sedimenti sub-superficiali, legate alla presenza di scivolamenti o *slumping*; dislocazioni del fondo mare o di strati più profondi in senso contrario rispetto al gradiente batimetrico; evidenze di morfologie sul fondo marino che testimoniano risalite di fluidi come *pockmark*, vulcani di fango, *mound* etc.

L'allineamento degli epicentri dei terremoti con le strutture superficiali e sepolte riconosciute, ha permesso inoltre, di riconoscere le faglie sismogenetiche, mentre i meccanismi focali hanno consentito di ricostruire la cinematica delle faglie e il campo regionale degli sforzi.

Le strutture da risalita di fluidi sono state riconosciute attraverso l'interpretazione del modello morfobatimetrico, il riconoscimento delle zone di *Wipeout* (sbiancamento), l'alta riflettività (*backscatter*), la geometria dei riflettori, le variazioni di velocità e l'inversione di fase nei profili sismici a riflessione. Esse sono state distinte in strutture in rilievo (*mound*) e strutture depresse (*pockmark*). I *pockmark* sono stati parametrizzati in funzione di: diametro, altezza, profondità, distanza dalla linea di costa e dal ciglio della piattaforma, vicinanza dalle faglie e dalle frane e orientazione quando si presentano allineati.

Le strutture da trasporto gravitativo che includono canyon e frane sottomarine sono state studiate attraverso l'interpretazione dei dati morfobatimetrici, effettuando analisi morfometriche, come la pendenza dei versanti, l'indice di sinuosità, la lunghezza del thalweg e l'esposizione rispetto alle correnti sottomarine, la stima dei volumi dei sedimenti mobilizzati, fattori chiave per la comprensione della dinamica dei pendii. In particolare queste strutture sono state analizzate per valutare la loro interazione sia con i processi legati alla risalita di fluidi che con quelli legati alla tettonica. Inoltre è stato analizzato l'andamento dei profili longitudinali dei canyon sottomarini e messo a confronto con quelli di canyon (Carlsbad, Oceanside, East Break) presenti in altri contesti geodinamici, per valutare dalla forma del profilo (concava o convessa) e dalle architetture deposizionali il tipo di margine e il modello geologico evolutivo.

L'evoluzione del margine continentale nord-siciliano durante il Quaternario, ricostruita attraverso l'analisi e l'interpretazione di dati di diversa tipologia, risulta essere legata:

- alla deposizione della successione quaternaria, che è organizzata in sequenze deposizionali legate all'interazione tra tettonica, sedimentazione ed oscillazioni eustatiche. Essa è costituita da depositi clastico-terrigeni pleistocenici immergenti verso mare, troncati nel settore di piattaforma dalla superficie di erosione, formatasi durante l'ultima oscillazione glacio-eustatica, sulla quale poggiano i corpi sedimentari della sequenza deposizionale tardo-quaternaria.
- Alla tettonica recente che agisce prevalentemente secondo due sistemi: 1) un sistema distensivo e/o transtensivo orientato NO-SE, che crea una morfologia del fondo mare articolata, nella quale si riconosce un'alternanza di alti e bassi strutturali che individuano nel loro complesso una serie di blocchi tiltati; 2) un sistema compressivo o transpressivo orientato ENE-OSO, evidenziato dalla presenza di faglie inverse ad alto angolo e da sovrascorrimenti come ad esempio nel settore della Barra, in accordo con quelli trovati nel settore emerso. Gli stessi trend sono stati riconosciuti nel settore onshore, dove si osserva la dislocazione dei depositi sin e post tirreniani, e la differente quota a cui sono stati ritrovati i terrazzi recenti.

Lo studio integrato dei dati morfo-strutturali e sismologici ha permesso di evidenziare i rapporti tra i meccanismi focali dei terremoti e le principali strutture tettoniche riconosciute nell'area di studio, risultando entrambi coerenti con un modello tettonico compressivo con trend NO-SE. Inoltre i cluster degli epicentri dei terremoti del 2002 (6/9/02 M 5.6), del 2010-2013, localizzati a nord del Golfo di Palermo e allineati con la faglia che borda l'alto morfologico della Barra in direzione ENE-OSO, ed i cluster allineati in direzione NO-SE

come quello del terremoto del 1998 e il recente (13/04/2012) localizzato sulla scarpata nella zona antistante Sferracavallo (M 4,2), allineati con le strutture tettoniche, che si riconoscono nell'offshore dei Monti di Palermo, le cui soluzioni focali rivelano meccanismi compressivi, permettono di definire questi due sistemi come sistemi attivi e soprattutto sismogenetici.

- Ai fenomeni di risalita di fluidi che si manifestano attraverso strutture sia in rilievo (mound) che depresse (pockmark).

I pockmark, che si impostano esclusivamente sulla scarpata continentale sono il risultato della risalita di fluidi che migrano attraverso la successione clastica quaternaria. L'espressione morfologica ancora ben conservata di queste strutture, che non presentano evidenze di erosione (come normalmente riportato in letteratura), permette di ipotizzare una genesi recente. La loro distribuzione areale coincide con gli alti del substrato messiniano.

Il segnale chimico ed isotopico delle acque interstiziali, estratte dalla carota di sedimento, prelevata in corrispondenza di una di queste strutture, mostra prevalentemente un arricchimento degli isotopi pesanti rispetto allo standard di riferimento V-SMOW, e piccole variazioni nelle concentrazioni dei cloruri e del sodio, che risultano il 10% inferiori, rispetto a quelle delle acque del Mediterraneo. Questi valori, sono compatibili con la presenza di un fluido a salinità inferiore, rispetto all'acqua di mare, ed arricchito in isotopi pesanti, per cui è possibile ipotizzare la presenza di fluidi, provenienti dalla disidratazione dei gas idrati.

I mound, individuati esclusivamente nella piattaforma continentale, si presentano in due tipologie: affioranti e sepolti. Solo su questi ultimi è possibile avanzare un'ipotesi sull'età di formazione. La loro età, compresa tra 20.5 e 5.5 ka, viene indicata, dalla presenza della dislocazione della superficie di erosione, che limita alla base l'ultima sequenza deposizionale (20.5 ka) e dalla superficie di maximum flooding (5.5 ka), che sigilla queste strutture, e che viene datata sulla base della correlazione con la curva di Fairbanks (1989).

- Ai fenomeni franosi che vengono evidenziati dalla presenza di nicchie di frana e depositi di accumulo. In quest'area essi si sviluppano in risposta a tre processi:

1) attività tettonica, generando frane di crollo, come quelle che si osservano nell'offshore nord-orientale di Marettimo e Monte Pellegrino, dove si riconoscono gli accumuli costituiti da blocchi di dimensioni decametriche, nel settore nord occidentale del Golfo di Castellammare, dove i fenomeni franosi interessano la piattaforma continentale, e nelle aree dove si riconoscono alte scarpate di faglia, come in corrispondenza dell'Alto di S.

Vito, nel settore occidentale di Banco Scuso, nel versante sud-occidentale dell'isola di Marettimo e nel settore orientale del Golfo di Termini;

2) alla risalita di fluidi. Le nicchie di frana sono state trovate a valle dei pockmark nel Golfo di Palermo, nel settore compreso tra i canyon Oreto ed Eleuterio, in corrispondenza di Monte Solunto e nell'Alto di S.Vito;

3) evoluzione retrogressiva dei canyon, come nel caso dei canyon Cofano, Mondello, Addaura, Arenella e in parte Eleuterio.

- Ai fenomeni di erosione gravitativa e da incisioni canalizzate che modificano la morfologia della scarpata, sulla quale sono stati riconosciuti due tipologie di canyon:

1) quelli che si sviluppano dal basso verso l'alto, agevolati dalla più alta inclinazione della scarpata, con evoluzione retrogressiva (bottom-up), e cioè che si sviluppano per mezzo di fenomeni franosi, che hanno origine nella parte inferiore, e che avanzano verso la scarpata superiore (Cofano, Mondello, Addaura, Arenella ed Eleuterio in parte);

2) quelli che si sviluppano dall'alto verso il basso (evoluzione top-down), la cui evoluzione è tipicamente legata ai processi torbiditici, innescati dall'attività dei sistemi fluviali presenti a monte (Oreto, Castellammare, Capo Plaia ed Eleuterio in parte).

Le incisioni canalizzate, tranne nel settore del Golfo di Castellammare, si dispongono lungo una direzione, che generalmente coincide con quella dei lineamenti tettonici. All'interno di alcune di queste incisioni, sono stati osservati i pockmark, che presentano orli erosi. Disposti parallelamente, e in direzione dei trend tettonici riconosciuti, si ritrovano sia allineamenti di pockmark, che incisioni più profonde. Questa evidenza permette di ipotizzare il loro meccanismo genetico. Le strutture circolari allineate, formatesi in corrispondenza di lineamenti tettonici, coalescono creando i solchi, questi sia per effetto di risalite continue, che per effetto della dinamica esogena, possono svilupparsi, evolvendo prima in canali e poi forse in canyon.

Sulla base dei risultati ottenuti è possibile considerare il margine continentale nord siciliano come un margine immaturo, nel quale l'instabilità è fortemente legata all'attività tettonica. Le faglie, oltre a modificare l'articolazione del margine, facilitano la risalita dei fluidi, evidenziata dalla formazione dei pockmark. Questi ultimi agevolano a luoghi l'innescio dei fenomeni franosi, che a loro volta possono determinare l'evoluzione retrogressiva dei canyon.





## SUMMARY

In obtaining an evolutionary model of the northern Sicilian continental margin during the Quaternary, this research is concerned with the analysis of morphostructural elements, fluid escape structures, and selective and mass movement transport mechanisms, both in offshore and onshore settings, in the sector spanning between the Egadi Islands and Cefalù meridians.

In particular the following have been studied in detail:

- a) morphostructural elements, in order to gather information pertaining to the recent evolution of the area, focusing on the recent and active faults, also integrating seismicity data of the region, taken from online databases;
- b) structures linked to the fluid escape, subsequent to shallow and deep processes within the investigated crustal sector, integrated with data from geochemical analysis of pore water derived from core sediment samples;
- c) structures produced by mass movement mechanisms and in particular those triggered by fluid migration, seeking to highlight the relationships between different mechanisms and their contribution to the recent evolution of the margin.

In addition to a meticulous bibliographic search which allowed for an in-depth analysis and an up-to-date account on the subjects, pre-existing data has been used (provided by the Marine Geology group of the University of Palermo), as well as those derived from established databases and bibliographic sources, and overall newly acquired.

Regarding the latter, morpho-bathymetric and single-channel seismic reflection data was collected during several oceanographic cruises between 2009 and 2013 (PUMA 09, MACS\_2010, MASVE\_2013) carried out in the area between the Egadi islands and Cefalù (in which the writer participated), in the context of the MaGIC project (Marine Geohazards along the Italian Coasts). The data collected was edited and/or processed accordingly before being interpreted.

The multi-channel seismic reflection data acquired by ENI/AGIP and provided in digital format by the Italian Ministry of Economic Development in the context of the VIDEPI project has been inserted into a georeferenced database and converted into seg-y format via a dedicated software, so as to reconstruct the surface of the M-reflector and verify the actual existence of faults in the sectors where fault escarpments, incisions, pockmark alignments and mounds have been identified through the morpho-bathymetric model.

The single-channel profiles have been utilized to reconstruct the depositional architecture and the structural characteristics of the Plio-Quaternary succession, also allowing for an analysis of the structures of the morpho-bathymetric model.

In addition, on a sediment core sample collected in proximity to a fluid escape structure (pockmark) in the Gulf of Palermo, at 414 m b.s.l., granulometric analysis as well as pore-water analysis have been performed; the latter aimed to chemical and isotopic characterization of the fluid phase occupying pores so as to determine its origin.

The specific data obtained from online databases (<http://www.idromare.it>; <http://www.ingv.it>) and from literature sources is: meteo-marine, meteorological and sea surface current data; elements necessary to evaluate the parameters relative to submarine dynamics and seismological data (location and focal mechanisms of earthquakes).

In this study neotectonic elements have been identified through interpretation of morpho-bathymetric and seismic data. Active faults, in a submarine environment, are recognized as displacements of the seafloor or shallow sedimentary layers by faults that clearly displace deeper geological strata at the same localities; evidence of fault control on late Quaternary sedimentation; displacement of the seabed or near-surface sediments where evidence of large-scale land-sliding or slumping occurs; displacement of the seafloor and deeper strata in the opposite sense to the local bathymetric gradient; evidence of morphologies on the seabed as pockmark and mound.

The alignment of the earthquake epicenters with recognized seabottom and buried structures, allowed to recognize seismogenic faults, whilst focal mechanisms have permitted the reconstruction of the fault kinematics and the regional stress field.

The fluid escape structures have been recognized thanks to interpretation of the morpho-bathymetric model, presence of wipeout zones, backscatter, reflector geometry, change of velocity and phase inversion in seismic reflection profiles. They have been distinguished as mounds or pockmarks. The latter have been characterized according to the following parameters: diameter, height, depth, distance from coastline and shelf edge, proximity to faults and landslides.

Mass wasting structures including canyons and submarine slope failures have been studied through morpho-bathymetric analysis, conducting morphometric analyses, such as slope steepness and aspect, sinuosity index and thalweg length, estimation of volume of sediments mobilized, all key factors for understanding slope dynamics. In particular, these structures have been analyzed for their interaction with the processes related both to the ascent of fluids as well as to those related to tectonics. In addition, the longitudinal profiles

of submarine canyons were compared to those present in other geodynamical settings (Carlsbad, Oceanside, East Break), so as to make inferences about the margin type and evolutionary geological model from the physical features (concave or convex) and depositional architecture.

The evolution of the north-Sicilian continental margin during the Quaternary, reconstructed through analysis and interpretation of different types of data, appears linked to:

- the deposition of the Quaternary succession, which is organized in depositional sequences associated with the interaction between tectonic, sedimentation and eustatic oscillations. It is made up of seaward dipping clastic and terrigenous Pleistocene deposits, truncated by an erosional surface formed during the last glacio-eustatic oscillation, on which lie the late Quaternary depositional sequence.
- the recent tectonic that operates mainly by two fault systems: 1) a NW-SE trending extensional and/or transtensional system, which produces the recent articulation of the seabed, and 2) an ENE-WSW trending compressive system, highlighted by high-angle reverse faults and thrusts in accordance to those found onshore.

The integrated study of the morpho-structural and seismological data has highlighted the relationship between the focal mechanisms of earthquakes and major tectonic structures recognized in the study area, both being consistent with a compressional tectonic model with NW-SE trend. Moreover, the earthquake clusters of 2002 (M 5.6 06/09/02), 2010 to 2013, located in the northern Gulf of Palermo and aligned with the ENE -WSW trending fault recognized in “La Barra High”, and the clusters aligning in NW-SE direction such as that of the earthquake of 1998 and the recent one (13/04/2012) located in the offshore Sferracavallo upper continental slope (M 4.2), aligned with the tectonic structures, which are recognized in the offshore Palermo Salient, whose focal solutions reveal mechanisms compression, which allow to define these two systems as active and especially seismogenic systems.

- The fluid escape processes that form both positive structures (mound) and negative structure (pockmark). Pockmarks that are found exclusively on the continental slope are the result of the ascent fluids that migrate through the Quaternary clastic succession. The morphology of these structures, still well-preserved, allow to suggest a recent formation. The chemical and isotopic signal of pore water extracted from sediment core, taken at one of these structures, mainly proved that pore water is slightly enriched in heavy isotopes with respect to Mediterranean seawater V-SMOW, while the distribution profiles of EC,

ion concentration (Cl, SO<sub>4</sub>, Na, K, Mg, Ca), ion/Chloride ratios (Na/Cl, K/Cl, Ca/Cl, Mg/Cl and Alk/Cl) seem to indicate the existence of an external source of fluids and the occurrence of sediment-fluids interaction processes. A possible mechanism causing pore water freshening could be ~~to be~~ the destabilization of gas hydrates.

Mounds, identified exclusively in the continental shelf, can be divided into two types: outcropping and buried. Only the latter can advance a hypothesis on the age of formation. Their age, between 20.5 and 5.5 ka, is inferred from the dislocation of the erosion surface, which is the base of the last depositional sequence (20.5 ka) and the maximum flooding surface (5.5 ka), which seals these structures, which is dated on the basis of the correlation with the curve of Fairbanks (1989).

- The mass wasting processes that are highlighted by the presence of slide scar and related landslide deposits. In this area they are formed in response to three processes :
  - 1) tectonic activity generating rockfalls, such as those observed in the offshore of Marettimo island and Monte Pellegrino, in the north western part of the Gulf of Castellammare where landslides affect the continental shelf, and in areas where fault escarpments are recognized as at the St. Vito High, in the western sector of Banco Scuso, in the south-western sector of the Marettimo island and in the eastern sector of the Gulf of Termini Imerese;
  - 2) the fluid migration. Failure scars have been detected just below the pockmarks in the Palermo Gulf, between the Oreto and Eleuterio canyons, and in correspondence of the Solunto and S. Vito Highs;
  - 3) retrogressive evolution of the canyons, e.g. Cofano, Mondello, Addaura, Arenella canyons.
- Phenomena of gravity and channelized erosion that modify the slope continental, in which two types of canyons are recognized:
  - 1) those that develop from the bottom upwards, facilitated by the highest steep of the slope, with retrogressive evolution (bottom-up), and that they develop by means of landslides, which have their origin in the lower part and that advance towards the upper slope (Cofano, Mondello, Addaura , Arenella and Eleuterio in part);
  - 2) those that develop downward trend (top-down), whose evolution is typically linked to turbidite and hyperpycnal flows, e.g. the Oreto, Castellammare, Eleuterio partly and Capo Plaia canyons) .

Submarine gullies are arranged along a preferential direction, which generally coincides with that of the tectonic features. Within some of these structures, pockmarks have been

observed with eroded edges. Arranged in a parallel way and in the same direction of recognized tectonic features, are found both alignments of pockmark and deeper incisions. This evidence makes it possible to hypothesize their genetic mechanism. The aligned circular structures, formed in correspondence of tectonic features, coalesce creating the grooves, the latter could initially evolve into channels and later possibly into canyons. Based on the obtained results it is possible to consider the continental margin north of Sicily as an immature margin, in which the instability is strongly related to the tectonic activity. The faults, in addition to modifying the morpho-structure of the margin, are preferential way of fluids migration, as evidenced by the formation of the pockmarks. These facilitate the triggering of landslides, which in turn may determine the evolution of retrogressive canyon.



## **1. INTRODUZIONE E TEMATICA DELLA RICERCA**

La ricerca riguarda l'analisi degli elementi morfostrutturali, le strutture legate alle emissioni di fluidi ed i fenomeni di trasporto sia gravitativo che selettivo, sia in ambiente sommerso che emerso, presenti nel settore compreso tra i meridiani passanti per le isole Egadi e Cefalù, al fine di ottenere un modello evolutivo del margine continentale nord-siciliano durante il Quaternario.

In particolare sono stati studiati in dettaglio:

- a) gli elementi morfostrutturali, al fine di ottenere informazioni sull'evoluzione recente dell'area, concentrando l'attenzione sulle faglie recenti e attive, integrando anche le informazioni concernenti la sismicità dell'area, ricavati dai database online;
- b) le strutture legate alle emissioni di fluidi, che rappresentano una conseguenza dei processi superficiali e profondi all'interno del settore crostale indagato, implementate con lo studio geochimico dei fluidi estratti da carote di sedimento prelevate in corrispondenza di queste strutture;
- c) le forme prodotte dai fenomeni di trasporto gravitativo ed in particolare quelle innescate dalla migrazione dei fluidi, cercando di comprendere le relazioni che intercorrono tra i vari meccanismi e come questi contribuiscono all'evoluzione recente del margine.

In questa ricerca sono stati utilizzati dati ricavati attraverso metodi indiretti e diretti e in parte reperiti da database esistenti e fonti bibliografiche. I metodi indiretti riguardano l'acquisizione, l'elaborazione e l'interpretazione di profili sismici a riflessione sia mono che multicanale e di dati morfobatimetrici (MBES) e l'analisi morfometrica in ambiente GIS. Tra le indagini dirette sono state effettuate l'analisi granulometrica di una carota di sedimento e l'analisi geochimica dei fluidi prelevati dalla stessa; quest'ultima al fine di caratterizzare chimicamente ed isotopicamente la fase fluida che occupa i pori dei sedimenti. I dati ricavati da database (<http://www.idromare.it>) e fonti bibliografiche sono in particolare: dati meteomarini (ricavati dalla rete ondametria nazionale, boa di Capo Gallo), dati meteorologici e sulla circolazione delle correnti, elementi necessari per valutare i parametri relativi alla dinamica esogena in ambiente sottomarino.

I dati sono in minima parte pregressi (acquisiti dal gruppo di Geologia Marina dell'Università di Palermo) e per la gran parte raccolti nel corso di diverse campagne oceanografiche (PUMA 09, MACS\_2010, MASVE\_2013) svolte nel settore compreso tra le isole Egadi e Cefalù, tra il 2009 e il 2013, nell'ambito del progetto MaGIC (Marine Geohazards along the Italian Coasts), dall'unità di Palermo. Questo progetto ha l'obiettivo di definire gli elementi di pericolosità dei fondali dei mari italiani al fine di gestire future



situazioni di emergenza, mitigare i rischi legati a processi geologici in atto sui fondali dei mari italiani e per raccogliere dati batimetrici ad altissima risoluzione, base insostituibile per la conoscenza dei fondali stessi.

In particolare le strutture da risalita di fluidi sono state riconosciute attraverso l'interpretazione del modello morfobatimetrico, il riconoscimento delle zone di *Wipeout* (sbiancamento), l'alta riflettività (*backscatter*), la geometria dei riflettori, le variazioni di velocità e l'inversione di fase nei profili sismici a riflessione. Inoltre, in corrispondenza di alcune di queste strutture, sono state prelevate ed analizzate carote di sedimento, per valutare attraverso l'analisi geochemica, sia del sedimento che delle acque interstiziali, il processo che ha portato alla loro formazione.

Le strutture neotettoniche sono state individuate grazie all'interpretazione dei dati morfobatimetrici e dei dati di sismica a riflessione. Le faglie attive, in ambiente sottomarino, si riconoscono in base a dislocazioni del fondo mare, o della coltre sedimentaria, causate da faglie che interessano anche strati più profondi; evidenza di faglie che controllano la sequenza tardo-quadernaria; dislocazioni del fondo mare, o di sedimenti sub-superficiali, legate alla presenza di scivolamenti o *slumping*; dislocazioni del fondo mare o di strati più profondi in senso contrario rispetto al gradiente batimetrico; evidenze di morfologie sul fondo marino che testimoniano risalite di fluidi come *pockmark*, vulcani di fango, *mound* etc.

L'allineamento degli epicentri dei terremoti con le strutture superficiali e sepolte riconosciute, ha permesso inoltre, di riconoscere le faglie sismogenetiche, mentre i meccanismi focali hanno consentito di ricostruire la cinematica delle faglie e il campo regionale degli sforzi.

Le strutture da trasporto gravitativo sono state studiate attraverso l'interpretazione dei dati morfobatimetrici, effettuando analisi morfometriche, come la pendenza dei versanti e l'esposizione rispetto alle correnti sottomarine, la stima dei volumi dei sedimenti mobilizzati, fattori chiave per la comprensione della dinamica dei pendii. In particolare queste strutture sono state analizzate per valutare la loro interazione sia con i processi legati alla risalita di fluidi che con quelli legati alla tettonica.

In questo studio è stata effettuata l'analisi morfologica attraverso l'interpretazione del modello digitale del terreno sia a terra che a mare, integrata con i dati ricavati da fonti bibliografiche e database online (dati meteomarini, sismicità, ecc.) che fornisce parametri qualitativi e quantitativi degli elementi morfologici riconosciuti, l'analisi di dati di sismica a riflessione ad alta (Sparker) ed altissima risoluzione (CHIRP), permettendo di

confermare la presenza delle strutture riconosciute nel modello morfobatimetrico, di incrementare le misure quantitative degli elementi riconosciuti, di stimare i volumi sedimentari coinvolti nei fenomeni gravitativi, di valutare le interazioni tra la tettonica e la circolazione di fluidi, di riconoscere strutture sismogenetiche e di comprendere i meccanismi genetici e le relazioni tra i differenti processi.

L'analisi di questi dati ha messo in luce, con grande dettaglio, elementi morfologici importanti quali: canyon sottomarini, nicchie di distacco e depositi di frana, lineamenti tettonici, strutture prodotte da emissione di fluidi o di sedimenti (mound, pockmark) e numerosi altri elementi morfologici, in base ai quali è possibile determinare lo stato di attività e i processi che maggiormente caratterizzano una determinata area.

L'interpretazione geologico-marina dei dati utilizzati in questo lavoro ha permesso di elaborare oltre alle carte morfobatimetriche, strutturali, degli elementi morfologici, delle pendenze e rappresentazioni grafiche delle relazioni che intercorrono tra i più importanti parametri morfologici, stratigrafici e strutturali, un modello geologico evolutivo del margine continentale durante il Quaternario.

I dati acquisiti sono stati correlati a quelli raccolti nel settore onshore per effettuare una prosecuzione da terra a mare delle maggiori strutture tettoniche dell'area.



## 1.1 Emissioni di fluidi in ambiente sottomarino

La presenza di strutture morfologiche sottomarine, legate all'emissione di fluidi lungo i margini continentali, è stata largamente documentata negli ultimi anni (Hovland, 2010), con il crescente sviluppo di tecniche di indagine in ambiente marino. La loro importanza scientifica risiede principalmente negli effetti che questi processi hanno non solo sulla geosfera, dove si presentano in diversi contesti geologici, ma anche sulla biosfera, sull'idrosfera e sull'atmosfera, in particolare poiché contribuiscono ad aumentare gli apporti di metano, modificando una parte importante nel ciclo globale del carbonio (Judd, 2003).

Nei margini continentali le manifestazioni sul fondo del mare dei processi legati alla risalita di fluidi includono strutture in rilievo come mud volcano, mud diapiri, carbonati autigeni e strutture depresse come i pockmark.

I meccanismi geologici che sono alla base della migrazione dei gas riguardano i fenomeni di degassamento della Terra in relazione ai processi geodinamici.

La risalita di fluidi è un fenomeno che si esplica in ambienti geodinamici differenti, sia compressivi, come le zone di *backthrust* (ad es. Nuova Zelanda, Pettinga, 2003), che distensivi, come nelle aree di *rifting* e nei margini continentali passivi (ad es. Nigeria, Graue, 2000), e produce morfologie differenti in funzione dell'entità dell'emissione, del tipo di fluido e dei sedimenti attraversati.

La migrazione dei gas è legata alla presenza di una sorgente di gas (serbatoi di fluidi, ad es. idrocarburi in bacini sedimentari, presenza di fluidi geotermici in aree vulcaniche o in zone legate a fenomeni magmatici o metamorfici) ed all'esistenza di canali preferenziali che permettono al gas di migrare sia verticalmente che orizzontalmente. I percorsi preferenziali sono costituiti da zone che, naturalmente, offrono minor resistenza al moto, come le zone di elevata permeabilità in una successione litologica, nelle quali il gas può migrare orizzontalmente (ad es. livelli sabbiosi all'interno di una successione argillosa), e le discontinuità tettoniche, dove il gas tende a migrare verticalmente (faglie e fratture).

La natura della forza che innesca la migrazione può cambiare più volte durante la risalita dei gas a causa delle situazioni geologiche e delle condizioni fisico-chimiche che s'incontrano man mano (variazioni di temperatura, pressione, reazioni e precipitazioni chimiche che possono far variare la permeabilità delle formazioni attraversate). Inoltre le rocce, ed i fluidi in esse contenuti, possono essere sottoposte a carichi elevati, processi di compattamento e stress tettonici che possono modificare la modalità di migrazione in maniera imprevedibile. L'interazione di tutti questi fattori può dar luogo a processi di migrazione variabili nel tempo, tanto che la risalita dei gas verso la superficie può essere

considerata, almeno alla scala dei tempi geologici, un fenomeno intermittente (Gold & Soter, 1985; Torgersen & O'Donnel, 1991).

Il movimento di gas all'interno delle successioni può essere indotto da due forze: gradienti di pressione e gradienti di concentrazione. Nel primo caso si tratta di un processo macroscopico in cui la massa gassosa si muove attraverso le fratture del sottosuolo da zone di alta pressione verso zone di bassa pressione; tale trasporto di massa viene detto *avvezione*. Nella letteratura internazionale vengono usati come sinonimi di avvezione termini come *trasporto di massa*, *fluid flow*, *air flow*, *non diffusive transport*. Alcuni autori, tuttavia, hanno utilizzato il termine di *convection* (Gurrieri & Valenza, 1988) il cui significato dovrebbe essere quello di un movimento convettivo indotto da gradienti di temperatura: un gas più caldo che risale per galleggiamento diminuendo la sua densità all'aumentare della temperatura. Comunque è improprio definire convettivo qualcosa che è indipendente da effetti termici.

Nel secondo caso si tratta di un processo microscopico (molecolare) in cui le particelle di gas muovendosi in maniera disordinata tendono ad uniformare la loro concentrazione nello spazio a disposizione; in questo caso si parla di *diffusione* del gas. Da questo si presume come per l'avvezione giochi un ruolo molto importante la presenza di vie preferenziali (faglie e fratture), che garantiscono anche velocità e distanze più elevate, mentre nel caso della diffusione è importante la natura dei granuli e degli spazi intergranulari. Nel sottosuolo raramente i due processi agiscono indipendentemente, per cui il movimento di un gas è quasi sempre dovuto ad una loro combinazione.

Le prime osservazioni sui gas presenti in corrispondenza di discontinuità tettoniche risalgono agli anni '20 e furono fatte in Germania, ed evidenziarono l'importanza di affiancare prospezioni di radon nel suolo alle indagini geologico-strutturali. Successivamente numerosi lavori permisero di segnalare elevate anomalie di radon in corrispondenza di faglie profonde, anche in presenza di potenti coperture sedimentarie (Israel *et alii*, 1967). Più recentemente, grazie anche allo sviluppo delle tecniche di spettrometria di massa per l'analisi dei gas, è stato introdotto l'uso dell'elio sia come semplice tracciante di fratture, sia come indicatore di serbatoi petroliferi, di depositi di uranio e di serbatoi geotermici. L'isotopo dell'elio  $^4\text{He}$  presenta caratteristiche uniche: è chimicamente inerte, fisicamente stabile, non biogenico, altamente mobile ed ha una sicura origine profonda (solo il 3% di  $^4\text{He}$ , radiogenico, si forma nelle coltri sedimentarie). L'elio è presente in natura con due isotopi:  $^3\text{He}$  (elio primordiale), che proviene dal degassamento del mantello, e  $^4\text{He}$  che proviene dai processi di decadimento alfa degli

elementi delle serie dell'uranio e del torio, particolarmente diffusi nella crosta inferiore. Durante la migrazione verso la superficie terrestre l'elio si miscela con altri gas endogeni. Questi formano il cosiddetto geogas (Malmqvist & Kristiansson, 1984) che, muovendosi per advezione attraverso vie di risalita preferenziali costituite da faglie e fratture, può dar luogo ad accumuli o ad anomalie di concentrazione in superficie. L'elio, raggiunta la superficie, si disperde infine nell'atmosfera dove, a causa di un equilibrio dinamico, ha una concentrazione media costante, che è considerata uno standard di riferimento; i valori di concentrazione dei gas del suolo vengono pertanto espressi come incrementi o decrementi relativi di  $^4\text{He}$  nel campione rispetto al tenore dello stesso in aria.

Le analisi chimiche condotte sui fluidi emessi nei vulcani di fango siciliani (Valenza & Nuccio, 1991; D'Alessandro *et al.*, 1993; Dongarrà *et al.*, 1993) hanno evidenziato una prevalenza di  $\text{CO}_2$  di origine vulcanica di provenienza profonda, seguita da metano di origine crostale, elio e altri gas minori, in quantità variabili nel tempo. Misure effettuate sulle acque ipersaline, che si ritrovano nelle aree di risalita di fluidi, ad es. in Sicilia, mostrano una notevole variazione nel contenuto di argilla in sospensione, nel chimismo e nella temperatura (compresa tra  $16^\circ$  e  $19^\circ\text{C}$ ), anche se provenienti da polle distanti tra loro solo pochi decimetri. Dalle analisi condotte nei vulcani di fango siciliani (Aragona, Caltanissetta, etc.) risulta che fuoriesce acqua marina fossile, contenuta, presumibilmente, nei livelli miocenici.

La migrazione dei fluidi attraverso le successioni sedimentarie è evidenziata da una serie di fenomeni geologici, che portano alla formazione di deformazioni sinsedimentarie, corpi caotici, precipitazione di carbonati autigeni, vulcani di fango e risalite pseudodiapiriche, frane sottomarine. La causa di parte di queste manifestazioni geologiche è normalmente ricondotta a processi gravitativi, ma recentemente è emerso che le emissioni di fluidi possano dare un contributo significativo sia alla mobilizzazione dei sedimenti lungo i margini continentali, che nella genesi di strutture e masse caotiche (Conti e Fontana, 2002). I fluidi quando vengono espulsi dai sedimenti durante la compattazione modificano il packing dei grani attraverso 4 processi: infiltrazione (seepage), liquefazione, fluidificazione ed elutriazione.

## 1.2 Cenni sui processi di migrazione dei gas

**La diffusione.** Il termine diffusione si riferisce ad un processo molecolare che provoca uno spostamento di materia la cui forza motrice è dovuta alla presenza di gradienti di concentrazione che spingono le molecole di gas ad uniformare la loro concentrazione nello spazio. Il fenomeno della diffusione è regolato dalla Legge di Fick secondo la quale un costituente di una massa gassosa fluisce nella direzione opposta a quella in cui aumenta il gradiente di concentrazione. Ponendo il caso di un flusso diffusivo di gas unidimensionale da zone ad alta concentrazione verso zone a bassa concentrazione, i valori più elevati di flusso si troveranno lungo la direzione del flusso stesso. In tale maniera la Legge di Fick regola il flusso diffusivo relazionandolo direttamente al gradiente di concentrazione ed a una costante:

$$F = -D (dC/dx)$$

dove:

- $F$  = l'intensità del flusso diffusivo ( $\text{kg/m}^2 \text{ s}$ );
- $D$  = il coefficiente di diffusione molecolare ( $\text{m}^2/\text{s}$ ), esso è una costante propria del gas e varia con la temperatura, la pressione e la natura del mezzo attraversato. Poiché nei pori delle rocce tale mezzo è generalmente l'aria o l'acqua, vanno pertanto distinti i due coefficienti per ogni specie gassosa.
- $C$  = concentrazione del gas ( $\text{kg/m}^3$ )
- $dC/dx$  = gradiente di concentrazione ( $x$  è espresso in metri)

Considerando che nella diffusione di un gas il coefficiente di diffusione ( $D$ ) è influenzato anche dalla porosità del mezzo, dalla tortuosità del percorso e dalle reazioni chimiche che possono avvenire sulla superficie dei granuli, l'intensità del flusso diffusivo nelle formazioni geologiche non può essere determinata con esattezza.

**L'avvezione.** Il termine avvezione è riferibile ad uno spostamento di materia sotto l'effetto di un gradiente di pressione. In senso generale è possibile considerare avvevivi tutti quei moti indotti da forze globali: le precipitazioni atmosferiche, la sedimentazione, il movimento delle acque sotterranee (Lerman, 1979). Il gas da una zona di accumulo, posta a non grandi profondità, può migrare verso la superficie attraverso zone verticali o subverticali di rocce porose e/o microfratturate e/o attraverso ampie fratture dando origine gradualmente ad un flusso lungo una colonna continua. Tuttavia non è pensabile applicare il termine avvezione ai gas che nel sottosuolo sono presenti in tracce ( $\text{He}$ ,  $\text{Rn}$ ,  $\text{H}_2$ ), poiché i gradienti di pressione agiscono solo su quei gas che si presentano in concentrazioni

sufficientemente elevate da formare un dominio gassoso o *gas domain*, come suggerito da Gold & Soter, (1980).

Nel caso di un flusso di gas attraverso un mezzo fratturato, questo può essere immaginato come il flusso all'interno di una "tubatura". Nel sottosuolo le faglie e le grandi fratture costituiscono i canali di migrazione del gas, e la forza trainante è rappresentata dalla caduta di potenziale tra il punto di origine e quello di arrivo del gas. I volumi in gioco di gas libero di migrare dipendono dalla larghezza delle fratture. Su tali basi è opinione comune considerare le faglie e le fratture come le vie migliori per la migrazione dei gas in forma avvertiva ed in particolar modo le faglie, nelle quali solitamente vi è una zona cataclastica più permeabile che ne facilita la migrazione.

### **1.3 Processi di interazione fluido-sedimento**

Il liquido che viene espulso dai sedimenti durante la compattazione può interagire con i grani in quattro modi: infiltrazione (*seepage*), liquefazione, fluidificazione ed elutriazione.

*L'infiltrazione* avviene quando i fluidi interstiziali espulsi hanno basse velocità e il riarrangiamento dei grani si verifica lentamente. La maggior parte dei contatti grano-grano si mantengono, e anche i grani con dimensioni inferiori ad 1 mm, il cui comportamento idraulico è riconducibile a quelli dei sedimenti fini, rimangono in gran parte inalterati (Lowe, 1975 . Owen 1987) .

*La liquefazione* è un processo durante il quale, la maggior parte dei contatti grano-grano vengono improvvisamente persi, i sedimenti non consolidati collassano, e la pressione interstiziale aumenta rapidamente, ma temporaneamente. I grani vengono separati per mezzo dei fluidi interstiziali, i fluidi vengono espulsi in breve tempo, e il risultato è un impacchettamento (*packing*) più compatto. I Grani di diverse dimensioni e forme si comportano in modo differente durante la "deposizione" e sotto l'influenza dell'espulsione dei fluidi interstiziali. Questo comportamento differenziale induce generalmente segregazione delle particelle, la formazione di flussi di fluido separati da sedimenti più quiescenti, e instabilità gravità associata alla presenza di masse di sedimenti di diversa densità all'interno del materiale liquefatto.

*La fluidificazione* avviene quando i fluidi interstiziali espulsi sono in grado di supportare pienamente una significativa quantità di grani: cioè, il fluido esercita una forza di trascinamento verso l'alto sui grani pari al loro peso immerso. I flussi dei fluidi sono così elevati che il sedimento cessa di essere grano-sostenuto e diventa fluido-sostenuto. Le masse di sedimenti fluidificati sono molto mobili e possono migrare dalla loro posizione



originale in strati sovrastanti o adiacenti, formando dicchi e filoni orizzontali, rispettivamente. In molti casi, tuttavia, la fluidificazione avviene lungo vie di flusso fluido verticali con poco movimento di massa dei sedimenti fluidificati. Queste vie possono essere mantenute nei sedimenti come strutture verticali da risalita di fluidi.

La risalita del fluido può essere ulteriormente complicata dallo sviluppo di sacche o livelli di fluido nei sedimenti durante la fase di compattazione, soprattutto se sono presenti sedimenti che hanno scarsa coesione e/o diversi coefficienti di permeabilità (Allen, 1982; Nichols et al., 1994).

*L'elutriazione* è il processo attraverso il quale avviene una separazione tra sedimenti fini e grossolani per mezzo di un fluido, quando l'energia dello stesso supera la velocità di caduta dei singoli grani, specialmente di quelli più fini e meno densi. Argille, particelle organiche e miche vengono in questo modo facilmente separate dalle sabbie durante l'espulsione dell'acqua e formano strutture da risalita. Il limo e l'argilla possiedono maggiore coesione per cui i contatti grano-grano non si perdono facilmente, così si possono formare intrusioni e pieghe nei sedimenti che hanno comportamento plastico, ma di solito esse sono strutture da carico che si formano per il contrasto di densità. Le ghiaie sono difficili da fluidizzare e tendono a risedimentarsi rapidamente. Le strutture da risalita di fluidi possono formarsi più facilmente nelle sabbie (fini - grossolane), poiché sono più facilmente soggette a liquefazione e fluidificazione e dalle quali le particelle più sottili possono essere facilmente elutriate.

## 1.4 Metano

Il metano (CH<sub>4</sub>) è l'idrocarburo più semplice, ma presente in grandi quantità nell'atmosfera. A temperatura e pressione ambiente è un gas incolore, inodore e molto infiammabile, non è tossico per l'uomo e gli animali nelle normali concentrazioni ambientali; influisce sul clima e contribuisce in parte all'effetto serra; partecipa alla formazione dell'ozono nella troposfera.

Il metano è un gas serra presente nell'atmosfera terrestre in concentrazioni molto inferiori a quelle della CO<sub>2</sub> ma con un potenziale di riscaldamento globale ben 21 volte superiore.

Il metano nei sedimenti marini può essere biogenico o termogenico. Viene definito biogenico quando viene prodotto dalla degradazione della sostanza organica ad opera di batteri metanogenici, mentre termogenico se è prodotto da reazioni chimiche all'interno dei sedimenti, nei quali l'elevata temperatura e il seppellimento sono importanti fattori di controllo (Rice and Claypool, 1981). Il metano è prodotto dalla degradazione della sostanza organica contenuta nelle rocce sedimentarie, per opera di microrganismi (metano microbico) o della temperatura (metano termogenico) (Rice and Claypool, 1981).

Complessivamente questo metano è detto "biotico", perché all'origine vi è sempre un materiale biologico. In rocce non sedimentarie, ovvero in quelle ignee formate a grandi profondità sotto la crosta terrestre, può però formarsi metano abiotico o abiogenico, il quale si produce indipendentemente dalla presenza di materia organica. Da tempo questo metano abiotico è noto nelle esalazioni vulcaniche, nei sistemi idrotermali e in microscopiche inclusioni nei minerali di certe rocce, ed è prodotto da reazioni inorganiche, in genere sopra i 200°C. Le sue quantità sono generalmente molto basse, dell'ordine di poche parti per milione o al massimo di alcune unità percentuali, non sufficienti per uno sfruttamento commerciale.

Grazie ad una ricerca condotta dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Roma è stato però scoperto che il metano abiotico è presente in quantità percentuali, fino all'80-90%, in certe rocce ignee (peridotiti) che affiorano sulla superficie terrestre e che sono state alterate dal contatto con l'acqua piovana; questa alterazione, detta "serpentinizzazione" (a causa della formazione di un minerale secondario detto "serpentino"), produce idrogeno (H<sub>2</sub>) che combinato con anidride carbonica (CO<sub>2</sub>) forma metano attraverso la reazione di Sabatier:  $CO_2 + 4H_2 = CH_4 + 2H_2O$ .

Sono state trovate rilevanti quantità di metano abiotico in Turchia, in Grecia, Portogallo e in Italia. Tuttavia il gas naturale dei giacimenti commerciali è certamente biotico; ma viene

prodotto naturalmente gas abiotico in rocce ignee a bassa temperatura, al di sotto di 100°C, in quantità significative e in numerose aree (Etiope et al., 2013).

Il metano prodotto si accumula in rocce più o meno profonde, e forma giacimenti petroliferi e di gas naturale; tale gas può migrare verso la superficie terrestre lungo faglie o attraverso mezzi con differente permeabilità. Alcuni studi hanno dimostrato che queste risalite naturali di gas sono molto diffuse, con flussi di gas emesso in atmosfera molto ingenti e che questi aumenterebbero in caso di scioglimento dei ghiacci nelle aree petrolifere polari.

## 1.5 Gas idrati

I gas idrati sono composti solidi (clatrati) formati da acqua e gas naturali di basso peso molecolare (generalmente metano), che si formano in ambienti caratterizzati da bassa temperatura, alta pressione e sufficiente concentrazione di gas. Queste condizioni sono comunemente presenti nel sottofondo marino, a tutte le latitudini.

Gli idrati del metano si formano spontaneamente ovunque esistano le adatte condizioni fisiche di temperatura e pressione, oltre ad acqua e gas in sufficiente quantità.

Tali condizioni sono comunemente verificate nel sottofondo marino (normalmente a 500 metri di profondità) lungo i margini continentali e nel permafrost. Gli idrati vengono inoltre ritrovati nei vulcani di fango e nei diapiri e *mounds* di argilla. I cristalli di gas idrato riempiono gli spazi porosi della parte più superficiale dei sedimenti marini, qualche centinaio di metri sotto il fondale, perché la generale bassa e costante temperatura del fondo (3-5 °C) unita alla elevata pressione, consentono la formazione di idrati. Gli idrati naturali si riconoscono come cristalli intergranulari bianco-grigi, trasparenti o traslucidi fino a opachi, che spesso cementano i sedimenti in cui sono inglobati, conferendo loro notevole resistenza meccanica. Si formano altresì come noduli e nelle matrici porose intergranulari.

I gas idrati hanno molta rilevanza per il loro ruolo sulla stabilità dei pendii sottomarini e sugli effetti devastanti (quali per esempio frane sottomarine) che potrebbero essere innescati da una dissociazione di grandi quantità di gas idrati al variare delle condizioni di pressione e temperatura, che possono essere causate da fenomeni naturali o antropici.

Per questi motivi, notevoli sforzi sono stati impiegati per individuare riserve di idrati e per quantificare i giacimenti di metano intrappolati nei sedimenti.

Vengono indagati con la sismica a riflessione e rifrazione (Tinivella e Accaino, 2000), poiché dall'analisi dei dati sismici è possibile individuare e convertire i volumi dei corpi sismici in volumi di concentrazione di gas idrato e gas libero, fornendo informazioni a scala regionale sia sulla loro distribuzione areale, sia sulla quantità di metano intrappolato nei sedimenti.

Per stimare l'ammontare dei gas idrati e del gas libero presente nei pori dei sedimenti è indispensabile conoscere in dettaglio il campo di velocità delle onde P e/o S nei sedimenti.

Le differenze che si rilevano tra i modelli di velocità ottenuti dall'inversione dei dati sismici e l'andamento della velocità in corpi sedimentari soggetti a normale compattazione possono essere interpretate come evidenze di gas idrati (dove sono presenti anomalie positive) e di gas libero (dove le anomalie sono negative). In questo modo, dalle anomalie

di velocità sismiche, è possibile stimare la concentrazione percentuale di gas idrati e gas libero nei sedimenti marini attraverso modelli teorici. È possibile estrarre ulteriori informazioni sulle caratteristiche dei sedimenti tramite l'analisi sull'ampiezza del segnale sismico (Amplitude Versus Offset, AVO), quali la cementazione dei grani e la pressione dei pori al di sotto del livello dei gas idrati (Fig. 1.5.1; Tinivella, 2002), che nei profili sismici è spesso indicato dalla presenza di un riflettore posto al di sotto del fondo del mare e che ne simula l'andamento (BSR – Bottom Simulating Reflector).

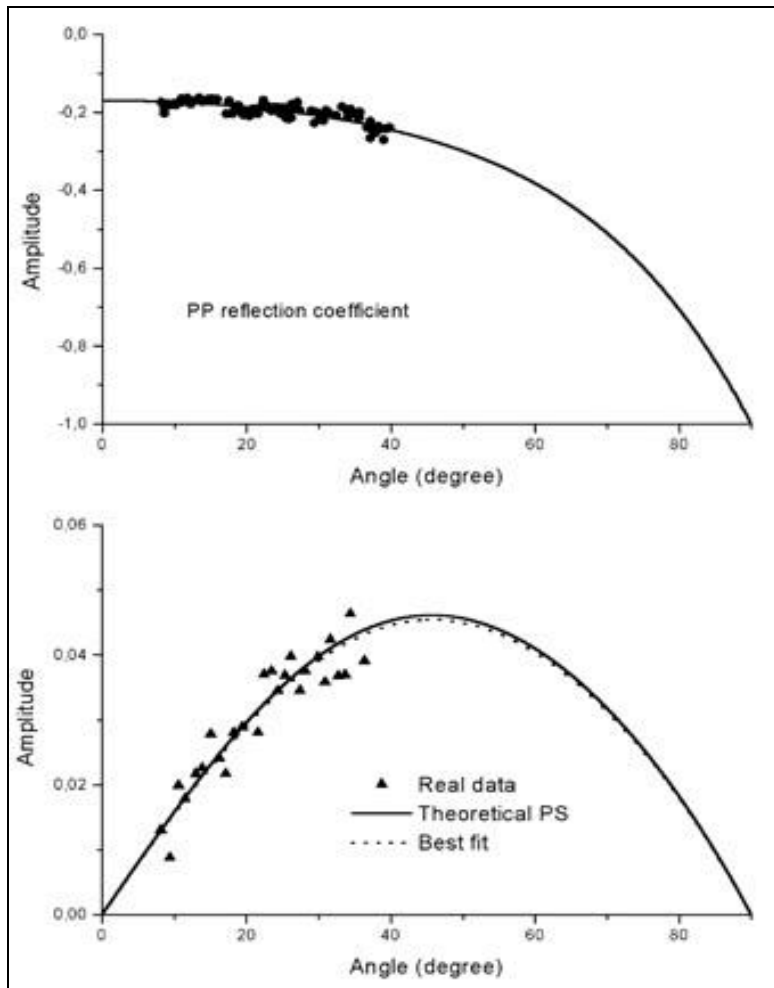
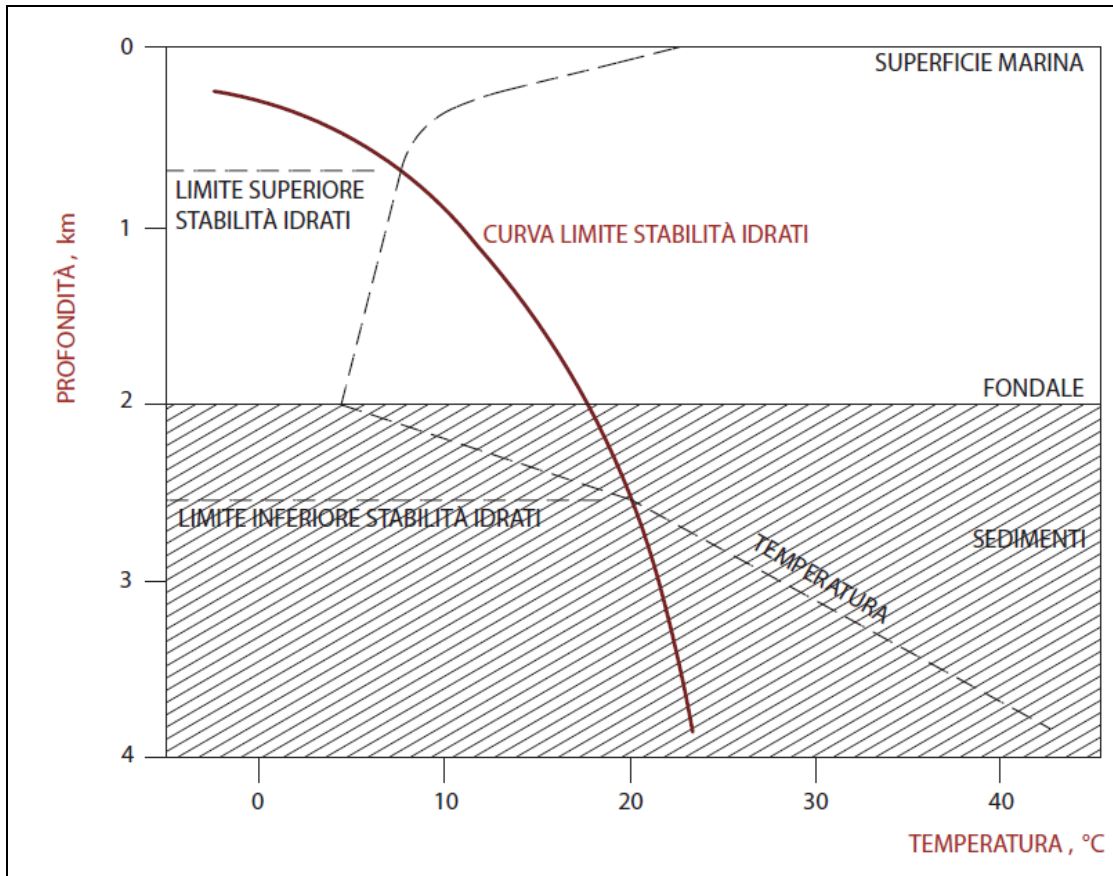


Figura 1.5.1 – In alto: coefficiente di riflessione delle onde P che indica una concentrazione di gas idrato non sufficiente per cementare i grani. In basso: coefficiente di riflessione delle onde S che indica un regime di pressione dei pori normale nello strato di gas libero presente al di sotto degli idrati (Tinivella, 2002).

Il campo di stabilità degli idrati dipende dalla temperatura e dalla profondità (Fig. 1.5.2). Se l'acqua e una parte dei sedimenti sono saturi di metano la curva di equilibrio è definita dai due limiti di profondità inferiore (nei sedimenti) e superiore (all'interno del volume di acqua). Il metano viene generato *in situ* dai microorganismi residenti nei sedimenti oppure vi arriva per migrazione dagli strati più profondi, dove la maturazione della sostanza organica raggiunge la metanogenesi per aumento di temperatura, secondo il gradiente

geotermico. La solubilità del metano in acqua è trascurabile a pressione atmosferica, ma aumenta con la pressione, e quindi con la profondità.



**Figura 1.5.2 - Campo di stabilità dei gas idrati**

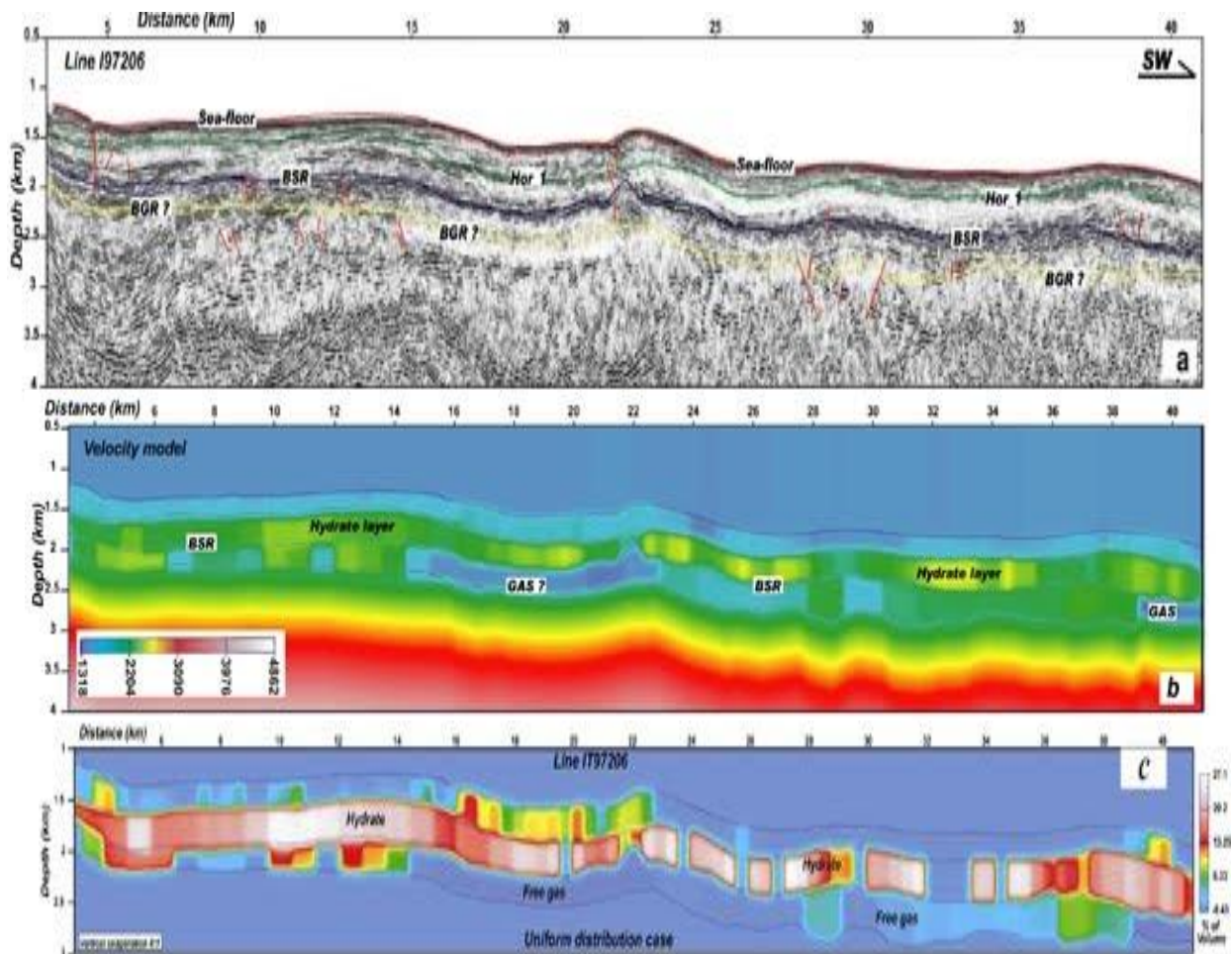
Essendo l'idrato meno denso dell'acqua, se si forma in acqua sale verso la superficie e si decompone a causa dell'aumento di temperatura e della diminuzione di pressione, se si forma al di sotto del fondale, rimane stabile in quanto intrappolato nei sedimenti.

La temperatura minima è quella del fondale e quindi, proseguendo ancora verso il basso (al di sotto del fondale), dopo circa 500-1000 m si raggiunge il limite inferiore di stabilità degli idrati, a causa del gradiente termico crescente.

Il limite inferiore di stabilità è individuabile nelle sezioni sismiche, in quanto il passaggio di fase, da solida (sopra) a liquida e gassosa (sotto), della miscela di gas e acqua interstiziale, provoca una forte variazione della velocità di propagazione delle onde elastiche. Tale limite simula l'andamento del fondo ed è identificato con la sigla BSR (Bottom Simulating Reflector); in esso si evidenzia anche un'inversione di fase (Fig. 1.5.3).

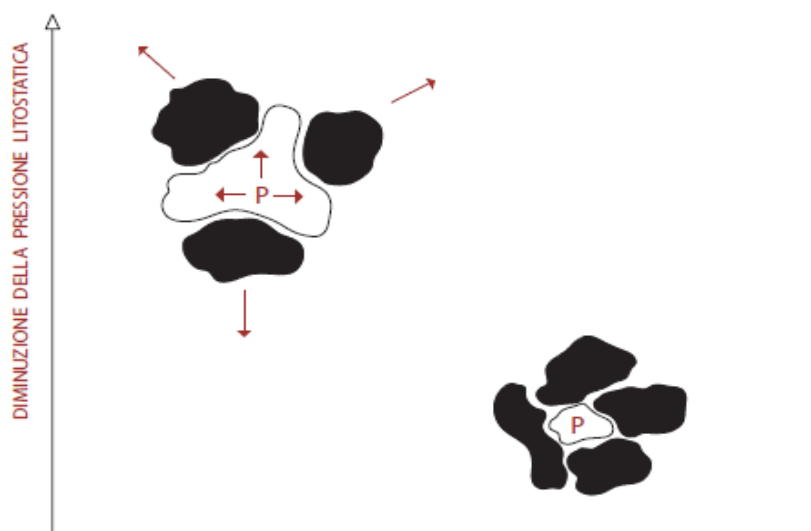
Il BSR, però, non identifica in modo univoco i depositi di idrati e può essere assente anche in presenza di idrati.

Inoltre la zona di stabilità ha una geometria molto complessa, con notevoli differenze causate dai cambiamenti laterali e verticali relativi a vari fattori, tra cui la salinità dell'acqua. Anche la composizione dei sedimenti influenza sensibilmente la distribuzione dell'idrato nel sedimento stesso. Le argille e i limi, ad esempio, contengono in genere basse concentrazioni di idrato sotto forma di piccoli cristalli; solo saltuariamente si trovano



**Figura 1.5.3 - Esempio di valutazione della concentrazione di idrato e di gas libero da dati sismici. a: immagine sismica in profondità. b: campo di velocità delle onde P. c: concentrazione del gas idrato (valori positivi) e del gas libero (valori negativi) stimati.**

elevate concentrazioni all'interno di fratture. La concentrazione nelle sabbie e nelle ghiaie può invece superare l'80%. La saturazione dei sedimenti ad alta porosità dipende dalla pressione litostatica e dal grado di deformazione e fratturazione dei sedimenti. Per pressioni litostatiche relativamente basse, la pressione degli idrati è in grado di separare i grani del sedimento, mentre per pressioni maggiori gli idrati restano confinati all'interno dei pori (Fig.1.5.4). Per questo motivo la maggiore concentrazione di idrati (30-40%) si trova nelle zone più prossime ai fondali, mentre le zone vicine al BSR sono scarsamente saturate (2-8%).



**Figura 1.5.4 - Rappresentazione schematica dell'influenza della profondità sulla deformazione dei grani.**

### **1.6 Bottom Simulating Reflector (BSR)**

Il Bottom Simulating Reflector (BSR) è un riflettore che simula l'andamento del fondo mare e in molti ambienti contrassegna la base del campo di stabilità dei gas idrati che dipende strettamente dalla temperatura e dalla pressione (es., Shipley et al, 1979; Hyndman et al, 1992). Al di sotto di questo riflettore il metano può essere presente come gas disciolto o libero, ma non come idrato. L'idrato è una sostanza simile al ghiaccio, costituito da molecole di gas all'interno un reticolo di molecole di acqua, che si forma ad alta pressione e bassa temperatura. Appropriate condizioni di temperatura e pressione per la stabilità del gas idrato sono diffuse nei sedimenti dei margini continentali. Il BSR è comunemente osservato nei dati di sismica a riflessione dei prismi di accrezione (Shipley et al., 1979). Poiché l'idrato può contenere grandi quantità di metano, è importante capire l'origine del BSR e la quantità di idrati o di gas libero associati ad esso, per valutare sia il potenziale economico che il loro effetto sul cambiamento climatico globale (Kvenvolden, 1988). Il BSR è stato anche ampiamente utilizzato per stimare i flussi geotermici dalle condizioni di P-T necessari per la stabilità degli idrati, fornendo in tal modo i vincoli sulle determinazioni dei movimenti dei fluidi all'interno di prismi di accrezione (Yamano et al, 1982; Minshull and White, 1989; Davis et al, 1990).

Il BSR è un riflettore ad alta ampiezza con polarità negativa. La sua ampiezza può essere simile a quella del fondo del mare, ma la polarità invece è opposta, questo implica una diminuzione della velocità delle onde sismiche negli strati sottostanti.

Nei sedimenti saturi d'acqua, la presenza sia di gas idrati che di piccole quantità di gas libero diminuirà la densità leggermente. La presenza di idrato all'interno dei sedimenti fa



aumentare la velocità delle onde sismiche (Stoll, 1974. Pearson et al, 1986), mentre anche piccole quantità di gas libero in un sedimento riducono di molto la velocità (Domenico, 1976). Di conseguenza, il contrasto di impedenza acustica tra i sedimenti contenenti idrati e i sedimenti contenenti gas libero è prevalentemente causato dalla variazione di velocità, questo implica che il BSR non indica necessariamente la presenza dei gas idrati, ma sicuramente l'esistenza di livelli al di sotto dello stesso che contengono gas liberi.

Il BSR è stato interpretato sia come la base di uno strato ad alta velocità dove sono presenti gli idrati (Hyndman e Davis, 1992), sia come la parte superiore di una zona a bassa velocità dovuta alla presenza di gas libero (Bangs et al., 1993; Singh et al., 1993), che come una combinazione di entrambi (Dillon e Paull, 1983; Minshull e White, 1989; Miller et al, 1991).

Altre interpretazioni sulla natura del BSR sono legate ai meccanismi diagenetici e cioè alla trasformazione dell'opale amorfo in opale CT (Cristobalite - Tridimite) nei sedimenti silicei, alla formazione di carbonati autigeni (Henrich, 1989) o alla trasformazione della montmorillonite in illite nei sedimenti argillosi (illitizzazione) (Berndt et al., 2004).

L'opale A definito da Jones and Segnit (1971), come un fango siliceo risultante dalla dissoluzione dei gusci degli organismi silicei, durante il seppellimento a causa dell'incremento della temperatura e della pressione si trasforma in opale CT. Questo processo fa sì che si crei un'interfaccia tra i due tipi di opale con un incremento della densità e una diminuzione della porosità. Il contrasto di impedenza acustica tra i due mezzi si traduce con la presenza di un riflettore ad alta ampiezza parallelo al fondo mare con polarità positiva, poiché la velocità delle onde sismiche nel mezzo caratterizzato dall'opale CT è maggiore (Ramsay, 1971; Hempel et al., 1989; Lee et al., 2003; Davies and Cartwright, 2002; Lynne and Campbell, 2004).

Lo stesso meccanismo è invocato per la trasformazione della montmorillonite in illite, poiché la disidratazione della prima crea una maggiore densità e quindi un aumento della velocità delle onde sismiche.

## 1.7 Strutture legate all'emissione di fluidi

### 1.7.1 I vulcani di fango

I vulcani di fango (*mud volcano*) sono strutture positive costituite principalmente da fango e altri costituenti sedimentari che periodicamente o continuamente emettono fango commisto a gas, acqua ed olio. Riguardo alla terminologia utilizzata per descrivere queste strutture, sia a terra che a mare, associate alla risalita di fluidi c'è molta confusione. Il termine maggiormente utilizzato è vulcani di fango ma Dionne nel 1973 identificò in letteratura i seguenti termini: mud volcano, sand volcano, mud cone, mud mound, mud conelet, sand blow, sand mound, mud e gas blowout, mud e gas vent, gas dome, gas pit, gas ring, gas volcano, spring dome, spring pit, ecc.

Brown (1990) mise a confronto i diapiri di fango con i diatremi, entrambi legati ad intrusioni di fango. I primi sono corpi costituiti da sedimenti fangosi che risalgono per contrasto di densità tra una massa fangosa in sovrappressione e una copertura più densa, dove il fango si comporta come un fluido viscoso. I secondi invece sono strutture formate per la fluidificazione e l'asportazione di sedimenti fangosi ad opera di flussi di liquidi o gas. Quando avviene la fluidificazione, l'interazione tra le particelle può essere considerata nulla, (lo stress "viene assorbito" temporaneamente dal fluido, quindi le tensioni effettive sono uguali a zero) (Terzaghi, 1947). Quindi nel primo caso il processo è dominato dalla fase solida, nel secondo da quella fluida, ma generalmente i due processi sono legati tra loro, come per esempio in Azerbaijan, dove i vulcani di fango sono costituiti da brecce che contengono clasti provenienti dalle successioni più profonde.

Judd e Hovland distinguono solo i vulcani di fango dai diapiri di fango. I vulcani di fango sono strutture topograficamente elevate dalle quali viene estruso materiale solido (fango, breccia che comprende clasti di roccia più antica immersi in una matrice fangosa) e gas, acqua. I diapiri di fango sono strutture costituite da sedimenti fangosi che risalgono attraverso una successione litologica, deformando o penetrando i sedimenti più giovani. I diapiri possono, ma generalmente non avviene, raggiungere il fondo del mare. In tal modo, e se ci sono evidenze di estrusione di fluido o sedimento, questi dovranno essere chiamati vulcani di fango.

I vulcani di fango sono costituiti da una miscela di materiali solidi, liquidi e gassosi, che si muovono dagli strati più profondi entro la copertura per essere emessi in superficie. I diapiri di fango possono essere visti sulle sezioni sismiche come strutture verticali, generalmente con facies sismica caotica o trasparente che distrugge o penetra il normale andamento dei riflettori. Sono state trovate due possibili spiegazione per la facies

trasparente o la distruzione dei livelli sedimentari o il loro arricchimento nella fase gassosa (Collier and White,1990).

Tuttavia i vulcani di fango (mud volcano) sono principalmente definiti come periodiche espulsioni, in ambiente sia sottomarino che emerso, di una miscela di acqua, di gas e di prodotti solidi provenienti da porzioni profonde della copertura sedimentaria (Guliev, 1992),

La maggior parte degli schemi di classificazione dei vulcani di fango sono basati sulle morfologie, mentre Guliev propone una classificazione cinetica nella quale distingue 4 classi:

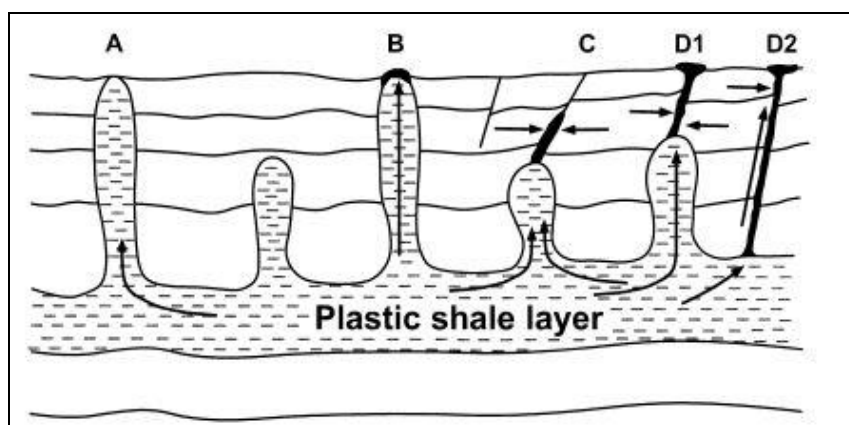
1. esplosioni freatiche con emissioni di gas e grandi volumi di materiale argilloso;
2. eruzioni di mud breccia con emissioni di gas non infiammabili;
3. emissioni di fango a bassa viscosità e di breccie senza intensa attività dei gas;
4. espulsioni di breccie con piccole quantità di gas, anche per intervalli di tempo più lunghi.

Tra questi tipi di eruzioni di vulcani di fango, i primi due possono essere molto pericolosi, gli altri hanno meno potere distruttivo e potrebbero essere notevolmente prevedibile. Questo sistema di classificazione non è molto esauriente e non sarebbe adatto a tutti i vulcani di fango. Dimitrov (2002) ha perfezionato questo schema fornendo descrizioni in base alla loro morfologia e tipologia eruttiva, distinguendo 3 classi: 1) tipo Lokbatan, 2) tipo Chikishlyar e 3) tipo Schugin.

1. L'attività ha un carattere esplosivo con emissioni di gas infiammabili. Brevi periodi di attività esplosiva sono separati da lunghi periodi passivi. Il vulcano di fango di Lokbatan sulla penisola Apsheron, in Azerbaijan, è un tipico esempio. Solitamente, il fango estruso è caratterizzato da bassa viscosità che ne determina la forma conica ripida. L'ostruzione dei canali di alimentazione a causa di 'tappi' di fango e la rottura esplosiva di questi tappi quando la pressione dei pori-interstiziale supera la forza di ritenzione, spiegano il regime di attività di questo tipo di vulcano di fango.
2. L'attività è relativamente debole e continua. Numerose bocche emettono piccole quantità di fango che contiene gas e acqua, una caratteristica molto comune di questa classe. Questo tipo di vulcano di fango è fortemente influenzato dalla presenza di strati saturi di acqua nella parte superiore della sequenza sedimentaria. Essi producono domi piatti o convessi molto bassi, che si fondono con la morfologia circostante, o depressioni che sono spesso riempiti con acqua. Questo tipo di vulcano di fango è molto comune nella penisola di Kerch, in Ucraina.

3. L'attività è caratterizzata da periodi eruttivi sostituiti da attività debole. Questo tipo di vulcani di fango può avere la più grande distribuzione ed è caratterizzato da una grande varietà di forme, ma più comunemente da crateri composti.

Ci sono diverse teorie sui meccanismi responsabili delle eruzioni di fango profondo, comunque i vulcani di fango sembrano avere dei caratteri comuni: necessitano di un livello argilloso plastico (fig. 1.7.1.1) all'interno della successione sedimentaria (Milkov, 2000), sono generalmente associati a spesse successioni terziarie in sovrappressione o a quelle recenti



**Figura 1.7.1.1 - Lo schema mostra la formazione dei vulcani di fango sottomarini: (A) risalita diapirica senza espressione morfologica sul fondo del mare (B), un vulcano di fango si forma sul fondo del mare; (C) emissioni sul fondo marino; (D1, D2) vulcani di fango si formano a causa della migrazione lungo le faglie. Le frecce indicano i percorsi di migrazione dei fluidi (Milkov, 2000).**

depositatesi velocemente; vengono portati in superficie frammenti di roccia; sono generalmente associati a idrocarburi, specialmente metano; la presenza di un livello argilloso; sismicità dell'area; si formano nei margini passivi dove c'è un alto tasso di sedimentazione o in zone interessate da tettonica spesso compressiva (Milkov, 2000). Si è infatti notata una coincidenza tra i margini di placca attivi e la presenza di vulcani di fango; questa associazione suggerisce che lo stress tettonico è il principale "motore" che genera queste eruzioni (Yassir, 1987, 1989). Alcuni autori ritengono che l'espansione del metano sia il meccanismo più probabile (Guliev, 1992; Hovland et al., 1997).

Le indagini litologiche e faunistiche forniscono informazioni chiave sulla composizione, la genesi e l'età delle serie sedimentarie sepolte su cui si impostano i vulcani di fango (Akhmanov et al., 2003). Inoltre, la caratterizzazione geochemica dei fluidi espulsi si è rivelata un valido mezzo per definire le possibili sorgenti dei fluidi ed il grado di interazione fluido-sedimento (Charlou et al., 2003; You, 2004).

I gas confinati all'interno di strati sormontati da livelli impermeabili possono subire un aumento di pressione per la rapida deposizione di sedimenti argillosi che impediscono la

risalita dell'acqua durante il seppellimento. La sovrappressione aumenta con la profondità a causa della diagenesi dell'argilla, che libera acqua interstiziale, del gas termale e biogenico, della migrazione di idrocarburi e del carico tettonico. Possono essere accompagnati da terremoti, che costituiscono uno dei meccanismi di innesco delle eruzioni.

La migrazione di acqua e idrocarburi dal bacino subsidente può creare pressioni che superano la pressione di rottura e causare un cedimento della copertura. A causa della compressibilità dei gas (metano in particolare) il cedimento della copertura sarà accompagnato da una espansione del gas che fornisce la potenza esplosiva del sistema e consente la risalita verticale, attraversando lo strato di copertura (Hovland et al., 1997). La perdita di pressione associata all'eruzione provoca il cedimento e la liquefazione del fango, che fluisce verso l'alto attraverso il condotto insieme a gas, liquidi, frammenti di roccia e sabbia provenienti dal livello basale.

Il numero totale di vulcani di fango presenti sulla Terra non è definito (Dimitrov, 2002) e le incertezze prevalgono soprattutto per quelli distribuiti sui fondali marini. Dimitrov (2003) riferisce che sono conosciuti ca. 1.000 vulcani di fango su aree emerse o con acque poco profonde, e almeno 700 vulcani di fango sottomarini.

A livello globale il fenomeno è distribuito principalmente in Albania, Azerbaijan, Barbados, Burma, Colombia, Ecuador, Golfo del Messico, Iran, Sumatra, India, Italia, Giappone, Malaysia, Messico, Nuova Zelanda, Pakistan, Romania, Taiwan, Timor e Trinidad.

Nel mar Mediterraneo i primi vulcani di fango sono stati ritrovati sulla Dorsale Mediterranea a ca. 1900 m di profondità (Cita et al., 1996; Limonov et al., 1996); successivamente sono stati identificati nel Mediterraneo orientale (Desbruyères 2003) e al largo della Sicilia sud-orientale a profondità comprese tra 70 e 170 m (Holland, 2003). Questi ultimi, scoperti recentemente, hanno un tasso di emissione di gas stimato tra  $10^3$  e  $10^6$  tonnellate/anno (Holland, 2003).

Le loro dimensioni sono: fino a 3-4 km di diametro, 400 m di altezza; fino a 5 milioni di  $m^3$  di materiale eruttati durante un evento, con clasti anche di dimensioni metriche (fino a 5 m), volumi totali fino a  $11.4 \text{ km}^3$ . L'altezza e limite areale dei vulcani di fango dipende dalle proprietà fisiche del materiale che è stato eruttato e dall'ambiente, emerso o sottomarino, in cui avviene l'eruzione.

Ci sono numerosi schemi di classificazione per le differenti morfologie e per le diverse tipologie eruttive. Il più semplice, descritto da Kopf (2002), in funzione dell'inclinazione

dei fianchi della struttura, distingue gli edifici conici (*mud dome*) da quelli piatti (*mud pie*) (fig. 1.7.1.2) caratterizzati dall'inclinazione dei fianchi  $< 5^\circ$ . L'alimentazione o condotto è la struttura centrale attraverso la quale si ha l'espulsione di fango; questa quando affiora dà origine alla cresta, cioè la parte sommitale dell'edificio, che può essere chiamata anche caldera qualora si formi una depressione. Quando ci sono delle biforcazioni dal condotto principale, si formano nella parte più esterna i grifoni (bocche secondarie). La composizione del fango varia e generalmente corrisponde alla natura del condotto e alla litologia del sedimento mobilizzato.

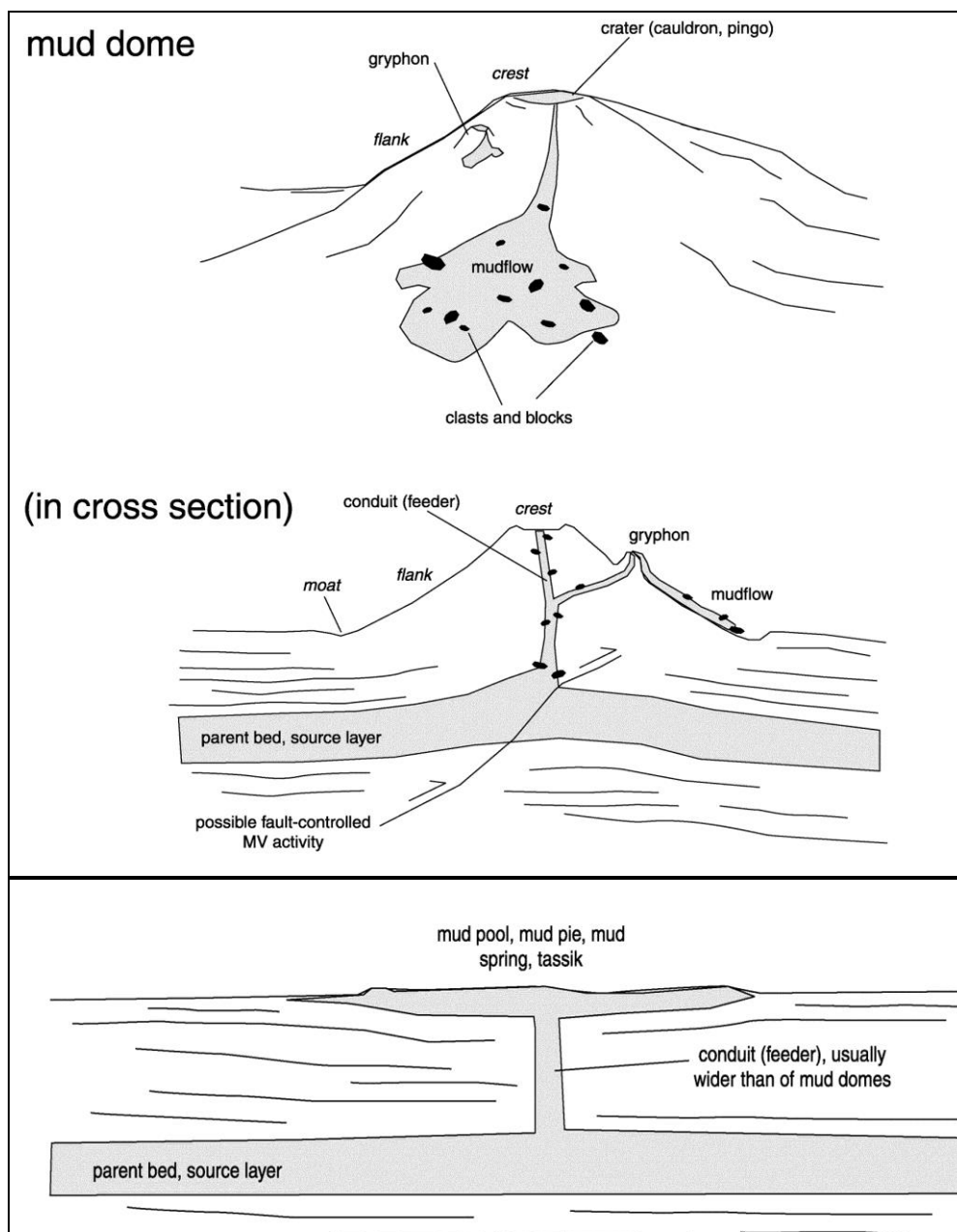
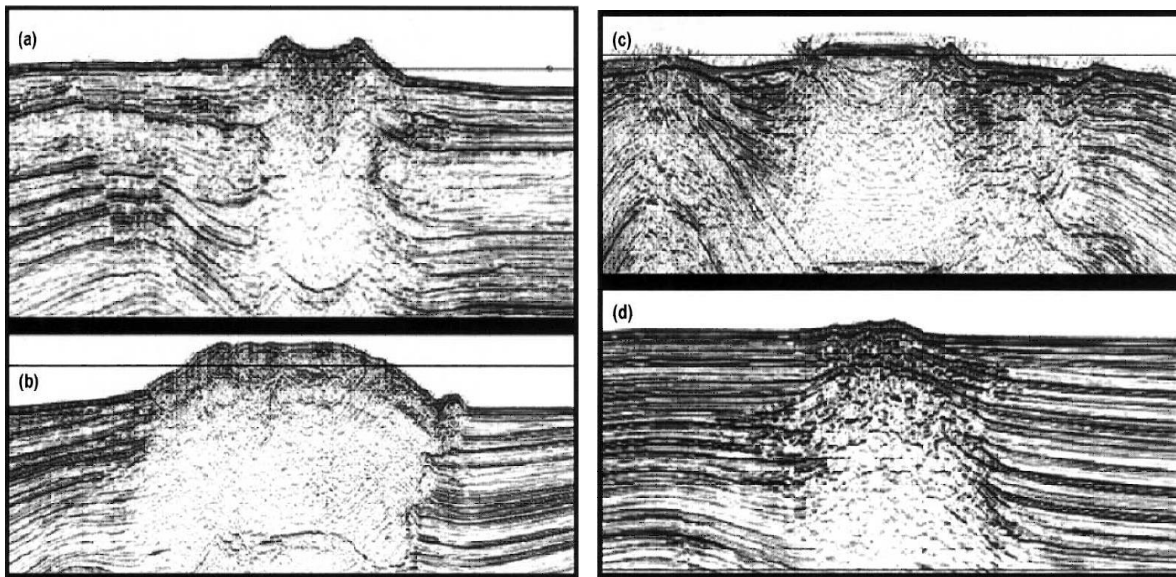


Figura 1.7.1.2 - Lo schema mostra la distinzione, in funzione dell'inclinazione dei versanti, tra edifici conici e piatti

Yusifov (2004) ha distinto differenti morfologie di vulcani di fango attraverso i profili sismici a riflessione del Mar Caspio. Questa classificazione prevede 4 tipi di vulcani di fango sulla base della loro forma: convessa, concava, piana o sepolta (Fig. 1.7.1.3). Lui inoltre descrisse come la viscosità dei fanghi eruttati in ambiente sommerso è minore rispetto a quelli in ambiente emerso, generando un fluido più lungo e più stretto. Tuttavia l'influenza maggiore sulla lunghezza del flusso sia in onshore che in offshore è data dall'inclinazione dei fianchi.



**Figura 1.7.1.3 - Tipi di mud vulcano classificati in base alla forma e alle caratteristiche sismiche. a) concava; b) convessa; c) piana; d) sepolta.**

I vulcani di fango si possono sviluppare in condizioni tettoniche diverse, in regime compressivo, come è il caso della Dorsale Mediterranea, o estensionale in presenza di una coltre sedimentaria eccessivamente spessa al di sopra di livelli potenzialmente mobili (Ivanov et al., 1996; Judd et al. 1997), come nel caso del Mar Nero. I differenti contesti geologici possono generare vulcani di fango con differenti morfologie, a secondo dell'entità dell'emissione e del volume dei materiali emessi. Un vulcano di fango ha una propria attività, con cicli che vanno da meno di un anno fino a più di 65 anni (Dimitrov, 2003): le loro morfologie riflettono direttamente l'attività recente, l'età e la durata del loro sviluppo e i meccanismi e le sorgenti della loro formazione (Dimitrov, 2003). La risalita di fluidi influenza l'attività organica negli ambienti sottomarini: le sorgenti idrotermali, i siti di emissione di idrocarburi e i vulcani di fango ospitano comunità biologiche basate sulla produzione chemioautotrofa.

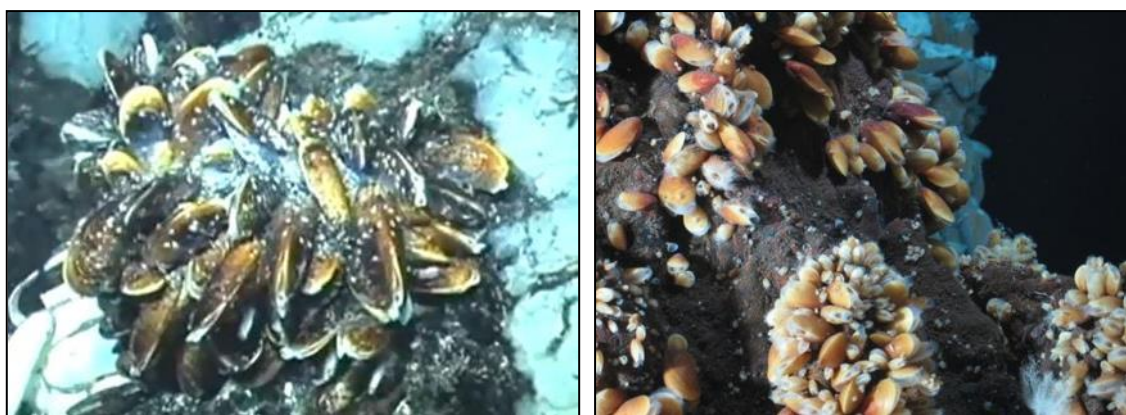
Tuttavia anche se struttura e funzionamento degli ecosistemi presenti nelle sorgenti idrotermali e nei cold seeps sono piuttosto conosciuti (Cavanaugh 1985), le informazioni

sulla biologia e l'ecologia dei vulcani di fango sono ancora limitate (Olu et al. 1997; Olu-Le Roy et al. 2004).

Alle emissioni di gas metano sono associati carbonati autigeni sotto varie forme (croste, mounds, lastre o noduli) (Aloisi et al., 2002). Studi mineralogici ed isotopici dei carbonati autigeni, basati sulla produzione di CH<sub>4</sub>, integrati con indagini sulla comunità batterica, hanno permesso di ricostruire il percorso con cui il carbonio derivato da metano potrebbe essere parzialmente segregato all'interfaccia sedimento-acqua o al disotto (Aloisi et al., 2002).

La ricchezza in metano dei fluidi espulsi sostiene dunque comunità microbiche in grado di ossidare il metano per via anaerobica (Werne et al. 2002). L'ossidazione anaerobica del metano è considerata nei sedimenti marini un processo chiave in grado di controllare effettivamente le emissioni di metano rilasciato nell'atmosfera e quindi gioca un ruolo importante nel bilancio globale del metano (Hinrichs 1999). Negli ecosistemi dei vulcani di fango è stato dimostrato che oltre all'ossidazione anaerobica possono avvenire anche processi correlati al metabolismo aerobico.

Le emissioni sottomarine di metano sono spesso associate a colonie di molluschi come vongole (*Calyptogena*) e cozze (*Bathymodiolus*) (fig.1.7.1.4). Questi organismi si sviluppano sfruttando batteri metanotrofi (*Bathymodiolus*) o litotrofi (*Calyptogena*), che utilizzano il solfuro prodotto dal processo di ossidazione anaerobica (Kim 1995, Inagaki 2004, Knittel 2005).



**Figura 1.7.1.4 - Colonie di *Calyptogena* e *Bathymodiolus***

Il tasso del flusso e la stabilità delle emissioni sembrano avere un'influenza sulle condizioni che permettono lo sviluppo di comunità ad alta densità: fuoriuscite rapide sono inadatte per lo sviluppo di comunità, così come emissioni molto lente ne impediscono lo sviluppo (a causa della precipitazione dei carbonati). Tassi di emissione intermedi sono tipicamente associati a comunità chemiosintetiche ad alta densità. Livelli ricchi di



conchiglie di organismi chemiosintetici possono essere ben visibili come fenomeni superficiali per lunghi periodi senza nuovi insediamenti, grazie ai bassi tassi di dissoluzione e di sedimentazione (Corselli et al, 1996). In acque poco profonde (meno di 350 m), le comunità legate alla produzione chemiosintetica sono più difficili da distinguere da quelle basate sulla fotosintesi.

### **1.7.2 I pockmark**

I pockmark sono crateri che si trovano su fondo marino fangoso che si formano per risalita di fluidi (King and MacLean, 1970; Hovland et al. 1987; Hovland & Judd 1988). Il termine pockmark indica depressioni del fondale marino con diametro di 1-700 metri e profondità di 5-45 metri. La loro scoperta è stata resa possibile dalla mappatura dei fondali marini con strumenti ad alta risoluzione come il side scan sonar e il Multibeam. Si formano in qualsiasi ambiente marino o lacustre, a condizione che i sedimenti siano adatti per la loro formazione (Hovland & Judd 1988). Generalmente sono la prova di risalite di fluidi, indipendentemente dal tipo di fluido (gas o liquido), e dalla sua origine e provenienza (microbica, termogenica, idrotermale, vulcanica o sotterranee). Quindi possono essere trovati in una vasta gamma di ambienti e si presentano con morfologie diverse.

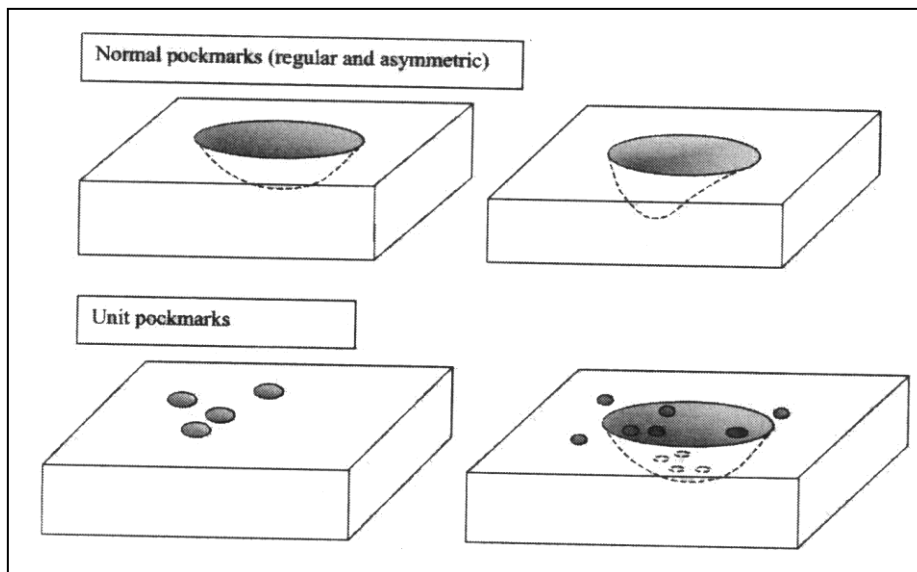
Nel Mediterraneo sono stati riconosciuti campi di *pockmark* nell'*offshore* della Grecia prodotti dall'intensa attività tettonica dell'arco ellenico e nelle aree perisiciliane tali strutture sono note soprattutto nell'*offshore* degli Iblei e in alcuni settori del margine sud tirrenico.

I pockmark sono comuni in molti ambienti geologici, tra cui le regioni ricche di petrolio (Hovland et al. 1984; Rise et al., 1999), le regioni con basamento cristallino subaffiorante (Papatheodorou et al. 2001), estuari e zone costiere (Hill et al. 1992; Garcia-Garcia et al. 1999), aree di elevato flusso di acque sotterranee (Bussmann & Suess 1994), laghi, con o senza attività idrotermale (Pickrill 1993).

La densità dei pockmark sui fondali marini può variare come conseguenza delle caratteristiche geologiche, del flusso dei fluidi e la natura dei sedimenti dei fondali marini. Una densità di più di 5-10 pockmark in ogni km<sup>2</sup> è considerata 'normale' (Hovland e Judd 1988), e tale area viene considerata idraulicamente attiva.

La forma e la dimensione dei pockmark può variare notevolmente. Tuttavia, ci sono alcune forme e dimensioni che sono relativamente comuni, pertanto sono stati suddivisi in classi morfologiche:

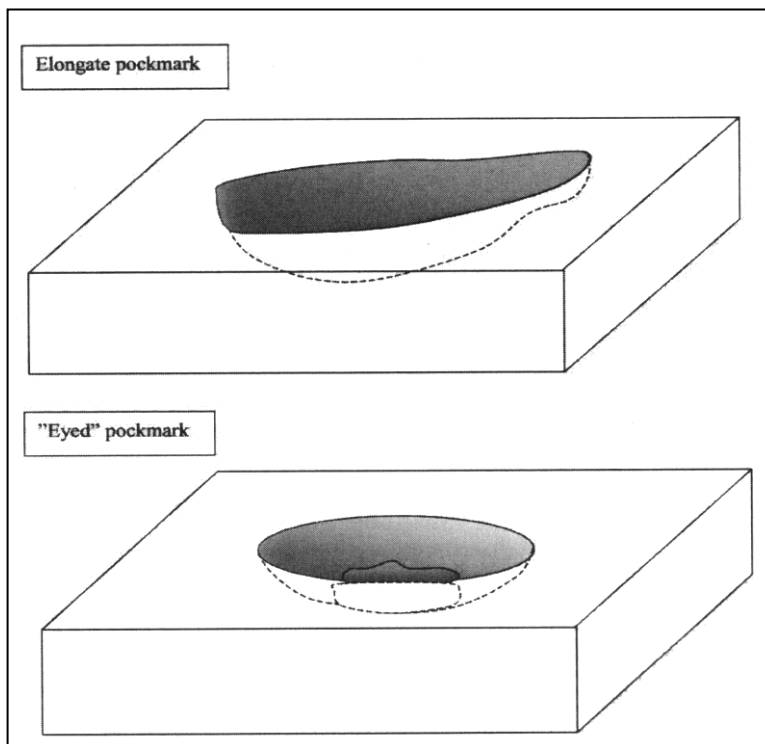
- Un pockmark isolato (Fig. 1.7.2.1) è definito come una piccola depressione (generalmente 1-10 m di diametro e fino a 0,5 m di profondità), e rappresenta probabilmente un evento di espulsione.
- Pockmark regolari e asimmetrici (Fig. 1.7.2.2) sono depressioni circolari, di solito da 10 m fino a 700 m di diametro, e da 1 m a 45 m di profondità. La loro sezione trasversale varia da circolare con pareti poco acclivi ad asimmetrica con pareti ripide. Alcuni sono a forma di imbuto al centro.



**Figura 1.7.2.1 - Tipi di pockmark, classificati in base alla forma (isolati, regolari e asimmetrici) da Hovland et al., 2002.**

- Pockmark allungati (Fig. 1.7.2.2) sono depressioni con un asse che è molto più lungo degli altri. Questa classe di pockmark si forma su scarpate e aree di fondo marino influenzato da forti correnti di fondo.

I “pockmark a occhio (eyed pockmark)” (Fig. 1.7.2.2) contengono al loro interno una porzione ad alta riflettività acustica che può essere causata da materiale grossolano che rimane dopo il processo erosivo, da attività biologica o da precipitazione di carbonato autigeno.



**Figura 1.7.2.2 - Tipi di pockmark, classificati in base alla forma. (allungati e “a occhio”) Hovland et al., 2002.**

- Allineamenti di pockmark sono costituiti da pockmark isolati o da piccoli pockmark regolari disposti allineamenti più o meno rettilinei, che possono essere di lunghezza chilometrica; essi sono ritenuti come il risultato di concentrazione di fluidi lungo faglie verticali, pieghe o zone di debolezza degli strati.

- I pockmark complessi sono gruppi di pockmark regolari o raggruppamenti di pockmark di grandi dimensioni.

Si ritiene che i pockmark si formino come conseguenza di espulsione di gas e/o di acqua interstiziale, spesso seguita da un lungo periodo (da uno a migliaia di anni) di risalita di fluidi. In alcune aree, la formazione di pockmark si crede essere stata innescata dalla fusione del ghiaccio o di gas idrati, alla fine dell'ultima era glaciale (Judd et al. 1994; Long et al. 1998). I pockmark sono più spesso il prodotto di scuotimento localizzato ed erosione.

I pockmark orlati sono molto rari, poiché la maggior parte del sedimento costituito da materiale a grana fine viene eroso e ridistribuito o trasportato dalle correnti a lunga distanza. Non sono stati monitorati pockmark per periodi lunghi di tempo, di conseguenza è difficile determinare la loro attività. Tuttavia, diverse osservazioni suggeriscono che l'attività può essere continua o periodica.

I primi pockmark con emissione di bolle di gas sono stati trovati nel Mar del Nord (Hovland e Sommerville, 1985). Altri pockmark attivi si trovano nel Golfo Arabico (Ellis & McGuinness 1986; Hovland e Judd 1988).

Pockmark attivi prima e dopo i terremoti sono stati riconosciuti in Grecia (Hasiotis et al. 1997; Soter 1999) e al largo della California (Field & Jennings 1987). Pockmark attivi durante tempeste e flussi sottomarini si trovano nel Golfo del Maine (Gontz et al. 2001) e in Giappone. Sebbene la maggior parte sembrano essere inattivi o estinti, si crede che siano periodicamente attivi, e mostrano flussi di fluido durante particolari eventi, come ad esempio bassa pressione, basse maree, mareggiate, con una periodicità di una o due volte l'anno o più.

Sono stati proposti diversi meccanismi per la formazione dei pockmark come: fuoriuscita di acque dolci (freshwater seepage), espulsioni di gas interstiziali (venting of interstitial gas), espulsione di acqua durante la compattazione dei sedimenti (pore Water escape during sediment compaction), sedimenti trasportati passivamente dai gas idrati (sediment rafting by methane gas hydrates), attività antropica, ed altri. Tuttavia il meccanismo che con maggiore probabilità viene associato alla formazione di queste strutture è prevalentemente legato alla migrazione dal basso di acqua e/o gas.

*Fuoriuscita di acque dolci (Freshwater seepage).* La risalita di acque sotterranee può trasportare e rimuovere i sedimenti del fondale marino creando i pockmark. La depressione creata dalla risalita di acque dolci necessita di un adeguato flusso e dovrebbe disgregare i sedimenti producendo nell'orlo della struttura una gradazione dei sedimenti.

*L'espulsione di gas interstiziali può verificarsi tramite 1) eruzione o 2) esalazione.*

1) Le eruzioni di gas episodiche sul fondo del mare, specialmente in acque profonde, richiedono lo sviluppo di adeguate quantità di gas in sovrappressione per la produzione di un evento eruttivo. I pockmark da eruzione dovrebbero avere orli che si elevano rispetto al fondo mare formati dal materiale espulso e una distinguibile coltre di materiale piroclastico, ma pochi pockmark mostrano queste caratteristiche (Hovland e Judd 1988). Esempi di pockmark attribuiti a questo tipo di meccanismo vengono dal Golfo del Messico, un noto reservoir di idrocarburi dove la sovrappressione è generata da grandi accumuli di metano (Prior et al. 1989).

2) Le esalazioni di gas a fondo mare potrebbero formare i pockmark se fossero presenti grandi quantità di gas sotto pressione. Questo processo è più probabile che si verifichi in siti dove vi sono idrocarburi termogenici, come ad esempio nel Mare del Nord (Hovland 1981), piuttosto che in siti con metano microbico. Le esalazioni di gas attraverso il fondo mare tengono in sospensione il sedimento fine e lasciano i sedimenti selezionati all'interno del pockmark. L'avvezione del metano al fondo del mare potrebbe indurre la colonizzazione e la crescita delle comunità chemiosintetiche e favorirebbero la formazione di croste carbonatiche derivate dal metano (Hovland et al 1987; Paull et al. 1995).

*L'espulsione di acqua interstiziale durante la compattazione (pore water escape during sediment compaction).* L'acqua espulsa proveniente dalla disidratazione dei sedimenti argillosi può creare una classazione nel sedimento e la formazione di depressioni nel fondale marino con alla base sedimenti più grossolani che hanno una maggiore permeabilità. Queste strutture manterranno la loro forma per l'elevata permeabilità, fin quando ci saranno sedimenti disponibili per la disidratazione che crea il flusso necessario per la classazione dei sedimenti (Harrington, 1985).

*Sedimenti trasportati passivamente dai gas idrati (sediment rafting by methane gas hydrates).* La formazione di una fase solida galleggiante meno densa rispetto all'acqua di mare potrebbe agire per allontanare i sedimenti dal fondo del mare. I gas idrati a causa della loro densità ( $0.91 \text{ g/cm}^3$ ) galleggiano nell'acqua di mare e potrebbero allontanare quindi i sedimenti ad essi uniti. Nel tempo questo processo potrebbe formare i pockmark. Questo meccanismo di formazione potrebbe non causare il selezionamento dei sedimenti

all'interno dei pockmark. I sedimenti ai bordi o nelle vicinanze delle strutture non sono previsti da questo meccanismo, per cui i sedimenti che vengono trasportati (trascinati) possono essere depositati lontano dalla zona dei pockmark. Tuttavia, sebbene osservazioni frequenti di zone di wipe-out nei profili sismici superficiali suggeriscono che il metano è abbondante nei sedimenti superficiali del margine continentale, gli idrati di metano non possono formarsi sulla piattaforma continentale e sulla scarpata superiore perché le condizioni di pressione-temperatura sono inappropriate (Sloan 1990). Così, è molto improbabile che idrati di metano svolgono alcun ruolo nella formazione dei pockmark sulla piattaforma continentale e sulla scarpata superiore, anche nell'Artico.

Un altro meccanismo di formazione dei pockmark alle alte latitudini, proposto da Paull et al., (1999), richiede una lenta risalita di acque dolci e temperature al fondo del mare inferiori a 0°C. In queste condizioni le acque interstiziali dolci congelerebbero creando i pockmark. Questo ghiaccio che ha una densità inferiore rispetto all'acqua marina può sollevare e trasportare i sedimenti fuori dai pockmark, come nel caso dei gas idrati trasportati passivamente. Le strutture così create perdurano se la formazione di ghiaccio supera il tasso di sedimentazione, altrimenti vengono obliterate.

*Collasso dei sedimenti.* Se la concentrazione del metano nelle acque supera il livello di saturazione si formano bolle di gas che si accumulano nei livelli più permeabili superficiali. Inoltre anche i livelli più profondi possono contenere gas che tendono a migrare verso l'alto ed insieme ai precedenti possono formare reservoir in zone più elevate, come gli alti morfologici e le spalle dei canali, fin quando la pressione litostatica sarà maggiore rispetto alla pressione del gas. Se l'equilibrio cambia o per via della diminuzione della pressione litostatica o per l'aumento della pressione del gas, il reservoir si svuota rapidamente ed i sedimenti che si trovano al di sopra dello stesso collasseranno (fig.1.7.2.3), producendo delle bolle di gas all'interfaccia acqua-sedimento (Wessels et al., 2010).

*Faglie da compattazione.* I pockmark si formano in aree dove nei livelli poco profondi costituiti prevalentemente da argille si formano faglie sub-verticali (polygonal fault) in risposta ai processi di dewatering e compattazione. Infatti le faglie da compattazione associate al dewatering di argille superficiali sottopressione possono essere le vie di migrazione dei fluidi che sono necessari per la formazione dei pockmark (Cartwright, 1996; Lonergan et al., 1998; Gay et al., 2004; Pilcher et al., 2007). Si è visto che questo meccanismo di formazione produce strutture con diametri inferiori ma con un'elevata densità, mentre in aree dove si riconoscono i pockmark con diametri maggiori e densità

minori non si riconoscono livelli argillosi che subiscono dewatering e di conseguenza non sono presenti discontinuità legate alla compattazione dei sedimenti che permettono la risalita dei fluidi in questi livelli. In questi casi il fattore di controllo si crede essere quello tettonico. I pockmark, così formati, sono limitati alle aree che presentano bruschi cambiamenti della geologia sottostante e quindi sono meno comuni, ma più grandi.

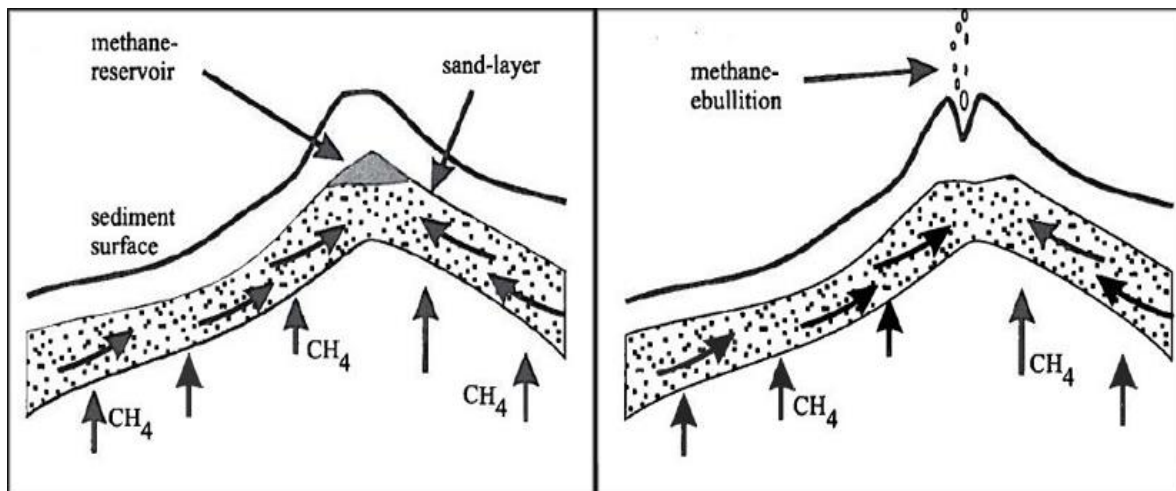


Figura 1.7.2.3 - Lo schema mostra la migrazione di metano in alti morfologici, l'accumulo in livelli più permeabili, la fuga dello stesso che crea collasso dei sedimenti e bolle di gas all'interfaccia (Wessels et al., 2010).

Alcuni dei pockmark che si trovano sulla scarpata superiore del margine continentale sud occidentale africano (Gabon) mostrano inoltre una relazione con le faglie attive (Pilcher et al., 2007). Pilcher et al., nel 2007 per la prima volta utilizzano il termine “mega-pockmark” per descrivere le strutture con dimensioni che erano state trovate nell'offshore di Gabon. Essi si trovano a profondità comprese tra 540 m e 1860 m e raggiungono diametri di 1500 m e profondità di 150 m. Affinché si creino strutture così grandi sono ritenuti necessari i sedimenti fini non consolidati e un persistente apporto di fluidi.

*Faglie listriche da slump (piani di distacco).* In aree soggette ad instabilità gravitativa dove si sviluppano faglie listriche da slump, la locale stratigrafia viene ruotata e cambia immersione, di conseguenza anche i livelli superficiali in sovrappressione sono dislocati e ruotati. Questo fa sì che il livello in sovrappressione, che si trova nel blocco di letto, risentirà di un carico litostatico minore, cosicché lungo la verticale rispetto al punto di cut-off del blocco di letto si possono formare i pockmark (fig.1.7.2.4), perché da qui migrano i fluidi (Pilcher et al., 2007).

L'esistenza di più piani di distacco la cui direzione di movimento è uguale alla direzione di massima pendenza della scarpata, crea allineamenti di pockmark lungo la scarpata. Questi durante la loro evoluzione possono coalescere generando solchi e canali (fig.1.7.2.5); in questo modo risulta difficile distinguere le singole strutture (Pilcher et al., 2007).

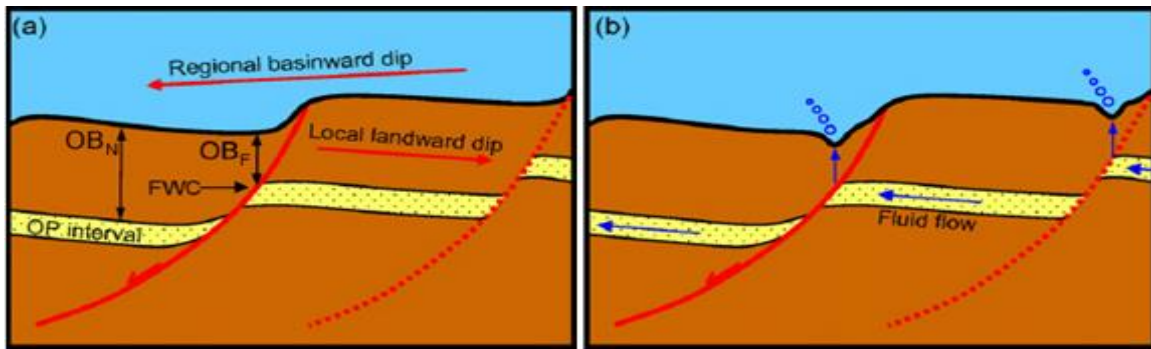


Figura 1.7.2.4 - Lo schema mostra la formazione dei pockmark in corrispondenza di faglie listriche (Pilcher et al., 2007).



Figura 1.7.2.5 - Pockmark allineati e gullies nell'offshore del Gabon (Pilcher et al., 2007).

Inoltre i pockmark si possono trovare allineati o lungo la direzione di faglie trascorrenti che fungono da via preferenziale per la risalita dei fluidi (Fader, 1991; Soter, 1999; Hovland and Judd, 1988) o associati a tettonica distensiva nel blocco di tetto (Maestro et al., 2002), formati con lo stesso meccanismo spiegato precedentemente per le strutture che si formano in aree soggette a scivolamenti.

Altri meccanismi di formazione sono legati all'attività antropica che disturba il fondale marino riducendo localmente la pressione litostatica che permette la risalita di fluidi. Questo processo può essere causato dalla pesca a strascico, dal dragaggio, dal prelievo dei sedimenti, dall'ancoraggio, dalle eliche, e così via (Fader, 1991; Hovland and Judd, 1988). Attraverso l'interpretazione del modello morfo-batimetrico tutte le depressioni circolari trovate in ambiente sommerso vengono definite pockmark. Tuttavia la definizione classica di queste strutture invoca meccanismi di erosione ad opera della risalita di fluidi, ma non tutte le strutture ispezionate anche per mezzo dei profili sismici a riflessione, esibiscono evidenze di riflettori troncati, bensì alcune di queste mostrano in sezione riflettori con la tipica forma a V, che si mantengono in profondità sino a 300-500 ms e che hanno una buona continuità laterale. Per via della natura non erosiva alcuni autori li hanno definiti "pockform" (Iglesias et al., 2010) ed hanno invocato altri meccanismi di formazione così



come: la dissoluzione di alcuni livelli delle evaporiti messiniane che fa sì che i sedimenti al di sopra collassino (Bertoni and Cartwright, 2005), la tettonica salina (Underhill, 2009; Ferrer et al., 2008); di origine sedimentaria (Iglesias et al., 2010) e cioè di deposizione di sedimenti in una zona compresa tra due alti relativi del substrato, la cui evoluzione è controllata dall'interazione della tettonica e delle variazioni del livello del mare, per cui non li identificano come pockmark allungati (fig. 1.7.2.6) ma come ciò che rimane di un canale sepolto, o strutture associate a frane sepolte (fig. 1.7.2.7);

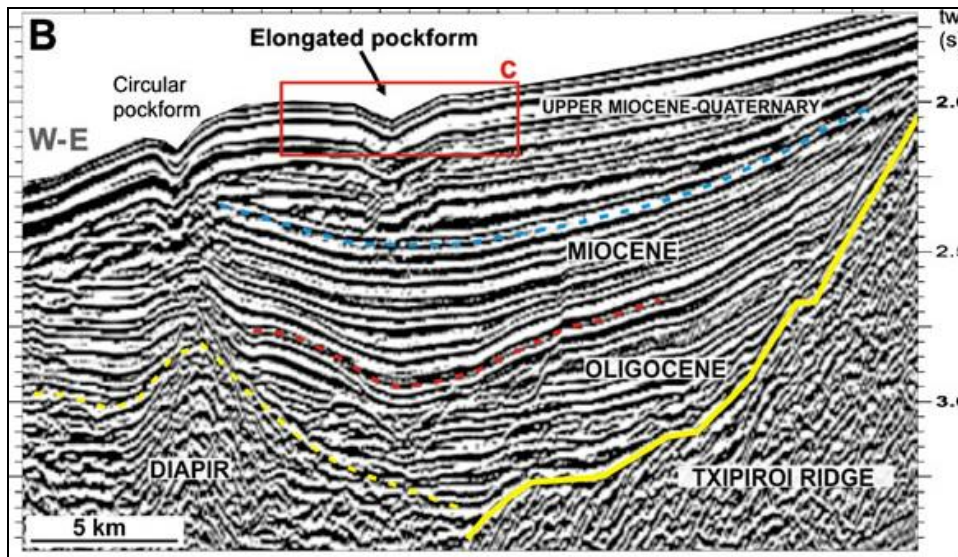


Figura 1.7.2.6 - Visione in sezione di pockform allungati (Iglesias et al., 2010)

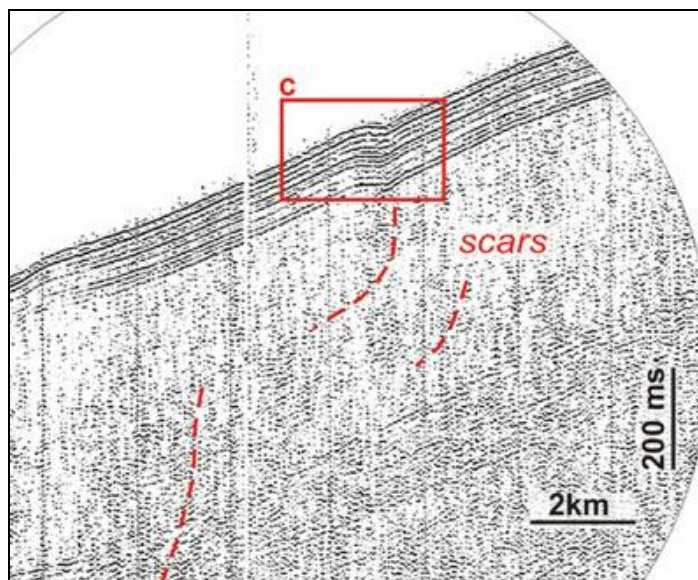


Figura 1.7.2.7 - Pockform associati a frane (Iglesias et al., 2010)

di origine strutturale poiché si è notato che l'ubicazione e la geometria di queste strutture simula quella del basamento deformato su cui poggiano; di origine legata alla presenza dei fluidi (Iglesias et al., 2010), intendendo la loro formazione inizialmente legata alla presenza di fluidi provenienti probabilmente dai diapiri di sale, poiché si riconoscono riflettori troncati nel tardo miocene al top dei diapiri, e il perpetuarsi della forma a causa

della sedimentazione plio-quadernaria, caratterizzata da fanghi depositati dal trasporto a bassa energia (flussi gravitazionali diluiti) e da fanghi emipelagici (Faugères et al., 2002; Gonthier et al., 2006; Iglesias et al., 2008).

Le depressioni circolari con diametro da qualche centimetro a centinaia di metri si formano anche in ambiente emerso dove prendono genericamente il nome di sinkhole (fig. 1.7.2.8). Queste depressioni sono causate da una qualche forma di collasso dello strato superficiale. Vengono distinti in relazione al meccanismo genetico (Kearey, 2001) in: *Sinkhole da dissoluzione*, quando si originano in terreni carsificabili per dissoluzione chimica dei materiali ad opera delle acque circolanti;



**Figura 1.7.2.8 - Esempi di Sinkole naturali**

*Sinkhole da collasso*, quando sono dovuti al crollo delle volte di cavità ipogee ed in questo caso avvengono in modo repentino; *Sinkhole in terreni sciolti*, si formano quando spessori consistenti di materiali incoerenti sovrastano substrati carsificabili. Si formano delle strutture imbutiformi dai fianchi instabili che si allargano ed approfondiscono per crolli

successivi. La velocità evolutiva, e l'entità del dissesto, sono variabili passando da una subsidenza lenta e progressiva ad un vero e proprio crollo.

I sinkhole dovrebbero la loro origine a fenomeni di erosione inversa da parte di fluidi che risalgono dal basso attraverso fratture e discontinuità nei terreni interessati. All'azione di dissoluzione chimica si associano, nel caso di materiali scarsamente coerenti, fenomeni meccanici di *suffosione* (piping).

La maggior parte dei pockmark sono associati a gas interstiziali. In alcuni casi, il metano è stato misurato direttamente nei sedimenti (Whiticar e Werner 1981), ma più spesso la presenza di gas all'interno dei sedimenti è dedotta attraverso il riconoscimento di zone acusticamente torbide (Schubel 1974) o wipe-out sui profili sismici ad alta risoluzione (Nelson et al 1979. Hovland 1983, 1991; Hovland et al 1984, 1987; Knebel e Scanlon 1985; Solheim e Elverhoi 1993; Kelley et al 1994). Le bolle di gas all'interno di sedimenti producono forti contrasti di impedenza acustica, che rendono questi orizzonti molto riflettenti. In alcuni siti dove sono presenti i pockmark, sono state rilevate anomalie di backscatter acustici nella colonna d'acqua sovrastante (Hovland e Judd 1988; Kelley et al 1994; Paull et al 1995), che sono state interpretate come plume che risalgono dal fondo marino. Tuttavia, molti crateri sottomarini non si trovano in siti noti per la presenza di idrocarburi, dove ingenti volumi di gas termogenico sono presenti nel sottosuolo.

Il metano è trasportato dai sedimenti alla colonna d'acqua essenzialmente attraverso due processi: la diffusione (che non disturba i sedimenti sottostanti) e l'avvezione.

I pockmark si riconoscono in aree interessate da frane sottomarine, adiacenti alla scarpata principale di frana in sedimenti non consolidati, come Storegga, nell'offshore della Norvegia, Slide Humbolt, al largo della California, e Blake Ridge, al largo della Carolina del Nord (Baraza et al. 1999; Bouriak et al. 2000; Dillon et al. 1998; Gardner et al. 1999; Ivanov et al. 2000; Yun et al. 1999 ; Hovland & Orange 2001). Sono indicatori di zone di risalita di fluidi (in sovrappressione) nel fondo del mare, e possono fornire informazioni su variazione di pressione, che possono essere utili per il controllo della stabilità in aree soggette a scivolamenti. Tuttavia solo con un monitoraggio costante dei pockmark e delle pressioni dei gas si possono avere i dati necessari alla previsione di future condizioni di pericolo.

Pockmark si sono formati in aree di delta fluviali nella regione del Puget Sound (Stati Uniti), in cui nel 2001 si verificò un terremoto di magnitudo 6,8 (Gardner et al. 2001).

Potenziati eruzioni e risalite di fluidi, associate a frane sottomarine e a tsunami (Driscoll et al., 2000), sono stati riconosciuti vicino a fratture en echelon o depressioni sulla scarpata

continentale al largo della costa medio-atlantica degli Stati Uniti e in Nuova Guinea (Pratson, 2001; Tappin et al., 2001).

Oltre alla grande quantità di getti d'acqua e vulcani di sabbia che si formano in terra durante i terremoti in Giappone (Tohno & Shamoto 1986), diverse osservazioni suggeriscono che i pockmark entrano in attività prima e durante i terremoti, e vi è generalmente un più elevato tasso di risalita di gas dal fondo del mare durante i terremoti (Dando et al. 1995).

Dati acquisiti prima e dopo il terremoto del nord della California nel 1980 hanno mostrato che una serie di dorsali, mound e pockmark si erano formati sul fondo del mare, così come un gran numero di bocche da cui fuoriusciva gas (Hovland e Judd, 1988).

Un aumento della risalita dei gas dai pockmark ubicati a 15 m dal fondo mare, accompagnato dall'aumento di temperatura, si è registrato anche prima e dopo il terremoto di Patrasso del 1993 (Hasiotis et al.1997; Soter 1998). Altri effetti insoliti furono bolle sulla superficie dell'acqua, inconsueta abbondanza di pesce, onde di grandi dimensioni, presenza di gas nei sedimenti e nella colonna d'acqua. In questa regione grandi pockmark, con diametro di circa 80 m, si riconoscono parallelamente alla linea di costa, mentre un allineamento di pockmark più piccoli, che costituiscono un canale di degassamento durante gli eventi sismici, coincide con una grande faglia (Soter, 1998).

Le osservazioni di attività di pockmark e degassamento prima, durante e immediatamente dopo terremoti portano ad una stretta relazione tra gas, risalite di fluidi e attività sismica. Uno dei motivi per cui i fluidi possono svolgere un ruolo rilevante nei terremoti è che tendono ad agire come lubrificanti nelle faglie (Kanamori & Brodsky, 2001). Le risalite di fluido devono anche svolgere un ruolo importante nello sviluppo di tsunami (Tappin et al. 2001).

Nelle zone in frana i pockmark sono evidenti solo sul fondo del mare indisturbato, poiché il materiale franato è così disturbato e disorganizzato che la loro presenza viene mascherata. Poiché le frane sono spesso innescate da terremoti, l'ubicazione dei pockmark sulla scarpata può essere di grande interesse. Una relazione tra risalite di fluidi e frane sottomarine è evidenziato dalla formazione di pockmark adiacenti e, talvolta, anche diapiri di fango e vulcani di fango.

I pockmark, poiché rappresentano una manifestazione superficiale di sovrappressione di fluidi (acquiferi confinati) e/o di sedimenti ricchi di gas, possono essere importanti per vari motivi. I fluidi che risalgono attraverso i pockmark, al contrario di quelli associati a vulcani di fango (Brown 1990), migrano molto lentamente verso la superficie. Quindi i

loro caratteri chimici possono cambiare durante la migrazione, stoccaggio temporaneo e remigrazione. Inoltre essi sono molto numerosi al di sopra di alcuni giacimenti di idrocarburi, e possono essere utilizzati come indicatori di accumuli di idrocarburi (Thrasher et al. 1996).

Tuttavia, sono anche indicatori di attività idraulica nel sottosuolo e di instabilità dei fondali marini, e quindi possono modificare le caratteristiche geotecniche importanti nella costruzione di manufatti in ambiente sottomarino (ad es. gasdotti). I pockmark possono anche indicare i siti di deflusso delle acque sotterranee in laghi e al largo dei litorali. Inoltre sono stati recentemente trovati in associazione con le grandi scogliere coralline di acque profonde (Hovland et al. 1998).

## 1.8 Strutture da trasporto gravitativo

Il trasporto gravitativo sottomarino produce strutture come *canyon*, canali e frane. I *canyon* sono incisioni sottomarine che si formano sulla scarpata continentale e possono avere un'evoluzione retrogressiva, testimoniata dall'erosione del ciglio della piattaforma, con il conseguente innesco di fenomeni franosi, o un'evoluzione *top-down* (progressiva), che si imposta in corrispondenza delle valli fluviali, favorita dall'azione delle correnti torbiditiche.

Tra i *canyon* sottomarini più conosciuti si ricordano il *canyon* di *Monterey*, nell'*offshore* della California, la cui evoluzione è tipicamente legata ai processi torbiditici innescati dall'attività del sistema fluviale presente a monte, e nell'area tirrenica i *canyon* di Stromboli, S. Vito e Gioia che invece si sviluppano anche in assenza di un sistema fluviale che li alimenti.

Le frane vengono classificate in funzione del tipo di movimento e dei caratteri litotecnici. Si possono presentare in corrispondenza delle testate e dei versanti dei *canyon* o delle strutture da risalita di fluidi.

Tra le frane più note si ricordano la frana complessa di *Humboldt* (Gardner *et al.*,1999), localizzata nel margine settentrionale della California, prodotta dall'interazione di più fattori, quali l'elevata sismicità, l'alto tasso di sedimentazione, la tettonica attiva, la presenza di numerosi *pockmark* etc. Nel Mediterraneo, invece, le evidenze maggiori provengono dall'*offshore* di *Antibes* (nei pressi di Nizza) e dall'*offshore* della Calabria.

### 1.8.1 Canyon sottomarini

I *canyon* sottomarini, costituiscono il più importante, anche se non il solo, tipo di valli e canali sottomarini, e le maggiori irregolarità morfologiche della scarpata continentale (Shepard & Dill, 1966). Essi appartengono a sistemi deposizionali complessi costituiti da scarpata-canyon-conoide-pianura sottomarina (fig. 1.8.1.1), ognuno dei quali è caratterizzato da dimensioni e da importanze differenti. In tale sistema il ruolo fondamentale di trasferimento dei sedimenti terrigeni, dalle aree di piattaforma verso le aree più profonde è svolto dai canyon, (Shepard, 1981; Durrieu de Madron, 1994; Lewis & Barnes, 1999; Mullenbach & Nittrouer, 2000; Schmidt et al., 2001; Canals et al., 2004; Gaudin et al., 2004; Mulder et al., 2004; Batzan et al., 2005) mentre quello di deposizione dalle conoidi, dove si possono formare reservoir di idrocarburi (Stow and Mayall, 2000). Il sistema canyon-conoide richiede tre condizioni: 1) una fonte adeguata di sedimenti, che può essere fornita dalla connessione diretta con un sistema fluviale, oppure da sabbie litorali in deriva catturate dalle testate dei canyon; 2) una zona di transito con elevata pendenza che permetta l'accelerazione dei flussi gravitativi e l'erosione dei canyon; 3) una zona meno acclive alla base della scarpata tale da permettere la deposizione dei sedimenti.

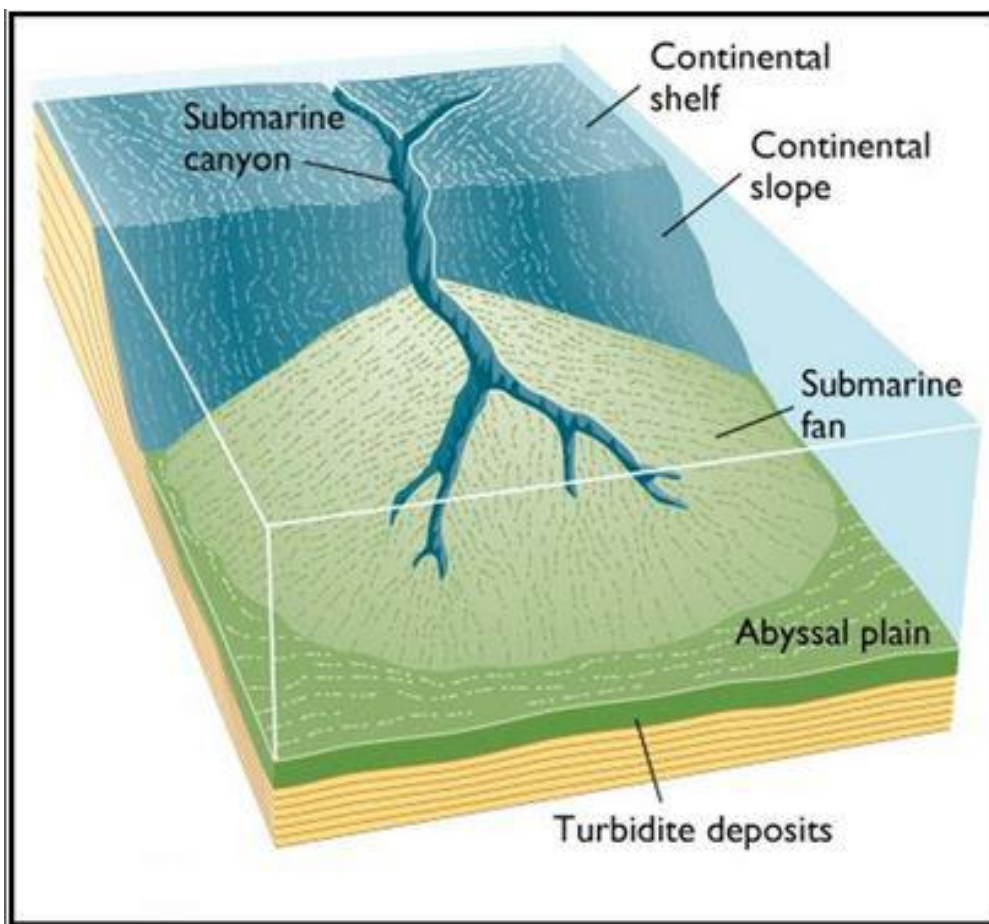


Figura 1.8.1.1 - Sistema deposizionale scarpata-canyon-conoide-pianura sottomarina.

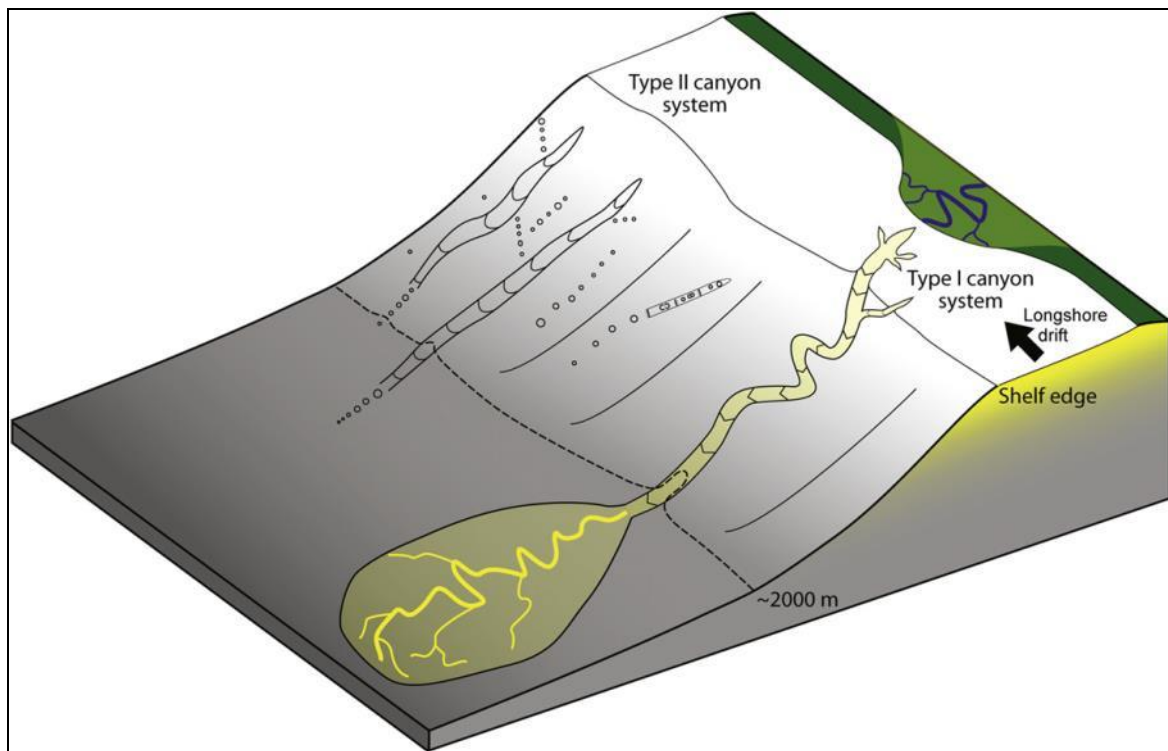
I canyon sottomarini sono caratterizzati da un profilo trasversale a V, da un andamento dell'incisione assiale (thalweg) da rettilinea a sinuosa, che si estende per molti chilometri e nella quale confluiscono i canali tributari, da fianchi alti anche centinaia di metri, generalmente molto acclivi.

La convergenza morfologica tra canyon sottomarini e valli fluviali ha indotto numerosi autori a ipotizzare che i canyon si fossero originati nel corso di fasi regressive pleistoceniche o mioceniche, in condizioni subaeree direttamente ad opera dei corsi d'acqua.

I canyon essendo delle strutture che persistono per decine di milioni di anni e che rivestono un ruolo importante nell'evoluzione del margine continentale, sono stati sempre studiati al fine di comprendere quale fosse il meccanismo di formazione. Inizialmente si riteneva che la formazione e l'evoluzione dei canyon fosse il risultato di un unico evento, riconducibile al potere erosivo dei fiumi durante i periodi di caduta eustatica (Spencer, 1903, Shepard, 1933), all'azione di acque sotterranee, con alto potere di dissoluzione (Johnson et al., 1967), all'uplift del margine (Bourcart, 1938), all'attività delle correnti oceaniche (Smith, 1902), all'azione di correnti di fondo o di onde di tempesta (Davis, 1934), all'azione di correnti torbiditiche (Kuenen, 1937), all'azione di tsunami (Bucher, 1940), a fasi di emersione, erosione e riempimento (Shepard, 1936). Successivamente, con l'introduzione di nuove tecnologie di indagine, e quindi con le nuove conoscenze sui canyon, si capì che la loro formazione doveva essere attribuita all'insieme di più processi e che il meccanismo di trigger cambiava a seconda se i canyon si sviluppavano incidendo il ciglio della piattaforma oppure se si formavano esclusivamente sulla scarpata continentale (fig. 1.8.1.2). Molti dei canyon che incidono il ciglio della piattaforma hanno alle loro spalle un sistema fluviale (Congo, Tago, Rio delle Amazzoni, Indo, Varo, Rodano, Ebro), questo ha fatto supporre in passato che fossero stati incisi in condizioni subaeree nelle fasi glaciali. Un'origine di questo tipo potrebbe essere ipotizzabile però, solo per le porzioni superiori dei canyon, mentre resterebbe aperta la questione dell'origine della porzione inferiore, poiché è rimasta sommersa anche durante i periodi di massimo abbassamento del livello del mare (150-200 m).

I fiumi certamente hanno favorito la formazione dei canyon, poiché durante le fasi di abbassamento del livello del mare aumenta il potere di incisione dei fiumi e i sedimenti erosi possono essere riversati sul ciglio della piattaforma, incrementando i fenomeni di instabilità e l'innesco di fenomeni gravitativi.





**Figura 1.8.1.2 - La figura mostra le due tipologie di canyon.**

Tuttavia non tutti i canyon sono collegati a corsi d'acqua subaerei, pertanto l'origine dei canyon sottomarini è da attribuire a processi subacquei di natura sia erosiva che deposizionale (Shepard, 1952). Nonostante le correnti di torbida sono ancora un meccanismo importante nella formazione e sviluppo dei canyon sottomarini, soprattutto per quelli che incidono la piattaforma e che hanno un sistema fluviale alle spalle, è necessario individuare altri meccanismi di formazione per spiegare la formazione dei canyon che nascono esclusivamente sulla scarpata continentale, a profondità maggiori delle massime cadute eustatiche o qualora i canyon non siano connessi ad un sistema fluviale.

I canyon si formano principalmente attraverso due processi: 1) instabilità gravitativa, con conseguente erosione della scarpata, legata a flussi torbidity solitamente connessi con una sorgente a terra; 2) instabilità gravitativa, con sviluppo retrogressivo lungo la scarpata continentale, associata a fenomeni franosi, dissociazione di gas idrati, fuoriuscite di fluidi in generale (allineamenti di pockmark sono stati suggeriti come precursori di incisioni canalizzate, Pilcher et al., 2007), terremoti e altri processi che creino instabilità gravitativa lungo la scarpata continentale (Schwab et al., 1993).

Il processo erosivo viene anche alimentato dalle forme di instabilità gravitativa che insistono lungo le pareti dei canyon, soprattutto nell'area di testata, a causa dell'elevata inclinazione che può facilmente superare l'angolo di riposo del sedimento. Il protrarsi del processo erosivo retrogressivo determina l'avanzamento della testata lungo la scarpata

continentale e quando la testata raggiunge la piattaforma il processo tende ad arrestarsi o comunque a diminuire in frequenza (Pratson et al., 1994; 1996).

Inoltre, dai modelli proposti in letteratura si deduce che l'attività di un canyon sottomarino è maggiore qualora il sistema sia collegato direttamente con una specifica sorgente fluviale in grado di generare flussi turbolenti (Pratson et al., 1996; Baztan et al., 2005) o flussi iperpicnali (flusso a densità più alta di quella del bacino ospitante) che aumentino il trasporto sedimentario lungo il fondale marino (Normark & Piper, 1991; Mulder & Alexander, 2001).

Nonostante la maggior parte dei canyon siano connessi spazialmente con la foce di un fiume (Twichell et al., 1977) sono pochi i canyon la cui testata arriva ad incidere profondamente il ciglio della piattaforma continentale. Tale osservazione ha suggerito che i canyon che incidono la piattaforma continentale si formino a partire dai canyon confinati lungo la scarpata continentale attraverso processi di erosione retrogressiva (Twichell & Roberts, 1982), cosicché, nell'evoluzione di un canyon, la rottura del ciglio della piattaforma rappresenta il passaggio da uno stadio giovanile ad uno stadio maturo (Popescu et al., 2004). Sebbene la maggior parte dei canyon che si sviluppano in corrispondenza di fiumi non hanno evidenze di incisione sul ciglio della piattaforma, Lo Iacono et al., 2011, mostrano grazie all'interpretazione di profili sismici a riflessione sulla piattaforma continentale del margine nord siciliano, un esempio dove è ben evidente la correlazione tra il Canyon Oreto, la cui testata incide il ciglio della piattaforma, una valle incisa formatesi durante la fase di abbassamento del livello del mare e successivamente colmate dai depositi di risalita e il fiume Oreto, favorendo l'ipotesi di connessione tra il fiume e il canyon, durante il Last Glacial Maximum.

L'assetto tettonico e strutturale è un altro importante fattore genetico che può influenzare la formazione dei canyon sottomarini, in quanto le zone deformate e i lineamenti tettonici predispongono il substrato all'erosione e guidano gli andamenti dei canyon e la loro posizione lungo la scarpata (Shepard & Dill, 1966; Hagen et al., 1996; Ridente et al., 2007, Lo Iacono et al., 2013).

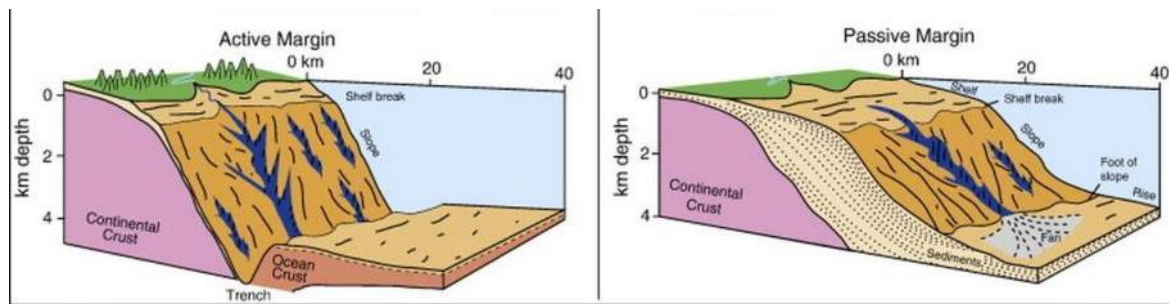
L'assetto tettonico è un fattore di controllo così importante che è possibile effettuare una ulteriore distinzione tra i canyon che si sono formati lungo i margini passivi stabili e quelli che si sono formati lungo i margini tettonicamente attivi. I primi presentano generalmente un andamento prettamente rettilineo, ad eccezione del settore profondo della scarpata continentale a minor gradiente, dove si sviluppano i canali meandriiformi a loro associati

(Greene et al., 1991) e sono associati a grandi conoidi, mentre i canyon che si sviluppano lungo i margini attivi presentano una maggiore e più complessa varietà di morfologie.

Infine, l'assetto tettonico oltre a condizionare la posizione in cui si sviluppano i canyon esercita un forte controllo anche sulla morfologia e sulla loro evoluzione (Hagen et al., 1996; McHugh et al., 1998; Kukowski et al., 2001; Greene et al., 2002; Laursen and Normark, 2002; Soh and Tokuyama, 2002; Hsyghe et al., 2004; Mountjoy et al., 2009; Lo Iacono et al., 2013).

### Morfologie caratteristiche dei canyon

I canyon formandosi in differenti tipologie di margine sono molto condizionati dall'ambiente in cui si originano e si sviluppano (fig.1.8.1.3), comunque tutti i canyon presentano elementi

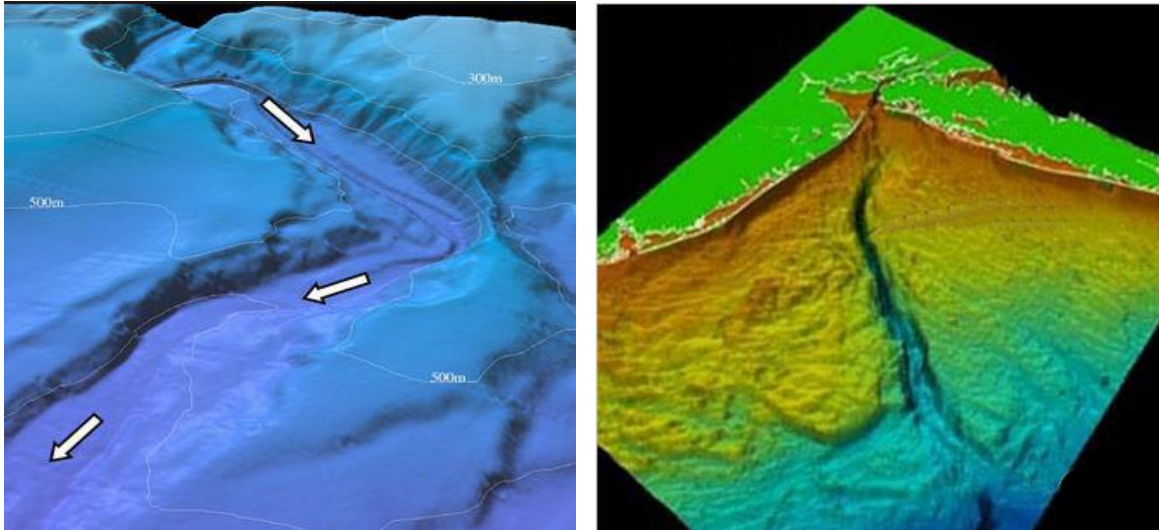


**Figura 1.8.1.3 - Canyon che si sviluppano in differenti tipologie di margine.**

comuni, quali testata, fianchi, thalweg, frane, canali minori e terrazzi intracanal. I canyon sottomarini sono caratterizzati da un profilo trasversale a V, da un andamento dell'incisione assiale (thalweg) da rettilinea a sinuosa, che si estende per molti chilometri e nella quale confluiscono i canali tributari, da fianchi alti anche centinaia di metri, generalmente molto acclivi.

I canyon sottomarini si impostano su qualsiasi tipo di substrato, dai sedimenti sciolti (Stromboli Canyon, Gabbianelli et al., 1996) alle rocce cristalline (Monterey Canyon, Greene et al., 2002), e presentano in via generale un andamento normale rispetto alla scarpata continentale, con sviluppo da rettilineo a meandriforme, anche se i canyon che hanno un forte controllo tettonico possono cambiare più volte la loro direzione (fig. 1.8.1.4).

La sinuosità del thalweg è controllata, oltre che da fattori esterni quali lineamenti tettonici o depositi di frana (es. Monterey Canyon, Greene et al., 2002), dal tipo di flussi sedimentari interni al canyon, dalla natura dei sedimenti trasportati, dal volume e dalla frequenza dei flussi (Babonneau et al., 2002).



**Figura 1.8.1.4 - Differenti andamenti dei canyon.**

La zona di testata dei canyon presenta una forma ad anfiteatro (Belderson & Kenyon, 1976; Lewis & Barnes, 1999; Gardner et al., 2003; Puig et al., 2003; Cunningham et al., 2005) o una geometria a “nastro” (Popescu et al., 2004; Chiang & Yu, 2006) soprattutto in corrispondenza di fianchi con pendenze elevate (Kenyon et al., 1978; Pratson et al., 1996).

I fianchi dei canyon sono generalmente acclivi, soprattutto nelle porzioni maggiormente attive, e soggetti ad un intenso processo erosivo ad opera di frane, correnti di torbida e fuoriuscite di fluidi (Orange et al., 1999). La morfologia dei fianchi conferisce ai canyon una geometria della sezione trasversale a “V” erosiva, nell’area di testata e nel settore meno profondo più acclive, che passa ad una geometria “U” a profondità maggiore, dove diminuisce il gradiente della scarpata continentale e la capacità erosiva dei flussi sedimentari.

Lungo i fianchi dei canyon sono spesso presenti elementi morfologici a scala minore, tra i quali superfici sub-pianeggianti sospese a diverse altezze dal fondo dei canyon, che conferiscono ai fianchi una geometria a “gradinata” (Babonneau et al., 2004). Queste sono morfologicamente simili ai terrazzi osservati nei sistemi fluviali ma si originano a partire da diversi modelli di formazione (Gaudin et al., 2006) e sono riconducibili ad antichi corsi dei canyon, abbandonati a causa di variazioni glacio-eustatiche o attività tettonica o per variazioni dei parametri interni dei flussi sedimentari (Pichevin et al., 2003). Infatti il cambiamento di uno di questi parametri può determinare una fase di non equilibrio al quale il sistema può rispondere attraverso un processo di approfondimento e migrazione laterale o di deposizione con formazione per esempio degli inner levee. In particolare, in alcuni casi i terrazzi o meandri abbandonati possono essere il prodotto di processi auto-ciclici, come la deviazione del corso per la presenza di depositi gravitativi (Mulder et al., 2006).

La presenza di terrazzi o meandri abbandonati a diverse profondità lungo i fianchi dei canyon testimonia la natura polifasica dei canyon sottomarini (Trainer et al., 2001; Pichevin et al., 2003; Gaudin et al., 2006; Mulder et al., 2006).

Lungo il fondo dei canyon è frequente la presenza di un ulteriore elemento morfologico a scala minore, costituito dai gradini morfologici o knickpoint (Greene et al., 2002, Soh et al., 2002) orientati trasversalmente all'asse dei canyon, riconducibili a processi erosivi differenziali del thalweg dovuti a trasporto di fondo, alla presenza di lineamenti tettonici, ad alti di basamento o a processi di avulsione. Nella maggior parte dei sistemi, i gradini morfologici o knickpoint coincidono con repentine variazioni del gradiente del thalweg. Alla base dei gradini morfologici sono spesso presenti delle zone depresse o plunge-pool (depressioni) interpretate da Lee et al. (2002) come il prodotto erosivo-deposizionale dei flussi in transito all'interno dei canyon. Lo scalzamento alla base dei gradini, testimoniata dalla presenza diffusa di plunge-pool (Carres et al., 2002), attesta la continua azione erosiva dei flussi sedimentari che porta nel tempo alla regressione delle strutture (Lee et al., 2002, Mitchell, 2006; Henio & Davis, 2007).

Inoltre, lungo il fondo dei canyon sono talvolta presenti forme di fondo sia trasversali che longitudinali rispetto all'orientazione dei canyon. Le forme di fondo trasversali, sono caratterizzate da creste sinuose e da una lunghezza d'onda dell'ordine del centinaio di metri (Malinverno et al., 1988), mentre quelle longitudinali sono bande orientate parallelamente al canyon, sviluppate solitamente dove il percorso del canyon si presenta più regolare attraverso un processo di redistribuzione del sedimento da parte delle correnti tidali (Shanmugam, 2003).

Infine lungo i margini dei canyon sottomarini sono spesso presenti strutture arginate, formate a partire da eventi di tracimazione della porzione superiore delle correnti di torbida canalizzate. Le strutture arginate si presentano asimmetriche e maggiormente sviluppate lungo il margine destro (se ci troviamo nell'emisfero boreale), a causa della forza di Coriolis che agisce sui flussi canalizzati (Menard, 1955).

### 1.8.2 Frane Sottomarine

Con il termine di frana si indicano tutti i fenomeni di caduta e i movimenti di masse rocciose o di materiali sciolti, per effetto della forza di gravità (Varnes, 1958; Skempton & Hutchinson, 1969). Sono fenomeni che esplicano un ruolo molto importante nella morfo-evoluzione dei versanti.

In una frana si possono riconoscere varie parti (fig. 1.8.2.1):

Coronamento (1) che rappresenta il materiale rimasto in posto, a monte della scarpata principale. Può risultare indisturbato oppure presentare fratture radiali o parallele alla scarpata principale.

Scarpata principale (2) : una superficie generalmente ripida, delimitata a monte dal coronamento e a valle dal materiale in frana. La scarpata principale si prolunga al di sotto del materiale in frana costituendo la superficie di rottura.

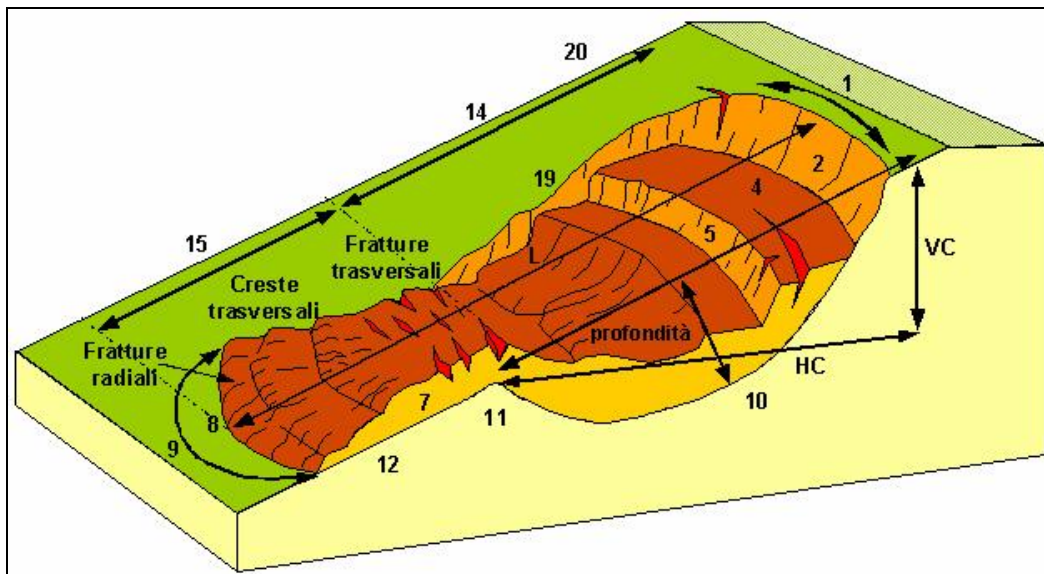


Figura 1.8.2.1 - Rappresentazione schematica di una frana.

Testata (4) la parte sommitale del materiale di frana a contatto, a monte, con la scarpata principale.

Scarpata secondaria (5) superficie sub-verticale, a valle della scarpata principale, che disloca il materiale in frana. È prodotta da movimenti differenziali all'interno della massa in frana.

Superficie di rottura o di scivolamento (10) superficie lungo la quale si verifica il movimento delle due parti a contatto (corpo di frana e materiale in posto).

Piede (7) la parte del materiale in frana a valle del margine inferiore della superficie di rottura o scivolamento.

Corpo principale è costituito dalla parte del materiale spostato che ricopre la superficie di rottura, tra la scarpata principale e il margine inferiore della superficie di rottura (11).

Unghia di frana (9) è l'area frontale del materiale in frana, situata alla maggior distanza dalla scarpata principale.

Punto inferiore (8) il punto dell'unghia di frana situato alla maggior distanza dal punto sommitale della frana (coronamento).

Superficie di separazione (10 + 12) che separa il materiale in frana dal materiale in posto, indipendentemente dal fatto che lungo di essa vi sia stata o meno rottura.

Fianco (19) lato della frana. I termini destro e sinistro vanno riferiti a chi guarda la frana dal coronamento verso valle.

Zona di distacco è l'area entro la quale il materiale in frana si trova ad una quota inferiore rispetto alla superficie originaria del versante.

Zona di accumulo (7) è l'area entro la quale il materiale in frana si trova ad una quota superiore rispetto alla superficie originaria del versante (definizione simile al piede).

Le cause dei movimenti franosi, costituite da tutte le azioni che turbano gli equilibri naturali di un pendio, possono essere distinte in: cause predisponenti e cause determinanti.

Le cause predisponenti sono quelle connesse ai fattori geologici, morfologici, idrogeologici: quali la forma e le dimensioni dei corpi geologici, i rapporti con quelli adiacenti, i tipi litologici, la giacitura degli strati, lo stato di fratturazione e di alterazione delle rocce, la permeabilità, la pendenza dei versanti.

Le cause determinanti sono quelle che determinano in un dato momento l'alterazione degli equilibri naturali, quali: aumento del peso specifico, aumento dell'inclinazione del pendio, aumento di carico, aumento del livello di falda, diminuzione della coesione, come le sollecitazioni sismiche, quelle provocate da valanghe e da masse rocciose in movimento, da vibrazioni artificiali dovute a lavori di cava o miniera (ad esempio uso di esplosivi) o al transito di mezzi pesanti e, non da ultimo, le azioni di diboscamento e di scavo.

La forza-peso  $P$  di una particella di terreno che poggia su di una superficie si può scomporre in due parti: una (A) che preme sulla superficie di contatto e che, favorendo il grado di adesione o di incastro della particella, aumenta la resistenza per attrito, e un'altra (B) che invece tende a farlo muovere e che viene detta forza di taglio (fig. 1.8.2.2).

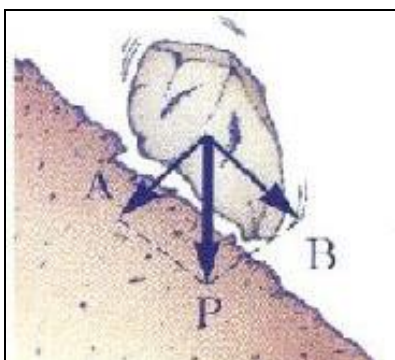


Figura 1.8. 2.2 - Scomposizione della forza

La classificazione delle frane comunemente più utilizzata è quella proposta da D.M. Cruden & D.J. Varnes (1996) secondo cui i fenomeni franosi sono distinti in base a due parametri fondamentali: 1) natura del materiale coinvolto (roccia, detrito e terra); 2) tipologia del movimento di massa (fig. 1.8.2.3):

- Crollo (fall): fenomeno che inizia con il distacco di terra o roccia da un pendio molto acclive o verticale lungo il quale lo spostamento di taglio è nullo o limitato. Il materiale si muove quindi nell'aria per caduta libera, poi prosegue il suo moto per rimbalzo e/o rotolamento.
- Ribaltamento (topple): rotazione in avanti, verso l'esterno del versante, di una massa di terra o roccia, intorno ad un punto o ad un asse situato al di sotto del centro di gravità della massa spostata.
- Scivolamento: Implica il movimento di materiale per scorrimento lungo uno o più piani di scivolamento. In relazione alle caratteristiche geometriche della superficie di scivolamento si suddividono in: scivolamenti rotazionali e scivolamenti traslazionali. Entrambe le tipologie di scivolamento possono evolvere in crolli oppure in colamenti. Gli scivolamenti di tipo rotazionale avvengono lungo una superficie curva di neoformazione e sono per lo più tipici di materiali omogenei. Gli scivolamenti traslazionali avvengono per lo più lungo una superficie piana e/o debolmente ondulata impostata in corrispondenza di piani strutturali o stratigrafici, contatti tra coperture e substrato roccioso, ecc.).
- Espansione laterale: la modalità di movimento dominante è rappresentata da uno spostamento laterale di blocchi "svincolati" mediante fratture di taglio e/o trazione. I movimenti avvengono lungo un piano di taglio basale, spesso identificabile al passaggio tra litologie a diversa competenza.
- Colamenti Secondo quanto descritto da Varnes (1978), possono includere tipologie abbastanza differenti in funzione delle caratteristiche dei materiali coinvolti (flussi in terreni asciutti e umidi o in substrato roccioso), delle morfologie ad essi connesse e delle velocità di movimento (da lentissimi movimenti di flusso o *creep* in roccia a estremamente veloci per fenomeni di liquefazione e colamento). Le superfici di scorrimento nella massa in movimento non sono generalmente visibili, oppure hanno breve durata.
- Fenomeni complessi: risultano dalla combinazione di due o più tipi di movimento.



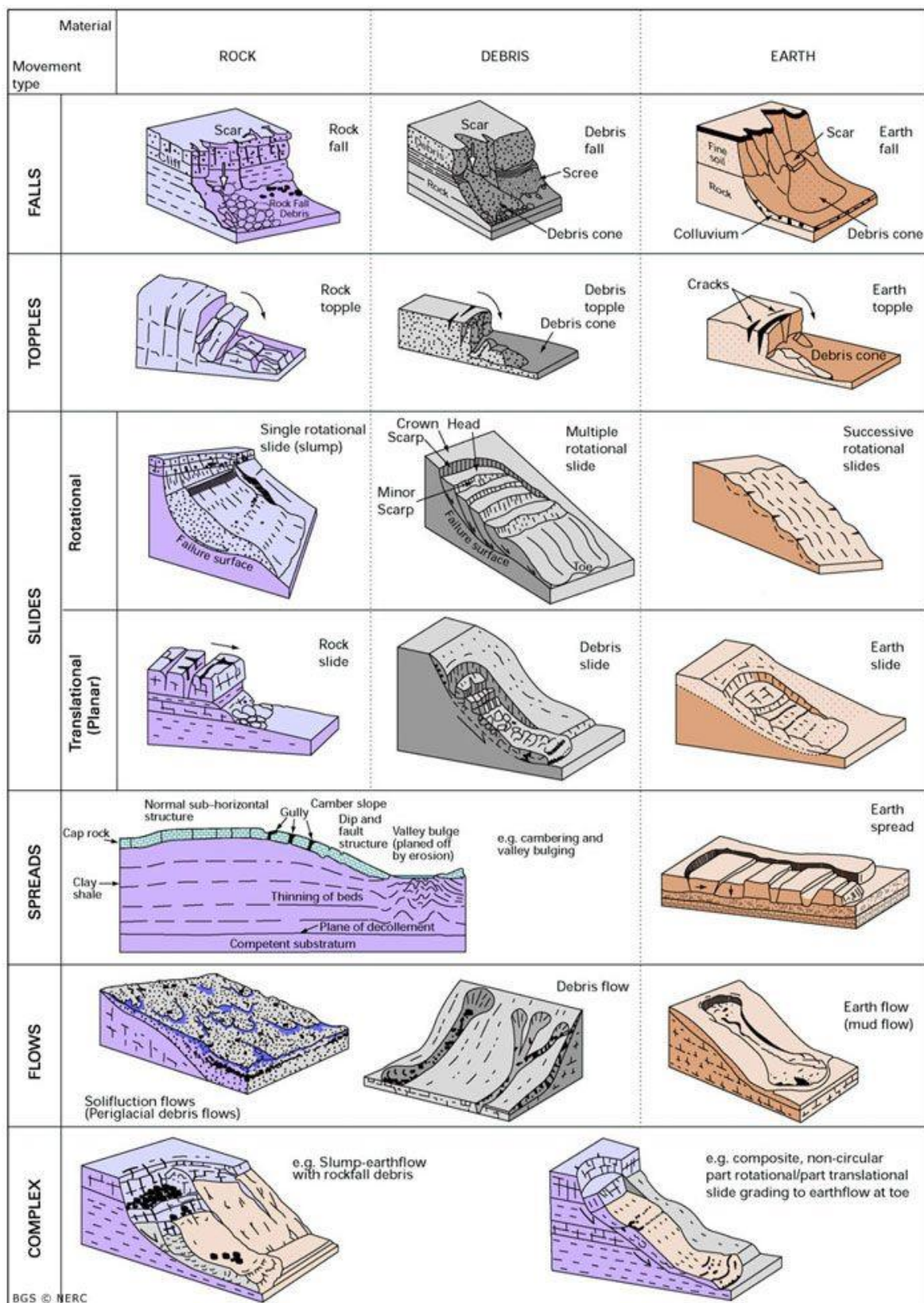


Figura 1.8.2.3 - Classificazione dei movimenti franosi proposta Cruden D.M. & Varnes D.J. (1996)

Con il termine frane sottomarine si indicano tutti i movimenti di masse rocciose o di materiali sciolti, lungo una superficie di scivolamento e rappresentano uno dei principali processi di trasporto dei sedimenti lungo i margini continentali (Haflidason et al. 2004).

Le frane sottomarine costituiscono elementi di pericolosità perché oltre a condizionare la morfodinamica dei fondali marini in alcuni casi possono determinare tsunami o arrecare danni irreparabili sia alle strutture di perforazione che ai sistemi di trasporto di gas e olio (le cosiddette *pipelines*).

Le frane sottomarine si caratterizzano per il fatto che l'ambiente in cui si sviluppano è saturo di acqua e che il materiale coinvolto è generalmente sciolto o poco cementato.

La classificazione delle frane sottomarine è molto complessa a causa della non diretta osservazione del fenomeno.

Molti autori hanno proposto differenti tipi di frane sottomarine e le loro relative caratteristiche. Schwarz (1982) e Prior (1984) hanno proposto uno schema di classificazione nel quale il concetto di scivolamento che evolve a flusso (*slide to flow*) è un processo continuo, mentre Locat and Lee (2000) hanno classificato scivolamenti e flussi come differenti tipi di frane sottomarine; Mulder and Cochonat (1996) nella loro classificazione utilizzavano il termine slide, slump e creep. Molti autori comunque utilizzano il termine slump per indicare indistintamente ogni movimento di massa in ambiente sommerso.

Le caratteristiche che distinguono le frane sottomarine da quelle subaeree sono: grandi dimensioni che coinvolgono grandi volumi di sedimento; lunghe distanze di percorrenza (centinaia di km); bassa inclinazione della scarpata.

Di seguito vengono riportate in una tavola sinottica (fig. 1.8.2.4) le caratteristiche di alcune frane sottomarine note in letteratura come, distanza di percorrenza (L) (runout distance), altezza massima (H), volume, inclinazione del pendio, rapporto L/H .

Varie sono state le classificazioni proposte in questi ultimi anni in gran parte seguendo gli esempi elaborati per le frane emerse che riguardano principalmente i meccanismi di trasporto, i caratteri morfologici, stratigrafici e sedimentologici (Mutti and Ricci Lucchi, 1978; Varnes, 1978; Nardin et al., 1979; Nemeč, 1990) come per esempio quella proposta da Nemeč (1990), di seguito in figura 1.8.2.5.

### Summary of the characteristics of selected submarine landslides

Slide	Max. Length (m)	Max. Height (m)	Volume (m <sup>3</sup> )	L <sub>max</sub> /H <sub>max</sub>	Slope Angle	Triggering Mechanism	Soil Type	Reference
Bassein	215000	2200	8.00E+11	98	N/A	Sed & EQ	N/A	Edgers and Karlsrud (1982)
Storegga	160000	1700	8.00E+11	94	1	N/A	N/A	Edgers and Karlsrud (1982)
Grand Banks	750000	5000	7.60E+11	150	3.5	EQ	Sand / Silt	Edgers and Karlsrud (1982)
Spanish Sahara	700000	3100	6.00E+11	226	N/A	Sed	Gravelly clayey sand	Edgers and Karlsrud (1982)
Rockall	135000	700	2.96E+11	193	N/A	Sed	N/A	Edgers and Karlsrud (1982)
Walvis Bay S.W. Africa	250000	2100	9.00E+10	119	N/A	N/A	N/A	Edgers and Karlsrud (1982)
Messina	220000	3200	1.00E+06	69	N/A	EQ	Sand / Silt	Edgers and Karlsrud (1982)
Orleansville	100000	2600	1.00E+06	38	N/A	EQ	N/A	Edgers and Karlsrud (1982)
Icy Bay / Malaspina	12000	80	3.20E+10	150	N/A	EQ	Clayey silt	Edgers and Karlsrud (1982)
Copper River	8000	85	2.40E+10	94	N/A	Sed	Sand / Silt	Edgers and Karlsrud (1982)
Ranger	37000	800	2.00E+10	46	N/A	Sed & EQ	Clayey and sandy silt	Edgers and Karlsrud (1982)
Mid. Alb. Bank	5E+06	600	1.90E+10	8833	N/A	EQ & Sed	Silty clay	Edgers and Karlsrud (1982)

Figura 1.8.2.4 - Tabella riassuntiva delle caratteristiche delle frane sottomarine.

Le più comuni e probabili cause delle frane sottomarine sono: la rapida sedimentazione, l'evoluzione retrogressiva, l'attività tettonica e sismica, la dissociazione dei gas idrati e l'azione delle onde.

La rapida sedimentazione può causare un incremento della pressione interstiziale, poiché soprattutto i sedimenti fini che si depositano velocemente non hanno il tempo di dissipare l'eccesso di pressione interstiziale durante la fase di consolidazione, mentre i sedimenti

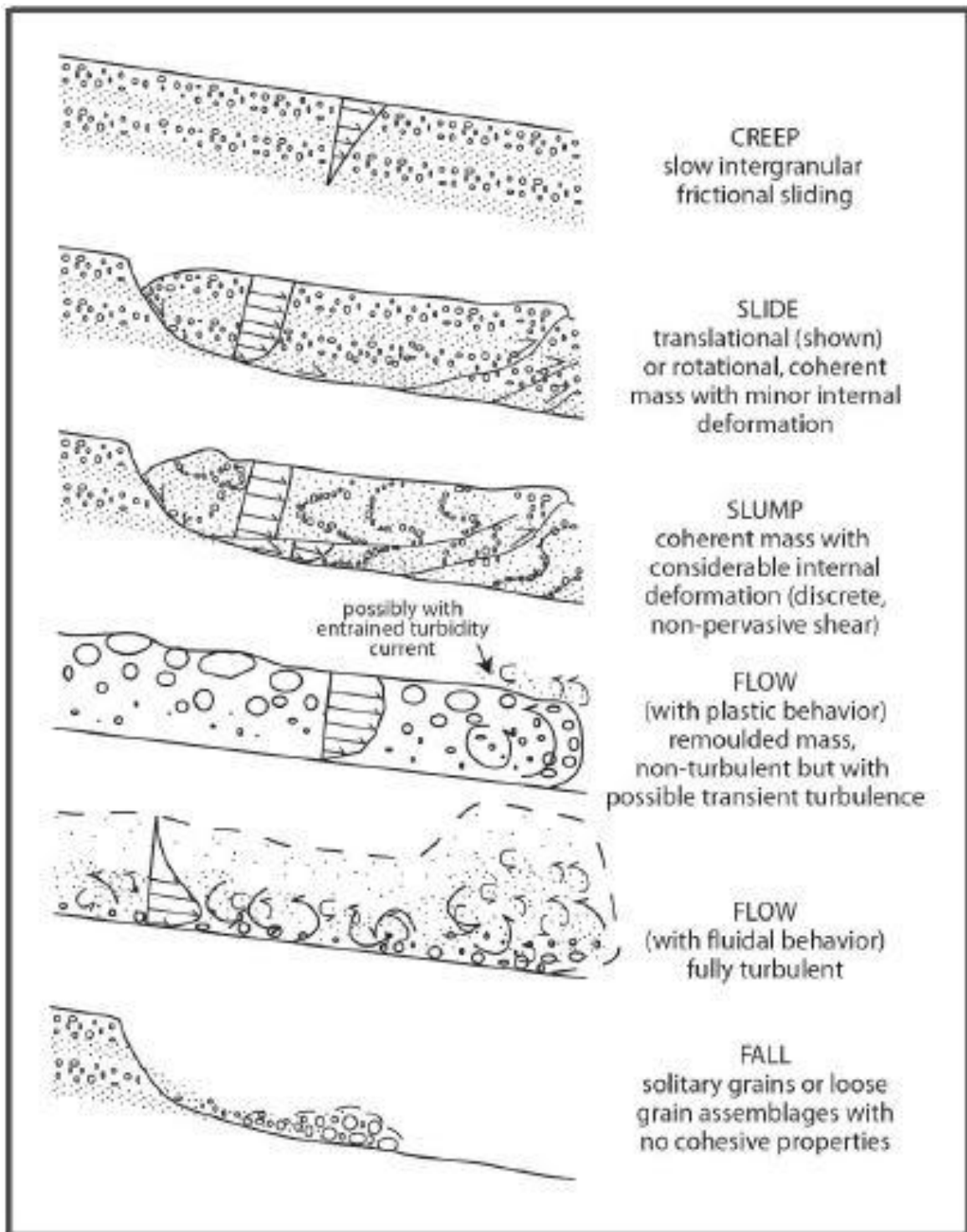


Figura 1.8.2.5 - Classificazione proposta da Nemec nel 1990.

costituiti da silt grossolano e sabbie fini hanno bassa coesione e quindi bassa resistenza al taglio (Terzaghi, 1956). Questi tipi di depositi vengono definiti sotto-consolidati e sono quelli che normalmente si trovano nell'ambiente marino (Moore, 1961). Infatti il 30% delle frane sottomarine sono dovute all'elevato tasso di sedimentazione (Schwarz, 1982) che sulla scarpata ha un varia da 0,1 mm a 1 mm all'anno. L'autore classificò 4 sub categorie: 1) alto tasso di sedimentazione a lungo termine che favorisce sliding ma necessita di un

altro processo per innescare le frane; 2) alto tasso di sedimentazione a breve termine capace di generare fenomeni franosi; 3) sovraccarico sulla scarpata continentale legato all'accumulo di sedimenti continentali o alla progradazione dei clinoforimi; 4) aumento dell'inclinazione della scarpata.

L'evoluzione retrogressiva di un fenomeno franoso è definita da Hampton et al., (1996) come un processo che ha origine nella parte inferiore sotto forma di scivolamenti che si verificano in serie e che avanza verso la scarpata superiore. Questo meccanismo è ritenuto una delle cause principali delle frane sottomarine (Andresen and Bjerrum, 1967; Coleman and Prior, 1978; Hampton et al 1996; Kvalstad et al., 2005).

Il riconoscimento avviene attraverso l'interpretazione di dati batimetrici e sismici che permettono il riconoscimento della nicchia di distacco e dell'accumulo di frana.

Kvalstad et al. (2005) proposero un modello per la valutazione dei fenomeni retrogressivi che può essere descritto come segue (fig. 1.8.2.6):

un iniziale scorrimento si genera nella parte più profonda e generalmente più inclinata della scarpata, generando una diminuzione del carico litostatico sul blocco in posto e permettendo l'espansione dello stesso. Su di esso agisce un elevato sforzo di taglio che causa un indebolimento del livello basale argilloso e il progressivo sviluppo di fenomeni gravitativi lungo esso (a). Quando il fattore di sicurezza (resistenza al taglio/sforzo di taglio) diminuisce ( $<1$ ) si manifesta il movimento franoso (b). Di conseguenza si formano un cuneo triangolare frontale, che viene spinto lungo la base da un corpo romboidale distorto e da un cuneo triangolare che forma un graben alle spalle del cuneo frontale, in questo modo si forma una nuova nicchia di frana (c). La diminuzione del carico litostatico da mobilità sufficiente affinché il processo si ripeta (d) fino a che cambiano le condizioni (resistenza al taglio, stratificazione) che riducono la mobilità e fanno decelerare il processo. Se la mobilità è troppo bassa, l'evoluzione retrogressiva che si sviluppa dal livello basale si arresta e il processo può continuare su un livello argilloso più superficiale, creando scarpate secondarie (e).

I terremoti e l'attività tettonica sono ritenuti anch'essi tra i meccanismi principali di innesco delle frane sottomarine, infatti vengono definiti come "minacce" per la scarpata continentale (Prior, 1984; Hampton et al., 1996; Locat and Lee, 2000; Biscontin et al., 2004; Kvalstad et al., 2005; Coulter, 2005).

Le frane si verificano durante i terremoti come risultato di due processi separati ma interconnessi: scuotimento sismico e aumento della pressione interstiziale. Il passaggio delle onde sismiche attraverso la roccia produce un insieme complesso di accelerazioni che

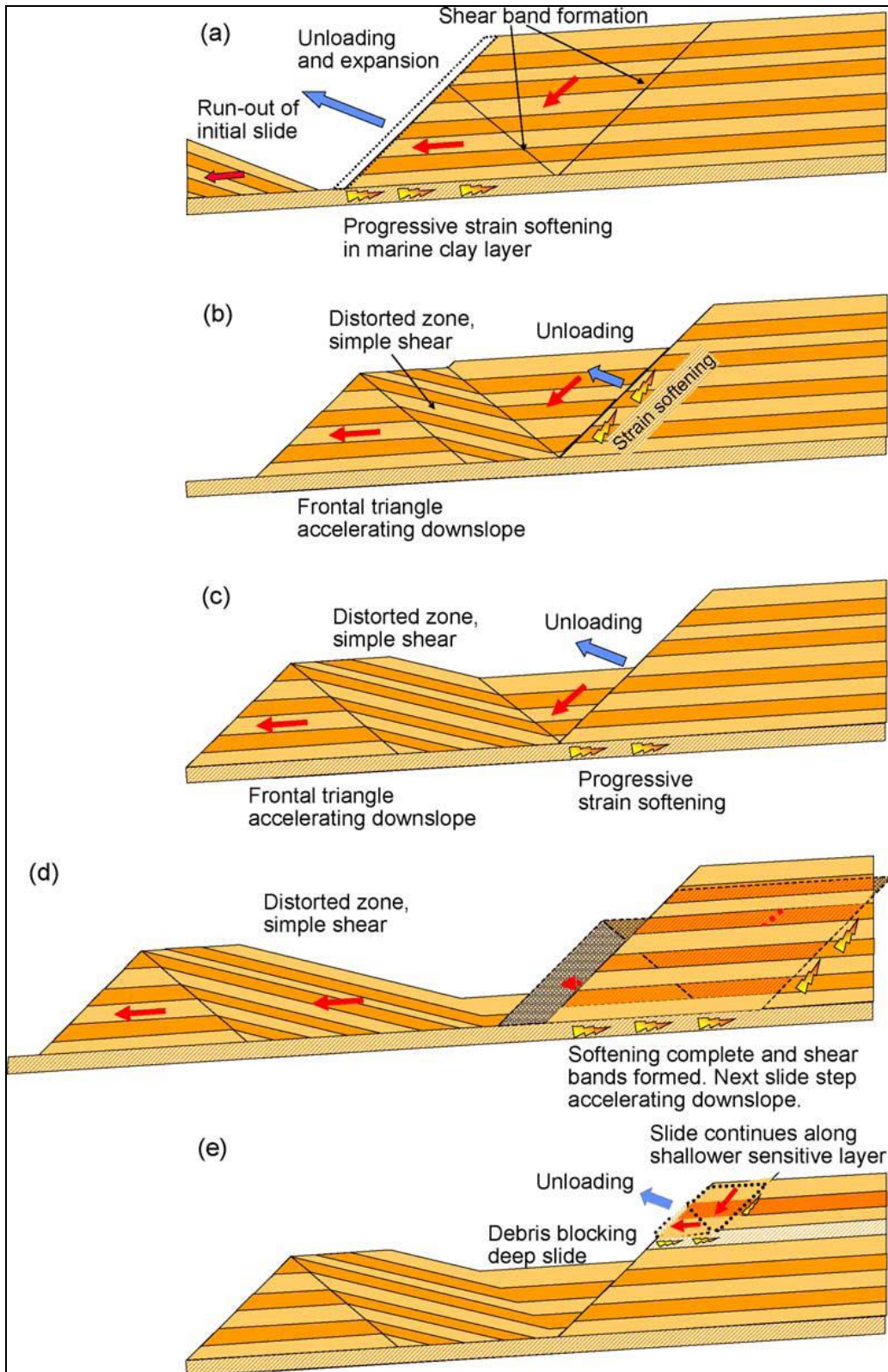


Figura 1.8.2.6 - Modello proposto da Kvalstad et al. (2005)

sulla scarpata agiscono in modo efficace per cambiare le condizioni di equilibrio, poiché sia le accelerazioni verticali che quelle orizzontali favoriscono la diminuzione della resistenza al taglio, che innesca il processo gravitativo. Inoltre lo scuotimento nei terreni

granulari può favorire il processo di liquefazione, nel quale si ha una riduzione dello spazio tra i pori e un aumento della pressione, per cui i materiali si possono comportare come flussi generando frane di flusso che sono molto rapide e pericolose, oppure l'aumento delle pressioni neutre può ridurre la resistenza al taglio (Kvalstad et al., 2005), permettendo l'attivazione di frane di scorrimento sia traslative che rotazionali.

L'attività tettonica in aree di scarpata può facilitare l'aumento dell'inclinazione della stessa, per cui si crea una condizione di instabilità che facilita il fenomeno franoso (Prior, 1984). Tra gli esempi più noti in letteratura di frane indotte dai terremoti abbiamo Humboldt slide nell'offshore della California e Grand Banks slide in Canada.

La dissociazione dei gas idrati è un'altra causa di frane sottomarine (Hampton et al., 1996; Locat and Lee, 2000; Paull et al., 2000).

I gas idrati sono stabili sotto determinate condizioni di temperatura e pressione, quando uno dei due parametri cambia, per esempio a causa di una fase di abbassamento del livello del mare, gli idrati non si trovano più nel loro campo di stabilità quindi si dissociano, rilasciando acqua e gas naturale sotto forma di bolle. Questo produce un aumento delle pressioni neutre e quindi crea instabilità sulla scarpata (Paull et al., 2000). La connessione tra le frane sottomarine e i gas idrati nasce dalla concomitante presenza di reservoir di gas idrati e di frane.

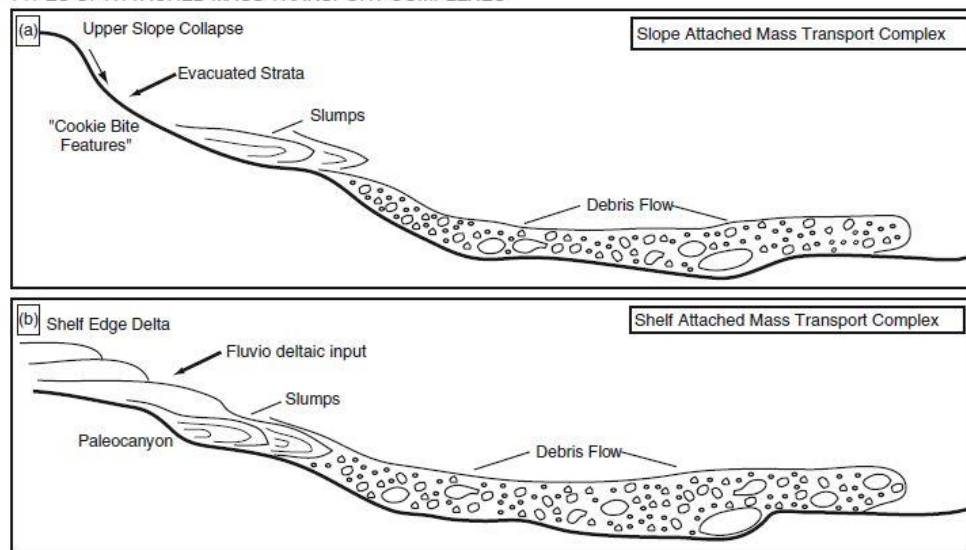
Studi più recenti hanno dimostrato che anche piccole quantità di dissociazioni di gas idrati possono condizionare l'instabilità dei depositi, specialmente nell'attuale scarpata superiore (Nixon et al., 2006). Questo ha messo maggiormente in evidenza sia la possibilità che tali processi possano realizzarsi in maniera consistente anche in situazioni di alto stazionamento marino (Sultan et al., 2004), ma anche che la concentrazione e frequenza di processi di instabilità gravitativa non siano necessariamente controllati dalle variazioni eustatiche.

Si è osservato che i fenomeni di movimenti di massa si verificano anche durante la risalita del livello marino ed di stazionamento alto e la loro genesi è controllata da vari fattori, che dipendono dalle caratteristiche del margine (Moscardelli et al. 2006).

A tal proposito Moscardelli e Wood (2008) propongono un nuovo schema di classificazione delle frane sottomarine che tiene conto delle cause di innesco, dei caratteri morfologici e morfometrici e dell'ubicazione dell'area sorgente e che distingue le frane che insistono sul sistema piattaforma-scarpata e quelle non connesse con questo sistema come per esempio collassi di minori dimensioni dei fianchi di un vulcano di fango o diapiro salino, e frane associate a canali ed argini di conoidi sottomarine (fig. 1.8.2.7).

Questa classificazione va oltre la tradizionale suddivisione in slide, slump e debris flow ed utilizza le caratterizzazioni morfo-dinamiche, morfometriche, stratigrafiche e geotecniche enfatizzando la relazione tra la frana e la geomorfologia dell'area sorgente. Questa classificazione fornisce uno strumento qualitativo per determinare le condizioni geologiche prima dell'evento e i meccanismi di innesco, che potrebbero essere usati per il geohazard. L'azione delle onde causa una pressione sul fondo che è funzione dell'altezza e lunghezza d'onda e della profondità dell'acqua. Questa pressione indotta dalle onde agisce come una forza che viene trasmessa ai sedimenti sul fondo del mare e che crea instabilità.

TYPES OF ATTACHED MASS TRANSPORT COMPLEXES



TYPES OF DETACHED MASS TRANSPORT COMPLEXES

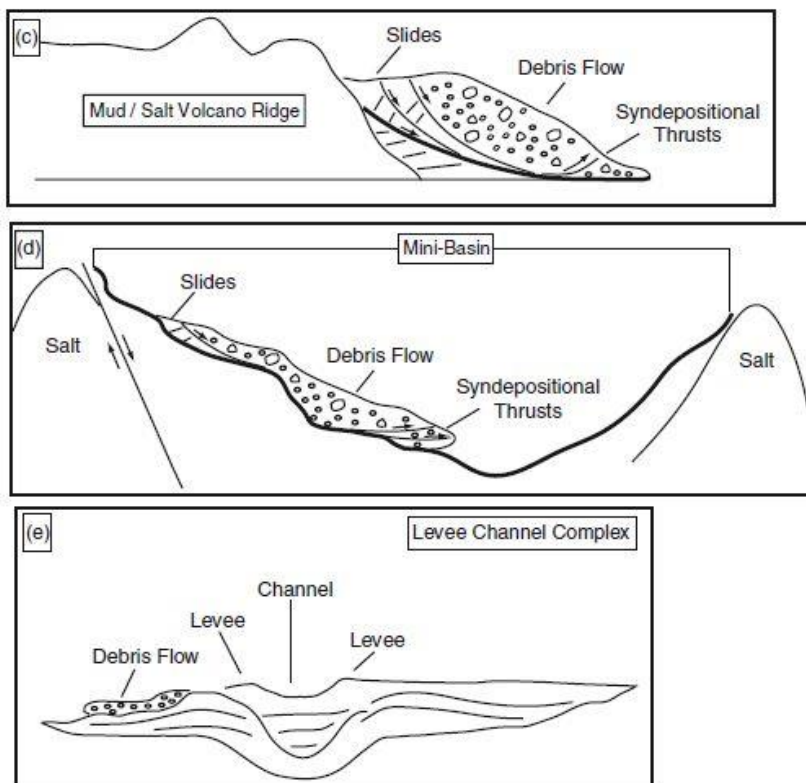


Figura 1.8.2.7 - Classificazione dei fenomeni franosi secondo Moscardelli e Wood (2008)





## 1.9 Neotettonica

La Neotettonica è lo studio dei movimenti e delle deformazioni della crosta terrestre che si esplicano attualmente o in tempi geologici recenti. Nel tempo si sono avute diverse definizioni di questo termine, tutte allo scopo di fissare un periodo di tempo utile per considerare le strutture e i processi geologici di neo-formazione.

Alcuni ricercatori considerano il termine neotettonica come un sinonimo di tettonica attiva (Pleistocene superiore-Olocene); altri considerano il periodo neotettonico a partire dal Miocene medio.

Di seguito verranno riportate alcune delle principali definizioni per comprendere l'evoluzione del pensiero scientifico sul termine neotettonica.

Il termine è attribuito a Obruchev (1948), che la definì come la tettonica recente che ha prodotto movimenti sin dal Miocene, che hanno giocato un ruolo fondamentale nell'origine della topografia attuale.

Fourniguet (1987) afferma che "nessun limite di tempo è fissato e il campo d'indagine si estende dal presente al passato per capire deformazioni presenti o attive".

La commissione tettonica dell'INQUA (International Union for Quaternary Research) ha accettato la definizione di Mörner (1978): la "Neotettonica è definita come qualsiasi movimento della terra o deformazioni del livello geodetico di riferimento, i loro meccanismi, la loro origine geologica, le loro implicazioni per vari scopi pratici e le loro estrapolazioni future".

Pavrides (1989) propose che "la Neotettonica è lo studio degli eventi tettonici recenti che si sono manifestati o che si stanno ancora manifestando in una data regione dopo l'orogenesi o dopo l'ultimo significativo evento tettonico".

Il centro di Reno per gli studi neotettonici (Università del Nevada) definisce la neotettonica come "lo studio dei movimenti geologicamente recenti della crosta terrestre", specialmente quelli che producono i terremoti, con l'obiettivo di capire i fenomeni fisici che provocano ricorrenza di terremoti, la crescita delle montagne e l'hazard sismico connesso a questi processi.

In questa ricerca, per elementi neotettonici si intendono quelle strutture che sono responsabili della morfologia attuale e che sono prodotte dall'evento tettonico più recente corrispondente all'attuale campo degli sforzi, evidenziato per esempio dall'attività sismica attuale e dai movimenti assoluti (GPS).

### Criteria di riconoscimento

Alcuni criteri possono essere importanti per il riconoscimento delle faglie attive in ambiente sottomarino (Odleiv et al., Geological Survey of Norway, 2000):

- dislocazioni del fondo mare, o della coltre sedimentaria, causate da faglie che dislocano anche strati più profondi;
- evidenza di faglie che controllano la sequenza tardo Quaternaria;
- dislocazioni del fondo mare, o di sedimenti sub superficiali, legate alla presenza di scivolamenti o slumping;
- dislocazioni del fondo mare o di strati più profondi in senso contrario rispetto al gradiente batimetrico;
- evidenze di morfologie sul fondo marino che testimoniano risalite di fluidi come pockmark, vulcani di fango, mound ecc.

Tutti questi indizi sono molto importanti nella valutazione della tettonica attiva, ovviamente non devono essere sottovalutati alcuni aspetti, come la necessità che anche strati più profondi siano interessati dalle faglie, poiché i sedimenti sub-superficiali potrebbero essere dislocati a causa della compattazione e non esclusivamente per attività tettonica.

Inoltre va ricordato che le espressioni morfologiche dovute a fenomeni di risalita di fluidi non sono necessariamente legate a faglie.

### *Classificazione delle faglie riconosciute nelle indagini neotettoniche*

Le faglie riconosciute nelle indagini neotettoniche possono essere distinte in superficiali e sismogenetiche, tra le prime vi sono quelle capaci e quelle capaci potenziali.

Faglia Attiva: è considerata attiva una faglia originatasi e/o riattivatasi durante il campo di *stress* agente correntemente nell'area.

Faglia Capace: “faglie attive in grado di produrre fagliazione in superficie (cioè di muoversi durante forti terremoti) durante un evento sismico negli ultimi 20 ka (International Atomic Energy Agency, IAEA).

Faglia Capace Potenziale: faglia che ha generato fagliazione superficiale precedentemente ai 20 ka, ma sempre in risposta al campo di *stress* agente correntemente nell'area.

Le faglie sismogenetiche, in particolare, sono quelle che producono i terremoti e interessano un volume (sismogenetico) che arriva a profondità di circa 10 km. Vengono riconosciute sia sulla base delle evidenze superficiali, sia sulla base dei dati provenienti dalle reti di registrazione strumentale dei terremoti, come magnitudo, meccanismi focali e profondità dell'ipocentro. Tra le faglie sismogenetiche si ricordano la faglia di S. Andrea e

nelle aree mediterranee la faglia Nord-Anatolica e il fronte ellenico. Le aree del margine nord-siciliano caratterizzate da strutture sismogenetiche sono il settore dello stretto di Messina, il Tirreno sud-orientale e l'*offshore* nord-occidentale.

Un aspetto importante delle faglie sismogenetiche è la loro capacità di generare tsunami, sia attraverso lo spostamento lungo la faglia che attraverso la generazione di frane sottomarine e altre forme di trasporto gravitativo.



## 2. INQUADRAMENTO DELL'AREA

### 2.1 Inquadramento Geografico

L'area studiata occupa una porzione del Mar Tirreno meridionale ed è compresa tra 11° 55' e 14° 07' di longitudine Est e tra 37° 47' e 38° 30' di latitudine Nord; ricopre una superficie di circa 5110 km<sup>2</sup> che include settori di piattaforma continentale e di scarpata superiore (Fig. 2.1.1).

In particolare può essere suddivisa in sei settori, da O a E:

- 1) le isole Egadi, tra Marettimo e Favignana
- 2) l'offshore occidentale della Penisola di S. Vito che comprende la propaggine meridionale del Bacino di Trapani, Banco Scuso, il Bacino di Erice e il Golfo del Cofano;
- 3) il Golfo di Castellammare, compreso tra i meridiani passanti per Capo S. Vito e Punta Raisi;
- 4) l'offshore dei Monti di Palermo, antistante alla Baia di Carini, compreso tra i meridiani passanti per Punta Raisi e Capo Gallo;
- 5) il Golfo di Palermo, compreso tra Capo Gallo e Capo Mongerbino.
- 6) il Golfo di Termini, compreso tra Capo Mongerbino e il meridiano passante per S. Ambrogio



Figura 2.1.1 - Inquadramento geografico dell'area.



## 2.2 Inquadramento Geomorfologico

L'area studiata ricade nel settore sud-occidentale del Mar Tirreno, un ampio bacino che occupa una superficie totale di circa 205.000 km<sup>2</sup>. E' un mare relativamente chiuso, limitato da stretti e canali, il più profondo dei quali è il Canale di Sardegna che divide la Sicilia dalla Sardegna con un solco che incide il fondo fino a 1900 metri di profondità.

Dall'analisi delle morfologie Selli (1970) osservò che il 41° parallelo divide il Mar Tirreno in due aree molto diverse anche geologicamente. A nord del 41° parallelo il fondo marino è movimentato da rilievi, depressioni e monti isolati; a sud un'unica ed ampia piana batiale rende uniforme il fondo marino (Fig. 2.2.1).

Sette grandi unità morfologiche sono state individuate da Selli nel bacino tirrenico:

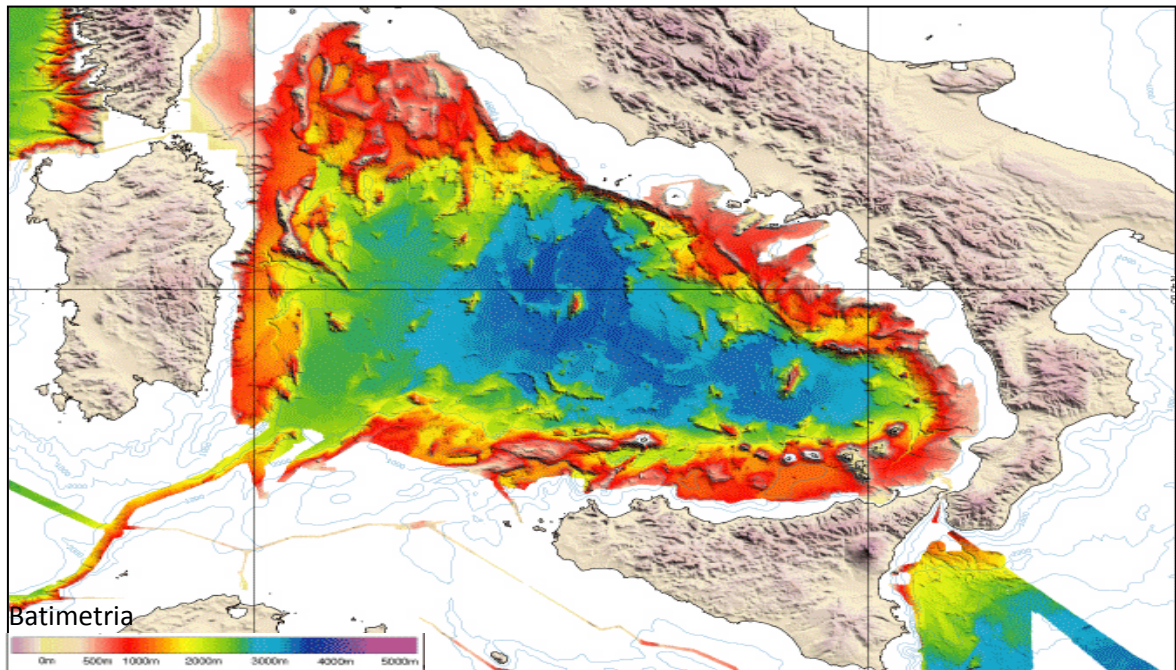


Figura 2.2.1 - Carta batimetrica del Mar Tirreno (Marani e Gamberi, 2004).

- 1) la piattaforma continentale
- 2) la scarpata continentale superiore
- 3) la scarpata continentale inferiore
- 4) la piana batiale
- 5) bacini peritirrenici
- 6) monti peritirrenici
- 7) monti centro-tirrenici

La piattaforma continentale tirrenica non è una struttura sempre presente e continua lungo le coste tirreniche. In alcuni tratti infatti è totalmente assente, in altri si estende anche oltre



i 20 km. E' presente lungo circa l'80% dei litorali, ha larghezza e pendenza medie rispettivamente di circa 13.6 km e 3°. Il suo margine è presente mediamente a circa 120 m di profondità.

La piattaforma costituisce il substrato sul quale si impostano alcuni edifici subacquei che si osservano in emersione, quali l'arcipelago toscano, Ischia, Procida, Capri, le Egadi e le isole della Sardegna nord-occidentale.

A differenza della piattaforma, la scarpata continentale costituisce una fascia continua lungo tutto il bacino tirrenico anche se presenta estensione, pendenza e larghezza molto varie. Il limite superiore può essere individuato infatti a profondità che vanno da 0 a 200 metri, in funzione della profondità dello shelf break, quello inferiore invece si individua fra i 2200 e 3400 m di profondità; anche la larghezza varia fra 35 e 175 km. L'andamento così irregolare della scarpata è dovuto, in parte, alla presenza di elementi morfologici quali terrazze e depressioni longitudinali, monti peritirrenici isolati o allineati e canyon o depressioni trasversali o obliqui. In base alla posizione di queste strutture morfologiche la scarpata è stata divisa in superiore ed inferiore. La scarpata superiore ha una inclinazione media di 3.3° e si estende dallo shelf break alla profondità in cui si trovano le terrazze o depressioni longitudinali. Nei settori in cui tale scarpata è molto ripida (circa 5°) si impostano profondi canyon.

La scarpata inferiore presenta normalmente pendenze minori rispetto a quelle della scarpata superiore; si estende dalla profondità in cui si trovano le terrazze ed i bacini longitudinali fino al limite della piana batiale. Anche la scarpata inferiore può essere incisa da strutture trasversali come solchi e valli e presentare colline isolate o allineate.

La piana batiale ha profondità media di 3180 m. Sia la piana batiale che la scarpata continentale costituiscono i settori su cui si impostano le altre tre unità morfologiche individuate Selli (1970).

I bacini peritirrenici sono la struttura residua di ampi bacini plio-pleistocenici in cui l'apporto sedimentario avveniva ad opera dei canyon e che poi sono stati smembrati dalla tettonica. Sono strutture allungate parallelamente alla costa con versanti poco inclinati e profondità che vanno da 400 a 1400 m. Si presentano come terrazze se sono delimitate verso il largo da un ciglio oppure come bacini se sono delimitate da alti.

Altra unità morfologica è quella dei monti peritirrenici. La diversa localizzazione dei loro edifici permette di dividerli in due gruppi. Il primo gruppo comprende i monti che si impiantano sulla scarpata superiore; nel Tirreno si osservano monti peritirrenici emersi come le isole Pontine, le Eolie ed Ustica e monti sottomarini come Lamentino, Enarete,

Eolo, Palinuro, Anchise ed Aceste. Sono di natura sedimentaria, metamorfica o vulcanica; presentano forme coniche o allungate e generalmente hanno grandi dimensioni. I monti del secondo gruppo sono quelli impiantati sulla scarpata inferiore; nel Tirreno si individuano in monte Issel, Flavio Gioia e de Marchi i quali hanno dimensioni inferiori rispetto a quelli del primo gruppo. Le vette dei monti sottomarini sommersi si trovano a profondità comprese fra 70 m e 2000 m. I monti centro-tirrenici sono grandi apparati o creste vulcaniche sviluppatasi da faglie crostali orientate NNE-SSO. Presentano per questo una base ellittica con fianchi molto irregolari ed incisi e pendenza maggiore di 5°. Isolati dalla piana batiale si ergono i monti Vavilov, Magnaghi e Cornaglia con altezza fra i 700 ed i 2650 m. Sulla piana abissale si impostano invece il monte più alto, il Marsili (2900 m) ed anche basse colline di circa 500-700 m di altezza localizzate maggiormente in due aree, quella fra i monti Marsili e Vavilov e fra i monti Vavilov e Magnaghi.

### ***2.2.1 Il settore piattaforma-scarpata del margine continentale della Sicilia nord-occidentale***

Nel dettaglio l'area studiata è rappresentata da una stretta piattaforma continentale e da un'ampia scarpata continentale.

In corrispondenza dell'arcipelago delle Egadi la piattaforma continentale siciliana si sviluppa per alcune decine di chilometri. La piattaforma continentale è sottoalimentata, caratterizzata da prevalenti fenomeni di erosione e da ridotti tassi di sedimentazione. Attorno all'arcipelago delle Isole Egadi, sia la piattaforma continentale che la scarpata superiore risultano molto articolate ad opera di lineamenti tettonici superficiali e profondi che delimitano valli sottomarine e banchi isolati dove affiorano rocce di differente litologia ed età.

La batimetria dell'area permette di distinguere due settori di piattaforma: l'uno comprende le Isole di Favignana e Levanzo ed è collegato alla terraferma siciliana da una lieve depressione, profonda al massimo 30 m, e caratterizzata dalla presenza di banchi rocciosi e minuscole isole. Il settore ad Ovest comprende l'isola di Marettimo ed è isolato dal resto dell'arcipelago e dalla terraferma anche in tempi recenti. Le due aree di piattaforma sono separate dalla Valle di Marettimo. La Valle di Marettimo orientata in direzione NNO-SSE, con profondità comprese tra 120 e 250 m rappresenta il prolungamento a Nord del Canale di Mazara, che separa la piattaforma siciliana dal Banco Avventura e che verso nord confluisce nel Bacino di Trapani. La Valle di Marettimo, dopo il tratto iniziale meridionale a direzione NO-SE, si biforca in due depressioni: la più orientale assume una direzione N-S, mentre quella più occidentale si dispone circa E-O. I fianchi della Valle appaiono

rettilinei e ripidi (sino a 5°). La continuità della Valle risulta interrotta da soglie a decorso E-O/ENE-OSO. La più settentrionale di esse marca una brusca variazione batimetrica, da 240 a 330 m lungo l'asse della Valle. A valle di questa struttura si sviluppa una depressione con la tipica struttura romboidale dei bacini di pull-apart, indicando quindi un significato cinematico trascorrente per le faglie di questo settore.

Il ciglio della piattaforma continentale si rinviene a profondità comprese tra 80 e 145 m, con valori medi intorno a -120 m. Esso appare quasi ovunque netto e con un andamento poco frastagliato, rivelando un carattere prevalentemente erosivo.

Per lunghi tratti il bordo appare in arretramento a causa dei processi erosivi attivi lungo la scarpata superiore. Geometrie di progradazione al margine della piattaforma sono generalmente assenti, tranne che nel settore a SO di Favignana ed in brevi tratti a Sud di Marettimo.

La piattaforma continentale di Marettimo è l'espressione morfologica delle variazioni pleistoceniche del livello del mare, durante le quali si alternavano fasi di prevalente erosione a fasi a carattere deposizionale. Essa raggiunge la sua massima estensione di 14 km nel settore meridionale dell'isola mentre si riduce a 1,7 km nel settore nord occidentale antistante Punta Mugnone.

Un cambio di pendenza, alla profondità di circa 50-75 m, divide la piattaforma in un settore interno, ridotto ed inclinato, e uno esterno, delimitato dallo shelf break a circa 90-130 m. Il margine di piattaforma è stabile o in regressione e raramente è caratterizzato da incisioni o altre strutture morfo-deposizionali. Nella piattaforma esterna, a batimetria regolare, sono riconoscibili affioramenti rocciosi pre-olocenici e terrazzi probabilmente erosivi alla profondità di 75 e 90 m. La piattaforma di Marettimo ha geometria romboidale con asse di allungamento NO-SE. Faglie con orientazioni NO-SE e NE-SO hanno generato lineamenti morfologici caratterizzati da affioramenti di depositi carbonatici di età terziaria. Sia ad Ovest che ad Est sono presenti incisioni canalizzate che fungono da by-pass per i sedimenti di piattaforma, trasportati verso la scarpata superiore. Nel settore occidentale si apre una depressione, la valle delle Egadi, la cui morfologia è resa irregolare da rilievi, prevalentemente costituiti da substrato roccioso affiorante, ed incisioni.

Nel Golfo del Cofano, la piattaforma continentale ha un'estensione di circa 5,5 km con pendenze comprese tra 1° e 1,5° e si imposta su una superficie di abrasione marina ricoperta da un ridotto spessore di sedimenti olocenici. Nel settore occidentale e centrale del Golfo del Cofano, dove assume un andamento rettilineo orientato in direzione SO-NE, il bordo, prevalentemente di tipo deposizionale, si imposta ad una profondità compresa tra

150 e 160 m, mentre è erosivo solo laddove è interrotto dalla testata del Canyon del Cofano o dai numerosi piccoli gully. Nell'area orientale il ciglio mostra una brusca rientranza in corrispondenza del Canyon del Cofano, oltre il quale prosegue verso nord con andamento conforme alla costa, a profondità variabile tra 100 e 160 m. Le aree di scarpata continentale sono articolate da numerosi elementi deposizionali ed erosivi. Nella scarpata continentale si riconoscono canyon più o meno attivi, caratterizzati da testate a carattere retrocessivo. La scarpata continentale antistante la fascia costiera della Penisola di San Vito è attraversata da una fitta rete di incisioni poco profonde ad andamento sub-parallelo, che raggiungono la base della scarpata superiore. In questo settore, la scarpata superiore risulta molto acclive ( $12^{\circ}$ - $13^{\circ}$ ) e le testate dei canyon, molto vicine alla linea di riva, sono caratterizzate da franamenti retrocessivi.

La scarpata continentale antistante il Golfo del Cofano è solcata dal Canyon del Cofano, che confluisce verso nord nel Bacino di Erice. Il canyon, controllato dalla tettonica, presenta un andamento debolmente sinuoso e pareti molto ripide, solcate da numerose incisioni secondarie. La testata si imposta ad una profondità di 100 m ed è larga 200 m circa. La larghezza del canyon aumenta con la profondità fino a superare il chilometro in corrispondenza dell'isobata 1300 m. Anche la profondità dell'incisione diventa progressivamente maggiore interessando gran parte dello spessore della successione tardo pleistocenica.

Un esteso alto morfologico, con profondità che si riducono a meno di 100 m, separa in direzione N-S, i due bacini intrascarpata di Erice e Trapani. Questo alto morfologico, conosciuto in letteratura con il nome di Banco Scuso, è limitato da scarpate piuttosto acclivi e localmente ad andamento rettilineo, che indicano un importante controllo strutturale secondo direttrici orientate NO-SE e NE-SO. La morfologia risulta poi successivamente modificata dalla dinamica esogena, responsabile della formazione di forme canalizzate e strutture da trasporto gravitativo.

La piattaforma continentale nel settore orientale del Golfo di Castellammare è molto ampia e piuttosto regolare, eccetto dove si riduce notevolmente passando da circa 8 km nel settore più occidentale dell'area a 2,5 km in corrispondenza di Capo Rama (settore condizionato dalla presenza di lineamenti strutturali con orientamento NNO-SSE). Il ciglio della piattaforma è posto ad una profondità, variabile da circa 120 m a circa 170 m, il ciglio è spesso interessato da incisioni canalizzate che gli conferiscono un andamento frastagliato. Da esso si sviluppa la scarpata continentale superiore che degrada sino ad una zona più pianeggiante sita a circa 1200 m che corrisponde al bacino di Castellammare. La

piattaforma mostra rotture di pendio sul ciglio concave e convesse allungate in direzione NO-SE ed E-O, terrazzi d'abrasione marina, falesie sommerse, affioramenti rocciosi, *beach rocks*. Nelle zone intertidali, lungo la costa rocciosa, si individuano solchi di battente, *reef* a vermetidi e marmitte d'abrasione. Strutture sedimentarie effimere, quali cuspidi litorali, campi di dune sommerse o di *megaripple*, le cui creste sono orientate in direzione SO-NE, e piccoli vulcanetti di fango, movimentano la superficie dei fondali sudoccidentali (Catalano et al., 2010).

In prossimità di Scopello un corpo di frana si estende per circa un chilometro oltre la linea di costa, in prosecuzione dell'ampia frana riconosciuta a terra. Il macereto di frana, riconosciuto fino alla profondità di 50 m, è ampio circa 1,6 km<sup>2</sup>. I blocchi, di dimensioni anche decametriche, poggiano su un terrazzo di abrasione.

Le aree di scarpata continentale, che si spinge a una profondità di circa 1200 m, sono caratterizzate dalla presenza di numerose morfologie, deposizionali ed erosive, quali condotti torbiditici (*canyon, gully*), nicchie di frane sottomarine, complessi torbiditici canalizzati, *slump* e detriti. Le incisioni, molto sinuose e poco profonde sembrano convogliare tutti sul Canyon di San Vito. A profondità di circa 800 m sono presenti delle nicchie di distacco e dei solchi.

La scarpata continentale della Baia di Carini è attraversata da alcuni condotti torbiditici, aventi direzione Nord-Sud, che dal ciglio della piattaforma raggiungono la base della scarpata superiore. In questo settore, la scarpata superiore è molto acclive (9°-10°) e sono numerosi fenomeni di rimobilizzazione dei sedimenti o di franamenti.

Le nicchie di distacco delle frane sottomarine interrompono la continuità laterale del ciglio della piattaforma.

La piattaforma continentale nell'offshore dei Monti di Palermo è piuttosto ampia con valori massimi di circa 8 km e ricopre un'area di circa 150 km<sup>2</sup>. Le pendenze sono blande e variano da 1° a 1,5°. In particolare in questo settore è possibile distinguere una piattaforma interna e una esterna.

La profondità di questa parte della piattaforma continentale varia da 40 m a 120 m circa con un'inclinazione che varia da 1,5° a 4°. L'ampiezza massima si raggiunge nella zona prospiciente la Baia di Carini. Il ciglio della piattaforma continentale è posto a circa 150 m, il suo andamento è piuttosto regolare non essendo inciso dai canali che solcano la scarpata continentale; questa ricopre un'area di 280 km<sup>2</sup> è molto estesa ed ha pendenze di circa 5°. Nel settore orientale dove la scarpata raggiunge pendenze di circa 10° vi sono numerosi

solchi rettilinei mentre nel settore centrale e occidentale dove è più estesa e meno acclive sono presenti delle ampie incisioni probabilmente interessate da controllo strutturale.

Questo settore è limitato verso Est da un alto morfologico (La Barra) che rappresenta il prolungamento offshore del settore nord-occidentale dei Monti di Palermo.

Il Golfo di Palermo si estende per circa 20 km dalla costa sino all'isobata dei 1400 m, ed è delimitato a ovest da Capo Gallo e a est da Capo Mongerbino. Il settore occidentale è caratterizzato da coste alte e rocciose, che fiancheggiano il promontorio di Monte Pellegrino, interrotte dalla Baia di Mondello, un'insenatura poco profonda il cui litorale sabbioso corrisponde ad un cordone litorale oggi attaccato alla terraferma che limitava un'area palustre costiera poi bonificata. Il settore meridionale del Golfo mostra una costa bassa, a tratti di tipo deposizionale, che delimita verso mare la piana costiera di Palermo. Su questo tratto di costa insistono le foci di tipo estuarino del fiume Oreto, che sfocia poco ad est del Porto di Palermo, e del fiume Eleuterio, che raggiunge il mare in prossimità dell'abitato di Ficarazzi. Lungo il tratto costiero del Golfo di Palermo, oltre ai poco estesi depositi deltizi, sono presenti depositi di spiaggia e riporti artificiali. Lungo tutta l'area sono state riconosciute strutture sedimentarie sia trasversali (ripples e dune subacquee) che longitudinali (striature). Ripples e dune sono state osservate lungo tutti gli ambienti di piattaforma interna (10 – 50 m), con orientamenti preferenziali che indicano la direzione di provenienza degli eventi a maggiore idrodinamismo (N, NO, NE). Lineamenti rettilinei sono visibili lungo la piattaforma esterna, a profondità variabili tra gli 80 ed i 110 m.

La piattaforma continentale, stretta, acclive e morfologicamente accidentata nel settore occidentale per la presenza di rilievi rocciosi isolati, irregolarmente distribuiti, si estende per un'ampiezza variabile tra 2,5 km e 7,5 km; in particolare la piattaforma nel settore orientale del golfo è più estesa rispetto a quella del settore occidentale. La pendenza media, dalla costa al ciglio della piattaforma, ha valori rispettivamente di: 2.7° nel settore prospiciente Monte Pellegrino, 1.5° nel più ampio settore centrale in prossimità del canyon situato in corrispondenza del fiume Oreto e 2.2° in prossimità del canyon situato in corrispondenza del fiume Eleuterio. Il ciglio della piattaforma, prevalentemente di natura deposizionale, è situato a profondità variabili tra i 116 m ed i 150 m (Agate et al., 1998). A luoghi, il margine di piattaforma risulta essere, soprattutto lungo il settore nord-occidentale, estremamente disarticolato, per la frequente presenza delle testate dei canyon, che interrompono la sua continuità.

Dalla linea di costa al ciglio della piattaforma si osservano tre spianate sottomarine interrotte da altrettante rotture di pendenza, che ne interrompono la continuità e sono poste:

la prima a profondità comprese tra 0 m e 18 m, la seconda tra 35 m e 60 m ed una terza tra 120 m e 140 m (Lucido, 1992).

Lungo la piattaforma esterna, nel settore nord-occidentale, si riscontrano alti morfologici isolati ed affioramenti rocciosi, a profondità variabili tra 75 e 90 m.

Gli ambienti di scarpata si estendono da profondità minime di circa 120 metri a profondità massime di circa 1450 m. I valori di pendenza variano da un minimo di  $5,3^\circ$  ad un massimo di  $14^\circ$ . I settori a più alta pendenza sono stati osservati lungo la porzione occidentale del Golfo di Palermo, dove le pendenze non scendono al di sotto degli  $8^\circ$ , ed a nord del promontorio di Capo Mongerbino-Capo Zafferano. Lungo il settore centrale del Golfo di Palermo, si sviluppa un'area caratterizzata da minime pendenze, con valori medi di  $5,5^\circ$  (Catalano et al., 2010).

La scarpata continentale è interessata dalla presenza di un complesso sistema di incisioni canalizzate, la maggior parte delle quali si sviluppa dal ciglio della piattaforma fino alle profondità di raccordo tra la scarpata ed il bacino di Palermo. Il settore centro-orientale del Golfo di Palermo è caratterizzato dalla presenza di due incisioni sottomarine che solcano la scarpata secondo un andamento pressoché rettilineo, seguendo una direzione SSO-NNE. Tra i due canyon maggiori si osservano nicchie di distacco. Lungo il settore occidentale del Golfo di Palermo, il margine di piattaforma e gli ambienti di scarpata meno profondi risultano essere incisi da un fitto sistema di nicchie di distacco di frana, e incisioni canalizzate che solcano i depositi plio-pleistocenici di piattaforma fino a raccordarsi con il bacino, a profondità medie di 1000 metri.

Il Golfo di Termini Imerese si estende per circa 40 km dalla costa sino all'isobata dei 1500 m, ed è delimitato a ovest da Capo Mongerbino e ad est da S. Ambrogio.

Sulla base delle caratteristiche morfologiche, l'area è stata suddivisa in due settori: 1) quello occidentale, compreso tra Capo Mongerbino e la foce del fiume Imera; 2) quello orientale, compreso tra la foce del fiume Imera e il tratto di costa antistante S. Ambrogio.

In particolare nel settore occidentale la piattaforma raggiunge un'estensione di 11,4 km, mentre nel settore orientale non supera i 6,3 km di ampiezza. La profondità a cui si rinviene il ciglio della piattaforma aumenta gradualmente da ovest verso est, passando da circa 125 m a largo di Capo Mongerbino a quasi 160 m a largo di S. Ambrogio. Anche la scarpata mostra differenti caratteristiche tra i due settori: quella occidentale è ampia 16,9 km e mostra una pendenza media di  $4^\circ$ , quella orientale è più stretta e più acclive (10,3 km,  $7,3^\circ$ ). I due settori sono separati da un lineamento orientato NO-SE, ad est del quale la scarpata risulta maggiormente interessata da aree erosive. Queste aree sono il risultato

dell'azione di incisioni canalizzate, tra le quali la più estesa è quella prodotta dal canyon Capo Plaia.

Al piede della scarpata, che si trova a circa -1400 m nel settore occidentale e -1150 m in quello orientale, si sviluppa il bacino intrascarpata (Bacino di Cefalù), che si estende sino al margine settentrionale dell'area di studio.





### 2.3 Campionamenti di fondo e sottofondo

I dati dei campionamenti di fondo e sottofondo sono riferiti alle note illustrative dei Fogli Carg 593 Castellammare e 609-596 Termini Imerese-Capo Plaia (Catalano et al., 2011).

La distribuzione granulometrica dei sedimenti nel Golfo di Castellammare e nelle aree adiacenti, consente di differenziare tre principali settori: Golfo del Cofano, settore marino a nord della Penisola di Capo San Vito e il settore relativo al Golfo di Castellammare.

La distribuzione areale dei sedimenti mostra una graduale diminuzione delle dimensioni dei granuli con l'aumento della profondità nei settori del Golfo del Cofano, della Penisola di Capo San Vito e nella parte orientale del Golfo di Castellammare. Sono invece osservabili dei *trend* anomali per un'alternanza di sedimenti fini e grossolani nella parte occidentale del Golfo di Castellammare, in prossimità della frana di Scopello e nell'area antistante la foce del Fiume San Bartolomeo, che si riflette con un indice di classazione  $s > 1,30$  (fig. 2.3.1).

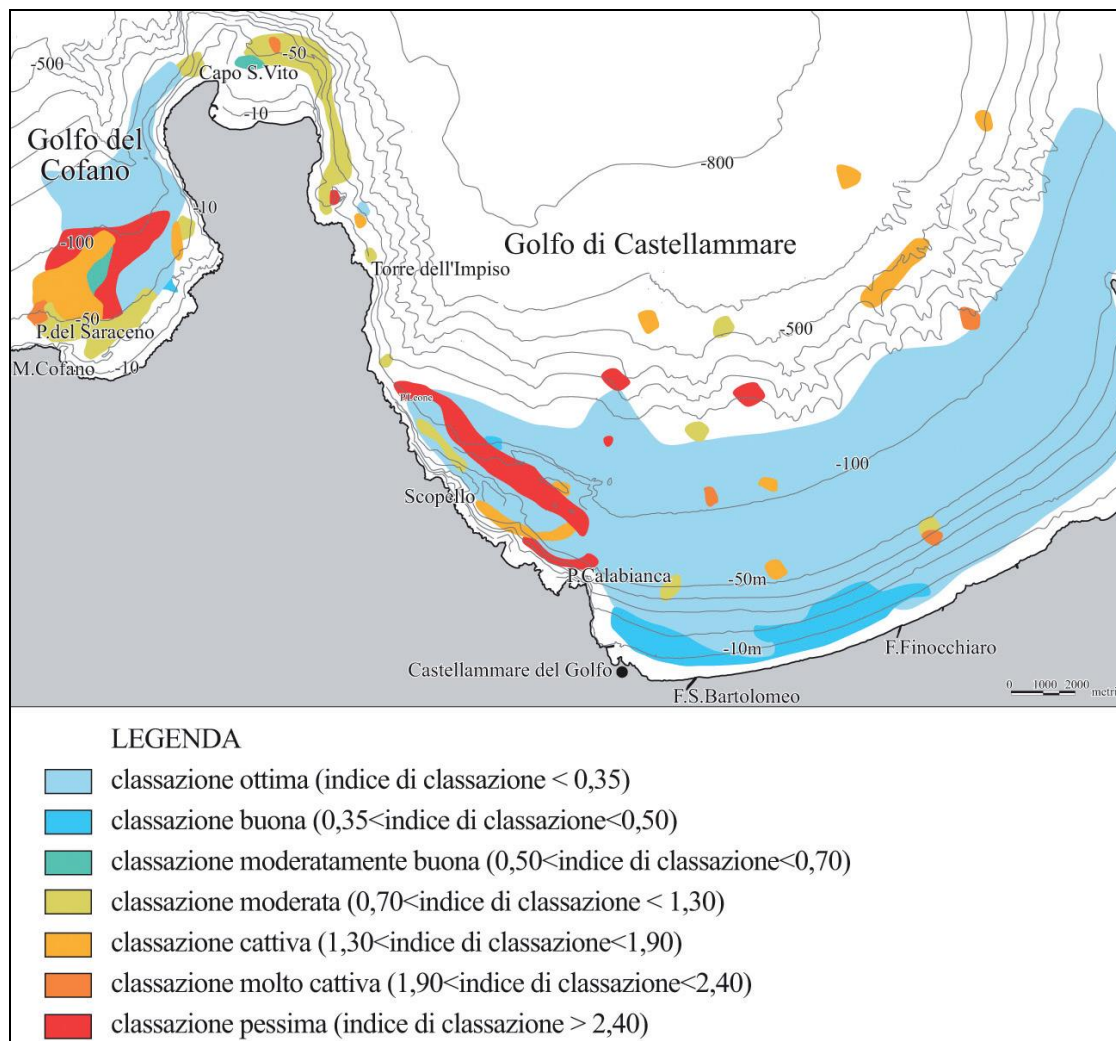


Figura 2.3.1 – Carta della classazione granulometrica.

Queste anomale distribuzioni sono da imputare ad effetti di *by-passing* in aree interessate da dissesti e dalla confluenza di diversi assi fluviali.

Lo studio sedimentologico ha evidenziato come sulla piattaforma continentale solo una stretta fascia adiacente a costa, ed a luoghi aree della scarpata continentale, siano in equilibrio con l'attuale dinamica della sedimentazione.

Dalle analisi sedimentologiche effettuate sui carotaggi eseguiti nell'area del Golfo di Castellammare, si evidenziano *trend* granulometrici positivi, con una netta prevalenza delle facies sabbiose, bioclastiche, alla base della sola carota CAST 95-02, ubicata in piattaforma esterna (fig. 2.3.2), nel settore occidentale del Golfo di Castellammare; *trend* granulometrici negativi caratterizzano altresì le tre carote recuperate lungo la scarpata, con rapporti silt/argilla a favore del silt, e rapporti silt/sabbia a favore della sabbia.

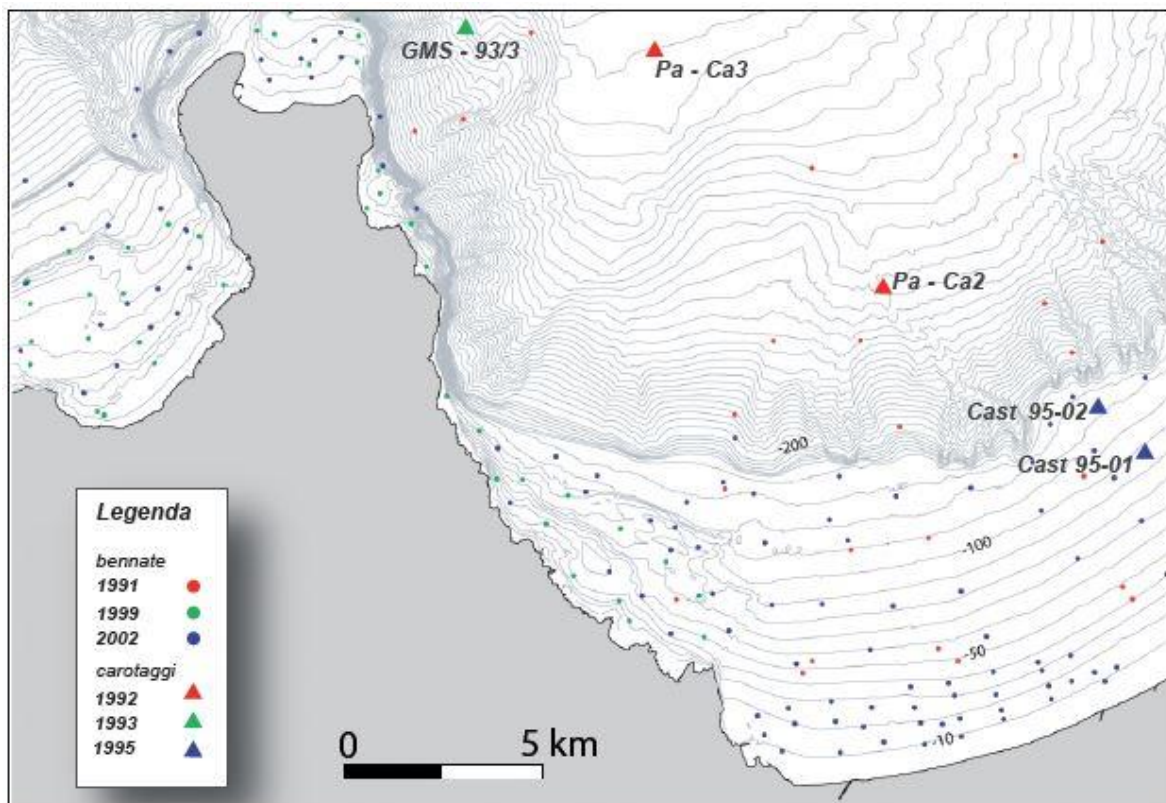


Figura 2.3.2 – Carta di ubicazione delle carote e dei campioni prelevati con benna.

Sono state riconosciute la facies dei fanghi, di norma laminati; la facies dei limi, sabbiosi e non, organizzati in strati gradati, limitati da superfici nette o debolmente erosive; la facies delle sabbie, da fini a molto grossolane, in netta prevalenza bioclastiche, organizzate in livelli decimetrici, con base erosiva e laminazioni a basso angolo, evidenziate da differenze di colore e tessitura. I caratteri tessiturali evidenziano la presenza di popolazioni mal classate e generalmente plurimodali, con valori dei parametri statistici tipici di ambienti a bassa energia e sedimentazione omogenea. La presenza di intervalli più grossolani indica

fasi con energia ambientale maggiore, legati a flussi torbidity provenienti dalla piattaforma e veicolati, lungo i principali assi di drenaggio, verso la scarpata.

Le analisi effettuate sui sedimenti prelevati nel Golfo di Termini hanno permesso di evidenziare popolazioni granulometriche prevalenti: sabbie, limi sabbiosi e fango.

Le sabbie sono diffuse prevalentemente nel settore centro-orientale del Golfo di Termini, nelle zone antistanti le foci fluviali fino alla batimetrica dei -30 m. Nel settore occidentale esse si rinvencono all'interno di tasche erosive intagliate nei terrazzi d'abrasione marina ed appaiono caratterizzate dalla presenza di campi di *megaripples*.

I limi sabbiosi mostrano, nella frazione arenitica, una prevalente componente bioclastica, costituita da gusci integri o da frammenti di gasteropodi (*Turritella* sp.) e bivalvi (tellinacei). Essi si distribuiscono secondo un'estesa fascia, ad una profondità compresa tra -30 m e -40 m nella zona centrale e centro-orientale del Golfo di Termini Imerese.

Mostrano curve di frequenza bimodali e plurimodali e

si presentano mal classati e con una asimmetria positiva.

Il fango si presenta dal verde bruno al grigio oliva, con una componente bioclastica quasi assente (< 5%) costituita da rari frammenti di gasteropodi (*Turritella* sp., *Nucula* sp.), scafopodi (*Dentalium* sp), tubi di serpulidi, bivalvi, resti di *Posidonia* sp. e radici di *Cymodocea* sp. Questa facies si rinviene lungo una fascia continua nel Golfo di Termini Imerese a partire dai -60 m fino a raggiungere la scarpata superiore.

Nell'insieme, la distribuzione areale delle varie facies tessiturali mostra una diminuzione delle dimensioni dei granuli all'aumentare della profondità.



## 2.4 Inquadramento Geologico

L'area oggetto di studio ricade nel margine continentale nord-siciliano nel quale interagiscono:

- a) processi distensivi, responsabili della formazione del bacino del Mar Tirreno, che si sviluppa nel settore di retroarco del complesso di subduzione Ionio-Tirreno;
- b) processi compressivi, responsabili della formazione della catena appenninico-maghrebide che si sviluppa all'interno di un margine collisionale, in corrispondenza della sutura tra la placca africana e quella eurasiatica;
- c) processi trascorrenti, nella zona di raccordo e lungo i due settori prima descritti.

In particolare nel Mediterraneo centro-occidentale si riconosce una porzione della megasutura cenozoica che si sviluppa lungo il limite tra la placca africana e quella europea. Il segmento di catena collega le Maghrebidi africane con la Calabria e gli Appennini, estendendosi, attraverso la Sicilia, dalla Sardegna fino alla piattaforma pelagiana nel Canale di Sicilia (Fig. 2.4.1).

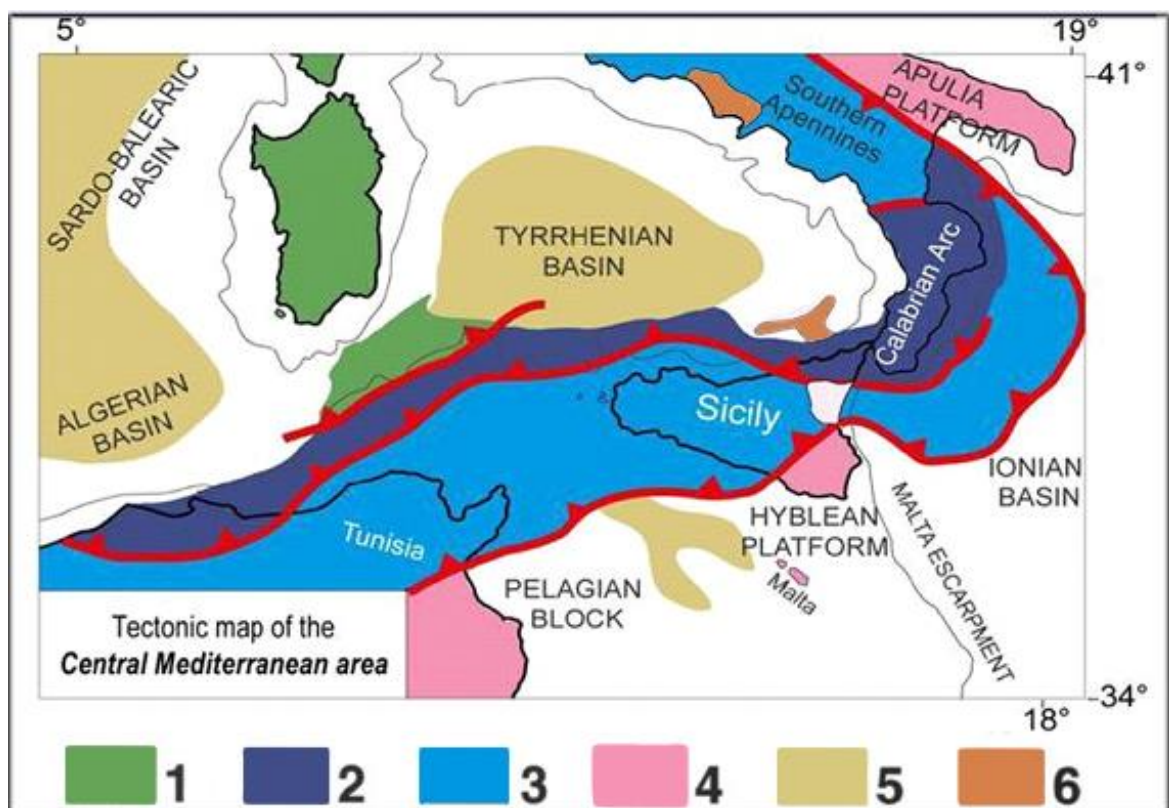


Figura 2.4.1 - Schema tettonico del Mediterraneo centrale. 1) Corsica-Sardegna 2) Unità Kabilo-Peloritano-Calabre 3) Unità Appennino-Maghrebidi 4) Avampaese 5) Aree in estensione 6) Vulcaniti plio-quadernarie (Catalano et al., 1996).

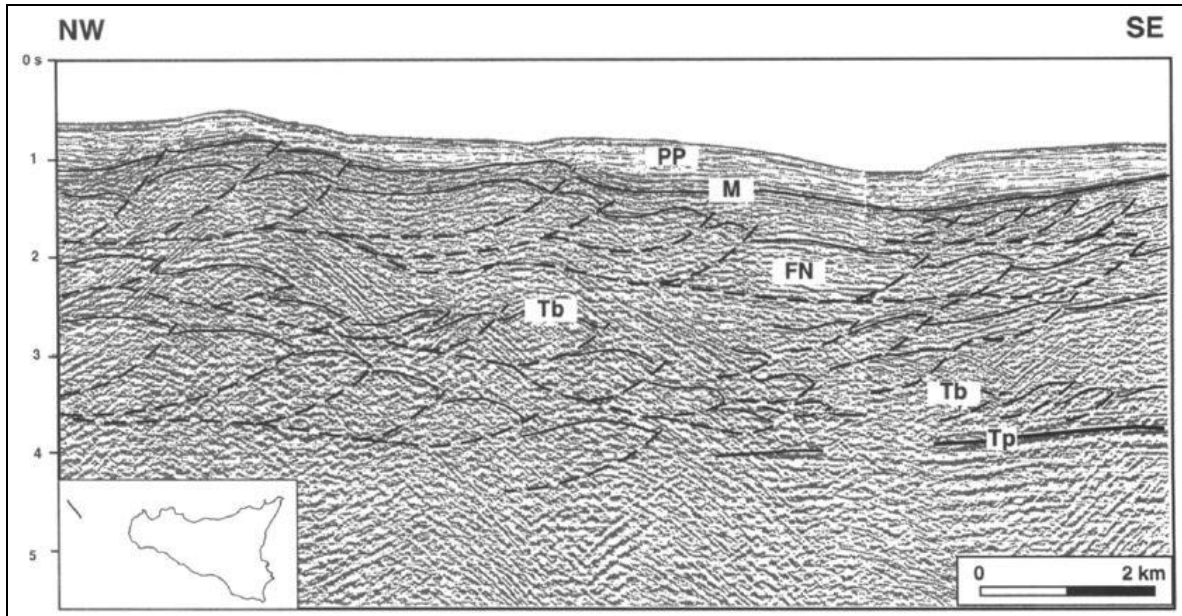
Dopo la fase orogenica alpina del Paleogene, i movimenti compressivi più importanti di questo settore sono dovuti alla rotazione antioraria oligo-miocenica del blocco Sardo-Corso.

La collisione del blocco Sardo-Corso con il margine continentale africano (Bellon *et alii*, 1977; Channell *et alii*, 1980; Dercourt *et alii*, 1986) è considerata comunemente come la causa primaria della deformazione compressiva nella catena sudappenninica-siciliana (Catalano *et alii*, 1996 con bibliografia). Dalla fine del Miocene superiore, parte dell'orogene Alpino-Appenninico è interessato da processi distensivi, associati con il progressivo arretramento del piano di subduzione della placca Ionica al di sotto della Calabria (Malinverno & Ryan, 1986, Faccenna *et alii* 1996; Doglioni *et alii*, 1999), responsabili della formazione ed evoluzione del bacino tirrenico meridionale (Rehault *et alii*, 1984; Rehault *et alii*, 1987; Malinverno & Ryan, 1986; Faccenna *et alii*, 1996; Gueguen *et alii*, 1998).

Tre elementi costituiscono il complesso collisionale: la zona di avampaese, rappresentata dal plateau ibleo, che insieme alle aree sommerse fa parte del blocco pelagiano, che costituisce nel complesso una zona stabile estesa dalla scarpata ibleo-maltese sino alla Tunisia, formata da una potente successione meso-cenozoica prevalentemente carbonatica con ripetute intercalazioni di vulcaniti basiche (Catalano & D'Argenio, 1982); la zona di avanfossa recente, che in parte è sepolta dal fronte della catena nella Sicilia meridionale e nel Bacino di Gela, costituita da sedimenti silico-clastici provenienti dalle aree settentrionali durante il Plio-Quaternario; la zona di catena, con vergenza E e SE, costituita da tre elementi (Catalano & D'Argenio, 1982): 1) un elemento interno, composto da terreni cristallini e coperture sedimentarie clastiche oligo-mioceniche, che rappresenta le unità dell'Arco Calabro; 2) un elemento intermedio risultante dalla sovrapposizione di corpi carbonatici e terrigeno-carbonatici di età paleozoico-neogenica appartenenti ad ambienti di piattaforma, scarpata e bacino derivanti dalla deformazione dei paleodomini Panormide, Imerese, Trapanese, Sicano e Saccense. Questi corpi originariamente costituivano un tratto del margine continentale africano; 3) un elemento esterno, che rappresenta l'attuale fronte della catena: la Falda di Gela.

L'elemento intermedio e cioè il sistema carbonatico interno (Catalano *et al.*, 1995), si estende da Est ad Ovest lungo la catena settentrionale siciliana, formando le maggiori culminazioni strutturali (Madonie, Monti di Palermo, Monti di Capo S. Vito), proseguendo nell'offshore settentrionale e verso Ovest lungo una fascia che si estende a sud del Monte Drepano. In quest'area le unità tettoniche geometricamente più elevate sono costituite dal

Flysch Numidico o dalle coperture terrigene sintettoniche equivalenti. Esse si sovrappongono ai carbonati pelagici ben stratificati di età mesozoica, che a loro volta si sovrappongono sui carbonati mesozoici di mare basso (fig. 2.4.2). Tali litologie e rapporti tettonici si



**Figura 2.4.2 - Il profilo sismico mostra un complesso sommitale di scaglie tettoniche di depositi terrigeni sovrapposto ad una struttura a duplex di carbonati mesozoici, che sovrascorrono su unità di piattaforma carbonatica.**

riconoscono anche nelle Isole Egadi, dove calcari pelagici del Trias superiore sovrascorrono sulle unità carbonatiche mesozoiche di mare basso.

Le unità tettoniche sepolte nell'offshore al di sotto della successione plio-quadernaria fanno parte della Catena Siciliano-Maghrebide. Le evidenze risultanti dall'analisi dei profili sismici indicano che l'edificio tettonico, oggi sepolto, si è strutturato nel corso del Miocene medio – superiore e del Pliocene e che, tra il Tortoniano superiore ed il Pliocene, diversi settori del margine sono stati sede di tettonica distensiva, con faglie dirette che hanno ribassato i vari settori verso il Bacino Tirrenico meridionale.

La deformazione compressiva raggiunge un nuovo acme nel Pliocene medio, con l'attivazione di faglie inverse ad alto angolo. Grazie a queste faglie inverse, che possono assumere carattere transpressivo, si verifica la locale inversione dell'originario ordine di sovrapposizione strutturale e piccole rotazioni orarie degli alloctoni. Anche i depositi accumulatisi nei poco profondi bacini del Tortoniano superiore – Pliocene inferiore vengono localmente deformati.

Nell'intervallo plio-pleistocenico l'evoluzione geologica del margine sud tirrenico è attribuita a due meccanismi differenti:



a) lineamento trasforme destro E-O (Finetti & Del Ben 1986; Finetti *et alii*, 1996) o zona di simple shear destro E-O (Abate *et alii*, 1998; Giunta *et alii*, 2000; Del Ben & Guarnieri, 2000). In entrambi i casi la tettonica trascorrente avrebbe determinato il sollevamento degli alti strutturali, le rotazioni delle falde, i piegamenti e la subsidenza dei bacini plio-quadernari;

b) tettonica distensiva associata al rifting sud tirrenico, che avrebbe condotto all'assottigliamento crostale ed alla subsidenza dei bacini (Kastens *et alii*, 1988; Pepe *et alii*, 2000). Gli episodi di rifting sarebbero stati due, nel Tortoniano superiore-Messiniano e nel Pliocene superiore, intervallati da un episodio compressivo al termine del Pliocene inferiore. La separazione continentale si sarebbe conclusa alla fine del Pliocene superiore (Pepe *et alii*, 2000; Pepe *et alii*, 2004).

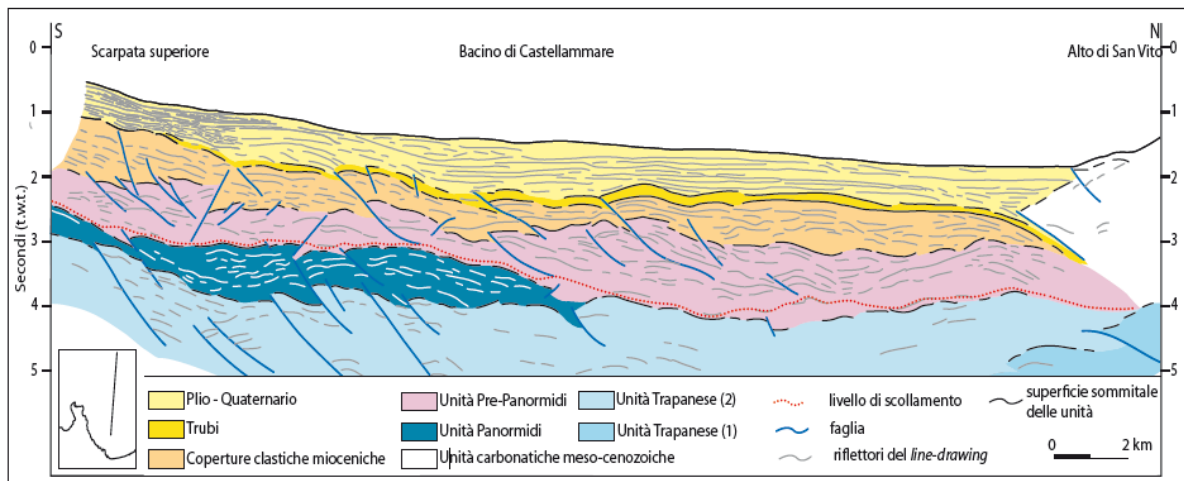
L'architettura deposizionale delle successioni quadernarie indica che la sedimentazione ciclica in quest'intervallo è stata controllata dalle ripetute fluttuazioni eustatiche del livello del mare, ma si è svolta anche sotto l'influenza di un lento sollevamento della piattaforma continentale durante il Pleistocene medio-sup. (Pepe *et alii*, 2003). Le evidenze sismostratigrafiche concordano con quanto emerso dal rilievo geomorfologico della fascia costiera (Hugonie, 1982), più in generale con le quote a cui i depositi del Pleistocene si rinvenivano lungo le coste nord siciliane (Mauz *et alii*, 1997).

In particolare nel margine continentale nord siciliano si riconoscono due principali bacini intrascarpata (*sensu* Selli 1970), il Bacino di Castellammare e il Bacino di Cefalù.

Il Bacino intrascarpata di Castellammare, formatosi dopo il Messiniano, è un'ampia depressione strutturale di forma sub-circolare delimitata ad ovest dall'alto di S. Vito ed a est dall'offshore dei Monti di Palermo. Esso accoglie depositi clastici plio-pleistocenici spessi più di 1000 m che ricoprono in discordanza un substrato fatto da unità tettoniche impilate e deformate durante le fasi compressive mioceniche.

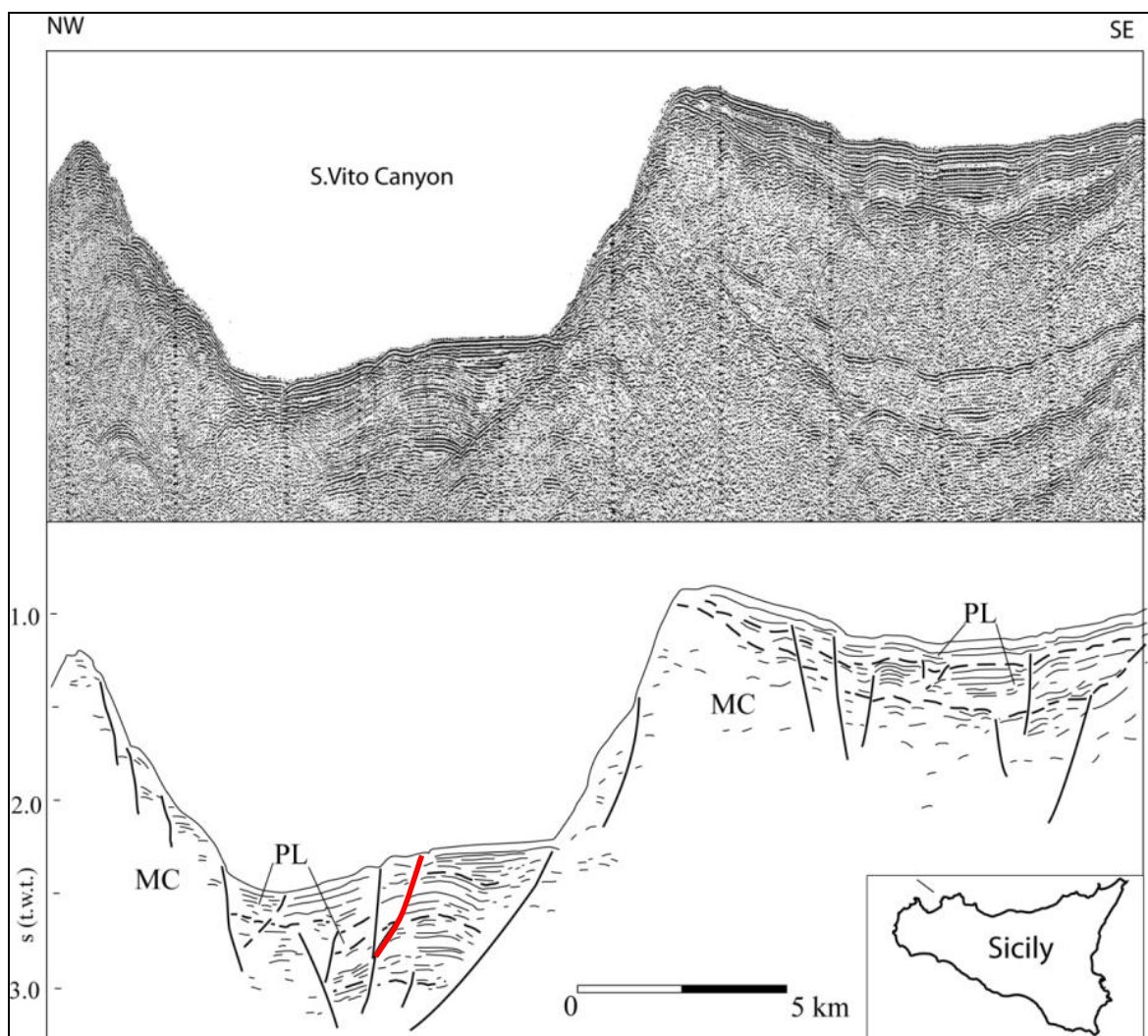
I profili multicanale (zona G) permettono di riconoscere le caratteristiche del substrato meso-cenozoico e delle coperture terziarie (fig. 2.4.3).

In particolare si riconosce un edificio tettonico complesso che mostra una progressione della deformazione da nord verso sud. Nella regione più settentrionale, in corrispondenza dell'Alto di S. Vito, le unità carbonatiche più interne si deformano subito dopo il Messiniano, mentre nel settore centrale (Bacino di Castellammare) i dati sismostratigrafici mostrano la dislocazione ed il piegamento delle porzioni inferiori (Trubi) della successione plio-pleistocenica; queste deformazioni non coinvolgono gli strati superiori della successione.



**Figura 2.4.3 - Sezione geosismica che attraversa il Bacino di Castellammare fino all'alto di San Vito ricostruita sulla base di profili sismici multicanale**

Inoltre il profilo sparker (fig. 2.4.4), che attraversa il bacino di Castellammare in direzione NO-SE, mostra con più dettaglio la successione plio-quadernaria. Quest'ultima poggia in discordanza sul tetto del Messiniano e risulta essere interessata da tettonica distensiva post-messiniana, essendo interessato dalla faglie dirette anche il tetto di quest'unità.



**Figura 2.4.4 - Profilo sismico e line drawing, mostra la successione plio-quadernaria che poggia in discordanza sul tetto del Messiniano. In rosso è stata evidenziata una faglia di inversione.**

È inoltre evidente come il settore sia interessato in tempi più recenti da tettonica da inversione, cosicché sui piani di faglia che avevano agito creando distensione, si è imposta una tettonica compressiva, che da origine a terremoti come il cluster del 1998 con magnitudo 5.2, la cui soluzione dei meccanismi focali è di tipo compressivo.

Il Bacino di Cefalù dove l'analisi sismostratigrafica dei profili sismici ha permesso di distinguere il multistrato in tre parti: le successioni carbonatiche meso-cenozoiche, le coperture terrigene terziarie e la successione plio-pleistocenica. L'analisi dei rapporti strutturali evidenzia come questo settore sia stato soggetto prima ad una fase compressiva riconoscibile attraverso la messa in posto delle varie unità tettoniche che apparteneva all'antico margine, un evento distensivo avvenuto tra la fine del Messiniano ed il Pleistocene, interrotto da un evento compressivo durante il Pliocene medio, evidenziato da faglie inverse ad alto angolo che si rastremano verso il basso sui thrust. Un evento distensivo avvenuto nel Pliocene superiore Pleistocene inferiore si ha con l'attivazione di faglie listriche con crescita sin-sedimentaria e l'accumulo di potenti successioni clastico-terrigeno, che continuano a riempire il bacino (fig. 2.4.5).

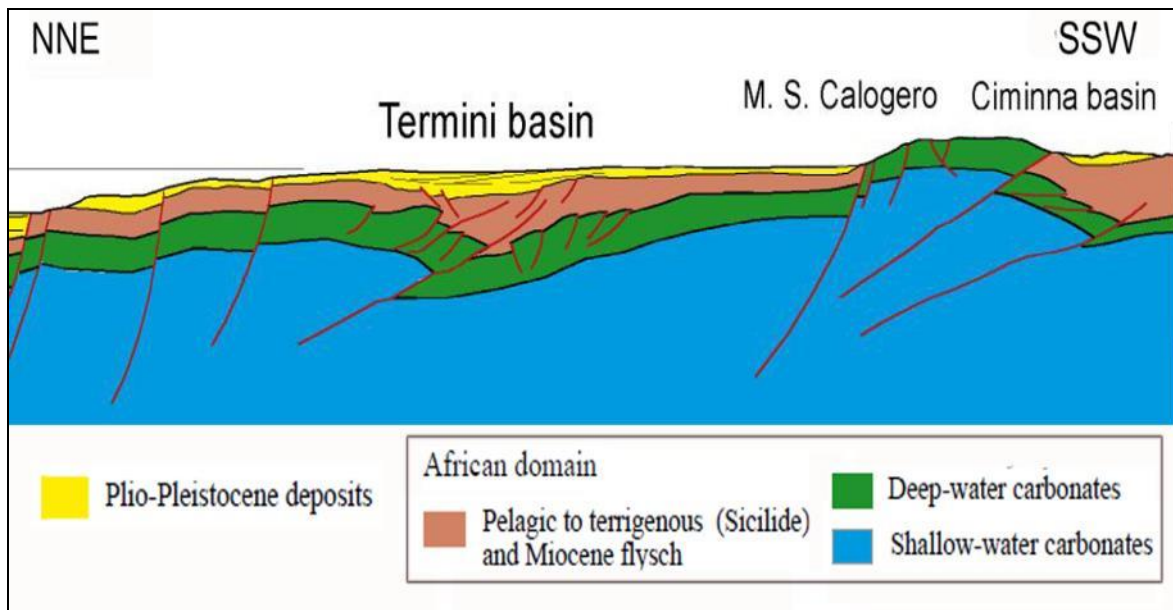


Figura 2.4.5 - Sezione schematica del bacino di Termini

### 3. IL SETTORE ONSHORE

La porzione emersa dell'area di studio è costituita dall'affioramento di numerosi corpi di natura carbonatica e terrigena, costituiti da successioni meso-cenozoiche di diversi ambienti sedimentari.

Questo segmento della catena nord siciliana è il risultato della sovrapposizione tettonica di vari corpi geologici carbonatici e terrigeni, di età compresa tra il Trias superiore ed il Miocene inferiore, con vergenza generalmente meridionale (fig. 3.1). Tali corpi derivano dalla deformazione miocenica sia di una successione pelagica di scarpata-mare profondo (Dominio Sicilide ed Imerese), sia di successioni di piattaforma carbonatica (D. Panormide e Trapanese), individuatesi durante le fasi distensive mesozoiche e ricoperte da depositi silico-clastici, evaporitici e clastico-carbonatici terziari.

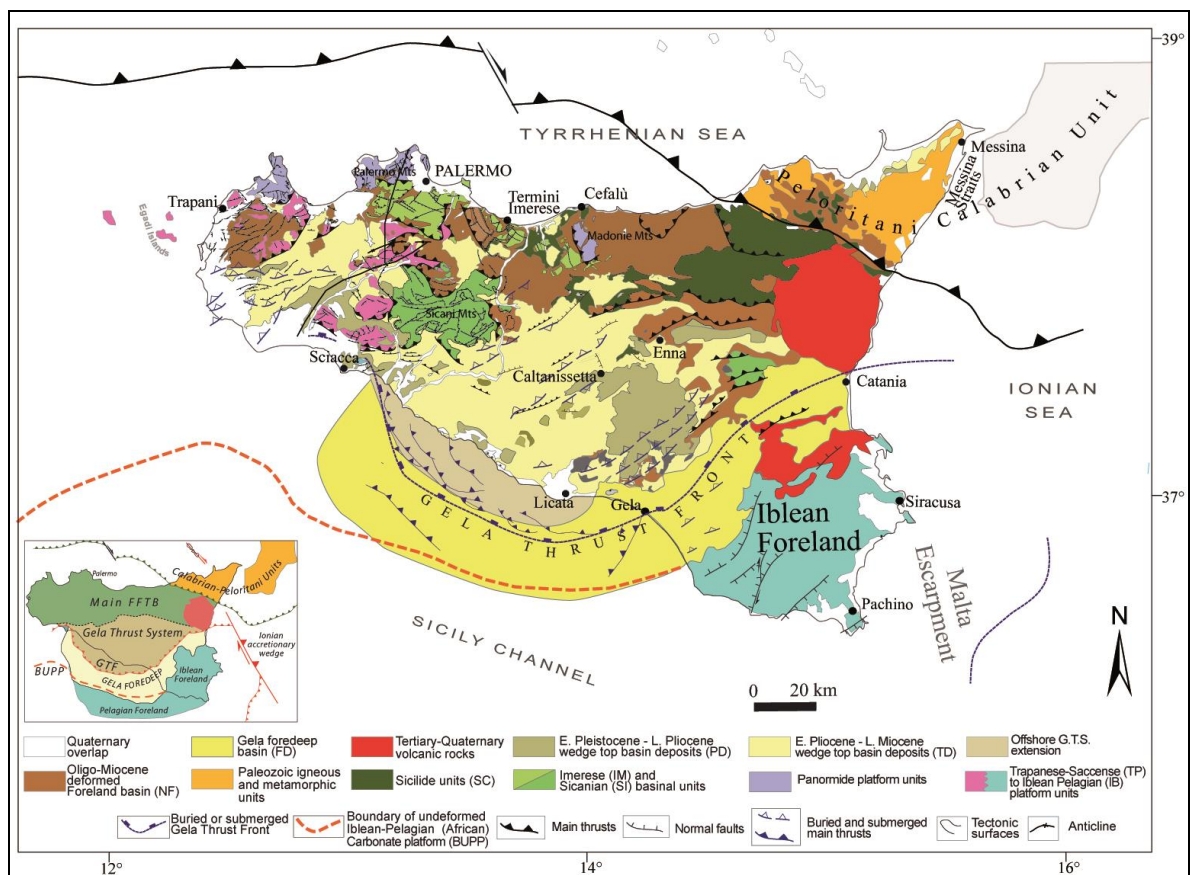


Figura 3.1 - Mappa strutturale della Sicilia (modificata da Catalano et al., 2010).

### 3.1 Stratigrafia

#### Depositi del Bacino Numidico

La formazione del Flysch Numidico comprende peliti e peliti argillose con sottili livelli arenacei biocalcarenitici, megabrecce ad elementi carbonatici, quarzoareniti e siltiti argillose con microconglomerati. Nella formazione sono stati distinti due membri: Portella Colla, di età Oligocene superiore-Miocene inferiore (Aquitano basale) e Geraci Siculo, generalmente databile all'Aquitano-Burdigaliano. I membri mostrano generalmente rapporti di eteropia.

#### Depositi del Dominio Sicilide

Le unità litostratigrafiche riconosciute sono:

- ❖ Argille Varicolori: argilliti e marne varicolori sui toni grigio verdastro, rosso vinato, rosso mattone, giallo ocra o grigio biancastro in alterazione e verde scuro sino a nerastro in profondità, macro e micro-scagliettate in relazione alle scaglie o prismetti romboidali in cui sono suddivise. Le argilliti si presentano intensamente tettonizzate, con superfici di distacco translucide
- ❖ Formazione Polizzi: Calcilutiti marnose grigio biancastre a foraminiferi planctonici, biocalcarenitici e biocalciruditi con livelli marnosi grigiastri, talvolta violacei, su cui si intercalano tipiche becciole a macroforaminiferi bentonici (nummulitidi, alveolinidi e discociclinidi).
- ❖ Tufiti di Tusa: Alternanze di marne, argilliti, calcareniti, calcari marnosi bianchi o grigiastri ed arenarie vulcanoclastiche. Le calcareniti, talvolta poco cementate, sono costituite da grani carbonatici arrotondati, gusci di macroforaminiferi più o meno integri, frammenti di molluschi, gasteropodi, briozoi, alghe e si alternano a marne biancastre con foraminiferi planctonici e calcari grigiastri.

#### Depositi del Dominio Imerese (ambiente di mare profondo)

Le unità litostratigrafiche riconosciute sono:

- ❖ Formazione Mufara: Argilliti e marne siltose bruno-giallastre, con carapaci di crostacei, echinoidi, foraminiferi arenacei, microgasteropodi, passanti verso l'alto a calcilutiti lastriformi grigio scuro con laminazione pian-parallela contenenti radiolari

calcitizzati, halobidi e conodonti ammonoidi che permettono di riferire questa unità al Carnico; lo spessore affiorante di questi depositi è superiore ai 50 metri. Ambiente sedimentario di bacino pelagico ed emipelagico di scarpata.

- ❖ **Formazione Scillato:** Calcilutiti e calcareniti grigiastre a luoghi laminate, a liste e noduli di selce nerastra o biancastra spesso paralleli alla stratificazione con intercalazioni di marne policrome, carbonati clastici risedimentati e doloruditi massive in banchi plurimetrici. Nelle calcilutiti sono presenti lamellibranchi pelagici, radiolari, spicole di spugna, crostacei pelagici ed ostracodi. Ambienti deposizionali di bacino pelagico-scarpata deposizionale. I calcari della formazione sono noti per il loro contenuto in lamellibranchi pelagici (*Halobia sp.*, *Daonella sp.*). Lo spessore è di 200-400 m circa.
- ❖ **Formazione Fanusi:** È costituita da doloruditi e doloareniti in banchi di spessore metrico, alternate a brecce dolomitiche in banchi metrici e dolomie saccaroidi localmente vacuolari di colore variabile dal grigio al bianco, in cui non sono riconoscibili tracce di strutture sedimentarie e di resti fossili. Gli spessori della formazione variano tra i 50 ed i 300 metri ma la stessa è assente in alcune regioni. Le litofacies dolomitiche della formazione sono interpretate come il risultato della risedimentazione di materiali provenienti da un'adiacente piattaforma carbonatica. Le dolomie della formazione Fanusi sono datate al Lias inferiore per litofacies e posizione stratigrafica.
- ❖ **Calcari a crinoidi e brecce di Altofonte:** encriniti grigie lentiformi con laminazione parallela ed incrociata, alternate a marne variegate. L'età viene assegnata al Lias medio-superiore. Ambiente di scarpata superiore-base di scarpata.
- ❖ **Formazione Crisanti:** è rappresentata da una spessa successione, compresa nell'intervallo Lias superiore-Cretacico inferiore, di radiolariti in strati sottili alternate ad argilliti silicee con intercalazione di spessi corpi clastico-carbonatici, derivanti dalla frantumazione di un margine di piattaforma carbonatica. Sono distinti quattro membri: radiolariti; brecce ad *Ellipsactinia*; membro marnoso-spongolitico; membro delle brecce a Rudiste.
- ❖ **Formazione Caltavuturo:** Calcilutiti e calcisiltiti rosso mattone a foraminiferi planctonici, radiolari e spicole di spugna, alternati a livelli marnoso-argillosi grigio rossastri con intercalazioni di calcareniti e calciruditi bioclastiche grigie a nummulitidi ed alghe, alcune passanti verso l'alto a marne cineree. Le faune indicano un'età compresa tra il Cretacico superiore e l'Oligocene inferiore. Lo spessore è superiore ai

50 metri raggiungendo valori intorno ai 150 m. Ambiente sedimentario di bacino-scarpata deposizionale.

Depositi del Dominio Panormide (ambiente di mare basso)

I terreni riferibili al Dominio Panormide affiorano a Monte Pellegrino. La successione tipo (Abate *et alii*, 1978) è rappresentata da circa 800-1000 m di depositi carbonatici di mare basso mesozoico-eocenici. In particolare questi depositi caratterizzano dal punto di vista ambientale rispettivamente le aree di piattaforma interna (laguna di retroscogliera, piana tidale) e le aree di margine e di scogliera della originaria Piattaforma Carbonatica Panormide.

Le marcate differenze di facies e le geometrie deposizionali permettono il riconoscimento di varie unità litostratigrafiche a volte coeve.

- ❖ Formazione Capo Rama-Calcarei di Costa della Ginestra: Calcari, calcari dolomitici, dolomie algali, calcari a megalodontidi, biolititi coralgali e dolomie stromatolitiche e loferitiche del Norico. Questi depositi risultano spesso organizzati in cicli *shallowing-upwards* (cicli di piattaforma esterna). Tale depositi appaiono talora fratturati e fagliati e di un colore biancastro che diventa grigiastro o rosato alla frattura fresca. Spessore minimo misurato 500 m.
- ❖ Formazione Cozzo di Lupo: biolititi a coralli ed alghe, biolititi a spugne e idrozoi, biocalcareniti e biocalciruditi (associazione di facies di scogliera e avanscogliera). Hanno uno spessore di 400 metri circa. Le forme algali e le associazioni a spugne datano questi depositi al Norico-Retico p.p..

Al tetto delle formazioni triassiche di piattaforma carbonatica, sono stati riconosciuti numerosi filoni sedimentari.

Ambiente deposizionale di margine di piattaforma carbonatica (scogliera) e scarpata superiore.

- ❖ Formazione Buccheri: le successioni comunemente note come “Rosso Ammonitico” sono costituite da calcari marnosi rossastri con brachiopodi e lamellibranchi pelagici *packstone-wackestone* rossastri a *Bositra sp.*, (databili al Lias superiore-Dogger).
- ❖ Calcari di Pizzo Manolfo: Calcareniti a molluschi e calcareniti oolitiche grigio chiare. Sono ben stratificate e mostrano uno spessore di circa 100 metri. Ambiente deposizionale di aree di laguna adiacenti ad ambiente a energia elevata. Il contenuto floristico è dato da alghe (*Dasycladaceae*, *Cayeuxia sp.*) quello faunistico da lamellibranchi e gasteropodi. L'età viene assegnata, all'intervallo Kimmeridgiano.

L'ambiente deposizionale è da considerare a medio-alta energia, nelle vicinanze di una barra oolitica.

- ❖ Calcari di Piano Battaglia: Biolititi coralgali, calcareniti e calciruditi con *Ellispsactinia* sp., coralli, molluschi, resti di echinidi. Lo spessore è compreso tra 200 e 350 m. L'età è compresa tra il Titonico ed il Neocomiano.
- ❖ Calcari di Capo Gallo: Calcareniti bioclastiche a rudiste ed orbitoline, calcilutiti a gasteropodi (*Nerinea* sp.) e caprinidi, calcari stromatolitici e calcari oolitici in banchi dell'ordine di 50 cm. L'età dei livelli basali è assegnata al Barremiano-Aptiano. Ambiente deposizionale in cui si alternano ambienti di laguna di retroscogliera a bassa energia confinanti con aree più marginali.
- ❖ Formazione Pellegrino: calcareniti e breccie bioclastiche a macroforaminiferi (Orbitolinidi) e frammenti di bivalvi (Rudistidi) che si alternano a biolititi a Caprinidi e Radiolitidi, con rare intercalazioni di laminiti stromatolitiche e loferitiche, calcilutiti ad alghe e foraminiferi, e banchi di conglomerati ad elementi grossolani di rudiste arrotondate. Lo spessore in affioramento è di circa 300 metri. Età Cenomaniano.  
Dal punto di vista ambientale i depositi indicano zone di margine della Piattaforma Carbonatica Panormide (Abate *et alii*, 1982) ed in particolare ambienti di scogliera e avanscogliera.
- ❖ Formazione Valdesi: Calcareniti e calcilutiti a macroforaminiferi (alveolinidi, nummulitidi) di colore grigio chiaro, affiorano per uno spessore di circa 50-70 metri. Età Cuisiano-Luteziano.

#### Depositi del Dominio Trapanese

Le unità litostratigrafiche riconosciute sono:

- ❖ Formazione Sciacca: Calcari dolomitici e dolomie in cicli peritidali con stromatoliti, megalodontidi, alghe ed intercalazioni marnose. *Triassico sup*
- ❖ Formazione Inici: Calcari e calcari dolomitici bianchi ad alghe (*Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Paleodasycladus mediterraneus*) e molluschi, alternati a calcari stromatolitici e loferitici in banchi con sequenze shallowing upward (cicli peritidali). Verso l'alto calcareniti oolitico-bioclastiche con alghe, foraminiferi, gasteropodi, crinoidi. Spessore 400-500 m. Al tetto della formazione fitto reticolo di filoni sedimentari polifasici colmati da depositi giurassico miocenici. Ambiente di laguna di retro scogliera, di piana tidale e di margine sobbioso. *Hettangiano-Sinemuriano*.



- ❖ **Calcari a Crinoidi:** Calcareniti encrinitiche bianco-rosate con geometrie lenticolari, per lo più massive, con stratificazione incrociata a basso angolo. Spessore 0-20 cm. Limite inferiore discordante o erosivo sulla Fm. Inici. Viene datato sulla base delle faune a brachiopodi e per la posizione stratigrafica. Ambiente di piattaforma esterna. *Pliensbachiano sup.*
- ❖ **Formazione Buccheri:** Calcari rossi nodulari, calcari pelagici, radiolariti e selci stratiformi, calcari pseudo nodulari bianco rosati. Ambiente di piattaforma carbonatica pelagica. *Toarciano-Titonico.*
- ❖ **Formazione Lattimusa:** Calcilutiti marnose rosate selcifere e calcilutiti biancastre, ben stratificate, con Calpionelle (biozone a *Crossicollaria*, a *Calpionella*, a *Calpionellopsis* e a *Calpionellites*), brachiopodi (*Pygope*), rare ammoniti, radiolari, foraminiferi, calcisfere e nanofossili calcarei (*Nannoconus steinmannii*). Spessore massimo 20 m. Limite inferiore graduale e continuo sulla Formazione Buccheri. Ambiente di piattaforma carbonatica pelagica. *Titoniano sup.- Valanginiano inf.*
- ❖ **Formazione Hybla:** Calcilutiti marnose selcifere e marne verdastre a plancton calcareo, con intercalati livelli ricchi di materia organica. Spessore 20-80 m. La successione è datata da foraminiferi bentonici, radiolari e nannoplancton calcareo e da foraminiferi planctonici (biozone a *Ticinella primula*, *Schackoia cabri*, *Globigerinelloides algerianus*). Limite inferiore graduale e continuo sulla Lattimusa. Ambiente di piattaforma carbonatica pelagica. *Valanginiano sup.-Albiano.*
- ❖ **Formazione Amerillo:** Calcari marnosi grigio scuri, calcari selciferi bianco lattei sottilmente stratificati. Verso l'alto calcari massivi passanti a calcari ceroidi a grana finissima alternate a calcilutiti bianco rosate. Megabrecce carbonatiche ad elementi di piattaforma carbonatica mesozoica. Spessore totale fino a 200 m. Contengono foraminiferi planctonici, ricadenti nelle biozone del Cenomaniano- Maastrichtiano e del Paleocene-Eocene sup., e nanofossili calcarei indicativi delle biozone CC 17-26. Limite inferiore graduale e concordante con l'Hybla o discordante sulla Buccheri o Inici. Ambiente di piattaforma pelagica. *Cretacico Inf.-Eocene.*
- ❖ **Calcareniti di Corleone:** Biocalciruditi, biocalcareniti ed arenarie glauconitiche a laminazione incrociata (una breccia glauconitica è presente alla base della formazione) ed alternanze di marne sabbiose bruno verdastre. Spessore valutabile 5-40 m. Contengono foraminiferi planctonici delle biozone a *Globoquadrina dehiscens dehiscens*- *Catapsydrax dissimilis*, a *Globigerinoides trilobus*, a *Praeorbulina*

*glomerosa s.l.* Limite inferiore discordante ed erosivo su Amerillo, Buccheri e Inici. Ambiente di piattaforma aperta. *Burdigaliano-Langhiano*.

- ❖ **Marne di San Cipirrello:** Argille, marne argillose e sabbiose grigio-azzurrognole con foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei. Spessore massimo 180 m. Limite inferiore graduale sulle Calcareniti di Corleone netto e discordante (onlap) su Amerillo e Buccheri, Inici. Ambiente pelagico ed emipelagico. *Serravalliano-Tortoniano*.

#### Depositi sintettonici

- ❖ **Trubi:** Nel settore orientale affiorano i Trubi, discordanti direttamente sulle dolomie grigiastre della formazione Fanusi. Sono marne e calcari marnosi in strati decimetrici, più o meno sabbiosi, bianco-grigiastri sino a bianco-giallastri con, a luoghi, inglobati elementi clastici, di dolomia calcilutiti e radiolariti. I calcari marnosi sono riferiti al Pliocene inferiore. Le calcareniti e sabbie per posizione stratigrafica possono essere riferiti ad un generico Pliocene medio; Spessori affioranti 40 m. Ambiente di sedimentazione di bacino emi-pelagico.
- ❖ **Formazione marnoso-arenacea:** Sabbie e calcareniti, e subordinatamente conglomerati e argille sabbiose del Pliocene superiore.  
Spessori massimi 40 m.

#### Depositi quaternari

I depositi costituenti i sintemi, generatisi in ambienti da continentale a marino, sono rappresentati da: conglomerati, areniti e/o peliti sciolte o variamente cementate, che si rinvengono lungo le aree costiere pianeggianti impostate su depressioni tettoniche (depositi marini e paralici); conglomerati, sabbie e peliti che costituiscono le pianure e conoidi alluvionali di fondovalle o sono sospesi lungo i versanti vallivi, ove ricoprono superfici di terrazzi (depositi fluviali); accumuli di sabbie e arenarie carbonatiche o quarzose, a stratificazione e laminazione incrociata, disposti in aree di retrospiaggia o addossati ai versanti montuosi (depositi eolici); suoli e detriti rimaneggiati, sciolti o cementati, a volte laminati (depositi colluviali); detriti sciolti o stratificati e cementati (depositi di falda); concrezioni calcaree quali travertini, croste calcitiche e depositi di grotta (depositi

ortochimici); depositi di frana. Questi depositi poggiano in discordanza sul flysch numidico e sui carbonati meso-cenozoici e sono organizzati in sintemi (fig. 3.1.1).

In particolare possono essere distinti in sintemi continentali-paralici e in sintemi fluvio-deltizi.

## SINTEMI CONTINENTALI-PARALICI

### *Sintema di Capo Plaia*

Depositi di versante (detriti e accumuli di materiali eterometrici di spessore variabile, depositi di frana, prodotti eluviali e depositi colluviali, depositi alluvionali di fondovalle (ghiaie, sabbie, limi) e terrazzati, depositi marini e di spiaggia, depositi eolici (sabbie), depositi di origine mista. Il limite inferiore è una superficie di erosione subaerea o di non deposizione incisa su RFR e/o termini più antichi o di deposizione al tetto di RFR. Il limite superiore è l'attuale superficie topografica. L'unità è databile all'intervallo temporale tra la fine dell'espansione glaciale (15 ka BP) e l'attuale. *PLEISTOCENE SUPERIORE – OLOCENE*

### *Sintema di Raffo Rosso*

Detriti stratificati e cementati ad elementi eterometrici spigolosi o angolosi, quarzareniti e calcareniti eoliche. L'unità è compresa tra la superficie di non deposizione al tetto dei depositi del SIT o di erosione subaerea su termini più antichi e la superficie basale di AFL o la superficie topografica attuale pedogenizzata. *PLEISTOCENE SUPERIORE*

### *Sintema di Barcarello*

Calcareniti bioclastiche con faune calde, echinidi, coralli e molluschi (*Strombus bubonius* e *Patella ferruginea*, sub-stadio Isotopico 5e) e conglomerati, areniti, sabbie grossolane prevalentemente mal classate, rosso-giallastre depositatisi nell'intervallo corrispondente ai sub-stadi Isotopici 5a-5e (Tirreniano). Lungo le aree costiere si hanno interdigitazioni con depositi colluviali (suoli terrosi arrossati rimaneggiati con livelli a ciottoli allineati) che si proseguono verso le aree più interne. I depositi di prevalente ambiente litorale si rinvencono a quote non superiori ai 20 m lungo la fascia costiera. Il limite inferiore è una superficie di erosione marina che, verso le aree più interne passa ad una superficie di erosione subaerea prodotta dall'erosione idrica; esse sono incise sui depositi di BLT o su termini più antichi. Il limite superiore del sintema corrisponde, generalmente, ad una superficie di non deposizione. *PLEISTOCENE SUPERIORE*

#### *Sintema di Benincasa*

Conglomerati poligenici, sabbie quarzose e siltiti rossastre o rosso brunastre continentali associati a colluvi con stone-line e paleosuoli contenenti a luoghi resti di vertebrati (*Elephas mnaidriensis*). Lo spessore varia da 1 a circa 5 m. Affiorano nella fascia costiera tra Termini Imerese e Campofelice di Roccella. L'unità giace su una superficie di discontinuità con morfologia da irregolare e fortemente incisa (nei terreni del sintema BCP o pre-quadernari) sino a sub-orizzontale. Il limite superiore è rappresentato dai depositi del sintema AFL oppure dalla superficie topografica ricoperta da suoli. *PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE*

#### *Sintema di Polisano*

Sabbie eoliche quarzose e/o calcaree a laminazione e stratificazione incrociata. Il limite inferiore è una superficie di non deposizione al tetto di SNP1; il limite superiore è una superficie di erosione subaerea o una superficie marina tirreniana. Spessore di pochi metri. Ambiente deposizionale dal piede di versante (dune di ostacolo) a spiaggia emersa (dune costiere). *PLEISTOCENE MEDIO*

#### *Sintema della Piana di Partinico*

Sedimenti marino-paralici e continentali depositatisi su piattaforme di abrasione o conservatisi all'interno di grotte marine o cavità carsiche. Sono compresi tra una superficie di erosione marina incisa su MRS o terreni più antichi (in basso) ed una superficie di non deposizione. Spessori 0,5-20 m. *PLEISTOCENE MEDIO*

#### *Sintema di Buonfornello-Campofelice*

L'unità racchiude conglomerati, sabbie e siltiti marine, con locali intercalazioni pelitiche grigiastre che si sono depositate su superfici terrazzate disposte a varie quote da 25 m a 250 m s.l.m. I depositi si sono formati in più cicli sedimentari pre-tirreniani. L'unità giace su una superficie di discontinuità da sub-orizzontale ad ondulata incisa nei terreni pre-quadernari. Il limite superiore è dato dalla superficie topografica, talvolta ricoperta da suoli oppure dai depositi di BLT o di AFL. Spessori compresi tra 1 e 5 m. *PLEISTOCENE MEDIO*

#### *Sintema di Marsala*

Calcareniti e calciruditi, sabbie, dal giallo all'arancio-rossiccio, in strati decimetrici con stratificazione a luoghi incrociata con foraminiferi bentonici (*Hyalinea baltica*), foraminiferi planctonici (*Globorotalia truncatulinoides excelsa*) e frammenti di alghe,

conglomerati a matrice arenitica e sabbie siltose bianche con lamellibranchi e gasteropodi. A luoghi depositi di tempesta cementati. All'interno del sistema sono state riconosciute due litofacies principali: calcareniti di Castelluzzo (MRSb) affioranti nella fascia costiera occidentale della Penisola di Capo San Vito; calcareniti e sabbie di Castellammare (MRSc) affioranti nella Piana di Castellammare. L'unità è limitata in basso dalla superficie di discordanza su terreni pre-quadernari ed al suo tetto da una superficie di erosione marina dell'inizio del Pleistocene medio. Spessore complessivo variabile tra 50 e 70 m. Ambiente deposizionale neritico-costiero. *PLEISTOCENE INFERIORE (EMILIANO p.p.-SICILIANO Auct.)*

#### *Supersistema Noemi*

Prevalenti depositi silico-clastici e subordinatamente clastico-carbonatici costituiti da marne sabbiose, "argille azzurre", biocalcareniti, sottili livelli di conglomerati e calciruditi. Lo spessore è di alcune centinaia di metri. Sistemi deposizionali di piattaforma e di scarpata. Affiora nelle aree marine. Il limite inferiore corrisponde alla superficie di discordanza o paraconformità al tetto dei Trubi o di terreni più antichi; il limite superiore coincide con la superficie basale della Sequenza deposizionale tardo quadernaria (SDTQ). Il supersistema comprende, dal basso, i depositi affioranti equivalenti alla formazione marnoso arenacea del Belice, al sistema di Marsala ed al sistema di Barcarello. *PLIOCENE MEDIO - PLEISTOCENE SUPERIORE (p.p.)*

### SINTEMI FLUVIO-DELTIZI

#### *Sistema del Fiume San Leonardo*

L'unità comprende depositi fluviali (conglomerati, ghiaie e sabbie) seguiti verso l'alto da siltiti più o meno sabbiose del bacino del Fiume San Leonardo. Il limite inferiore è discordante su superfici incise a varie quote nel substrato pre-quadernario. Spessori massimi 35 m. Il limite superiore è dato dalla superficie inconforme alla base di AFL. *PLEISTOCENE MEDIO-TIRRENIANO*

#### *Sistema del Fiume Imera Settentrionale*

L'unità raggruppa depositi fluviali (conglomerati ghiaie, sabbie e silt) del bacino del Fiume Imera settentrionale. Il limite inferiore è discordante su superfici incise a varie quote sul substrato pre-quadernario. Il limite superiore è la superficie topografica pedogenizzata. Spessori 2-3 metri. *PLEISTOCENE MEDIO-TIRRENIANO?*

### *Sintema del Fiume Torto*

L'unità raggruppa depositi fluviali (conglomerati ghiaie, sabbie e silt) del bacino del Fiume Torto. Il limite inferiore è discordante su superfici incise a varie quote sul substrato pre-quadernario. Il limite superiore è la superficie topografica pedogenizzata. Spessori 1-2 metri. PLEISTOCENE MEDIO-TIRRENIANO?

### *Sintema dell'Oreto*

Depositi fluviali (conglomerati, ghiaie e sabbie superiormente ricoperti da coltri eluvio-colluviali oloceniche del sintema di Capo Plaia, potenti sino a 3,50 m) di terrazzi. Limite inferiore una superficie di erosione fluviale, a luoghi pedogenizzata, incisa (a varie quote) nei depositi pre-quadernari e quadernari. PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE

### *Sintema dello Jato*

Conglomerati, sabbie e silt alluvionali su superfici di terrazzi fluviali. Il limite inferiore è una superficie di erosione fluviale. Il limite superiore è una superficie di non deposizione. PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE

### *Sintema del Fiume Eleuterio*

L'unità comprende depositi fluviali (conglomerati, ghiaie e sabbie seguiti verso l'alto da siltiti più o meno sabbiose) del bacino del Fiume Eleuterio. Il limite inferiore è costituito da superfici di erosione fluviale incise a varie quote nel substrato pre-quadernario; quello superiore è dato dalla superficie inconforme alla base di AFL o dalla superficie topografica. Spessori massimi 30 m. PLEISTOCENE SUPERIORE

### *Sintema del Fiume Milicia*

Ghiaie, ciottoli arrotondati e non, alternati a sabbie fini siltose con poupès, di origine alluvionale. Spessori di qualche metro. Il limite inferiore è una superficie di inconformità (erosiva-fluviale) sui terreni pre-quadernari. Sono stati distinti i seguenti subsintemi in base ai relativi dislivelli dall'alveo: PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE

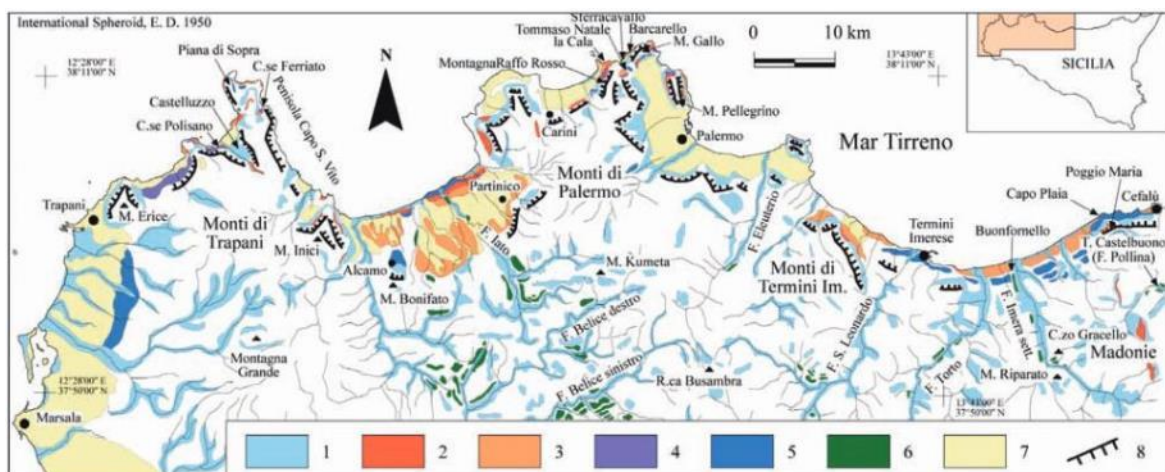


Fig.3.1.1 Carta dei sistemi quaternari della Sicilia nord-occidentale: 1, sintema di Capo Plaia; 2, sintema di Raffo Rosso; 3, sintema di Barcarello; 4, sintema di Polissano; 5, sintema della Piana di Partinico; 6, sintema dell'Imera Settentrionale; 7, sintema di Marsala; 8, principali scarpate/versanti di faglia e falesie/paleofalesie di faglia.

### Depositi quaternari sommersi

La sequenza deposizionale tardo-quaternaria

Questa sequenza deposizionale è costituita dai depositi accumulatisi durante la fase glaciale Ourmiano, la trasgressione versiliana e l'attuale fase di stazionamento alto del livello marino.

La SDTQ presenta in sezione una forma sigmoidale. All'interno della sequenza sono state riconosciute quattro "associazioni di sistemi deposizionali contemporanei" (= *systems tracts*), le quali riflettono l'evoluzione sedimentaria della SDTQ durante le varie fasi del ciclo eustatico.

I due *systems tract* più antichi sono costituiti dai depositi accumulatisi durante la fase di abbassamento del livello del mare (*Falling Stage Systems Tract*, FST) e durante la fase in cui il livello del mare ha stazionato intorno alla quota del minimo eustatico (*Lowstand Systems Tract*, LST).

Nei profili sismici questi sistemi si presentano come unità cuneiformi, aventi facies sismica trasparente o riflettori obliquo-tangenziali ad alta frequenza; lo spessore verticale può raggiungere i 20 m.

In base alle evidenze sismiche e sedimentologiche, questi depositi possono essere ricondotti a sistemi deposizionali costieri e neritici che progradavano al margine di una piattaforma progressivamente più stretta con l'abbassamento del livello marino. Probabilmente durante la fase di caduta del livello del mare i canyon hanno registrato una più intensa attività erosiva a causa di un più abbondante apporto sedimentario al margine della piattaforma.

I due *systems tract* sono presenti a profondità comprese tra - 95 m e - 125 m.

I due *system tracts* più recenti riconoscibili all'interno della SDTQ sono: quello costituito dai depositi trasgressivi (TST) e quello dei depositi di stazionamento alto (HST). Essi formano due sottili cunei sovrapposti con facies sismica trasparente o con deboli riflettori ad alta frequenza. All'interno dei cunei i riflettori mostrano geometrie retrogradanti in quello inferiore e aggradanti o debolmente progradanti in quello superiore. La sommità del cuneo superiore (HST) coincide con l'attuale fondo marino. I due cunei occupano posizioni più prossimali rispetto ai depositi di LST e FRST, estendendosi dalla batimetrica dei -120 m fino a costa. Lo spessore complessivo dei due cunei non supera i 15 m.

Le due Unità si sono deposte tra la fine del Pleistocene superiore e l'Olocene, cioè durante la risalita eustatica del livello marino dovuta alla deglaciazione (tra 14.000 e 6.000 anni fa) e durante la successiva fase di stazionamento del livello marino, che perdura fino ai giorni nostri.

#### Depositi marini attuali

Notevole importanza hanno nella distribuzione granulometrica dei sedimenti le direzioni delle correnti e dei regimi meteo-marini. Le correnti lungo la costa settentrionale della Sicilia hanno un andamento prevalente da Ovest verso Est con articolazioni, nelle baie e nei golfi, orarie ed antiorarie (secondo le stagioni). I regimi meteo-marini ad alta energia a cui sono sottoposte le coste, provengono dai quadranti settentrionali, mentre sono riparate dai regimi provenienti dai quadranti meridionali.

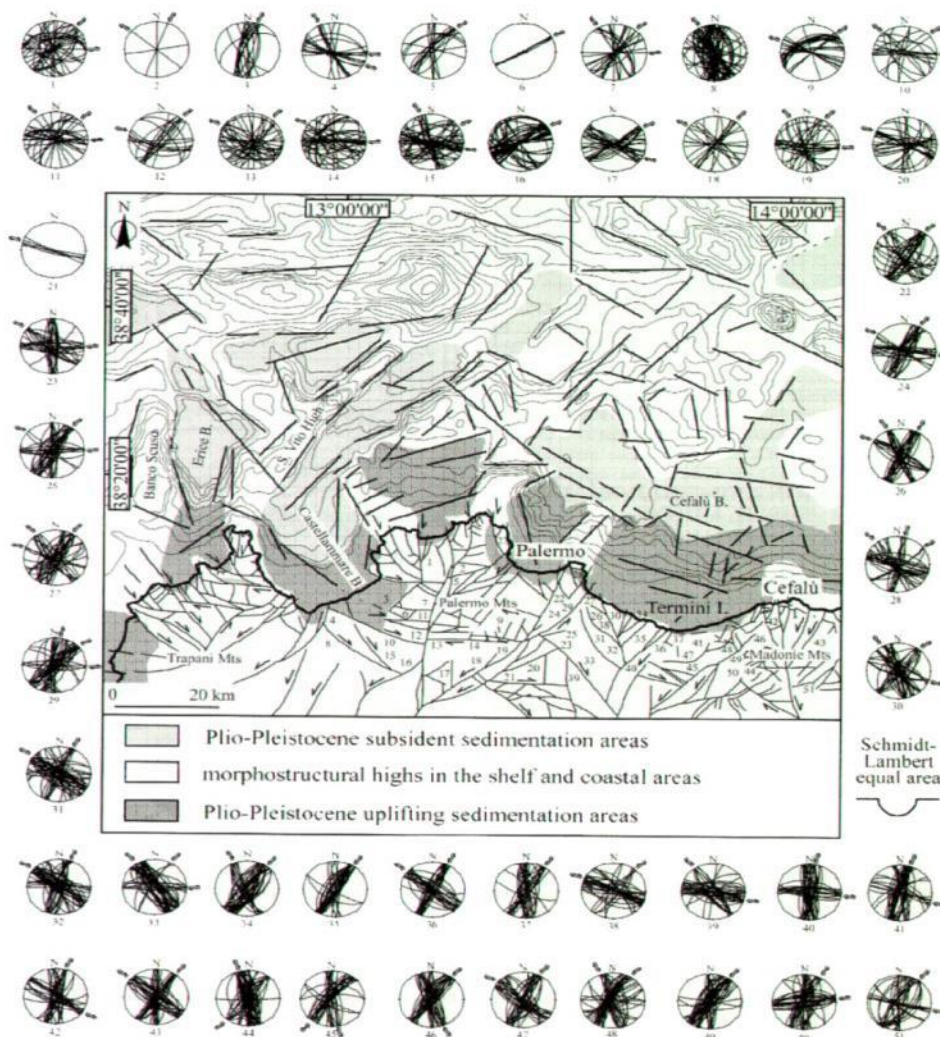
Nell'area in studio sono riconosciute due facies tessiturali, quella delle sabbie di spiaggia sommersa e quella delle peliti marine. Estese praterie di *Posidonia oceanica*, specie endemica del Mediterraneo, sono state rilevate a profondità variabili tra i 10 ed i 40 m.





#### 4. EVOLUZIONE NEOTETTONICA

Gli studi di neotettonica effettuati tra la Sicilia settentrionale e il Tirreno meridionale si sono basati sull'analisi strutturale di affioramenti presenti nel settore costiero nord-siciliano e sull'analisi dei lineamenti morfostrutturali nel settore offshore. L'evoluzione neotettonica della Sicilia ed aree contermini è schematicamente rappresentata nella Fig. 4.1.



**Figura 4.1 - Mappa schematica della neotettonica della Sicilia nord.occidentale mostra le principali faglie e le relative morfostrutture (Giunta et al., 2000)**

La tettonica in Sicilia è ancora attiva come documentato dal coinvolgimento in zone di taglio di depositi recenti, dalla distribuzione a differenti ed elevate quote di depositi tirreniani, dalla distribuzione degli epicentri di terremoti e dalla presenza di sorgenti di acque calde lungo il percorso delle maggiori strutture.

Le deformazioni neotettoniche si sviluppano durante l'intervallo Pliocene inferiore-recente, con massima attività durante il Pliocene medio-Pleistocene inferiore Giunta *et al.*, 2000 riconoscono faglie con componente di movimento destra con andamento NO-SE ed O-E, e faglie ad andamento N-S e NE-SO con una componente sinistra di movimento. Secondo gli autori questo andamento delle strutture bene si inquadra nel sistema regionale di taglio semplice ad andamento O-E, connesso con l'evoluzione del margine tirrenico meridionale, all'interno del quale si riconoscono strutture sintetiche ed antitetiche di vario ordine. In questo ambito, le faglie neotettoniche possono rappresentare gli effetti dell'evoluzione recente del sistema di taglio semplice sud tirrenico (Renda *et al.*, 2000).

## 5. STUDI PRECEDENTI

### 5.1 Il margine continentale nord siciliano

*Wezel et al. (1981)* prendono in considerazione diverse fasi evolutive del margine tirrenico, considerando tre stadi. Il primo vede le faglie responsabili della topografia regolare del margine di tipo Borderland, attive nel Bacino di Cefalù dal Pliocene inf. al tardo Pleistocene, influenzandone quindi la sedimentazione; uno stadio successivo, stadio giovanile, vede invece l'emersione dei blocchi sollevati e inclinati verso terra, ricoperte da sequenze torbiditiche pelitiche, ed infine lo stadio maturo caratterizzato da un'inversione dei blocchi da terra verso mare.

*Nicolich et al. (1986)* per la formazione dei bacini peritirrenici discutono la presenza di diversi eventi geodinamici, prendendo ad esempio il Bacino di Cefalù, che si sarebbe impostato su un margine creato dall'interazione tra l'Arco Calabro-Peloritano e la catena Maghrebide. Inoltre lo considerano come costituito da più bacini di ordine minore separati l'uno dall'altro da alti che ne controllano la sedimentazione. Riconoscono un trend compressivo di direzione ESE, che ipotizzano possa essere il prolungamento della linea Taormina, che separa le unità dell'Arco Calabro-Peloritano dalle unità Maghrebidi. Riconoscono inoltre una tettonica distensiva con direzione E-O, ONO-ESE, NO-SE dal Tortoniano ad oggi.

*Nigro e Sulli (1995)* evidenziano una successione Plio-Pleistocenica caratterizzata da diversi corpi risedimentati, la cui presenza è ricollegata all'instabilità della scarpata. Gli autori prendono inoltre in considerazione la presenza di un sistema di faglie normali che tagliano la successione sedimentaria con direzione OSO-ESE, e faglie listriche di età recente. Una deformazione di tipo compressivo e transpressivo controlla la sequenza pleistocenica, quest'ultima probabilmente associata ad una tettonica d'inversione.

*Mauz et al. (1997) Arces et al. (2000)* riconoscono che il margine continentale si formò subendo risalite e subsidenze dal Neogene fino al tempo Recente, risalite testimoniata durante il Pleistocene da depositi costieri nel settore occidentale del margine stesso con trend regressivo.

*Agate et al. (1998)* rilevano, lungo il margine continentale Nord-occidentale siciliano, la deposizione di una sequenza deposizionale completa durante il Plio-Pleistocene, risultato delle variazioni del livello marino locale e di eventi tettonici.

*Giunta et al. (1999)* ipotizzano un modello in cui è presente un edificio tettonico costituito da due porzioni, delle quali una emerge lungo la costa della Sicilia settentrionale ed una

invece si trova sommersa nell'offshore del Tirreno meridionale, sulle quali s'impostano i bacini intramontani ricoperti da una sedimentazione plio-pleistocenica di tipo clastico. La zona sommersa, secondo gli autori, risulta essere caratterizzata da un'accentuata subsidenza e da diacronismo nella loro formazione, ipotesi supportata dalla presenza di depositi progressivamente più recenti verso E e da una diminuzione degli spessori pliocenici verso O, mentre verso E gli spessori pleistocenici aumentano. Il modello proposto prevede la presenza di sistemi strike-slip che dislocano i depositi plio-pleistocenici marini e continentali fino al Tirreniano, e net-slip scomponibili in sistemi di faglie destrali ad andamento NO-SE ed O-E, alle quali vengono associate faglie antitetiche dal prevalente andamento NNE-SSO e NE-SO. Sono inoltre associati famiglie di pieghe e thrust con vergenza meridionale che spesso riattivano thrust più antichi.

*Pepe et al. (2000)* considerano il margine Nord siciliano come un margine passivo controllato da un'estensione iniziata nel Tortoniano che avrebbe determinato un assottigliamento crostale grazie alla presenza di numerose faglie normali. Gli autori riconoscono due zone assottigliate, una posta a S in corrispondenza del Bacino di Cefalù, ed una posta più a N in corrispondenza della transizione continente-oceano. Tale estensione controllata da faglie listriche normali con immersione verso N avrebbe causato l'apertura del Bacino di Cefalù.

*Renda et al. (2000)* attribuiscono l'evoluzione del margine continentale nord-siciliano alla presenza di grandi strutture trascorrenti (es. linea Ustica-Eolie) che configurano un sistema di duplex trascorrente (*Southern Tyrrhenian Strike-Slip Duplex*) sostenendo un'età recente per la maggior parte delle strutture e una riattivazione di faglie preesistenti.

*Del Ben e Guarnieri (2000)* riconducono l'evoluzione del Bacino di Cefalù ad una fase tettonica del Messiniano-Pliocene inf. di tipo transpressivo dopo aver riconosciuto, tra Cefalù e Palermo, strutture di età Messiniano-Pliocene inf. che furono associate a tettonica transpressiva destra sovrimposta al thrust belt Appennino-Maghrebide, e ad una successiva transtensiva che si sarebbe ricollegata all'evoluzione del Tirreno a partire del Pliocene sup.

*Pepe et al. (2003)* rivolgendo la loro attenzione all'evoluzione plio-pleistocenica propongono la formazione di due tipi di bacini nel settore centrale del margine. Il maggiore dei due, il Bacino di Cefalù, di tipo estensionale, vede la sua origine connessa al rifting continentale che interessò il lato interno del margine continentale durante il medio (?) - tardo Pliocene, mentre il minore, cui appartengono il Bacini di Palermo e di Termini, bacini minori di intrascarpata, un'origine relazionata al raccorciamento del margine stesso.

Lavori sulla geologia marina dell'area indagata riguardano la geomorfologia della piattaforma continentale (Lucido, 1992; Ferretti *et alii*, 1996), la stratigrafia dei depositi plio-pleistocenici (Agate *et alii*, 1993; Agate & Lucido, 1995; Agate *et alii*, 2004), la dinamica sedimentaria (Agate *et alii*, 1998), la stratigrafia sequenziale delle successioni tardo quaternarie (Agate *et alii*, 2005) e l'assetto strutturale del Tirreno Meridionale (Bigi *et al.*, 1991; Fig. 5.1.1).



**Figura 5.1.1 - Assetto strutturale del Tirreno meridionale (Bigi *et al.*, 1991).**



## 6. CARATTERI GEOFISICI

### 6.1 Flusso di Calore

La mappa del flusso di calore dell'area tirrenica (Della Vedova et al., 2001) mostra il risultato della sovrapposizione degli effetti dell'estensione litosferica e di locali intrusioni astenosferiche in due aree distinte: il bacino del Vavilov, in cui il flusso di calore raggiunge il valore di  $140 \text{ mW/m}^2$ , e il bacino del Marsili più giovane, con valori di  $240 \text{ mW/m}^2$ .

La spiegazione di un elevato flusso di calore per la semplice presenza di distensione tettonica non appare esaustiva, viste le forti anomalie termiche positive. Potrebbe quindi apparire più verosimile che oltre ad un apporto di calore medio dovuto alla presenza di una litosfera assottigliata, vi possano essere significative componenti aggiuntive di calore, ascrivibili ad attività di intrusione magmatica a bassa profondità dal fondo marino, piuttosto recenti, almeno per certe aree ben delimitate della porzione meridionale tirrenica (Zito et alii, 1993).

Infatti come si evince dalla topografia del fondale tirrenico, le maggiori strutture geologiche sono per la maggior parte di origine magmatica, come ad esempio i grossi apparati vulcanici del Marsili, del Vavilov, del Magnaghi, che si ergono per migliaia di metri dalle circostanti zone batiali, oppure i vari seamount: Palinuro, Glabro, Alcione, Lametini, Eolo, Enarete, Prometeo, Sisifo, posizionate nella parte meridionale del mar Tirreno.

In figura 6.1.1 sono riportate le anomalie regionali del flusso di calore del bacino tirrenico, tratta da Della Vedova et alii. (2001).

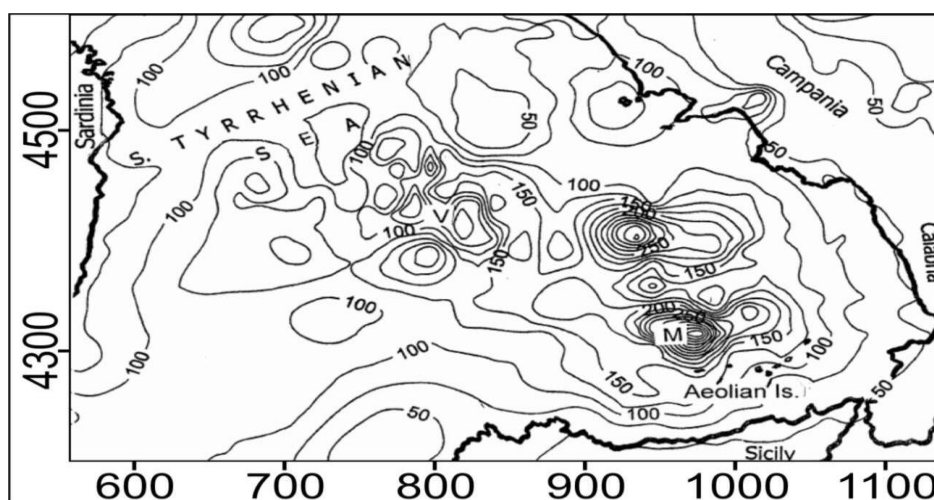


Figura 6.1.1 - Anomalie regionali dei flussi di calore tirrenici ( $\text{mW/m}^2$ ), tratta da Della Vedova et alii. (2001).



La distribuzione del flusso di calore rivela una struttura litosferica in accordo con le osservazioni della sismica a rifrazione: due zone con alto flusso di calore a cui corrispondono due bacini dove la crosta è più assottigliata. Valori minimi sono registrati lungo i margini sardo e corso suggerendo una situazione termicamente stabile.

## **6.2 Gravimetria**

Il campo di anomalie gravimetriche del bacino Tirrenico riflette la complessa sequenza di eventi geodinamici verificatisi nel Mediterraneo centrale a partire dall'Oligocene-Miocene. Tali eventi sono rappresentati da un brusco assottigliamento litosferico con risalita dell'astenosfera, da un'intensa perturbazione del regime termico e dall'innescò di fusione parziale del mantello. Tale fenomeno coesiste con un processo subduittivo tipo "roll-back" della placca ionica, immergente verso O al di sotto dell'Arco Calabro.

La relativa vicinanza tra l'area di massimo assottigliamento ed il settore in subduzione implica un'interferenza, su scala regionale, tra gli effetti gravimetrici associati a ciascuno dei due eventi geodinamici.

## **6.3 Profondità della Moho**

Carte rappresentanti la profondità della Moho mostrano solo dei trend generali di come questa vari nell'offshore della Sicilia, ed evidenziano come lo spessore litosferico decresca dal margine siciliano verso il bacino tirrenico (Panza & Suhadolc, 1990; Cella et al., 1998). Queste mettono in risalto la presenza di due domini a profondità inferiore a 10 km, attribuendo uno spessore crostale di 10 km in corrispondenza del Bacino Magnaghi-Vavilov e di 6 km nel Bacino Marsili (Rehault et al., 1987).

## 6.4 Sismicità

L'ipotesi di convergenza tra la placca africana e quella europea, viene confermata dall'interpretazione della sismicità storica e recente dell'area oggetto di studio.

I meccanismi focali dei terremoti presenti nel Tirreno, la cui sismicità naturale è principalmente concentrata nel Tirreno Sud-orientale, indicano in prevalenza la presenza di movimenti compressivi con asse P orientato circa N-S (Agate et al., 2000).

I fuochi dei terremoti intermedi e profondi si dispongono invece secondo un piano di Benioff che immerge verso NO sotto la piana batiale tirrenica, dalla forma irregolarmente concava, che segue la curvatura dell'Arco Calabro Peloritano (Ritsema, 1979; Gasparini et al., 1982).

La soluzione dei piani focali segnalano una prevalenza di movimenti compressivi nella parte concava e di movimenti trascorrenti ai margini settentrionale e meridionale del piano di Benioff (Ghisetti & Vezzani, 1981; Gasparini et al., 1982; Moussat et al., 1985, 1986; Boccaletti et al., 1984).

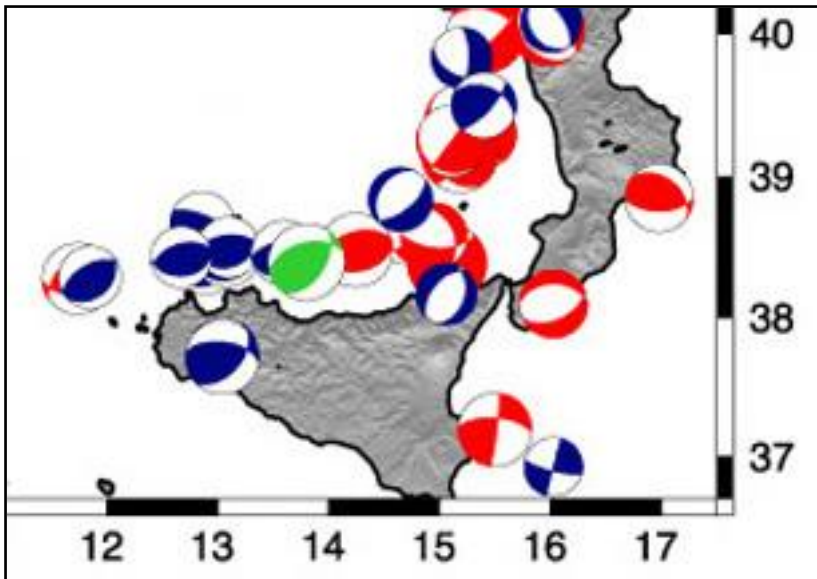
I terremoti superficiali, diffusi soprattutto nelle aree vulcaniche Est e Sud tirreniche, propongono in prevalenza movimenti distensivi e trascorrenti, mentre la distribuzione degli ipocentri dei meccanismi focali, associate ad informazioni geodetiche, rivelano che il comportamento delle rocce è lontano dall'essere elastico, presentando inoltre un alto grado di eterogeneità (Neri et al., 1996).

Il Tirreno meridionale è quindi caratterizzato da diversi tipi di sismicità:

- 1) una legata ai processi di subduzione della placca ionica dove gli ipocentri dei terremoti vengono localizzati a profondità via via maggiori andando verso NO, lungo lo slab, che ha inclinazione maggiore di 70°;
- 2) una sismicità di tipo vulcanico, registrata a profondità massime di 5 km che è connessa all'attività di carico-scarico delle camere magmatiche;
- 3) una sismicità di upperplate (placca superiore).

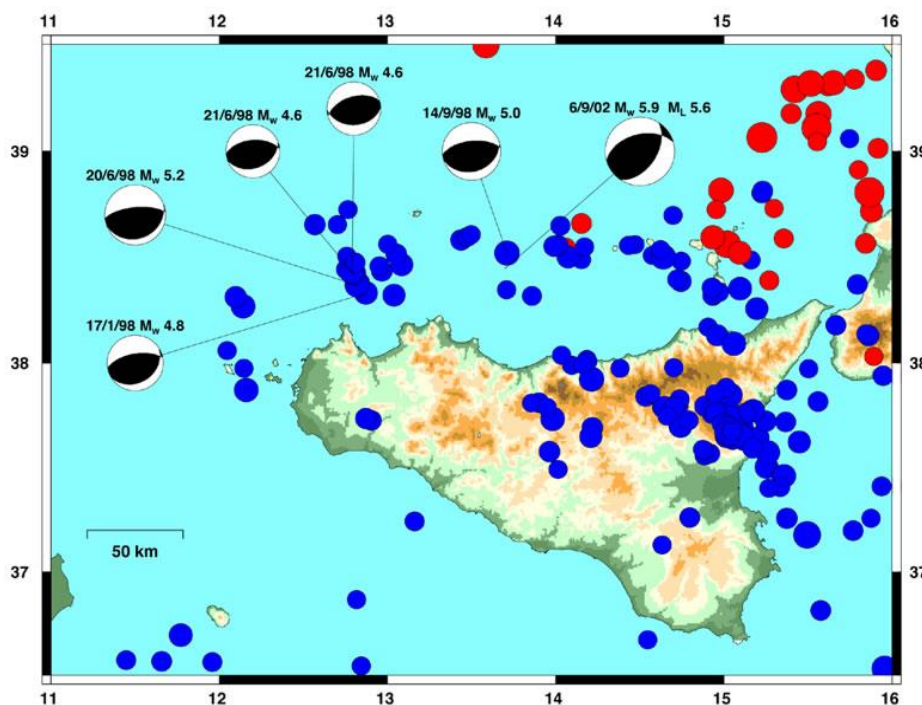
Nell'offshore della Sicilia settentrionale, interessato dalla sismicità di upperplate, è possibile distinguere tre fasce di sismicità legate a processi geodinamici differenti.

Il settore occidentale è caratterizzato da meccanismi focali (Fig. 6.4.1) di tipo compressivo, il settore più orientale da meccanismi focali di tipo distensivo mentre l'area tra le isole Eolie e i M.ti Peloritani da meccanismi focali di tipo trascorrente; quest'ultimo rappresenta un sistema di sblocco prodotto da sistemi di faglie trascorrenti, una destra a nord della Sicilia (faglia di Taormina) e una sinistra a sud degli Appennini (faglia di Catanzaro).



**Figura 6.4.1 - Principali meccanismi focali nell'offshore della Sicilia e della Calabria.**

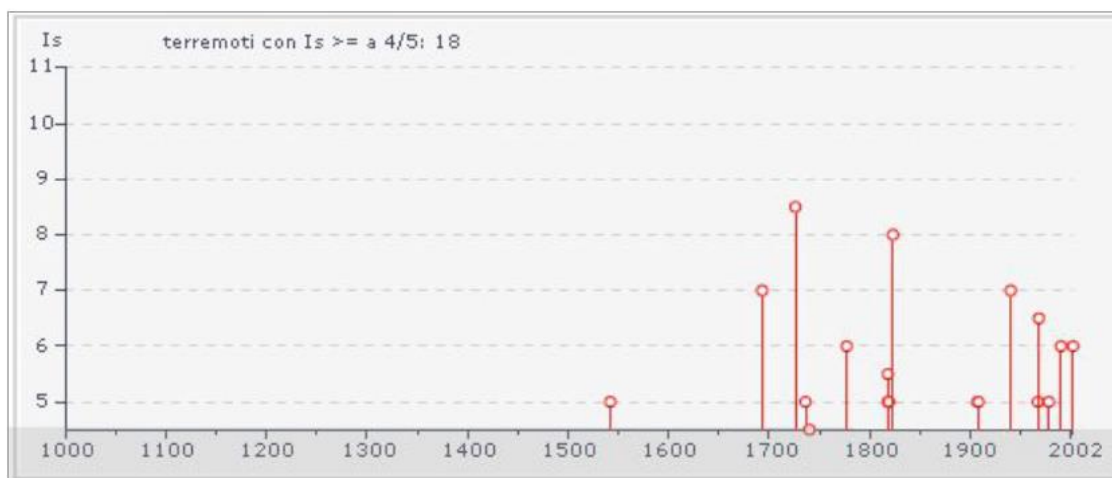
In particolare la sismicità dell'area di studio ha meccanismi focali di tipo compressivo (fig. 6.4.2), orientati con asse di massima compressione orizzontale NO-SE.



**Figura 6.4.2 - Gli epicentri dei terremoti e i meccanismi focali del settore nord-occidentale della Sicilia.**

Lo studio integrato dei dati geologico-strutturali e sismologici (eventi sismici verificatisi tra il 1981 e il 2005 con magnitudo compresa tra 2.0 e 2.3 con picchi di 5.5) (Giunta et al., 2008), ha permesso di evidenziare i rapporti tra i meccanismi focali dei terremoti e le principali strutture tettoniche riconosciute nel settore onshore, risultando entrambi coerenti con un modello tettonico compressivo con trend NO-SE.

La sismicità storica dell'area è documentata nel catalogo parametrico dei terremoti italiani. Storicamente nel settore onshore sono noti alcuni eventi particolarmente dannosi che hanno interessato la città di Palermo (Fig. 6.4.3).



**Figura 6.4.3 - Storia sismica di Palermo.**

Tra questi i più forti si sono registrati nel 1693, 1726, 1823, 1940 e 1968. Ad esclusione degli eventi del 1693 e del 1968, provenienti da aree diverse nell'entroterra, Catanese e Belice, gli altri tre eventi sono probabilmente associabili alla stesso gruppo di strutture tettoniche, presenti in mare a nord di Palermo, responsabili del terremoto del 6 settembre 2002. Il terremoto del 1 settembre 1726 risultò molto dannoso per la città di Palermo, provocando circa 250 morti e crolli diffusi soprattutto nella parte edificata sui terreni alluvionali bonificati. L'intensità fornita dal Catalogo dei Forti Terremoti (CFTI) è pari all' VIII-IX grado MCS. Il terremoto del 1823 ebbe i suoi effetti più significativi lungo la costa settentrionale dell'isola fra Cefalù e Naso. A Palermo tuttavia vi furono danni seri, come alcuni crolli sia totali che parziali. L'intensità massima riscontrabile sul CFTI è di VIII-IX a Naso, mentre a Palermo vi furono effetti dell'VIII grado MCS. Nel 1940, Palermo venne scossa da un altro terremoto, che secondo le analisi più recenti risultò essere dell'intensità dell'VIII grado MCS, nel centro storico della città. Moltissime vecchie costruzioni furono danneggiate anche gravemente, con cadute di comignoli e cornicioni. Vi furono un morto e 50 feriti.

I terremoti che si sono verificati a partire dalla metà degli anni '70 vengono registrati con continuità dalla Rete Sismica Nazionale Centralizzata e sono riportati nel catalogo sismico strumentale.

Tra i terremoti più recenti che si sono verificati nell'area di indagine sono quello del 1998, del 2002 sino agli ultimi eventi del 2010.

La sequenza sismica del 1998 (Fig. 6.4.4), verificatasi nell'area compresa tra la Sicilia nord-occidentale e l'Isola di Ustica (Mar Tirreno meridionale) è caratterizzata da eventi di bassa profondità ( $< 15$  km) e bassa magnitudo, ha interessato soltanto la struttura a falde sud-sudest vergenti della Catena Siciliano-Maghrebide.

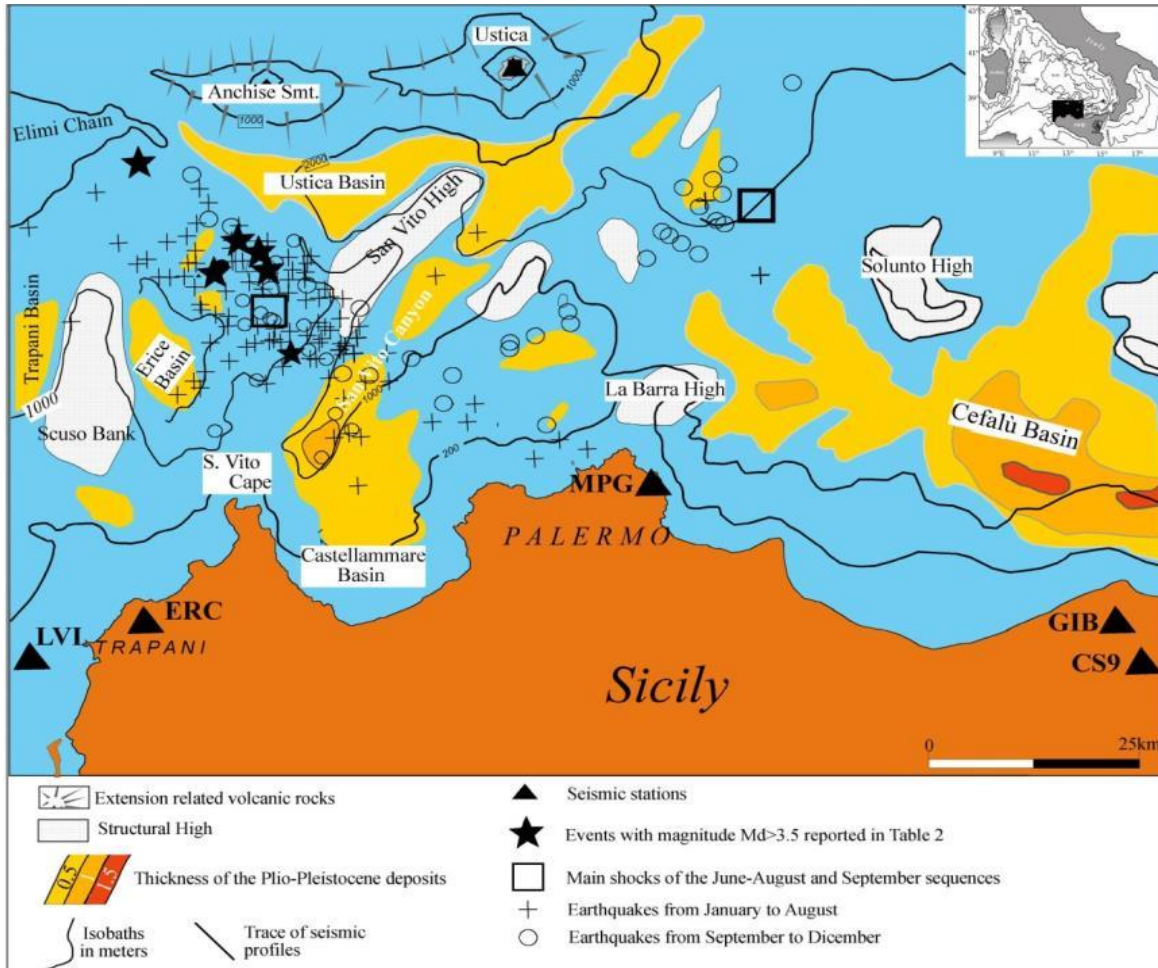


Figura 6.4.4 - La mappa mostra la sismicità del 1998 (Agate et al., 1998).

La distribuzione degli epicentri nel periodo Gennaio-Agosto, localizzati a Sud-Ovest dell'isola di Ustica, individua un allineamento prevalente con direzione NO-SE. Gli eventi posteriori al terremoto di magnitudo 4.1 del 14 Settembre nell'area a sud-est di Ustica, sono distribuiti lungo una direzione NE-SO. I meccanismi focali degli eventi di energia sono di maggiore tipo compressivo con asse P orientato circa N-S. L'eredità strutturale di questo settore di crosta ed il gran numero di terremoti di bassa intensità favorisce l'ipotesi che la sismicità registrata nell'estate del 1998 possa essere stata indotta dalla attivazione di faglie preesistenti. I meccanismi focali di tipo compressivo ricavati per gli eventi di maggiore energia e le direzioni N-S degli assi P sono in accordo con il processo di convergenza tra la placca africana e quella europea.

Il 6 settembre 2002, un terremoto di magnitudo MI 5.6 (Fig. 6.4.5) ha colpito la Sicilia settentrionale. Questa scossa, avvertita in tutto il territorio siciliano e in Calabria meridionale e localizzata dalla rete sismica INGV nel basso Tirreno alla coordinata 38,45 N 13,70 E a circa 50 km a NNE della città di Palermo, rappresenta l'evento principale di una sequenza sismica di circa 580 scosse registrate nell'arco di un mese. La distribuzione delle repliche maggiori, alcune di magnitudo  $\geq 4$ , delinea un'area estesa una ventina di chilometri in direzione NE-SO.

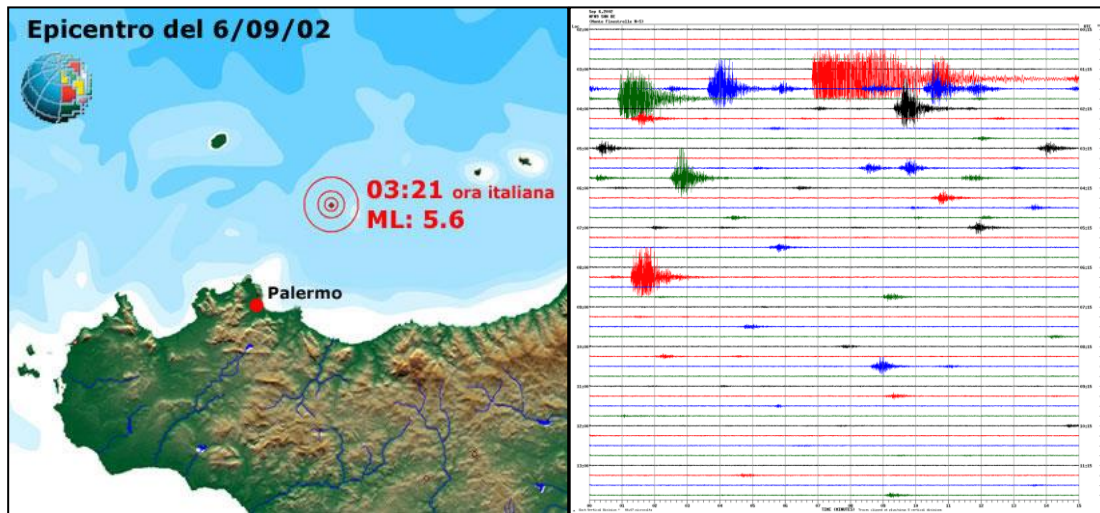


Figura 6.4.5 - Localizzazione e sismogramma del sisma del 2002.

Tra il 2010 e il 2013 si sono verificati più eventi con magnitudo compresa tra 2,5 e 4,2 (Figg. 6.4.6, 6.4.7). Gli eventi risultano allineati, in direzione NE-SO, con il cluster del 2002, e con il lineamento tettonico che si evidenzia nell'alto morfologico della Barra (vedi più avanti). I meccanismi focali sono concordi con la tettonica compressiva dell'area.

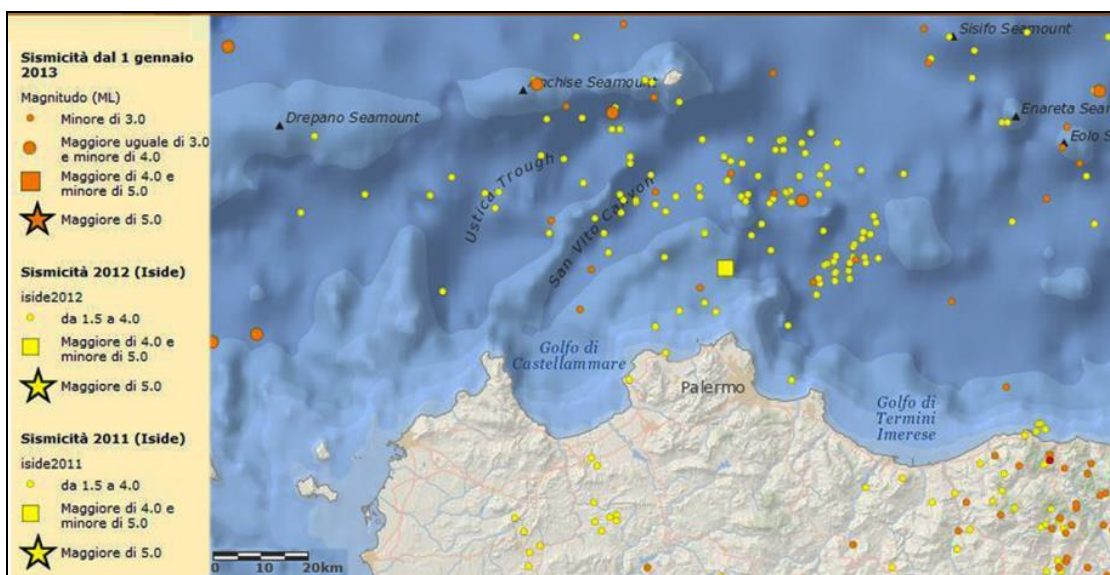


Figura 6.4.6 - Sismicità dal 01/01/2011 al 25/10/2013

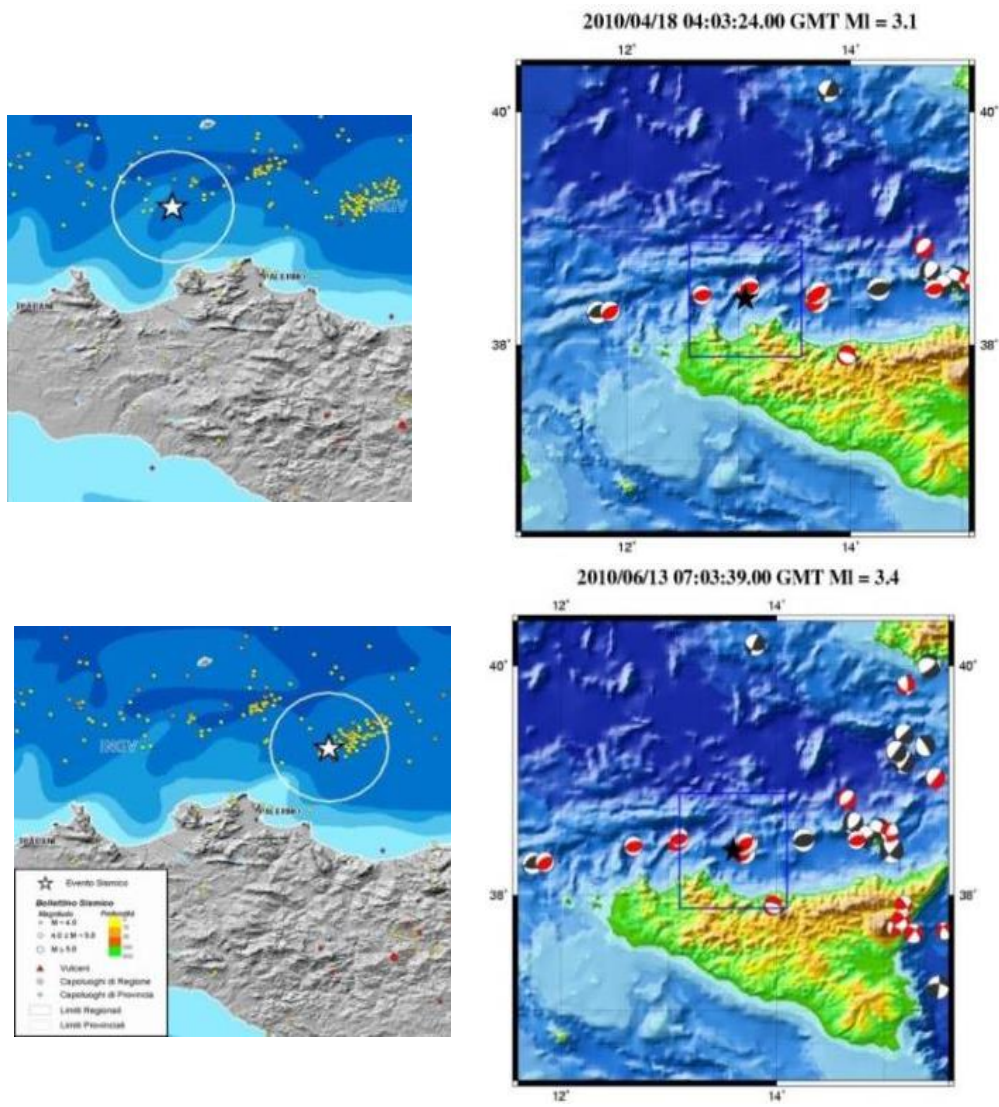


Figura 6.4.7 - Localizzazione e meccanismi focali degli eventi del 2010.

## 7. CIRCOLAZIONE NEL MEDITERRANEO

Il Mediterraneo è dotato di una particolare circolazione delle acque a tre strati superficiale, intermedia e profonda. La causa principale dell'origine della famosa corrente, nota come "corrente mediterranea", è da attribuire alla notevole differenza di salinità e di densità esistente fra le acque atlantiche e quelle mediterranee. Le acque del mar Mediterraneo, a causa della forte evaporazione non compensata dall'apporto di acqua dai fiumi e dalle piogge, hanno un grado di salinità superiore di quelle oceaniche e dello Stretto di Gibilterra e per questo risultano molto più dense (fig.7.1).

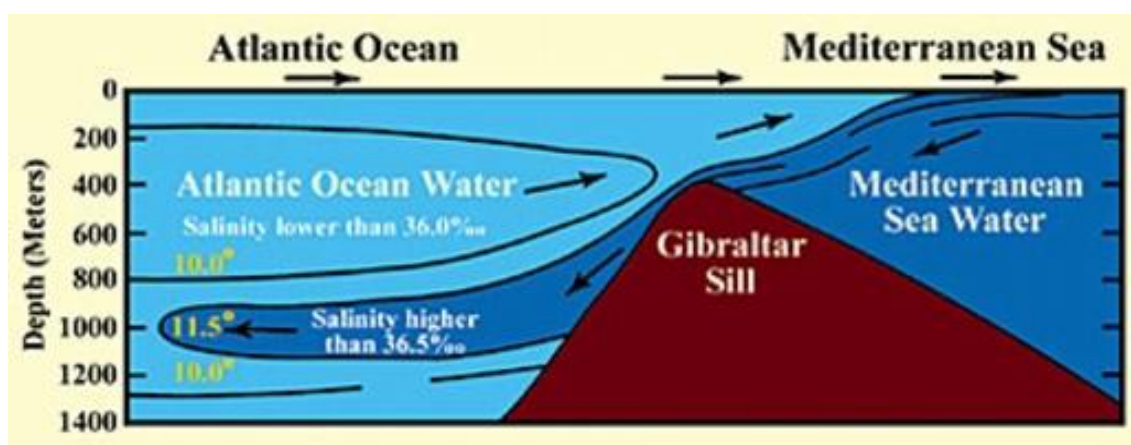


Figura 7.1 - Disegno che illustra lo scambio fra l'Atlantico e il Mar Mediterraneo (da <http://www.vialattea.net>)

La forte evaporazione causata dal prolungato soleggiamento è tale da non poter essere compensata dall'apporto di acqua dolce (proveniente da fiumi o dalla pioggia stessa). Questa mancata compensazione dà origine ad una intensa corrente superficiale che entra dall'oceano Atlantico, incanalandosi dentro lo Stretto di Gibilterra, verso il bacino Mediterraneo, con un flusso di entrata medio di 1,2 milioni m<sup>3</sup>/s ed una velocità media di 0,4 m/s. In pratica, la presenza di questa importante corrente superficiale che si muove da ovest verso est, rifornisce di continuo il mar Mediterraneo centro-occidentale di acqua oceanica, meno densa e con una salinità minore di circa il 36‰. Questa corrente oceanica, fondamentale per il riequilibrio mediterraneo, dopo aver attraversato lo Stretto di Gibilterra, portando con sé alghe e fauna oceanica, entra sul mar Mediterraneo, deviando verso destra all'altezza del mar di Alboran, per effetto della rotazione terrestre.

Il ramo principale di questa corrente proveniente dal vicino Atlantico scorre davanti la costa marocchina e algerina, separandosi a sud della Sardegna in due rami; un ramo di essa poi tende a sprofondare verso il Canale di Sicilia, mentre l'altro prosegue fra Canale di Sardegna e basso Tirreno (7.2). Seppur le condizioni meteorologiche, in particolare quando si attivano intensi venti da NE e Est, possono rallentarla, il corso di questa corrente si può



considerare quasi permanente. In tal modo le acque meno salate dell'Atlantico si versano sopra il Mediterraneo e per equilibrarsi, una corrente profonda, più salata e densa si dovrà dirigere verso l'oceano. Lo stesso scambio avviene tra il Mar Nero dove la salinità è di circa il 17‰, a causa dell'apporto di acque dolci da grandi fiumi e bacini fluviali, come il Danubio o il Don, e della scarsa evaporazione, e il Mar Mediterraneo orientale dove la salinità supera il 38-39‰.



**Figura 7.2 - Circolazione nel Mediterraneo.**

Infatti si crea una corrente marina superficiale che trasporta le acque più leggere e meno salate dal mar Nero verso il mare Egeo, attraverso il Bosforo e lo Stretto dei Dardanelli, ed in profondità un'altra corrente, che in parte spinge le acque più salate e dense verso il mar Nero, ma soprattutto verso lo stretto di Gibilterra, spostandosi dallo Ionio verso il Canale di Sicilia e il bacino occidentale. Recenti studi, inoltre, hanno peraltro confermato l'esistenza di diverse e complesse "correnti di profondità" (abissali) che si attivano periodicamente su diversi settori del Mediterraneo. Queste "correnti di profondità" nascono al termine della stagione invernale, periodo in cui le temperature superficiali delle acque raggiungono i valori minimi, subendo pesanti raffreddamenti. La prima di queste "correnti di profondità" si origina dopo che il maestrale raffredda sensibilmente le acque fra il Golfo di Leone e le Baleari. In seguito all'aumento di densità l'acqua sprofonda verso il fondo, ben oltre i 2000 metri di profondità, contribuendo al lento ricambio delle acque profonde.

Una seconda e non meno importante "corrente di profondità" si innesca dopo che la bora, con il suo soffio impetuoso, raffredda drasticamente le acque del Golfo di Trieste, generando così una corrente diretta verso sud che si inabissa al di sotto del Canale di Otranto, contribuendo al ricambio delle acque profonde dello Ionio.

I massimi valori di flusso della *MAW* (*Modified Atlantic Water*) che entra nel bacino dal Canale di Sardegna si registrano durante i mesi invernali e primaverili, mentre tale flusso diminuisce durante i mesi estivi e autunnali. Negli stessi mesi si blocca l'uscita del flusso dal Canale di Corsica, e dunque in tale stagione il Mar Tirreno risulta isolato dal resto del Mediterraneo, risultando momentaneamente un "bacino chiuso". L'uscita della *LIW* (*Levantine Intermediate Water*) dal Canale di Sardegna sembra presentare un andamento opposto rispetto alla corrente superficiale; i valori minimi di *outflow* si riscontrano durante l'inverno e la primavera, mentre in estate e in autunno si hanno i valori massimi (fig. 7.3).

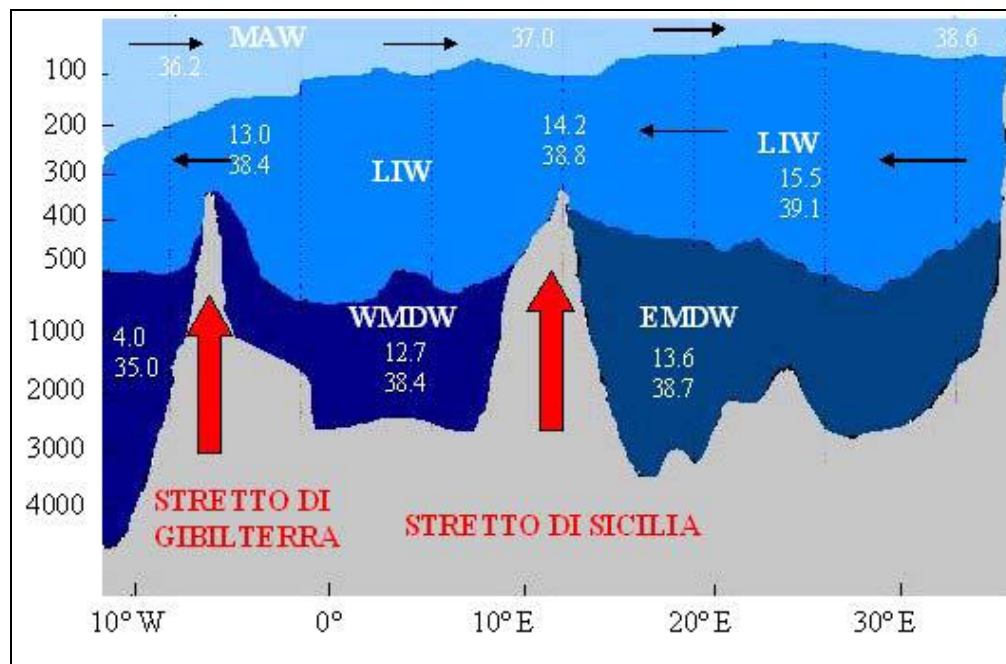


Figura 7.3 - Distribuzione verticale delle masse d'acqua (Zavatarelli e Mellor, 1995).

La corrente dello strato profondo, *WMDW* (*Western Mediterranean Deep Water*) che entra nella porzione meridionale del Canale di Sardegna presenta valori minimi durante i mesi estivi, valori massimi durante l'autunno ed intermedi in inverno e primavera. Dopo aver circolato nel bacino, la corrente esce come *TDW* (*Tyrrhenian Dense Water*) dalla zona settentrionale del Canale di Sardegna, presentando un'oscillazione opposta ai valori di *inflow*: valori massimi in estate e minimi in autunno.



## 8. MATERIALI E METODI

### Principi fondamentali della propagazione del suono in acqua

Il suono viaggia in acqua muovendosi in una serie di fronti di pressione noti come *onde di compressione*. La velocità di propagazione dipende da parametri fisici e chimici quali la salinità, la pressione e la temperatura. In un tipico ambiente oceanico, la velocità del suono è di circa 1500 metri al secondo (m/s).

La distanza fisica tra i fronti di pressione di un'onda sonora è la lunghezza d'onda, mentre il fronte dell'onda è il luogo dei punti raggiunti nello stesso istante dall'onda stessa. Il numero di fronti di pressione che passano in un punto stazionario per unità di tempo rappresenta la frequenza dell'onda.

Quando un'onda sonora incontra un cambiamento nella velocità locale del suono, la sua lunghezza d'onda cambia, ma la sua frequenza rimane costante. Per tale motivo le onde sonore sono generalmente descritte in termini della loro frequenza.

Si definisce ampiezza dell'onda l'oscillazione legata alla stessa. L'energia di un'onda sonora per unità di tempo (potenza) è proporzionale al quadrato della sua ampiezza.

Nel propagarsi, un'onda di pressione perde parte della sua energia acustica, in parte a causa dell'aumento delle dimensioni del fronte (divergenza sferica del fronte d'onda), in parte a causa dell'attrito, per cui una frazione di energia si perde per generare calore. La riduzione dell'ampiezza dell'onda è detta *attenuazione*. All'attenuarsi dell'onda di pressione si riduce l'ampiezza della stessa.

Il livello di attenuazione di un'onda sonora è inversamente proporzionale alla sua frequenza, ovvero l'attenuazione cresce all'aumentare della frequenza. Per esempio, un'onda acustica a 12 kHz perde per attenuazione metà della sua energia in circa 3000 m.

Nell'attraversamento di mezzi diversi dall'acqua vanno considerati nuovi parametri: l'*impedenza* del materiale (il prodotto della densità del materiale per la velocità del suono), l'*angolo di incidenza* col quale il suono colpisce il mezzo e la sua *ruvidità*. Parte dell'energia verrà riflessa (in una direzione che dipende dall'angolo di incidenza), parte viene rifratta all'interno del nuovo mezzo e parte viene scatterata in ogni direzione. Le quantità in gioco dipendono dalle caratteristiche dei materiali e dall'angolo di incidenza. L'energia che non è trasmessa nel nuovo mezzo e che ritorna in acqua è chiamata *eco*. L'eco mantiene le stesse caratteristiche in frequenza dell'onda sonora di partenza.

La frazione di energia incidente per unità di area che viene riflessa nella direzione del proiettore è chiamata "*backscattering*" del fondale.

I metodi di geofisica marina basati sull'acustica essenzialmente consistono nel generare un'onda acustica di forma, ampiezza e frequenza opportuna che attraversa spessori di acqua o di altri materiali, e nel misurare i tempi di ritorno tramite specifici ricevitori, che vengono disposti secondo geometrie prefissate. La caratteristica dei materiali è quella di comportarsi come un filtro passa-bassa, per cui la quantità di colonna d'acqua o di roccia che devono essere investigate è il parametro sui cui si basa la scelta dello spettro di frequenze emesso dalla sorgente. Per misure di profondità di fondo mare in acque basse si utilizzeranno frequenze elevate, nell'ordine delle centinaia di kHz, fino a decine di kHz per profondità elevate, mentre la penetrazione dei livelli rocciosi si ottiene con l'utilizzo di frequenze più basse (pochi kHz per alte risoluzioni con scarsa penetrazione, fino a pochi Hz per la sismica a riflessione profonda). Lo schema seguente riassume le tecniche più utilizzate in funzione delle frequenze:

<b>Tecnica di indagine</b>	<b>Obiettivo</b>	<b>Penetrazione (interfaccia acqua roccia)</b>	<b>Frequenze</b>
<b>Multibeam ad alta risoluzione</b>	Misura della profondità del fondale in acque basse	Non desiderata	500-250 KHz circa
<b>Rilievi "Side scan sonar"</b>	Immagine acustiche di fondo mare basati su misure di energia di back scatter	Non desiderata	400-100 KHz circa
<b>Rilievi multibeam su fondali a profondità intermedie</b>	Misura della profondità del fondale in acque con profondità massima di circa 1000 m	Non desiderata	>250 KHz fino a 100 KHzcirca
<b>Rilievi multibeam su fondali a profondità elevate</b>	Misura della profondità del fondale in acque con profondità superiore a 1000 m	Non desiderata	>100 KHz fino a poche decine di KHz
<b>Rilievi "Subbottom profiler"</b>	Indagini penetrative effettuate essenzialmente in depositi sedimentari sciolti	Spessori limitati di rocce incoerenti (Pochi metri fino ad alcune decine di metri)	20 KHz>Freq>1 KHz
<b>Rilievi con frequenza modulata ("Chirp")</b>	Indagini penetrative effettuate essenzialmente in depositi sedimentari sciolti	Spessori limitati di rocce incoerenti (Pochi metri fino ad alcune decine di metri)	3,5 KHz
<b>Rilievi "Sparker"</b>	Indagini penetrative effettuate essenzialmente in depositi sedimentari sciolti	Spessori limitati di rocce incoerenti (Pochi metri fino ad alcune decine di metri)	100 – 1000 Hz
<b>Rilievi sismici a riflessione mono e multicanale</b>	Indagini penetrative	Lo spessore investigato aumenta al diminuire delle frequenze in gioco	Centinaia di Hz fino a pochi Hz

## 8.1 Dati morfobatimetrici

I dati morfobatimetrici, utilizzati in questo lavoro, sono stati acquisiti in diverse campagne oceanografiche svolte tra il 2001 e il 2004, con strumentazione Reson SeaBat 8111e 8125, nell'ambito del Progetto Carg e tra il 2009 e il 2013 (alle quali la scrivente ha partecipato), nell'ambito del progetto MaGIC (Marine Geohazard along the Italian Coasts), con strumentazione Multibeam Reson SeaBat 8160, interfacciata con piattaforma software PDS2000, che gestisce la navigazione, l'acquisizione e la fase successiva di processing.

In particolare i dati acquisiti tra il 2001 e il 2004 sono stati oggetto di interpretazione, mentre quelli acquisiti tra il 2009 e il 2013 di editing e di interpretazione (fig. 8.1.1).

### 8.1.1 Multibeam

La tecnica di rilievo acustico multifascio (“multibeam bathymetry” o “swath bathymetry”) utilizza l'energia acustica per acquisire misure della profondità del fondale marino e rappresenta uno fra i metodi più efficaci di rilievo morfo-batimetrico (fig. 8.1.1.1), in quanto consente, in tempi relativamente brevi, di ottenere una notevolissima quantità di informazioni correttamente georeferenziate sui fondali investigati. Rispetto ai limiti dell'ecoscandaglio a fascio singolo, quello multifascio (MBES *multibeam echosounder*) consente di inviare simultaneamente più segnali (beam) permettendo di ottenere una copertura del fondale lungo una fascia di ampiezza variabile a seconda delle caratteristiche dello strumento utilizzato e della profondità dell'area investigata.

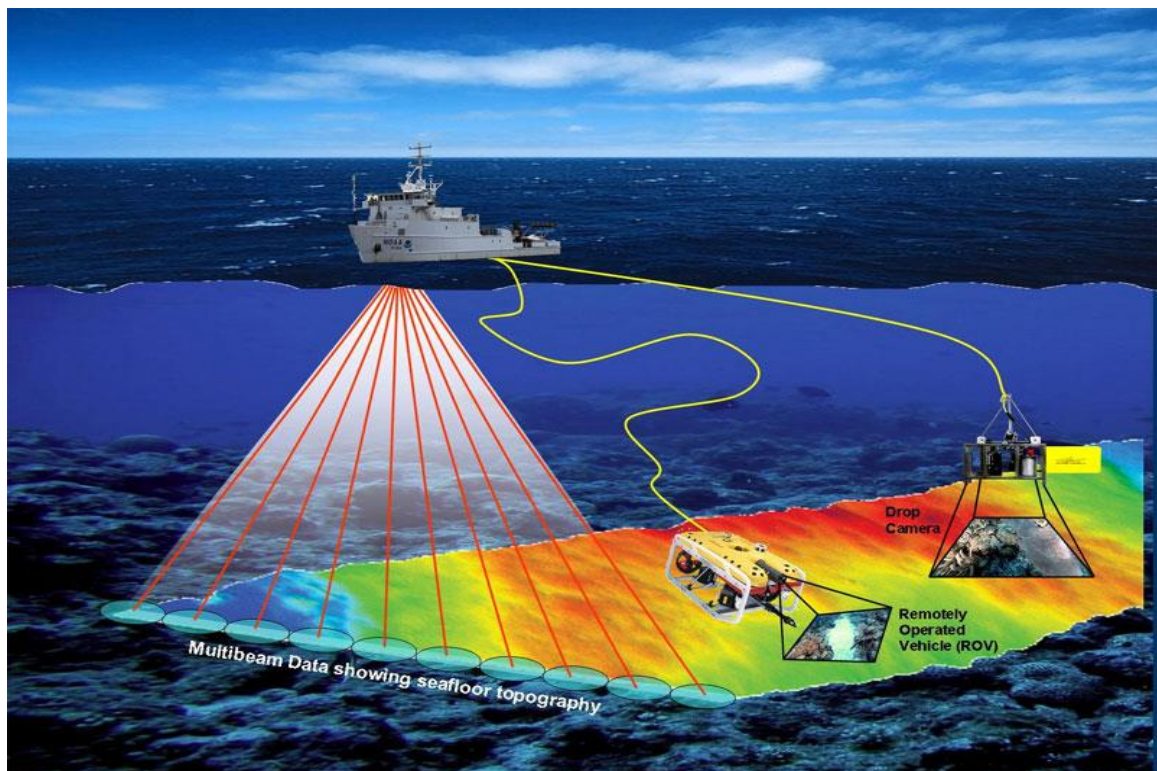
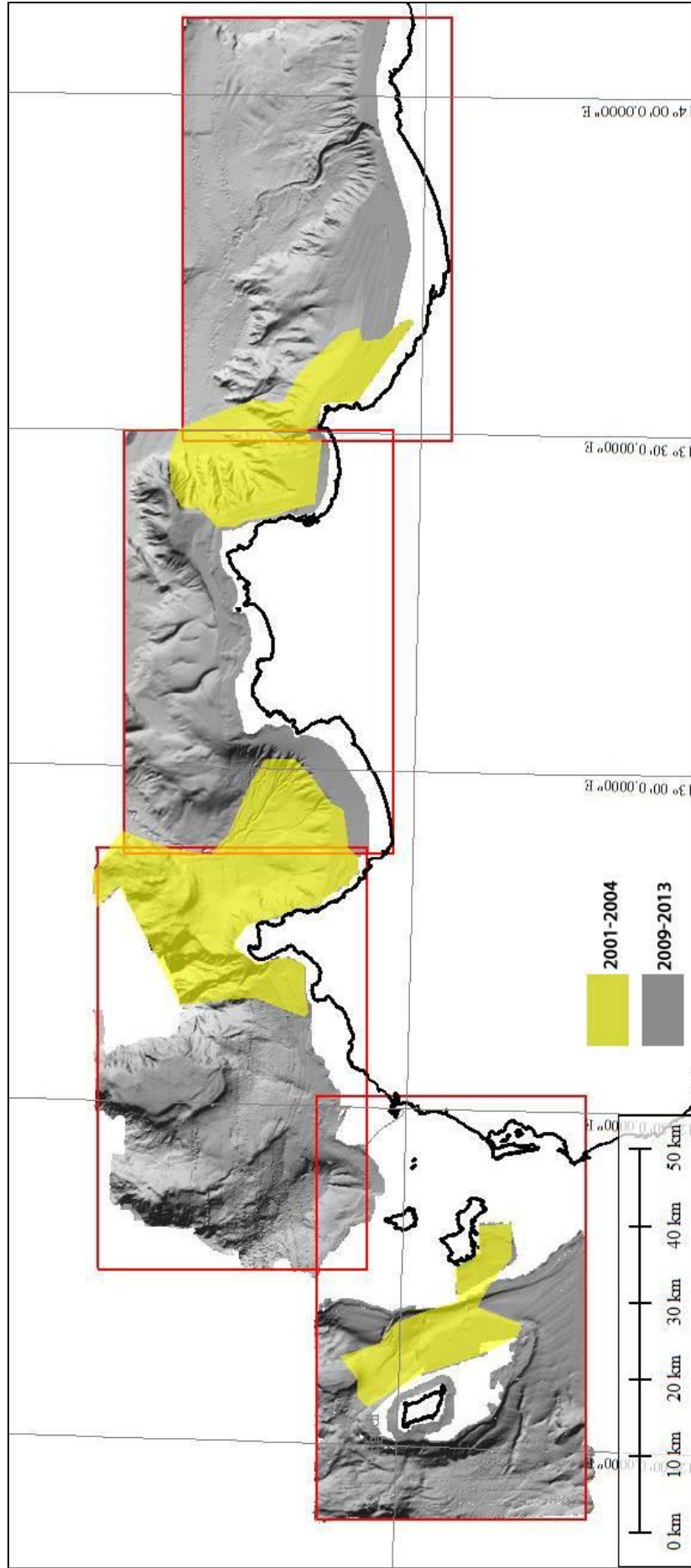
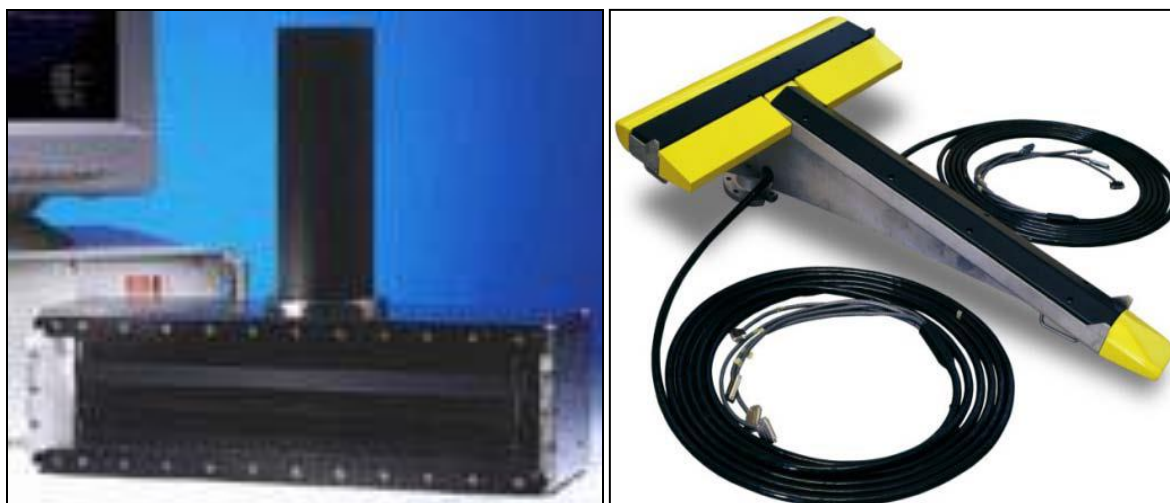


Figura 8.1.1.1 -. Ecoscandaglio multifascio.



**Figura 8.1.1 – La mappa mostra in giallo i dati acquisiti durante le campagne oceanografiche svolte tra il 2001 e il 2004 oggetto di interpretazione ed in grigio quelli acquisiti durante gli anni 2009-2013 oggetto di acquisizione, elaborazione ed interpretazione**

Gli impulsi acustici vengono emessi da un trasduttore (o proiettore) e ricevuti da una serie di ricevitori (generalmente più di 100) montati generalmente lungo un arco. Per ogni ciclo di misura il trasduttore genera un fascio acustico molto ampio (fino a 160°) mentre in ricezione viene formato un numero di fasci acustici uguale a quello dei ricevitori. Ad esempio un MBES con una spazzata di 155° e 101 ricevitori intercetta 101 fasci ognuno ampio 1,5°. L'intersezione di ogni singolo fascio acustico sul fondo determina l'impronta del MBES, detta "footprint", che esprime il grado di risoluzione spaziale che può ottenersi a una certa profondità. L'ampiezza dell'intera spazzata sul fondo è naturalmente proporzionale alla profondità, generalmente di un fattore che va da 4 a 7 volte. In particolare i dati morfobatimetrici utilizzati per questa ricerca sono stati acquisiti con sono Multibeam Reson SeaBat 8125 e 8160 (fig. 8.1.1.2), con frequenze rispettivamente di 455 e 50 kHz, che garantiscono coperture del fondo pari a circa 3,5 e 4 volte la profondità sotto il trasduttore.



**Figura 8.1.1.2 - A sx Multibeam Reson SeaBat 8125; a dx Multibeam Reson SeaBat 8160.**

Gli strumenti sono in grado di inviare fasci di 240 e 126 beam, ognuno con una apertura di 0,5 e 1,5° per una apertura angolare totale pari a 120° e 130°. Il metodo di misura della distanza tra il trasduttore ed il fondo si basa sull'analisi interferometrica che permette di calcolare la profondità in funzione sia dell'ampiezza che della fase dei segnali ricevuti. Alla distanza misurata vengono apportate, in tempo reale, anche le correzioni necessarie a compensare il movimento dell'imbarcazione e le variazioni della velocità del suono nell'acqua. La misura della distanza tra i ricevitori ed il fondo è affidata all'analisi interferometrica, che permette di valutare l'arrivo dei segnali sulla base della loro fase (oltre che dell'ampiezza). Questo è alla base della tecnologia MBES, in quanto se le riflessioni fossero percepite solo sulla base della loro ampiezza (cosa che avviene per gli ecoscandagli a fascio singolo) pochissima energia acustica verrebbe percepita dai settori



lateralmente. Generalmente i MBES rilevano l'eco a seconda che questo sia percepito meglio in ampiezza o in fase. I fasci centrali sono rilevati in ampiezza, mentre l'utilizzo della fase subentra allontanandosi dal nadir.

### Strumentazioni "multibeam"

Un sistema MBES consiste sostanzialmente di un trasduttore-ricevitore, di una CPU (Computer processing Unit) e di un computer dove viene gestita l'acquisizione dei dati. La CPU è a sua volta interfacciata con l'antenna GPS di navigazione (quasi sempre con correzione differenziale DGPS) e con il sensore di assetto. I moderni software per l'acquisizione MBES includono naturalmente la navigazione e permettono il monitoraggio in tempo reale della copertura del fondo e della qualità dei dati, oltre che la modifica di alcuni parametri di acquisizione. Durante il rilievo viene eseguita a intervalli circa regolari (8 ore) la misura della velocità del suono in acqua tramite una sonda SVP. Variazioni anche piccole nella velocità del suono inducono infatti errori anche di decine di metri sul valore della profondità.

### Sorgenti e ricevitori

Un sistema MBES richiede un insieme di proiettori capace di riprodurre un impulso acustico con caratteristiche ripetibili. Vengono utilizzati insiemi di proiettori formati da elementi ceramici piezoelettrici, detti "*array di trasduttori*", che sfruttano la capacità di alcuni cristalli di variare il proprio volume (contrazione e dilatazione) se sottoposti ad un campo elettrico alternato (effetto piezoelettrico inverso). Tali variazioni di volume producono onde acustiche sinusoidali con frequenza definita in funzione del tipo di cristallo utilizzato. In questo modo viene generato un fronte sferico uguale in tutte le direzioni, con una perdita di energia dovuta alla divergenza sferica del fronte d'onda ed all'assorbimento del mezzo attraversato (l'acqua) che viene detta complessivamente "*transmission loss*". Sebbene vengano generate onde ad espansione isotropa, la complessa architettura dell'array di trasduttori, tramite l'insieme di interferenze costruttive e distruttive, genera insonificazioni non isotrope. La maggior parte dell'energia si concentra, a seguito delle interferenze fra fasci contigui, nel "*lobo principale*" per ogni singolo beam.

### Spazzata e frequenza

La sorgente insonifica il fondale con una serie di spazzate perpendicolari alla direzione di navigazione e registra gli echi di riflessione in direzione parallela all'avanzamento. Viene prodotta una spazzata ("*swath*") la cui ampiezza dipende dalle caratteristiche strumentali, ma normalmente è diverse volte superiore alla profondità della colonna d'acqua. La

frequenza strumentale, invece, incide sulla risoluzione verticale del sistema. Un sistema a frequenza molto elevata garantisce una risoluzione verticale estrema, ma l'insonificazione viene perduta rapidamente con l'aumentare della profondità (a causa dell'aumento dell'assorbimento, che risulta maggiore per frequenze elevate). La scelta dello strumento, quindi, deve essere necessariamente determinata in funzione dell'obiettivo della campagna di acquisizione (si sceglierà un multibeam a frequenze elevate per campagne di acquisizione in acque basse oppure a bassa frequenza in acque a profondità elevate). Di seguito vengono riportate le caratteristiche operative di frequenza-profondità investigata e copertura relative ai multibeam della serie SeaBat della Reson.

Modello SeaBat	Frequenza	Range di profondità	Copertura della spazzata
9001	455 kHz	140 metri	Da 2x a 4x profondità della colonna d'acqua
9003	455 kHz	140 metri	3.5x profondità della colonna d'acqua
8125	455 kHz	120 metri	3.5x profondità della colonna d'acqua
8101	240 kHz	300 metri	7.4x profondità della colonna d'acqua
8124	200 kHz	400 metri	3.5x profondità della colonna d'acqua
8111	100 kHz	600 metri	7.4x profondità della colonna d'acqua
8160	50 kHz	3000 metri	Maggiore di 4x profondità della colonna d'acqua

### Sensori di assetto

Per poter posizionare e riconoscere ogni beam è evidente che il sistema necessita di un sensore di assetto, cioè una piattaforma inerziale in grado di comunicare in tempo reale la posizione della nave o dell'imbarcazione rispetto ai tre assi cartesiani: rollio (“*roll*”), beccheggio (“*pitch*”), e azimuth cioè la “prua” rispetto al nord (“*heave*”), a cui vanno aggiunti il posizionamento della nave sia sul piano (coordinate XY) che sulla verticale. Questo ultimo parametro di elevazione (“*heave*”) dipende da variazioni della linea del galleggiamento durante la navigazione (estremamente improbabili durante un rilievo) e dal moto ondoso che produce oscillazioni in senso anche verticale dell'imbarcazione (fig. 8.1.1.3).

In tal modo il sistema che gestisce i dati è in grado di restituire la corretta posizione di ogni singola misura, sulla base di semplici calcoli trigonometrici effettuati sulle coordinate polari.

I sensori di assetto più comuni sono girobussole e giroscopi (analoghi a quelli utilizzati in campo aeronautico). Recentemente sono stati introdotti sensori di assetto a fibre ottiche che hanno risposte immediate al moto.

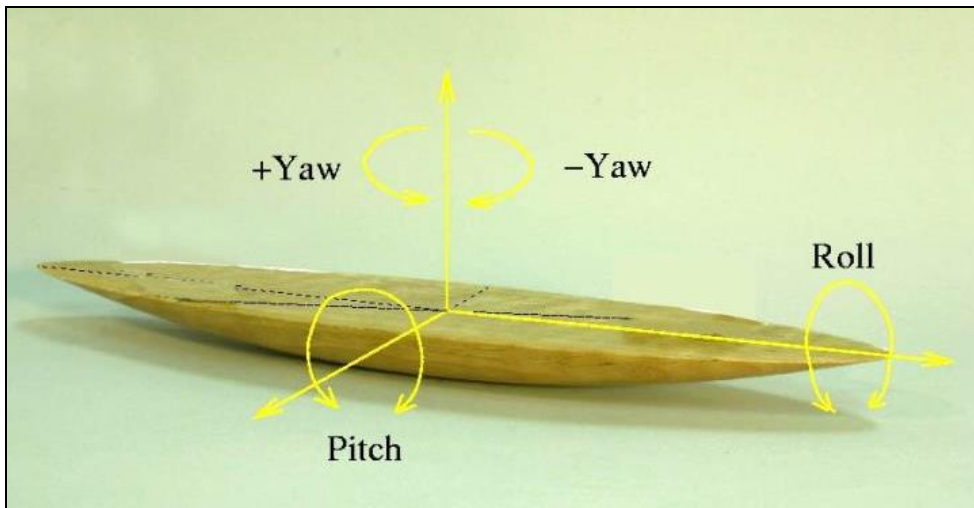


Figura 8.1.1.3 - Rotazioni rispetto ai 3 assi.

### Calibrazione del sistema

Per la grande precisione del sistema diventa critica la fase di calibrazione, che viene eseguita dal software di acquisizione mediante un modulo per il calcolo dei parametri di compensazione necessari al corretto funzionamento del multibeam. La calibrazione viene eseguita effettuando la misura degli offset della strumentazione in relazione allo scafo (offset orizzontali e verticali dell'antenna GPS, offset del trasduttore, etc.) e la calibrazione delle linee inserendo i valori di roll, pitch, yaw, tempo di ritardo e velocità del suono, operata svolgendo percorsi di navigazione su una stessa linea nei due versi opposti.

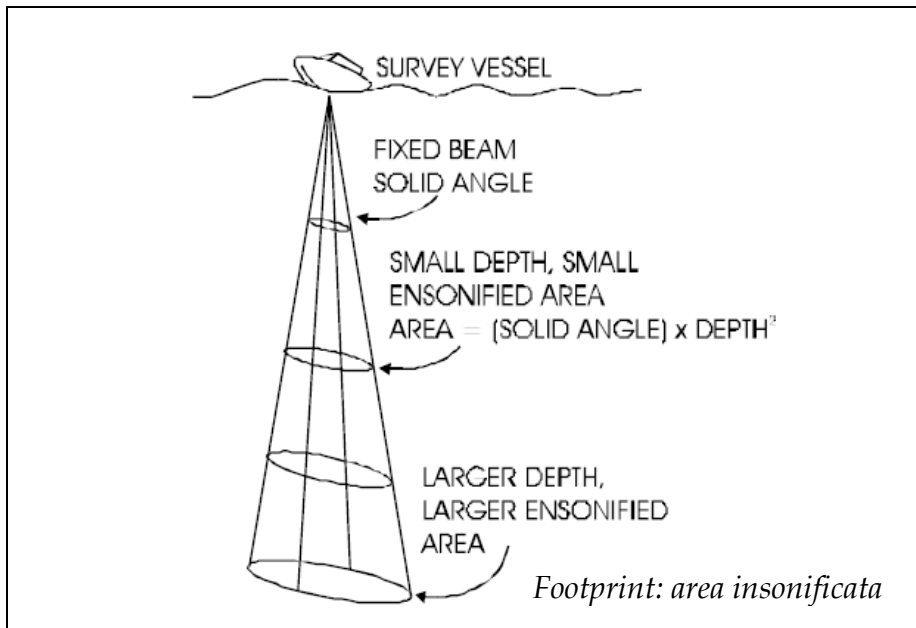
### Il concetto di "footprint"

L'area dell'elemento di fondale insonificata da ogni singolo beam dipende dalla profondità del fondo e dall'ampiezza dei beam stessi e quindi dalla geometria del trasduttore. Nel caso di un trasduttore piatto l'ampiezza acustica trasversale di ogni beam non è costante, ma aumenta con l'aumentare dell'angolo di inclinazione rispetto alla verticale. Tale valore, che viene detto "footprint", può essere calcolato con le seguenti formule:

footprint angolare (Nadir)= $\text{tg}(\text{numero di beam}/\text{ampiezza del fascio})$

footprint areale (Nadir)=Profondità\* footprint angolare

La misura di profondità acquisita da un beam, quindi, rispecchia la media dell'area insonificata, per cui non può essere ritenuta strettamente puntuale. Il footprint, sostanzialmente, rappresenta per questo motivo una misura della potenziale risoluzione strumentale orizzontale ad una determinata profondità (fig. 8.1.1.4).



**Figura 8.1.1.4 - Area insonificata in funzione della profondità.**

### 8.1.2 Acquisizione dei dati MBES

Prima di iniziare l'acquisizione sono state effettuate misure della velocità del suono nell'acqua SVP (fig. 8.1.2.1) nelle ore diurne e serali, misure dei parametri di pitch, roll, yaw (ad esempio  $0.9^\circ$ ;  $0.4^\circ$  e  $0.6^\circ$ ) (Fig. 8.2.1.2); i valori ottenuti sono stati inseriti nel progetto di acquisizione del software PDS 2000. Infine è stata condotta una verifica del sistema GPS che ha permesso di valutare l'affidabilità del posizionamento dei dati registrati.

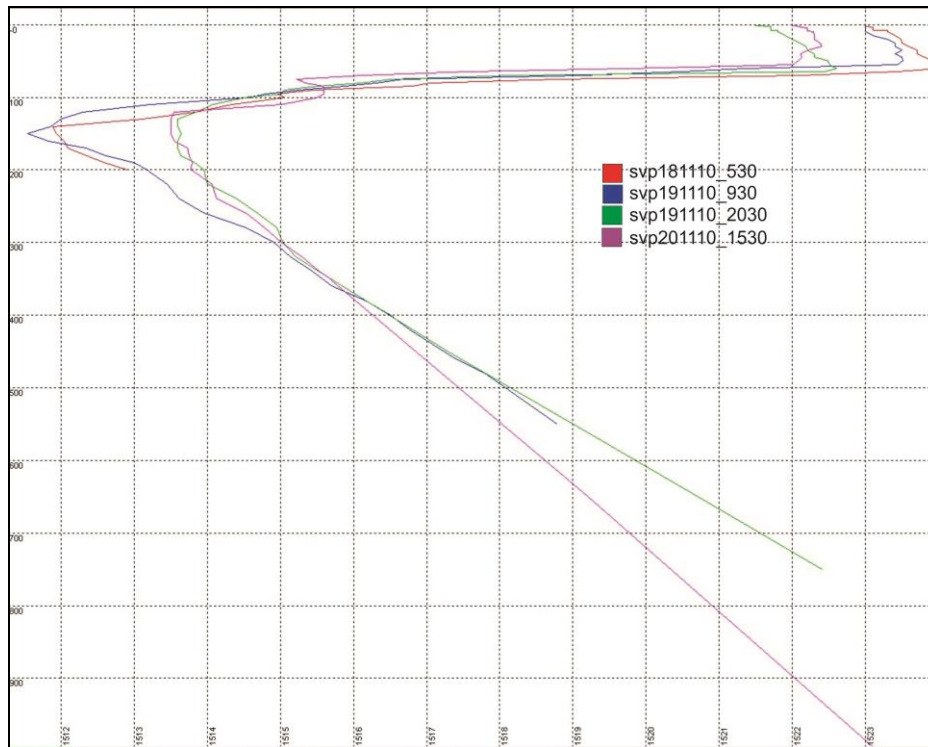


Figura 8.2.1.1 - Esempi di profili di velocità del suono in acqua.

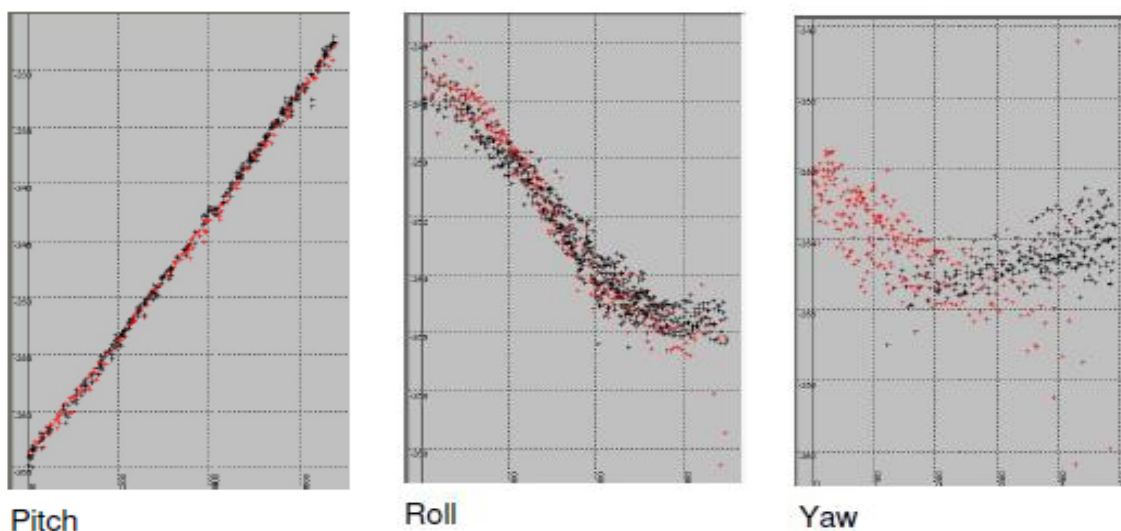


Figura 8.2.1.2 - Grafici ottenuti dalla calibrazione di: pitch (rotazione rispetto alla direzione Y), roll (rotazione rispetto alla direzione X) e Yaw (rotazione rispetto alla direzione Z)

### 8.1.3 Elaborazione dati MBES

I dati batimetrici sono stati elaborati con il software PDS2000 (Reason), il quale riunisce in un pacchetto le funzioni attinenti al ciclo di produzione dei rilievi, quali: programmazione e progettazione del rilievo, navigazione ed acquisizione dei dati, filtraggio, elaborazione e rappresentazione grafica dei dati (Fig. 8.1.3.1).

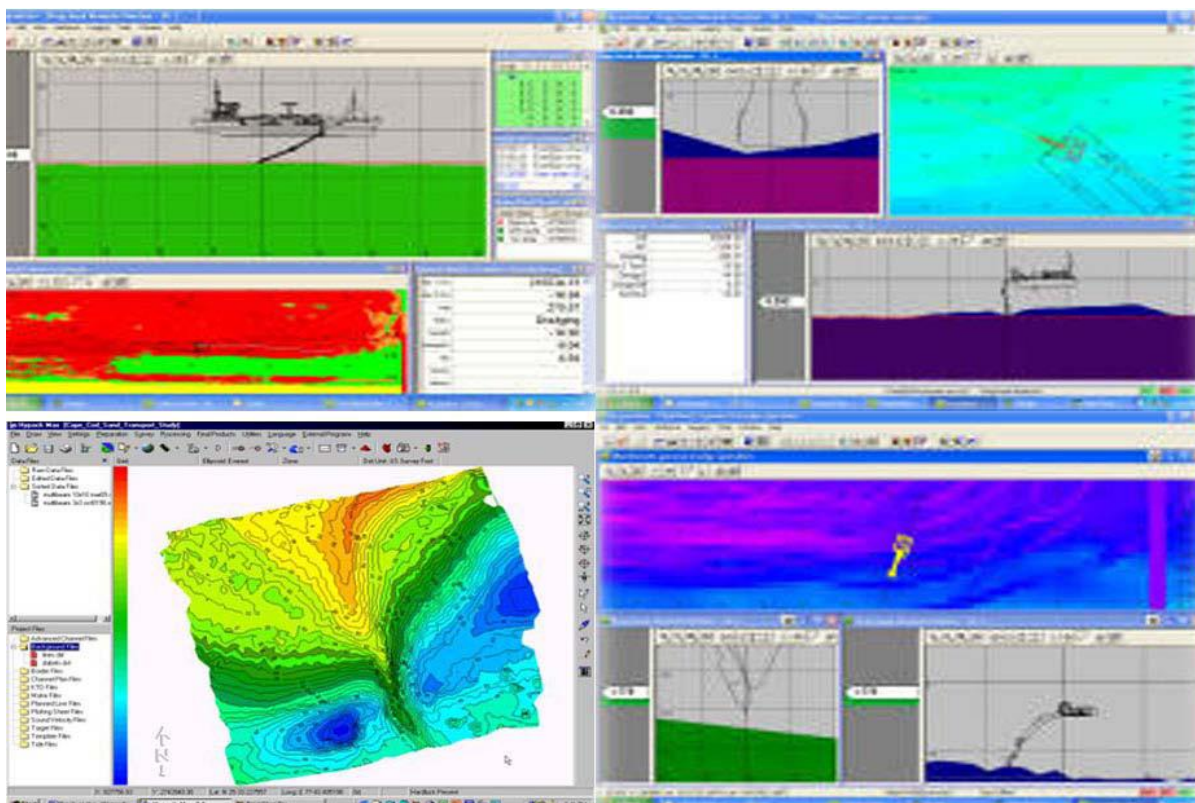


Figura 8.1.3.1 - Moduli di acquisizione ed elaborazione del software PDS2000.

I dati grezzi (raw files) ottenuti hanno subito la seguente elaborazione:

- Identificazione e rimozione del rumore (mediante filtraggio)
- Correzioni relative alla distribuzione degli ostacoli (editing)

La rappresentazione grafica dei dati avviene mediante la creazione del DTM (Digital Terrain Model) e la creazione di modelli tridimensionali del fondale. I dati possono essere esportati per poterli interfacciare con altre piattaforme software.

Per assicurare sufficiente accuratezza ed affidabilità nei dati di posizione durante l'acquisizione, è stata utilizzata la radio-localizzazione con metodologia satellitare DGPS. Il rilievo è stato effettuato considerando il sistema geodetico di riferimento WGS 84, con proiezione UTM, zona 33 N.

Si è provveduto alla correzione dei dati di navigazione, attraverso il filtraggio e la rimozione dei dati irreali.

Lo scopo dell'editing è quello di eliminare eventuali anomalie ed errori dei dati grezzi (*raw file*) prodotti durante l'acquisizione.

Per eseguire i controlli, le modifiche e cancellare i dati irreali si usano diversi Moduli (editor) ovvero visualizzazioni del dato in modo grafico.

I Moduli utilizzati principalmente in questo studio di tesi sono il modulo dei filtri e il modulo del multibeam, eseguito prima nelle singole spazzate e successivamente nell'intero DTM (Digital Terrain Model).

### Modulo dei filtri

Questa fase di filtraggio offre la possibilità di eliminare il rumore e gli errori a cui sono soggetti i dati batimetrici in fase di acquisizione. In questo modulo è possibile controllare i filtri applicati in fase di acquisizione ed applicarne altri durante il processing.

Di seguito sono elencati i filtri utilizzati:

- *Depth and Range filters*: il filtro *Depth* viene usato per filtrare i valori di profondità minima e dal trasduttore, cosicché le profondità fuori da questi valori di filtro vengono eliminate; il filtro di *Range*, è un filtro a geometria radiale che a partire dal trasduttore filtra, anche in questo caso, i valori massimi e minimi, per cui i valori che ricadono al di fuori del range importato vengono filtrati. (Fig. 8.1.3.2).

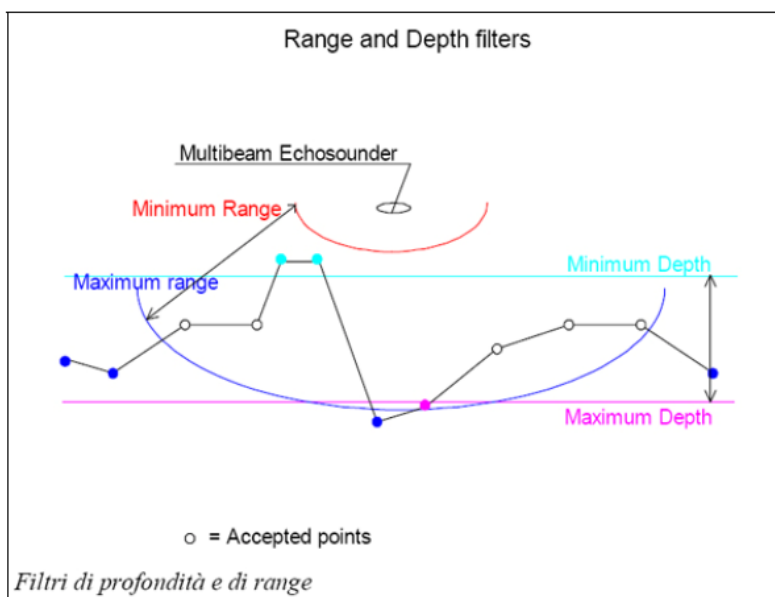


Figura 8.1.3.2 - Schematizzazione dei filtri *Depth* e *range*.

- *Nadir filter*: il *Nadir filter* proietta dal trasduttore un cono con apertura angolare scelta e viene usato per filtrare tutti i punti che cadono al di fuori dei limiti angolari, (Fig. 8.1.3.3)

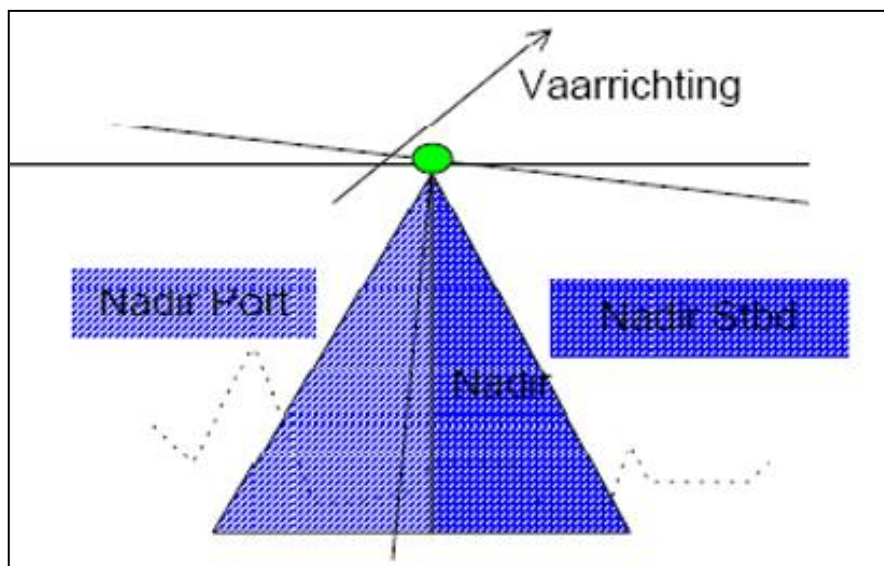


Figura 8.1.3.3 - Schematizzazione del filtro *Nadir*.

Altri filtri usati sono il “Beam Reject Filter”, che permette di eliminare i singoli beams dalle posizioni laterale dello Swath (l’insieme dei beams) e “Beam Quality Filter” che migliora la qualità dell’intera spazzata.

Finita questa prima fase di elaborazione, il dato acquisito avrà subito una riduzione complessiva del rumore e sarà pronto per la seconda fase di elaborazione, ovvero “l’Editor del multibeam”.

#### Editor del multibeam

La rimozione degli spike sia laterali che interni alla linea (Fig. 8.1.3.4) è stata eseguita manualmente su ogni singola linea utilizzando in fase di editing la finestra “Multi Area Editing Standard” (fig. 8.1.3.5), che da la possibilità di visualizzare con diversi colori le linee precedentemente caricate in un file set e di rimuovere gli spike. Inoltre per eliminare gli errori con maggiore precisione e soprattutto quelli all’interno della spazzata è stato utilizzato il “3D Box” che permette di selezionare un rettangolo di dimensioni variabili, il quale viene spostato di volta in volta a seconda dell’area che risulta interessata dal rumore, in modo da eliminare la quasi totalità dell’errore.

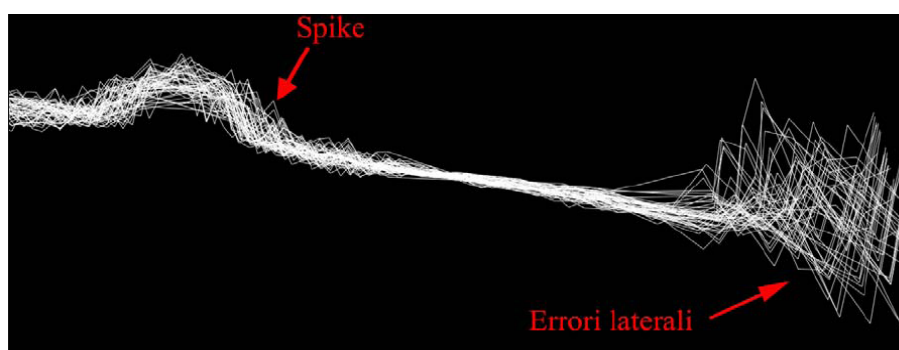


Figura 8.1.3.4 - Rimozione degli spike su singola linea



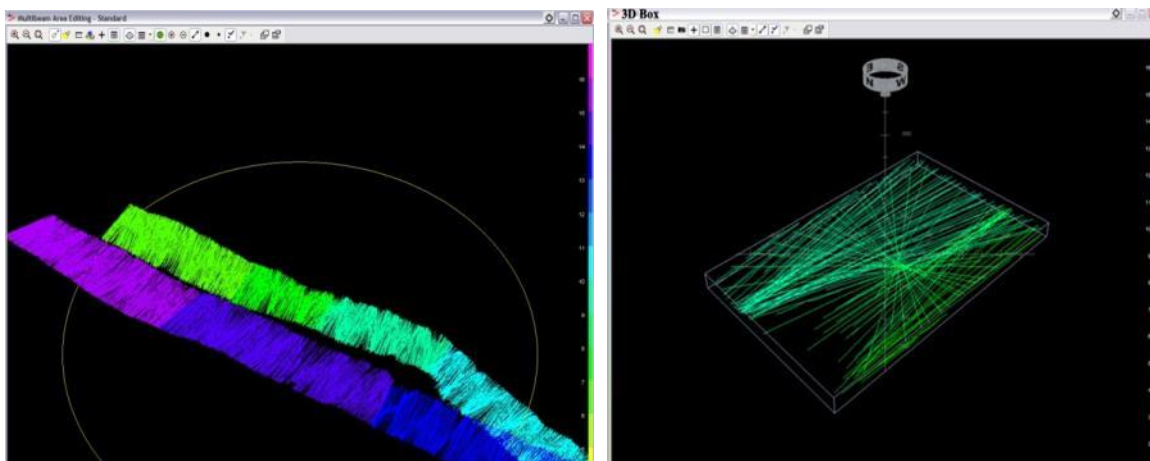


Figura 8.1.3.5 - A sx la finestra multi area editing standard; a dx il 3D box

### Editor del DTM (Digital Terrain Model)

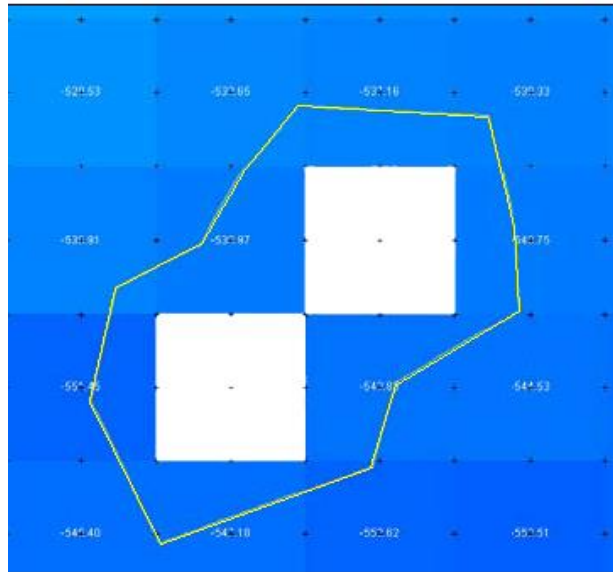
Successivamente si è passati alla realizzazione di un *Digital Terrain Model* (DTM), caricando tutte le linee precedentemente editate.

Per creare il DTM è necessario configurare la dimensione di cella, la quale viene scelta in funzione dei parametri utilizzati durante l'acquisizione (pari a 20 m per lato). Al grid così ottenuto è possibile apportare altre correzioni, o sul singolo pixel oppure su un'area specifica che si delimita con la creazione di poligoni, come valore di profondità, di deviazione standard, di hit count, ecc.

In questa fase di elaborazione è stato possibile sia l'interpolazione di dati mancanti, che l'eliminazione di ulteriori spike riconosciuti in 3D. In questo Modulo si procede con l'interpolazione del dato mancante, ovvero facendo una media (di profondità) con i dati acquisiti adiacenti al punto mancante.

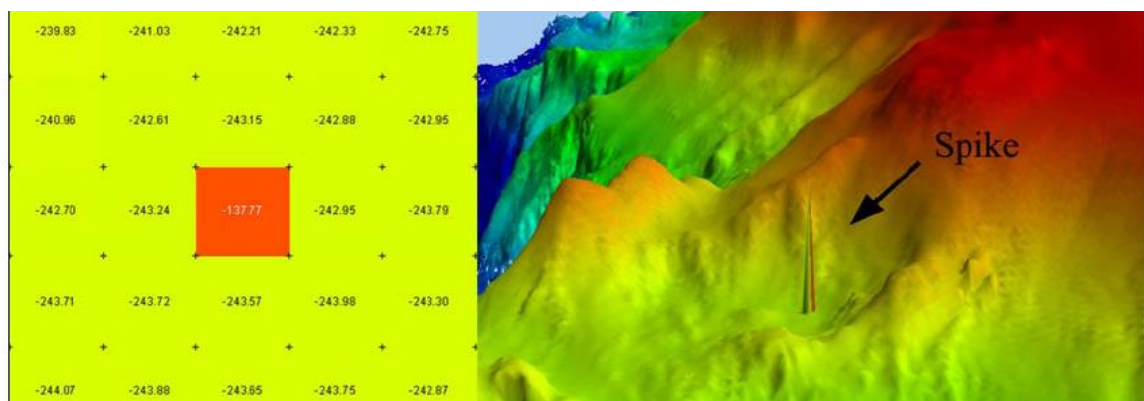
Esistono 3 tipi di interpolazione e per ogni tipo di interpolazione il software utilizza un algoritmo differente a secondo della grandezza del gap da interpolare: interpolazione direzionale, interpolazione circolare e interpolazione triangolare.

Quella più utilizzata è l'interpolazione circolare, la quale prevede la creazione di un poligono che racchiude l'area nella quale vi è il gap circondato dal dato "buono" utilizzato per l'interpolazione, cosicché il dato mancante di profondità, viene creato facendo una media delle profondità intorno ad esso (Fig. 8.1.3.6).



**Figura 8.1.3.6. Interpolazione circolare tra dato mancante in bianco e il dato nel suo intorno**

Successivamente è possibile eliminare i singoli spike sfuggiti nelle fasi precedenti. In questa fase è quindi possibile individuare ed eliminare gli spike indesiderati attraverso sia una visualizzazione cromatica dei singoli pixel ma anche per mezzo di una visualizzazione istantanea in 3D (Fig. 8.1.3.7)



**Figura 8.1.3.7 - Eliminazione spike in visualizzazione 3D.**

Infine si esporta il modello digitale del terreno (DTM) (Tavola I) in File ASCII (American Standard Code for Information Interchange), utile per l'interfaccia con altre piattaforme software che sono state utilizzate sia per l'interpretazione che per la creazione di carte tematiche, come quelle batimetriche, dello slope, dell'aspect, dei lineamenti tettonici, ecc.

I dati così ottenuti sono stati gestiti dal software Global Mapper, che è stato utilizzato nella fase di interpretazione, identificando inizialmente i domini fisiografici quali piattaforma continentale, scarpata continentale, bacini intrascarpata e rilievi intrascarpata, e successivamente gli elementi morfobatimetrici associati ai processi gravitativi, neotettonici e di risalita di fluidi come frane, canyon, canali, scarpate di faglie, mound e pockmark.



## 8.2 Dati sismici

I dati sismici utilizzati per questo lavoro sono stati acquisiti con diverse sorgenti, in particolare i profili sismici monocanale ad alta ed altissima risoluzione durante campagne oceanografiche successive, organizzate dal gruppo di Geologia Marina del Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo, mentre i profili sismici multicanale sono stati acquisiti dall'Agip e messi a disposizione in formato digitale dal Ministero dello sviluppo economico nell'ambito del progetto VIDEPI (Fig. 8.2.1).

I profili sismici multicanale sono stati utilizzati per generare la superficie del riflettore M e per verificare l'esistenza di faglie nei settori in cui erano stati individuati nel modello morfobatimetrico le scarpate di faglia, le incisioni, gli allineamenti di pockmark e i mound. I profili monocanale sono stati utilizzati per ricostruire le architetture deposizionali e i caratteri strutturali della successione plio-quadernaria e per analizzare le strutture riconosciute nel modello morfobatimetrico. Inoltre su i profili acquisiti nei bacini di Palermo e Cefalù è stato effettuato il processing dei dati.

### Sismica a riflessione

La sismica a riflessione è una metodologia indiretta che si basa sulla propagazione delle onde elastiche attraverso gli strati del sottosuolo ed ha lo scopo di individuare le strutture geologiche sepolte. Le onde, quando incontrano una superficie di separazione tra due corpi con caratteristiche fisiche e litologiche diverse, in parte vengono riflesse e in parte continuano a propagarsi nel mezzo sottostante indagando porzioni più profonde. Le riflessioni sismiche sono determinate da contrasti di impedenza acustica, che è una caratteristica intrinseca di ogni materiale(mezzo) ed è data dal prodotto della velocità e della densità  $I = \rho v$ ; quest'ultima è legata al coefficiente di riflessione dalla relazione  $R = (\rho v_2 - \rho v_1) / (\rho v_2 + \rho v_1)$  e all'ampiezza poiché  $R = A_{rifl} / A_{inc}$ .

L'uso di questa metodologia permette di individuare discontinuità stratigrafiche, geometrie dei corpi sedimentari, nonché di ipotizzare la natura litologica dei corpi attraversati (velocità di propagazione delle onde elastiche nelle rocce, da cui si può risalire al tipo di sedimento).

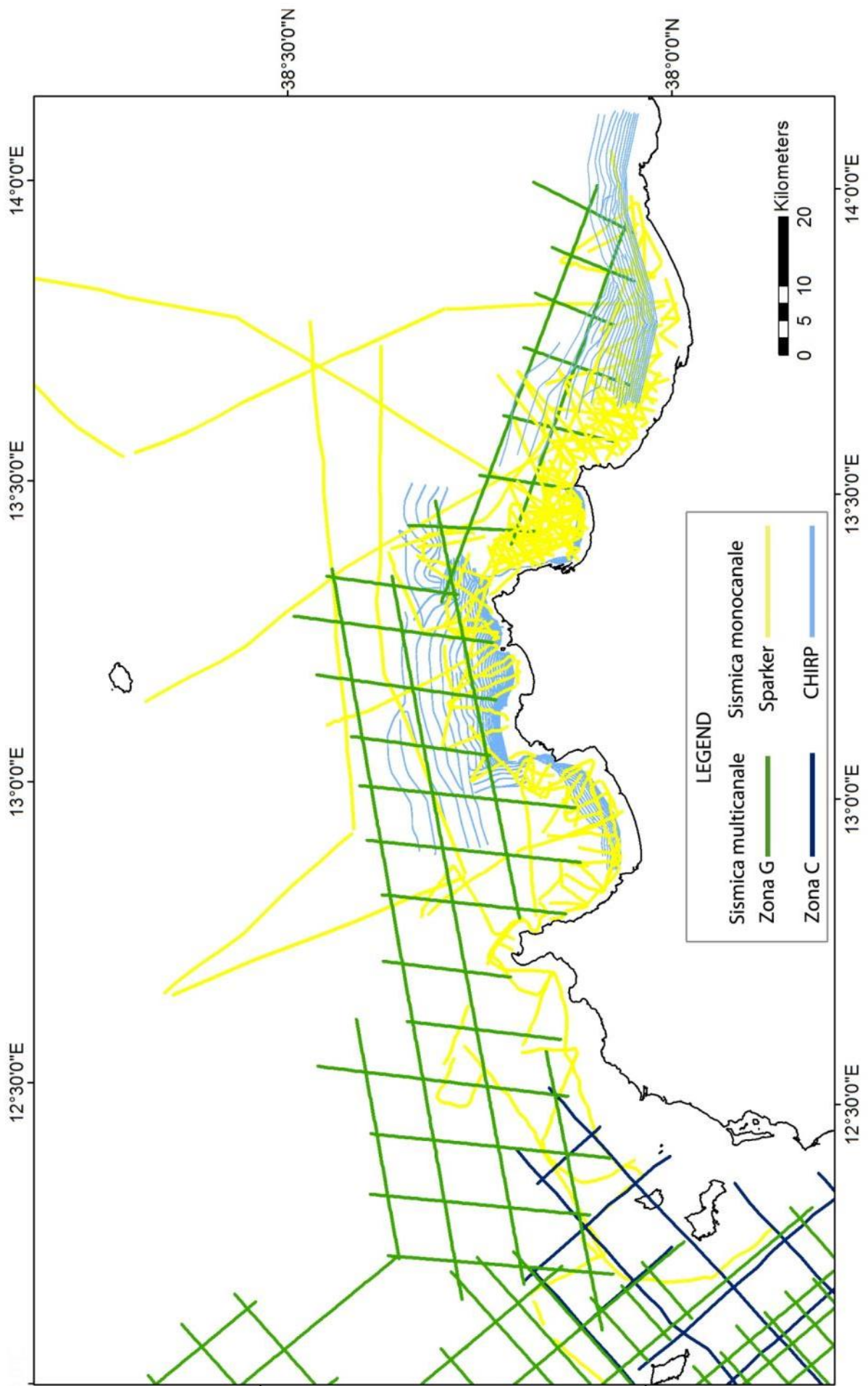


Figura 8.2.1 - Ubicazione dei dati sismici .

### 8.2.1 Tipi di Sorgenti

#### Sparker

Permette la registrazione di linee monocanale ad alta risoluzione.

Questo tipo di sorgente permette di investigare corpi rocciosi siti a profondità di circa 150-200 m sotto il fondo mare; ciò consente di studiare le successioni plio-pleistoceniche con elevato dettaglio, interpretando le sequenze deposizionali formatesi durante le ultime variazioni glacioeustatiche.

Il sistema di energizzazione sparker (fig. 8.2.1.1) è costituito da una batteria di elettrodi, che producono degli impulsi elettrici che riscaldano l'acqua, la quale, dilatandosi e comprimendosi, genera un treno di onde acustiche, che si propagano nell'acqua e nel sottofondo, riflesse da superfici di discontinuità nel sottofondo e registrate da una rete di idrofoni disposti in serie. Da tutti gli idrofoni viene inviato un unico segnale alle apparecchiature di registrazione. Per alcune sezioni sismiche analizzate è stato utilizzato un innovativo sistema d'alimentazione ad alta energia. Il sistema consiste in un convertitore da basso ad alto voltaggio (da 100-380 a 3500 V), un certo numero di condensatori ed un sistema elettrico di trigger. Tutti i componenti sono alla stato solido, eliminando la necessità di utilizzare uno sparker-gap o un sistema di accensione meccanica. L'energia immagazzinata nei condensatori può pertanto essere trasferita allo sparker in un tempo estremamente breve, solitamente minore di 0.5 ms. Questo permette di mantenere una fonte di impulsi costante sull'intera potenza d'uscita con un range da 0.3 a 10 kJ.

Sono stati utilizzati sia sparker convenzionali con tre e otto punte (tip) che gabbie con 400 e 600 tip.



Figura 8.2.1.1 - Sistema di energizzazione sparker

Per l'acquisizione monocanale è stato usato un cavo monocanale, con una sezione attiva di 2.8 m, contenente 7 idrofoni ad alta risoluzione. Con scoppi ad intervalli di 12.5 m.

La registrazione è stata effettuata selezionando una frequenza di campionamento di 6 kHz ed una lunghezza di registrazione di 1.5 s two-way travel time (t.w.t.t). Sono stati usati filtri passa banda con frequenze da 800 a 2400 Hz, ed una attenuazione di 48 dB per ottava.

### Airgun

Permette la registrazione di linee multicanale ad alta penetrazione.

L' airgun, cui è associato un compressore d'aria, è sostanzialmente un dispositivo atto a liberare in acqua in maniera istantanea, su comando, una data quantità d'aria ad una elevata pressione predeterminata. La bolla gassosa che ne consegue rappresenta la sorgente sismica capace di provocare gli eventi riflessi desiderati.

L'airgun è costituito da una camera d'aria che viene caricata con aria compressa; la camera superiore comunica con la camera inferiore attraverso un foro nel pistone.

Ad airgun caricato (A), il pistone si trova in basso poiché il volume d'aria della flangia superiore è di poco maggiore al volume d'aria della flangia inferiore (fig. 8.2.1.2). Il funzionamento dell'airgun avviene aprendo una valvola di un tubo che consente all'aria compressa di esercitare sulla flangia un supplemento di pressione verso l'alto. Non appena il pistone si solleva, l'aria compressa può agire sulla flangia con una forza verso l'alto molto maggiore, così da accelerare la salita del pistone (B). La salita del pistone apre le grosse valvole di uscita e l'aria compressa è così sparata in mare. Il risultato è composto dalla generazione di un impulso e dalla formazione di una bolla.

L'energia liberata deve essere poi tale da generare un segnale riflesso con soddisfacente rapporto segnale/rumore alla più grande profondità possibile. Il livello del segnale può essere aumentato mediante l'impiego di sorgenti multiple (con più elementi energizzanti sincroni) e ripetendo l'impulso energizzante con avanzamento della sorgente e degli idrofoni sommando successivamente i CDP (Common-Depth Points: stacking orizzontale). Per ottenere una energizzazione ottimizzata su un'ampia banda dello spettro occorre combinare diversi gun operanti secondo una prestabilita geometria, a conveniente profondità ed in rigorosa sincronia.

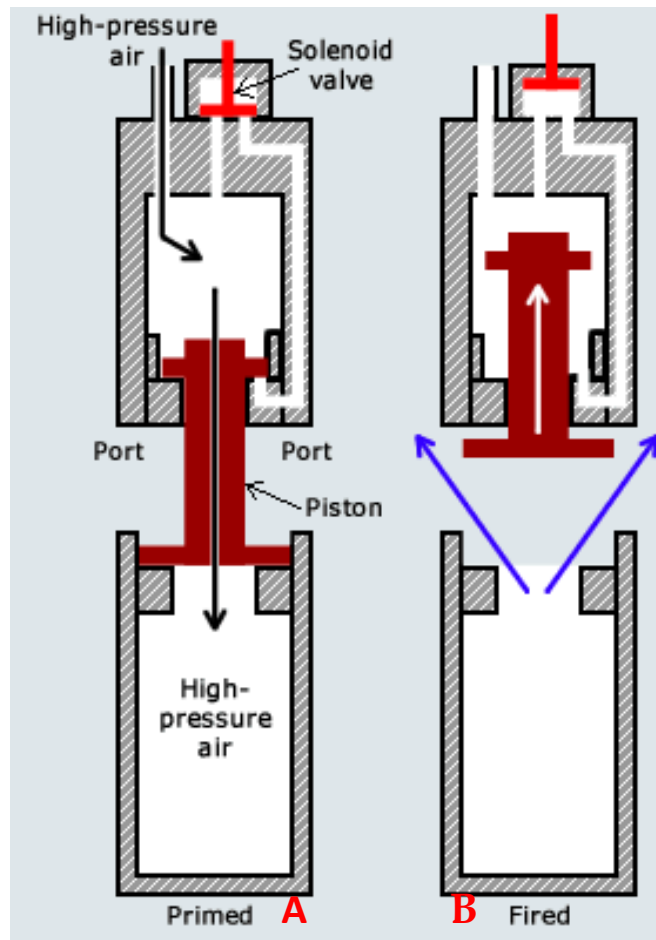


Figura 8.2.1.2 - Sistema di energizzazione Airgun.

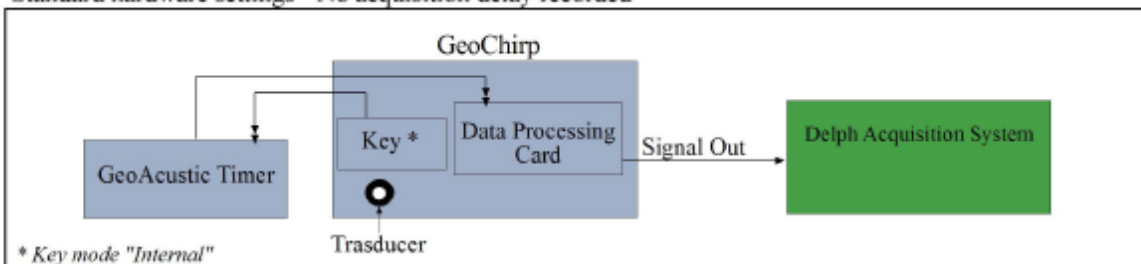


### Chirp

Le linee sismiche monocanale ad altissima risoluzione sono state registrate in digitale nell'intera area investigata utilizzando il sistema GeoChirp della GeoAcustic, montato a scafo sotto la nave oceanografica Universitatis.

L'acquisizione dei dati è stata effettuata utilizzando il sistema Mini-Trace 2, prodotto dalla Geo Marine Survey, ed il software di acquisizione Geo-Trace opportunamente modificato per poter effettuare l'interfacciamento con il sistema di energizzazione (Fig. 8.2.1.3). La linea ottenuta risulta immediatamente visualizzabile da tutti i programmi di sismica a riflessione.

Standard hardware settings - No acquisition delay recorded



Hardware settings adopted during the PUMA-2009 Oceanic Cruise - Acquisition delay recorded

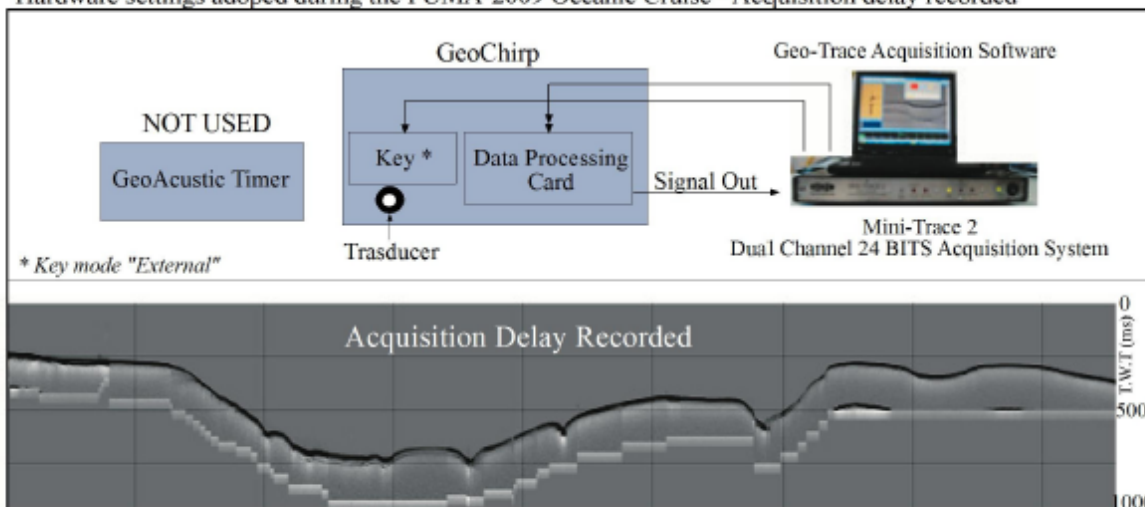


Figura 8.2.1.3 - Schema del sistema utilizzato per l'acquisizione e l'elaborazione dei dati sismici ad altissima risoluzione.

### ***8.2.2 Processing dati***

Le linee monocanale sparker, ubicate nei bacini di Palermo e Cefalù, e chirp hanno subito la sequenze di elaborazione di seguito descritta:

#### *Swell filter e muting*

Le funzioni di swell filter e di muting sono una combinazioni di diversi algoritmi ed hanno lo stesso schema.

La prima è una funzione automatica di picking del fondo e serve ad eliminare disturbi legati all'anomala oscillazione del cavo, dovuta per esempio al moto ondoso o a altri effetti legati allo spostamento del cavo.

La seconda funzione è quella di muting che si utilizza dopo quella precedentemente descritta, e che serve ad eliminare completamente il rumore della colonna d'acqua mettendo in risalto soltanto i dati sismici reali a partire dal fondo mare.

#### *Filtro Passa Banda*

Il filtro passa banda è un dispositivo passivo che permette il passaggio di frequenze all'interno di un dato intervallo ed attenua le frequenze al di fuori di esso. I più semplici filtri passa banda però possono anche essere creati dalla combinazione di un filtro taglia basso e un filtro taglia alto opportunamente dimensionati.

Il filtro passa banda ideale ha una banda passante perfettamente piatta, non ha né attenuazione né guadagno per le frequenze all'interno, e attenua completamente tutte le frequenze al di fuori di questo intervallo.

Nella pratica, purtroppo nessun filtro passa banda è ideale. Il filtro non attenua completamente tutte le frequenze al di fuori della banda voluta; in particolare, esiste una regione (detta "di roll-off") contigua alla banda passante dove le frequenze sono attenuate ma non completamente. Normalmente la progettazione di un filtro cerca di mantenere le regioni di roll-off più strette possibili, in modo che il filtro operi il più possibile come filtro ideale. Questo operatore serve ad eliminare tutte le componenti indesiderate del segnale, come ad esempio rumori di vario tipo (strumentale, ambientale, random, etc.)

#### *AGC*

L'automatic control gain è una funzione di amplificazione auto-adattata che generalmente migliora i dati filtrati. Tutti i dati sono amplificati ad uno specifico livello in mV. Poiché questo è fatto tramite una finestra a tempo variabile, le relative informazioni d'ampiezza vengono perse. Se è importante mantenere tali informazioni è raccomandato usare un guadagno a tempo variabile o un guadagno per la divergenza sferica.

In pratica questo operatore funziona così: man mano che agisce in profondità regola l'amplificazione del guadagno a seconda dei riflettori che incontra. Se nella finestra indagata ci sono riflettori ad ampiezza variabile tende a regolare l'amplificazione su quello ad ampiezza maggiore, in questo modo i riflettori ad ampiezza minore risultano trasparenti. In questi casi è utile ridurre la finestra di indagine.

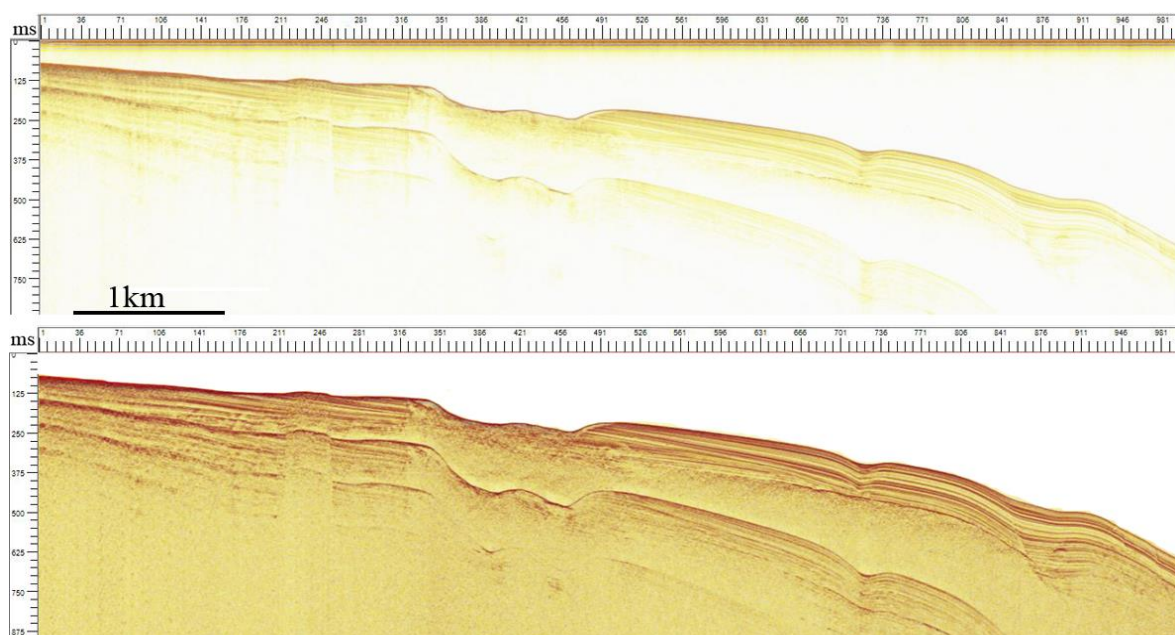
### GAIN

La funzione guadagno è una funzione di amplificazione statica; questa può essere: costante per cui moltiplica i dati per un valore prestabilito; variabile nel tempo cosicché è possibile scegliere il range temporale nel quale applicare il guadagno, in tal modo si “moltiplica” il segnale linearmente tra i due valori dati; di divergenza sferica che compensa la perdita di ampiezza dovuta al fronte d'onda sferico per cui il valore inserito è quello di massima moltiplicazione applicata alla fine della traccia.

Questi operatori sono necessari per superare i limiti di questi tipi di indagine, legati al fatto che le onde acustiche generate da una sorgente puntiforme si propagano con un fronte d'onda sferico; questo aumenta il suo raggio man mano che si allontana dalla sorgente causando una perdita di energia, che produce un'attenuazione dei riflettori in profondità.

Il set di dati sismici (fig. 8.2.1) è stato infine inserito in una piattaforma software “GeoSuite” che consente la visualizzazione ed interpretazione bidimensionale e tridimensionale di dati sismici georeferenziati e di produrre carte tematiche.

Di seguito viene mostrato un esempio che mette in risalto l'elaborazione del dato a partire da quello raw (8.2.2.1).



**Figura 8.2.2.1 – La figura permette di osservare un esempio dei risultati ottenuti dalla sequenza di elaborazione del segnale.**

### **8.2.3 Interpretazione dei dati**

#### L'analisi sismostratigrafica.

L'interpretazione delle sezioni sismiche è stata effettuata attraverso l'analisi sismostratigrafica che consente di individuare le unità sismiche presenti nel profilo. Le unità sismiche sono rappresentate da gruppi di riflettori che presentano omogeneità di facies sismica, definita dall'insieme degli attributi semplici e complessi.

#### **ATTRIBUTI SEMPLICI**

- **Ampiezza:** è un parametro che mette in evidenza la differenza di impedenza acustica tra due mezzi a contatto, la spaziatura degli strati e il contenuto in fluidi; è tanto più elevata quanto maggiore è il contrasto tra i vari corpi.
- **Frequenza dei riflettori:** è determinata dalla densità dei riflettori e quindi dalla loro vicinanza, per cui maggiore è la frequenza più fitti saranno i riflettori, questo implica che avranno una piccola lunghezza d'onda e che l'energia verrà assorbita più velocemente per cui non ci saranno riflettori ad alta frequenza in profondità.
- **Velocità intervallari:** corrisponde alla velocità che le onde sismiche hanno nell'attraversare le singole unità sismiche. Normalmente essa aumenta verso il basso ad eccezione di situazioni particolari (ad esempio in corrispondenza di sovrascorrimenti o di inversioni di velocità legate alla sovrapposizione di corpi più densi o competenti su corpi con caratteristiche meccaniche peggiori).

#### **ATTRIBUTI COMPLESSI**

Geometrie interne:

1. **configurazione parallele e subparallele:** caratterizzata da riflessioni parallele che suggeriscono un ambiente deposizionale uniforme
2. **configurazioni divergenti:** sono dovute a riflessioni sismiche inclinate, dove da un lato si notano riflettori in concordanza e dall'altro riflettori in discordanza, questo produce una variabilità dello spessore dei riflettori. Situazioni analoghe si riscontrano in aree dove il tasso di deposizione varia lateralmente, in aree dove vi è subsidenza differenziale o in aree dove la tettonica ha tiltato i blocchi.
3. **configurazioni sigmoidali:** rivela la presenza di strati progradanti all'interno del bacino di deposizione; gli strati si rastremano nelle due parti esterne determinando una zona centrale di maggiore spessore. Tipiche di zone a bassa energia e alto apporto sedimentario.

4. configurazione obliqua: l'angolo di pendenza dei riflettori che si rastremano verso la base è maggiore rispetto alla configurazione sigmoide.
5. configurazione caotica: caratterizzata da riflettori discordanti e discontinui, tipica di aree che hanno subito deformazione post o sin-sedimentaria.

Geometrie esterne:

1. forme piatte: tipiche di ambiente di piattaforma
2. forme a drappeggio: tipiche di ambiente a bassa energia con tasso di deposizione uniforme e indipendente dalla morfologia della superficie deposizionale, tipicamente associate ad argille emipelagiche.
3. mound: sono delle protuberanze rispetto alla superficie deposizionale, possono avere varia origine, vulcanica, clastica, biogena. Quelli clastici possono avere all'interno varie configurazioni, parallele, divergenti o caotiche. Quelli carbonatici sono invece privi di riflessioni interne, gli strati sovrapposti possono essere caratterizzati da onlap o drappeggio.
4. fill: costituiscono riempimenti delle depressioni morfologiche dovute anche ad erosione, nelle zone a bassa energia gli strati si sovrappongono in onlap sulla superficie deposizionale, i riflettori sono continui e l'ampiezza è variabile; nelle zone ad alta energia invece i riflettori sono caotici.

Terminazioni laterali

1. Onlap: è la terminazione laterale di strati paralleli su strati inclinati. Lo studio di questa terminazione in ambienti costieri è molto importante perché ci dà informazioni sulle variazioni relative del livello del mare.
  2. Downlap: è la terminazione di strati clinoformi su superfici poco inclinate. La presenza di clinostratificazioni indica che gli strati si accrescono frontalmente e sono in progradazione o retrogradazione.
  3. Troncatura erosiva: è una geometria che si crea quando lo strato subisce un'asportazione significativa di materiale, solitamente in seguito ad un'emersione. L'erosione può avvenire anche in ambiente sottomarino, ad esempio a causa di correnti torbiditiche.
  4. Toplap: è una terminazione di strati inclinati contro una superficie limite sub orizzontale di non deposizione. Essa è indice di una stasi del livello del mare.
- ❖ Continuità laterale: evidenzia una sedimentazione continua normale in ambienti a caratteristiche omogenee per grandi estensione. E' buona se il riflettore può essere seguito per tutta la sua estensione. Se il riflettore non ha una buona continuità laterale

può essere dovuto o ad eteropie di facies o alla tettonica. Se si è in presenza di una facies sismica trasparente la continuità laterale non può essere distinta.

### Analisi stratigrafico-sequenziale

Per l'interpretazione dei profili sismici è stata utilizzata l'analisi stratigrafico-sequenziale, nell'ipotesi che, nelle aree marine, soprattutto costiere la sedimentazione avviene ciclicamente, poiché essa è legata alle oscillazioni cicliche del livello del mare.

Una sequenza deposizionale è data da una successione di sedimenti, geneticamente legati tra di essi, che sono delimitati alla base e al tetto da superfici di discordanza e che rappresentano il prodotto di un ciclo completo di variazione relativa del livello del mare.

Una sequenza deposizionale (Fig. 8.2.3.1) è suddivisa in systems tract che rappresentano un momento preciso durante la variazione del livello del mare.

Partendo da un abbassamento del livello del mare si crea una superficie di erosione causata dall'esposizione subaerea dei sedimenti che prima si trovavano sommersi, di conseguenza questa superficie rappresenta il limite inferiore della sequenza deposizionale; questo genera una regressione forzata che provoca lo spostamento verso mare degli onlap costieri (downward shift degli onlap costieri). Progressivamente il mare raggiunge posizioni più basse sino ad arrivare al di sotto del ciglio della piattaforma, qui comincia la fase di lowstand systems tract ovvero di stazionamento basso del livello del mare. In questa fase si abbassa il livello di base dell'erosione per cui i fiumi prendono vigore ed hanno un'energia maggiore che porta alla formazione di valli incise (es. la valle del fiume Oreto). Allo stesso tempo vi è anche un grande apporto sedimentario, tali sedimenti vanno a costituire i "basin floor fan" o gli "slope fan", materiale clastico terrigeno che si accumula al piede della scarpata o nella piana abissale.

Il potenziale di preservazione del primo system tract è basso per cui nella fase di risalita verrà in parte smantellato.

Durante la fase di risalita quando il mare raggiunge il ciglio della piattaforma e ricomincia la sedimentazione di mare basso si forma il lowstand prograding complex (cuneo di progradazione di stazionamento basso) caratterizzato da una forte progradazione ed una minima o assente aggradazione. Si conclude questa fase e il mare continuando a risalire, inonda la piattaforma formando il trasgressive systems tract che è caratterizzato da retrogradazioni (con strutture sigmoidali o oblique a seconda se ci sono forti correnti con potere erosivo). In questa fase i sedimenti hanno piccoli spessori poiché i fiumi non hanno

più lo stesso potere erosivo visto che si trovano all'interno di strutture relitte; poi si ha la massima inondazione dove si formano le successioni condensate.

Di seguito si arriva allo stazionamento alto (highstand systems tract), dove si crea spazio di accomodamento per i sedimenti, che via via si va riducendo, quindi prima vi sarà aggradazione e poi progradazione quando lo spazio non sarà più sufficiente; a tal punto il livello del mare comincia a scendere creando una nuova superficie d'erosione che sarà sia il limite superiore della sequenza appena descritta, sia il limite inferiore della sequenza che si creerà con il successivo ciclo di variazione relativa del livello del mare.

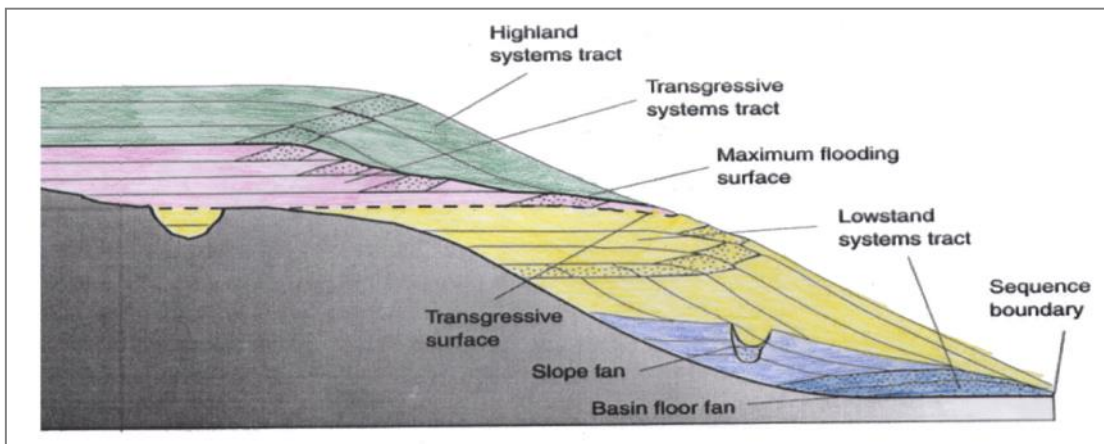


Figura 8.2.3.1 – System tract nella sequenza deposizionale (Vail et al., 1988).

### 8.3 Campionamenti del fondale

Le tecniche di campionamento del fondale marino sono molteplici e la scelta del metodo da utilizzare è funzione della natura del fondale e dello scopo della ricerca. In generale si utilizzano le draghe per il campionamento di fondali rocciosi, le benne per il campionamento di sedimenti superficiali incoerenti, il box corer per il recupero dell'interfaccia acqua sedimento, i carotieri a gravità per il campionamento di sedimenti indisturbati su fondali incoerenti a granulometria fine (limoso argillosi) poiché la presenza di sabbia diminuisce il recupero.

I campionamenti del fondale utilizzati per questa tesi di ricerca sono stati effettuati durante la campagna oceanografica PUMA09, tramite carotiere a gravità. Esso è composto da tre parti principali:

- la Testata: è una massa cilindrica di peso variabile, da 200 a 800 Kg, capace di imprimere l'energia necessaria a far penetrare il tubo carotiere attraverso gli strati sedimentari del fondo marino. Il peso della testata può variare in funzione del numero di masse anulari in piombo.
- Il Tubo carotiere: è un tubo in ferro zincato di 105 mm di diametro esterno, di lunghezza variabile da 2 a 6 metri. Si possono comporre anche lunghezze superiori congiungendo due tubi tramite l'apposito giunto. All'interno del tubo trova il giusto alloggiamento il liner in PVC, diametro esterno 90 mm, diametro interno 84 mm, destinato a contenere la carota.
- Il Naso, completo del sistema di chiusura e di Puntale: è costituito da un corpo cilindrico in acciaio inox che si accoppia inferiormente al tubo carotiere ed ha la funzione di creare la carota. Un dispositivo a 4 palette di forma triangolare, incernierate in un'apposita sede, realizza la chiusura del naso necessaria a trattenere la carota durante la risalita del carotiere. La chiusura delle palette è comandata dal liner stesso all'inizio dell'estrazione dal fondo.

I carotaggi sono stati effettuati nel Golfo di Palermo in punti opportunamente scelti in base a caratteristiche morfologiche e sismostratigrafiche analizzate precedentemente. Le carote di sedimento prelevate sono state suddivise in segmenti di 1 m e conservate in celle frigorifere. In particolare su una di queste carote prima dell'apertura sono stati effettuati campionamenti geochimici tramite estrazione dei fluidi con delle opportune siringhe. In seguito, presso il laboratorio di sedimentologia del Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare dell'Università di Palermo, le carote sono state aperte, fotografate, descritte macroscopicamente per quel che riguarda le tessiture, lo spessore dei livelli, la tipologia



dei contatti presenti (certi, transazionali o erosivi), il colore, le strutture sedimentarie, la presenza di bioturbazioni, la componente biogena (evidenziando la presenza di individui interi o di bioclasti) e la presenza di zone ossidate. Dopo il taglio, metà spezzone è stato sigillato e conservato mentre l'altra metà è stata campionata prelevando un campione ogni 2 cm.

I campioni sono stati messi direttamente in acqua ossigenata per eliminare la sostanza organica, poiché non si è ritenuto corretto calcolare il contenuto d'acqua, in quanto gran parte di essa era stata precedentemente prelevata per le analisi geochimiche.

È stata effettuata una separazione tra le due frazioni granulometriche principali ed in particolare quella maggiore di 0,063 mm e quella inferiore, separando quindi le sabbie da silt e argille.

La separazione silt-argilla è stata effettuata solo in alcuni livelli, al fine di effettuare le analisi diffrattometriche ai raggi X che si sono svolte nei laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare.

#### **8.4 Campionamento delle acque e analisi geochimiche**

Il campionamento delle acque è stato effettuato ogni 10 cm, utilizzando dei campionatori Rhizon, costituiti da filtri che hanno pori di diametro 0,15 micron, collegati attraverso tubicini di pvc ad una semplicissima siringa. I campioni di acqua sono stati conservati in appositi contenitori e trasferiti presso i laboratori dell'INGV di Palermo, per effettuare le analisi chimiche ed isotopiche.

È stata misurata la conducibilità elettrica per stimare la salinità delle acque. Un'aliquota di campione è stata acidificata aggiungendo poche gocce di Suprapur 65% HNO<sub>3</sub> per stabilizzare la soluzione, impedendo la precipitazione dei carbonati.

Sui campioni non trattati è stata determinata l'alcalinità attraverso titolazione con 0,1 N HCl. Successivamente i campioni sono stati diluiti con acqua Millipore (18.2 MΩ) e poi analizzati per la determinazione delle concentrazioni di cationi e anioni attraverso cromatografia ionica Dionex ICS 1100. Inoltre attraverso spettrometria di massa IRMS sono stati analizzati i rapporti isotopici dell'idrogeno e dell'ossigeno, i primi utilizzando la periferica TC-EA, i secondi con AP2003 EPS.

I rapporti vengono espressi usando la notazione  $\delta$  come differenza relativa in parti per mille ( $\delta\%$ ) dallo standard internazionale V-SMOW (Vienna- Standard Mean Ocean Water).

##### Conducibilità elettrica

La conducibilità elettrica di una soluzione indica, come dice lo stesso nome, la capacità di trasportare corrente elettrica. Essa è direttamente proporzionale alla quantità di ioni disciolti per unità di volume (cioè dalla salinità) ed alla mobilità degli stessi (cioè dalla temperatura e dalla pressione). La sua unità di misura è mS/cm (milli-Siemens per centimetro). La misura della conducibilità elettrica viene effettuata utilizzando due elettrodi inerti posti ad una distanza nota. Essa dipende dalla temperatura e viene quindi compensata per essere riferita ad un dato valore di temperatura (di solito 20-25°C).

##### Titolazioni

Questo metodo è utilizzato per determinare la concentrazione delle specie bicarbonatiche (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) disciolte nei campioni di acqua.

Per la titolazione, è stata utilizzata una piastra magnetica riscaldante, sulla quale, è stato collocato un beaker contenente il campione ed una ancoretta magnetica, che ha lo scopo di creare un vortice. A questo punto si è aggiunto come indicatore di viraggio, il metilarancio, e si è aggiunto l'acido cloridrico (HCl 0.1N), con una micro-pipetta elettronica, fino ad

ottenere un significativo cambiamento di colore (punto di viraggio) dell'indicatore. A questo punto, dalla quantità di acido aggiunto, e dal volume del campione è stata calcolata la concentrazione della specie bicarbonatiche dalla seguente formula:

$$V_t \cdot C_t = V_s \cdot X$$

Dove:

$V_t$  = volume titolante

$C_t$  = concentrazione del titolante

$V_s$  = Volume della soluzione

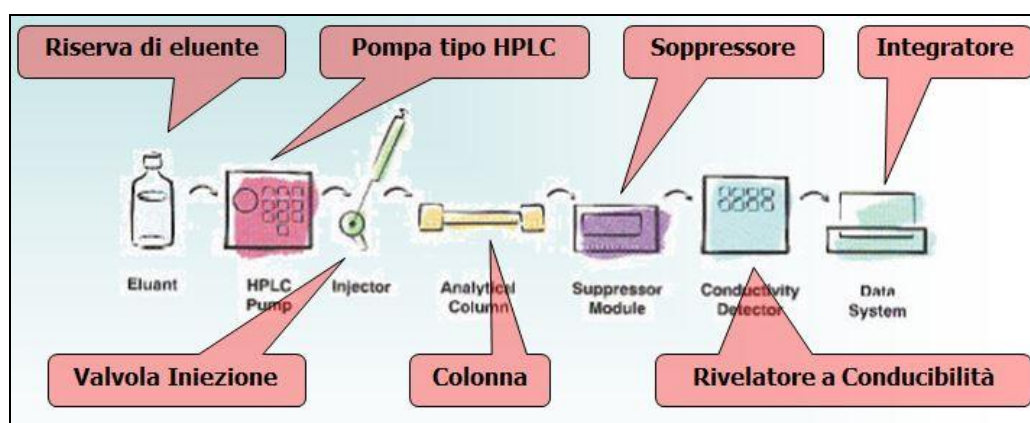
$X$  = concentrazione delle specie bicarbonatiche

### Cromatografia liquida-Hplc (high performance liquid chromatography)

La determinazione degli anioni ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) e dei cationi ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) è stata effettuata tramite cromatografia liquida (HPLC) utilizzando un cromatografo DIONEX ICS 1100.

Il metodo si basa sulla separazione cromatografica dei cationi e/o anioni, mediante colonne a scambio cationico o anionico. I singoli analiti vengono eluiti in tempi successivi e determinati da un rivelatore conduttometrico previa soppressione chimica o elettrochimica della conducibilità elettrica dell'eluente.

Schematicamente possiamo rappresentare lo strumento per la cromatografia in fase liquida considerando le sue unità fondamentali (Fig. 8.4.1):



**Figura 8.4.1 - Rappresentazione schematica della cromatografia ionica**

1. riserva della fase mobile (eluente): può contenere fino ad un litro di eluente, il quale ha la funzione di trasportare il campione.
2. sistema d'ingresso composto da pompa e iniettore: il campione viene iniettato alla testa della colonna separatrice e si muove trasportato dall'eluente per mezzo di un sistema di pompaggio ad alta pressione.

3. colonna separatrice o cromatografia: rappresenta la fase stazionaria in cui avviene la separazione tra le varie specie chimiche. Qui gli ioni si muoveranno con velocità differenti in funzione della loro affinità per la fase solida e quindi risulteranno fisicamente separati nel corso del transito in colonna. Questo permette che gli elementi da rilevare escano con tempi differenti dalla colonna separatrice.
4. soppressore ha il compito di ridurre l'interferenza dell'eluente, poiché è costituito da una soluzione elettrolitica concentrata, che coprirebbe il segnale degli analiti. Nel soppressore quindi il catione coordinato ( $\text{Na}^+$ ) viene sostituito da  $\text{H}^+$ .
5. detector (rilevatore a conducibilità): qui arrivano tutti gli analiti, trasformati in acidi forti, ( $\text{H}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,...) che danno un segnale mentre l'eluente ora  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , poco dissociato, non viene rivelato.
6. sistema di elaborazione dati: il segnale elettrico prodotto dal detector viene amplificato, digitalizzato attraverso un convertitore analogico digitale ed inviato ad un computer. I risultati vengono emessi in uscita sia sotto forma di cromatogrammi sia come aree e come altezze di picchi proporzionali alle concentrazioni ioniche.

Il cromatogramma è un grafico che descrive l'andamento del segnale di un rivelatore, in questo caso la conducibilità, in funzione del tempo a partire dall'introduzione della miscela nella colonna ( $t=0$ ) (fig. 8.4.2).

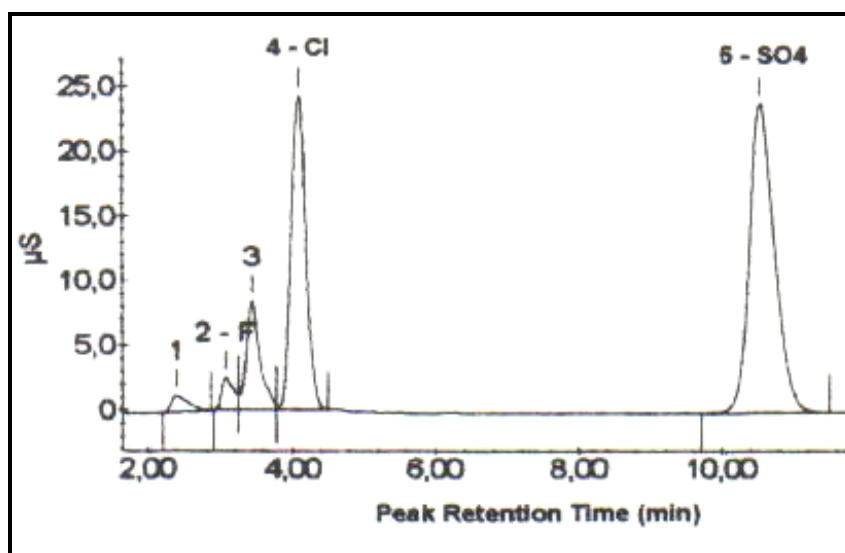


Figura 8.4.2. Esempio di cromatogramma relativo a  $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ .

La posizione dei picchi sull'asse dei tempi può essere utilizzata per identificare i componenti del campione, mentre le aree o le altezze dei picchi ci possono fornire indicazioni circa la quantità di ciascuna specie.

Per effettuare una vera e propria analisi quantitativa è necessario effettuare le analisi su soluzioni standard a concentrazioni note, dalle quali si otterranno le altezze dei picchi e le

concentrazioni espresse in mg/l. Successivamente per confronto si otterranno i valori di concentrazione delle specie analizzate.

Sui campioni è stata effettuata cromatografia ionica HPLC-cationi per la determinazione di  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e cromatografia ionica HPLC-anioni per la determinazione di  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ .

## 8.5 Isotopi e metodologie

Gli isotopi sono atomi dello stesso elemento chimico che possiedono lo stesso numero di protoni ed elettroni ma un diverso numero di neutroni (fig. 8.5.1), con conseguente differenza nelle masse atomiche. Hanno quindi lo stesso numero atomico (numero di protoni contenuti in un nucleo atomico), ma differente numero di massa (numero di protoni + neutroni).

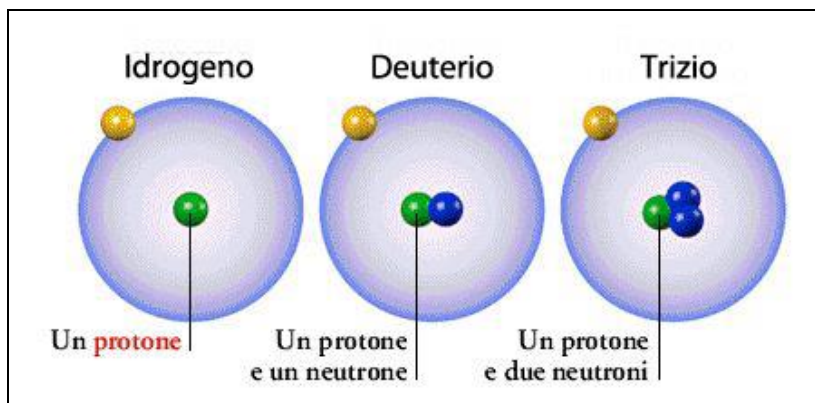


Figura 8.5.1 - Isotopi dell'idrogeno

Gli isotopi sono dei traccianti naturali che possono darci importanti informazioni circa la provenienza delle specie in base alla loro abbondanza relativa.

Gli isotopi dello stesso elemento hanno le stesse proprietà chimiche e non sono distinguibili o separabili con i mezzi normali dell'analisi chimica. Solo con procedimenti fisici e chimico-fisici basati sulle differenze di massa è possibile una separazione isotopica. In tutti i processi che avvengono in natura, si verifica un frazionamento isotopico dovuto alla differenza di massa, e cioè i due isotopi si distribuiscono con un'abbondanza differente nei reagenti e nei prodotti. Ad esempio durante il processo di evaporazione l' $^{16}\text{O}$  evapora, mentre l' $^{18}\text{O}$  tende a rimanere nella fase fluida, aumentando quindi la sua abbondanza isotopica in questa fase. Il "vapore acqueo" formato dall'evaporazione avrà quindi una minore abbondanza dell'isotopo  $^{18}\text{O}$  rispetto all'originale abbondanza nell'acqua.

Le differenze nei rapporti isotopici sono relativamente piccole, quindi i valori di composizione isotopica degli elementi sono, generalmente, riportati in termini di delta per mille. In pratica, questa unità di misura esprime di quante parti per mille il rapporto isotopico considerato si discosta dallo stesso rapporto in uno standard di riferimento a composizione isotopica nota.

I valori in delta per mille vengono calcolati attraverso la seguente espressione:

$$\delta_{\text{‰}} = \frac{(R_{\text{campione}} - R_{\text{standard}})}{R_{\text{standard}}} * 1000$$

dove R denota il rapporto tra l'isotopo più pesante (generalmente il meno abbondante) e quello più leggero (più abbondante):

$\delta > 0$ , il campione è arricchito in isotopi pesanti rispetto allo Standard,

$\delta < 0$ , il campione è impoverito in isotopi pesanti rispetto allo Standard.

#### Determinazione del $\delta D_{(H_2O)}$ tramite TC/EA

La determinazione dei rapporti di abbondanza isotopica D/H nei campioni di acqua è stata effettuata mediante pirolisi. Il processo è molto rapido ed avviene in ambiente riducente e ad una temperatura di 1450°C. In tal modo l'idrogeno contenuto nella molecola di acqua è convertito in idrogeno gassoso mentre l'ossigeno combinandosi con grafite vetrosa, forma monossido di carbonio. Questo fa sì che il TC/EA può essere utilizzato per la simultanea determinazione dei rapporti isotopici dell'ossigeno e dell'idrogeno nei campioni di acqua.

Per questo tipo di applicazione il TC/EA è stato dotato di un autocampionatore per liquidi, equipaggiato con una siringa ad alta precisione da 1.2  $\mu$ l. Questo dispositivo consente:

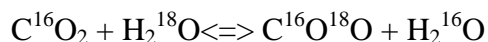
- il prelievo rapido e preciso di un volume fisso di acqua (0.8  $\mu$ l);
- la pulizia della siringa in soluzioni di lavaggio o mediante "avvinamento" nello stesso campione;
- l'iniezione del campione nel reattore.

Il reattore è costituito da un tubo in carbonio vetroso, inserito in un tubo in ceramica, parzialmente riempito da trucioli di carbonio vetroso e posto ad una temperatura di 1450°C. Una volta che l'acqua è iniettata nel reattore, avviene la conversione che porta alla produzione di idrogeno gassoso e monossido di carbonio. Un flusso di gas carrier (He con purezza 5.6) attraversa il reattore assicurando così che i gas prodotti possano fluire dentro una colonna separatrice. La colonna è mantenuta ad una temperatura costante di 95°C. A questo punto il gas da analizzare che fuoriesce dalla colonna viene trasferito allo spettrometro di massa per mezzo di un'interfaccia (ThermoFinnigan ConFlo II/III) che consente di introdurre allo spettrometro di massa sia il campione che il gas di riferimento (reference gas).

I valori di  $\delta D$  ottenuti dalle analisi (e cioè dal rapporto  $m_3/m_2$ ), sono stati riferiti allo standard internazionale V-SMOW (*Vienna-Standard Mean Ocean Water*), che per l'acqua del Mediterraneo ha valore di + 10 ‰.

### Determinazione del $\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$ per equilibratura $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$

Le misure di composizione isotopica dell'ossigeno delle acque sono state effettuate con il metodo dell'equilibrio isotopico tra l'ossigeno della molecola dell'acqua e quella dell'anidride carbonica, secondo la seguente reazione:



Una volta raggiunto l'equilibrio, dalla misura della composizione isotopica dell'ossigeno della  $\text{CO}_2$  si risale alla composizione isotopica dell'ossigeno dell'acqua in equilibrio con essa. Infatti, il rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  della  $\text{CO}_2$  che ha raggiunto l'equilibrio isotopico con l'acqua può essere messo in relazione allo stesso rapporto nell'acqua attraverso un fattore di frazionamento  $\delta$ , definito come segue:  $\delta = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{CO}_2} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{H}_2\text{Oliq}}$

Utilizzando la metodologia automatizzata, non è necessario conoscere l'esatto valore del fattore di frazionamento, ma è indispensabile che sia gli standard che i campioni si riequilibrino alla stessa temperatura.

L'analisi è stata effettuata introducendo 1 ml di campione in una provetta (i campioni sono preparati in doppio), e rimuovendo l'aria contenuta nella provetta facendo fluire una miscela di  $\text{CO}_2$  (6%) in He per 2 minuti ad un flusso di 10cc/min. Dopo 18 ore, il campione di gas ( $\text{CO}_2$ ) ha raggiunto l'equilibrio isotopico con l'acqua e viene trasferito allo spettrometro di massa, dove, una volta ionizzato viene analizzato per il suo rapporto isotopico ( $m46/m44$ ).

I valori di  $\delta^{18}\text{O}$  ottenuti dalle analisi, sono stati riferiti allo standard internazionale V-SMOW (*Vienna-Standard Mean Ocean Water*), che per l'acqua del Mediterraneo ha valore di + 1 ‰.





## 8.6 Analisi diffrattometrica a raggi X su sedimento

La diffrattometria dei raggi X (XRD) è una tecnica di misura usata in molti settori scientifici ed industriali, per misurare differenti proprietà dei materiali. La tecnica consiste nel misurare l'angolo di massima diffrazione di un fascio incidente di raggi X su una superficie. Quello che si ottiene è uno spettro di diffrazione o diffrattogramma, costituito da una serie di picchi o riflessi aventi diversa intensità e posizione angolare, relativi alle varie fasi mineralogiche presenti nel campione indagato. Conoscendo la lunghezza d'onda della radiazione utilizzata e il valore angolare  $2\theta$  dei raggi emessi, è possibile risalire alle distanze dei piani reticolari "d", che hanno dato luogo al fenomeno di diffrazione e quindi alla natura delle fasi mineralogiche presenti nella sostanza in esame.

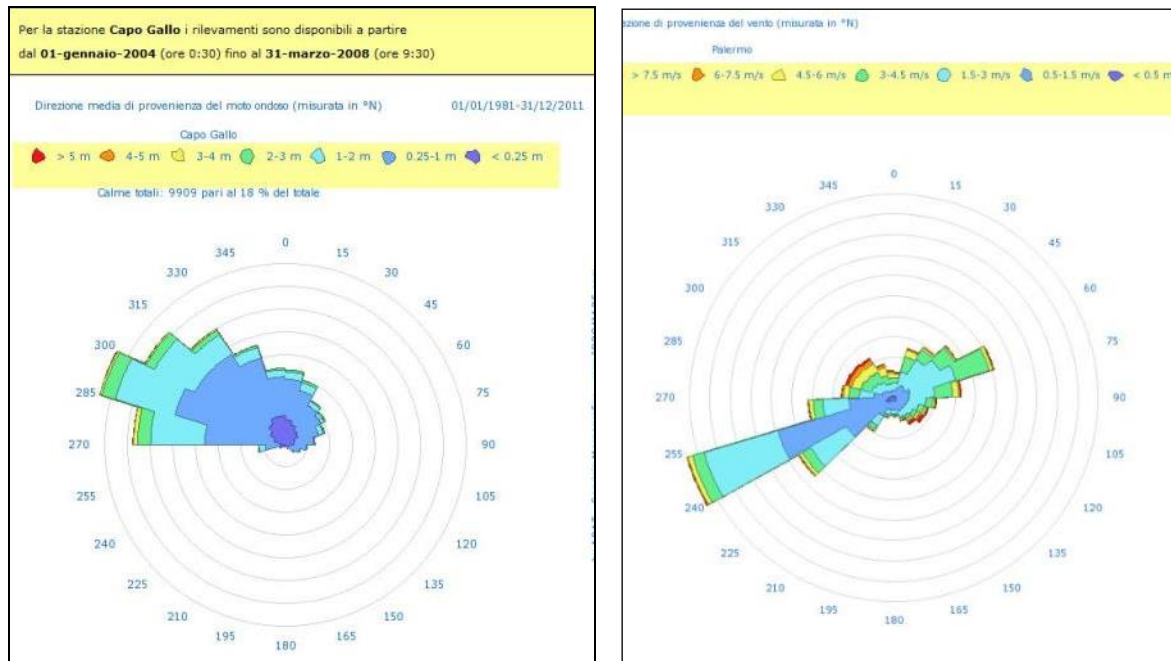
Questa tecnica è stata utilizzata sia per conoscere le fasi mineralogiche dell'intero campione, sia per caratterizzare i minerali argillosi. A tal proposito si è dovuto separare la frazione argillosa dal silt. Per far ciò è necessario prendere circa 10 gr di campione, immergerlo in 500 ml di acqua Millipor, sottoporlo agli ultrasuoni per almeno 10 minuti e poi passarlo in centrifuga a 2500 giri/s, così il silt più pesante andrà al fondo, mentre l'argilla rimarrà in soluzione con l'acqua. La soluzione viene prelevata, vi si aggiunge una piccola quantità di cloruro di magnesio (circa 2 gr), si ripassa agli ultrasuoni e poi di nuovo in centrifuga per 10 m a 4000 giri/s. L'argilla così ottenuta può essere distribuita su vetrino e mattoncino. Il mattoncino andrà in forno a circa 600 °C.

Si effettuano diverse procedure perché i minerali argillosi a seconda di come vengono trattati, rispondono in modo diverso. Per esempio la Caolinite compare con il suo picco basale di 7,14 Angstrom in tutti i diffrattogrammi tranne in quello dell'aggregato saturato di  $Mg^{2+}$  e posto a 600°C, poiché essa collassa a circa 500°C trasformandosi in Metacaolino. Un'altra caratteristica è la sua bassa capacità di scambio ionico, cosicché i riflessi basali non subiscono nessuna variazione se sottoposti al glicol.



## 8.7 Dati meteo-marini

Sono stati raccolti dati meteo-marini provenienti sia dalla stazione ondometrica (Boa di Capo Gallo) che da informazioni sulla direzione del moto ondoso e dell'altezza d'onda, sia dalle stazioni mareografiche (Stazione di Palermo "Santa Chiara") che da informazioni sulla direzione e velocità del vento, sul livello idrometrico, sulla temperatura dell'acqua e dell'aria, sull'umidità relativa e sulla pressione atmosferica. Da questi sono stati ottenuti diagrammi sintetici di direzione del moto ondoso e del vento (Fig. 8.7.1).



**Figura 8.7.1.** A sx la direzione del moto ondoso; a dx la direzione del vento

Inoltre è stato effettuato uno studio bibliografico sulle correnti nel Mar Mediterraneo ed in particolare nel Mar Tirreno che evidenzia una marcata variabilità stagionale. L'Istituto Idrografico della Marina ha redatto un atlante della corrente superficiale nei mari italiani; partendo da questa base cartografica sono state digitalizzate e georeferenziate le direzione mensili (Allegato I) principali che ricadono in prossimità dell'area di studio, ricordando che ad oggi non esistono dati di correnti che si riferiscono alla fascia costiera in questa porzione del margine. Successivamente sono state misurate le direzione e sono state plottate in diagrammi a rosa (Allegato I), dal quale si evince che le correnti superficiali durante la maggior parte dell'anno hanno una direzione che va da ovest verso est (correnti di ponente), mentre durante l'autunno esse fluiscono da est verso ovest (correnti di levante). Ottenuti i valori di direzione principali è stato possibile realizzare, attraverso l'uso del software ArcGIS, la carta dell'esposizione (Aspect, Allegato II). Quest'ultima mette in risalto quali sono i settori prevalentemente esposti alla corrente superficiale.



## **9. ANALISI DEI DATI**

L'analisi dei dati morfobatimetrici e di sismica a riflessione ha permesso di riconoscere le strutture geologiche sia affioranti a fondo mare che sepolte e di ricostruire l'evoluzione morfologica e strutturale del settore indagato. In particolare sono stati messi in evidenza strutture morfologiche da trasporto gravitativo sottomarino (canyon, frane sottomarine), lineamenti strutturali (faglie recenti) e strutture da risalita di fluidi come mound e pockmark.

### **9.1 Caratteri geologici generali dell'offshore nord-occidentale della Sicilia**

Il margine continentale della Sicilia nord-occidentale è caratterizzato da una stretta piattaforma continentale che passa ad un'ampia scarpata, tettonicamente instabile e incisa da parecchi canyon. Da ovest verso est si riconoscono alternanze di alti morfostrutturali e bacini (Fig. 9.1.1):

- la piattaforma delle Egadi, un'area molto articolata a controllo morfostrutturale, nella quale alcune profonde incisioni come la valle di Marettimo, separano porzioni di piattaforma continentale, delle quali le singole isole costituiscono la parte più alta, e quindi emersa;
- il bacino di Trapani, limitato a nord dalla Catena degli Elimi e a sud dalla scarpata continentale siciliana, si estende in direzione NNE-SSO. Questo bacino, colmato da sedimenti plio-pleistocenici spessi circa 1000 metri, ha un'origine legata alla messa in posto delle unità kabilo-calabridi sulle unità siculo-maghrebidi e alla tettonica distensiva derivante dall'apertura del bacino tirrenico;
- il banco Scuso, un alto strutturale che si estende in direzione N-S, costituito da rocce carbonatiche meso-cenozoiche di mare basso e mare profondo, tagliato da un sistema di faglie dirette molto recenti;
- il bacino di Erice, una profonda depressione irregolare, riempita da sedimenti clastici neogenico-quadernari, spessi quasi 1000 metri nel suo depocentro. Le geometrie riconosciute nella successione sedimentaria risultano fortemente controllate dai processi tettonici, sia compressivi che distensivi, ed eustatici degli ultimi cinque milioni di anni;
- l'alto di S. Vito è costituito dalla sovrapposizione tettonica di unità carbonatiche; esso si estende in direzione NNE-SSO e che rappresenta il prolungamento offshore della Penisola di S. Vito;
- il bacino di Castellammare, una tipica depressione che interrompe l'andamento della scarpata, limitata verso mare da una soglia a controllo strutturale. Verso nord-est prosegue

in una profonda incisione rappresentata dal canyon di S. Vito. È costituito da una successione clastica plio-pleistocenica di 1500 m che giace su una pila di unità carbonatiche messe in posto durante la deformazione miocenica;

- l'alto dei monti di Palermo, che rappresenta il prolungamento verso mare dell'edificio tettonico affiorante a sud, ed è costituito da rocce carbonatiche meso-cenozoiche, su cui poggia una sottile copertura plio-pleistocenica;

- il bacino di Cefalù è un'ampia depressione che si estende per circa 110 km in senso Est-Ovest ed è delimitato a nord dall'alto strutturale di Monte Solunto. Esso comprende i bacini più piccoli di Palermo e di Termini Imerese ed è riempito da sedimenti clastici plio-pleistocenici, spessi quasi 1500 metri che poggiano in discordanza sui depositi messiniani.

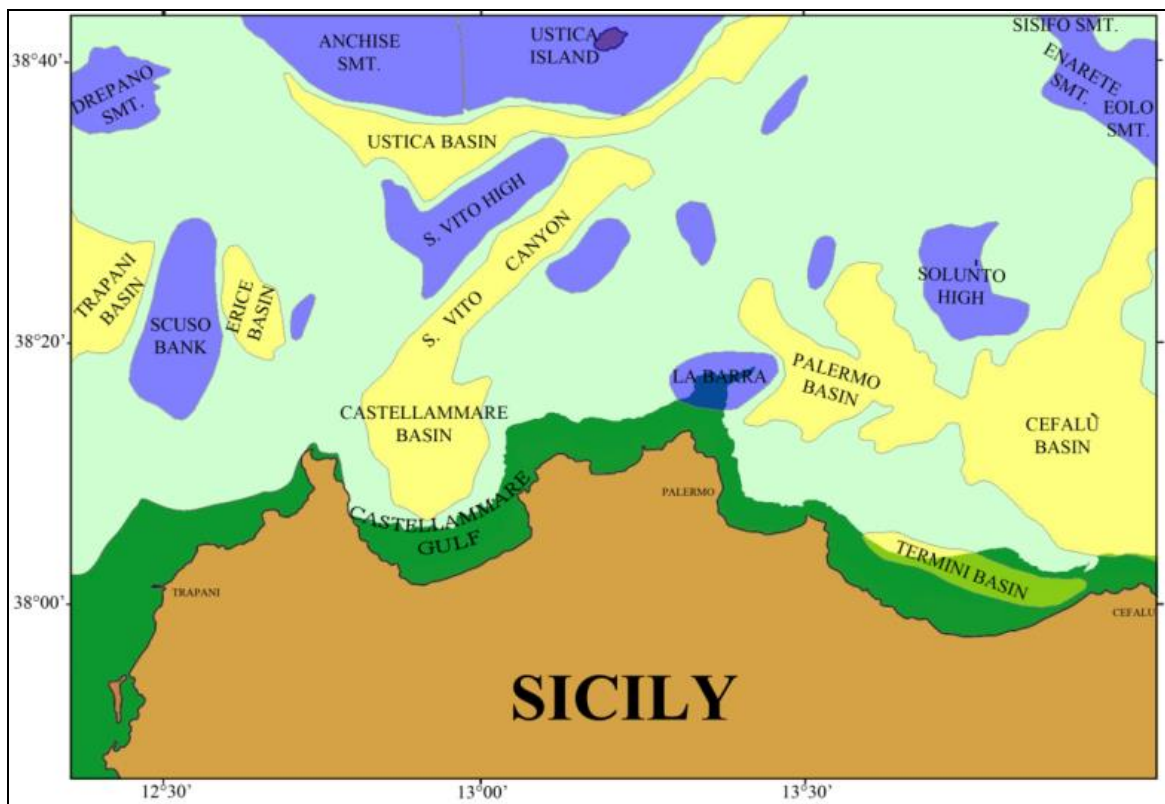


Figura 9.1.1 - La figura mostra l'alternanza dei bacini e degli alti morfostrutturali del margine continentale nord-siciliano.

## **9.2 Il sistema piattaforma - scarpata**

L'analisi dei dati morfobatimetrici, sedimentologici e di profili sismici sia mono che multicanale sui domini di piattaforma e scarpata hanno permesso di illustrare l'attuale assetto stratigrafico e morfostrutturale del margine continentale nord siciliano e la sua evoluzione geologica durante il Plio-Quaternario (Sulli et al., 2012). È stata riconosciuta una successione sedimentaria del Pleistocene sup.- Olocene depositatasi durante l'ultima variazione eustatica (125 ky). Questa successione interpretata come sequenza deposizionale del quarto ordine (Late Quaternary Depositional Sequence, LQDS) mostra, lungo i differenti settori del margine, geometrie interne variabili e differenti relazioni stratigrafiche con le unità sottostanti.

Il limite inferiore della LQDS è rappresentato da una superficie di erosione subaerea formatasi durante l'ultima caduta del livello del mare, terminata nel LGM (Last Glacial Maximum, 20-18 ka).

Questa superficie giace al top della successione pleistocenica immergente verso mare le cui architetture deposizionali sono state controllate dalle fluttuazioni eustatiche.

Anche se le sequenze deposizionali in questo margine sono il risultato delle interazioni tra variazione del livello del mare e sedimentazione, l'attività tettonica ha avuto un ruolo chiave, non solo per determinare le caratteristiche differenti di ogni sequenza ma anche nella creazione di differenti tipi di piattaforma continentale. Sono stati riconosciuti differenti tipi di piattaforma continentale con assetti stratigrafici e morfostrutturali diversi, identificati sulla base della presenza e dello spessore dei depositi della LQDS: a) il tipo 1 in cui predominano piattaforme rocciose sia con un moderato prisma sedimentario ad accrezione frontale (1A) che con una soglia strutturale, dove poggia il prisma sedimentario non molto sviluppato (1B), negli alti strutturali dell'offshore dei Monti di Palermo e in prossimità dei principali promontori come ad esempio Capo San Vito e Mt. Catalfano; B) tipo 2 caratterizzato da piattaforme deposizionali costituite da considerevoli spessori di sedimenti Quaternari nei Golfi di Castellammare e Palermo, con una regolare inclinazione verso mare del substrato (2A) e con un substrato in sollevamento in corrispondenza del ciglio della piattaforma nel Golfo di Termini (Sulli et al., 2012).

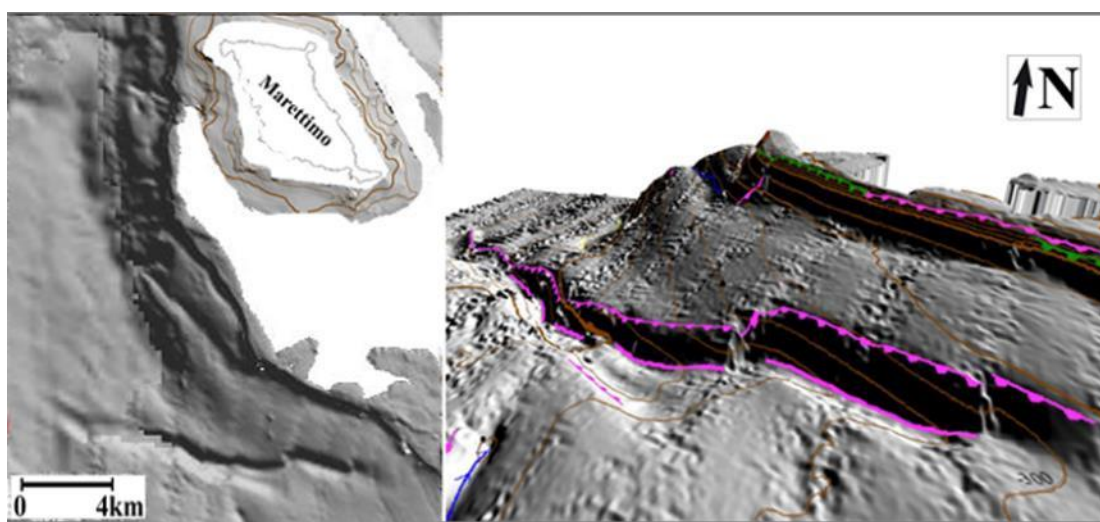




### 9.3 Strutture neotettoniche

Le strutture neotettoniche sono state individuate e descritte attraverso dati morfobatimetrici e profili sismici a riflessione a varia risoluzione e penetrazione. Di seguito viene riportata una descrizione delle principali strutture riconosciute, procedendo da ovest verso est.

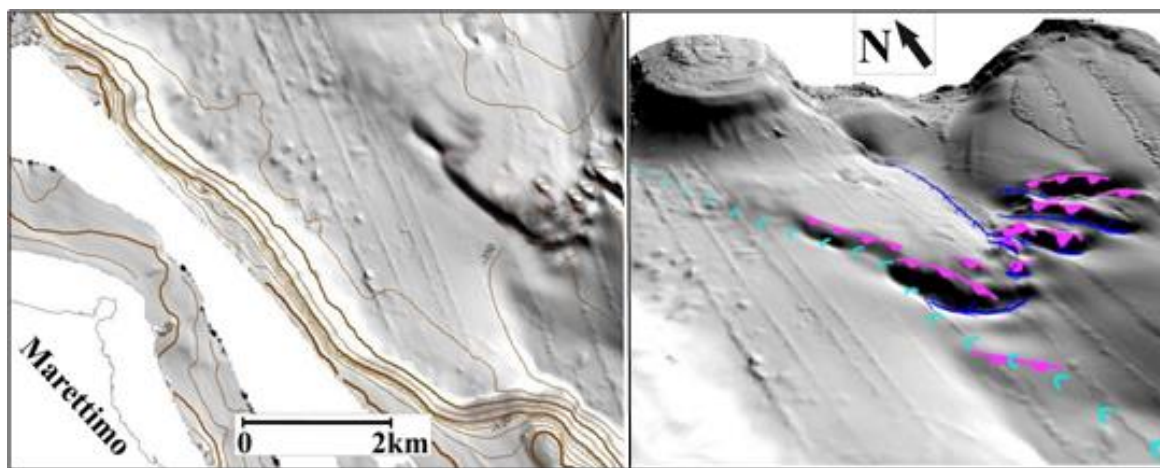
Il lineamento tettonico localizzato nell'offshore meridionale dell'isola di Marettimo (fig. 9.3.1) si estende per 11,7 km con andamento en-echelon, prevalentemente in direzione ONO-ESE. L'evidenza morfologica della dislocazione del fondo mare ad opera della faglia è maggiore nel settore orientale dove presenta altezza massima di scarpata di 100 m ed inclinazione di 13°; nel settore occidentale, alle profondità maggiori, l'altezza massima di scarpata è di circa 30 m con inclinazione massima di 6°.



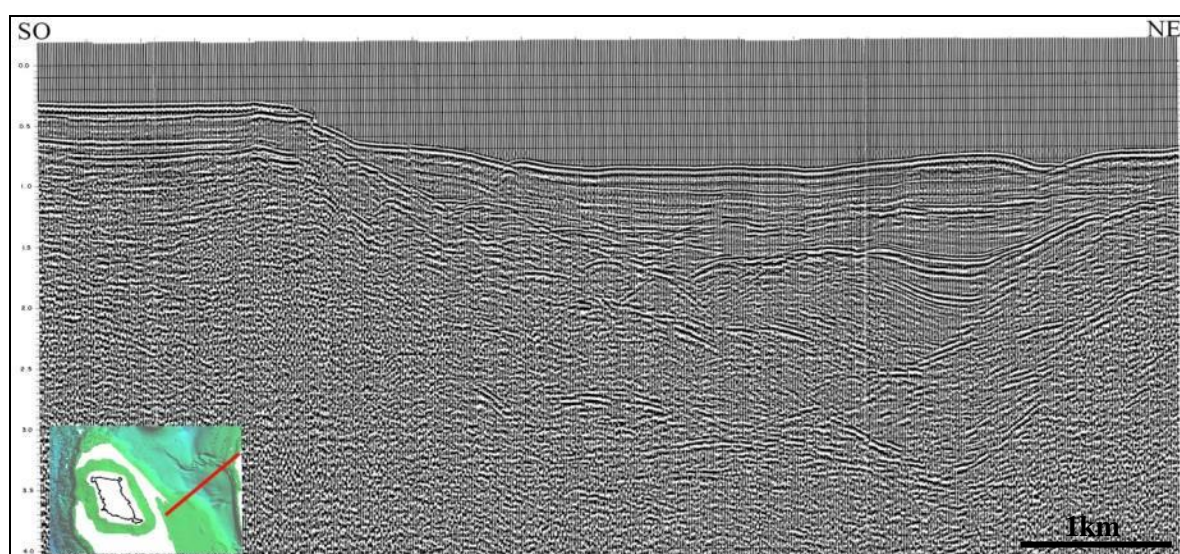
**Figura 9.3.1 - Vista 3D e ubicazione della faglia sita a sud dell'isola di Marettimo**

Il lineamento tettonico sito nell'offshore nord-orientale di Marettimo (fig. 9.3.2) si estende per 3,5 km con direzione NO-SE e rappresenta il lineamento più evidente in un'area di 28 km<sup>2</sup>, all'interno della quale si riconosce un sistema di lineamenti morfo-strutturali con le medesime caratteristiche e lo stesso orientamento. Il lineamento si identifica attraverso il bordo della scarpata di faglia alla base della quale si sviluppa un'incisione con lo stesso andamento che coincide con il canale di Marettimo. L'espressione morfologica più evidente si ha in corrispondenza del lineamento più meridionale, in cui l'altezza massima della scarpata è di circa 60 m con un'inclinazione massima di 11°. Nella parte settentrionale l'altezza massima della scarpata è di 14 m con inclinazione media di 2°.

A Sud del suddetto lineamento si sviluppa una depressione, la cui origine può essere attribuita alla presenza di un bacino di pull-apart, ampio 650 m in direzione NE-SO con estensione di 2,4 km in direzione NO-SE e generato da faglie strike slip (sinistre) (fig. 9.3.3).



**Figura 9.3.2 - Vista in pianta e in 3d dei lineamenti tettonici del settore nord-orientale di Marettimo**

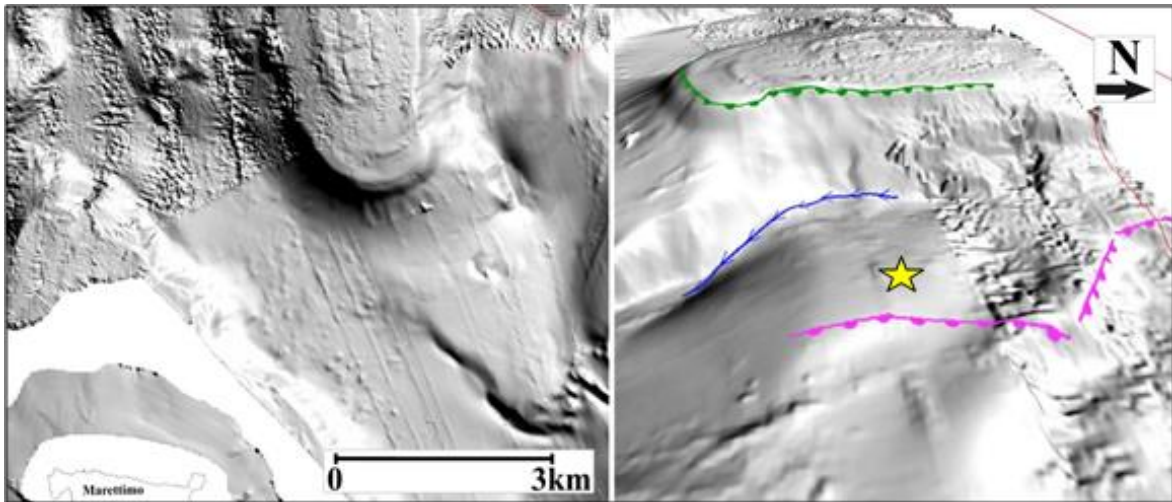


**Figura 9.3.3 – Il profilo sismico orientato SO-NE, mostra le evidenze di un bacino di pull-apart.**

Il lineamento tettonico, sito nel settore orientale del banco posto a nord di Marettimo (fig. 9.3.4), si estende per 2,3 km con direzione N-S ed immersione ad Est. L'espressione morfologica più evidente si riscontra nella sua porzione settentrionale, dove raggiunge un'altezza massima di scarpata di 71 m e inclinazione di 20°, in prossimità di un lineamento con direzione NO-SE. Nel settore meridionale invece presenta un'altezza massima di scarpata di 32 m con inclinazione di 6°.

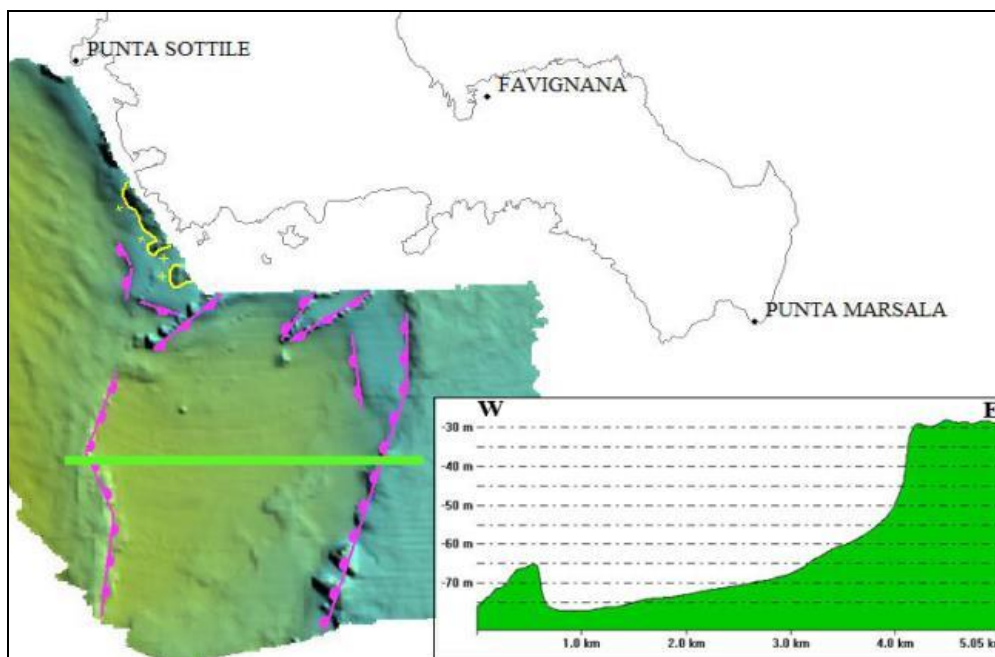
I dati di sismicità recente mettono in evidenza che si tratta di una struttura sismogenetica la cui attività è testimoniata dall'evento sismico di magnitudo ( $M_1$ ) 2.9 registrato nel 2006.

Anche la forma romboidale dell'isola di Marettimo ha un evidente controllo strutturale che si manifesta anche sulla piattaforma continentale, la quale è controllata principalmente da due sistemi di faglie, uno orientato NNO-SSE e l'altro ONO-ESE .



**Figura 9.3.4 - Lineamento tettonico e ubicazione del terremoto del 2006 di magnitudo 2.9 indicata dalla stella.**

La piattaforma a sud di Favignana presenta una depressione a decorso N-S che si sviluppa in relazione all'azione di faglie che interrompono la regolare pendenza della scarpata che qui declina verso la Valle di Marettimo. La scarpata di faglia orientale ha un'altezza di 30 m e immersione verso ovest mentre quella occidentale circa 8 m e immersione verso est (fig. 9.3.5).



**Figura 9.3.5 – La figura mostra la depressione sita a sud di Favignana prodotta da faglie dirette.**

Il lineamento sito nella scarpata continentale a nord di Trapani, in corrispondenza di un alto morfologico (alto del substrato), si estende per circa 6,7 km in direzione NO-SE e immersione verso sud-ovest. L'altezza della scarpata di faglia è di circa 80 m con inclinazione massima di 18°. Dall'interpretazione del profilo sismico monocanale sic89p6, in corrispondenza degli shot 23-26 è stato riconosciuto un sistema di faglie dirette, di cui le

tre più orientali arrivano in superficie dislocando il fondo mare complessivamente di 90 m (fig. 9.3.6).

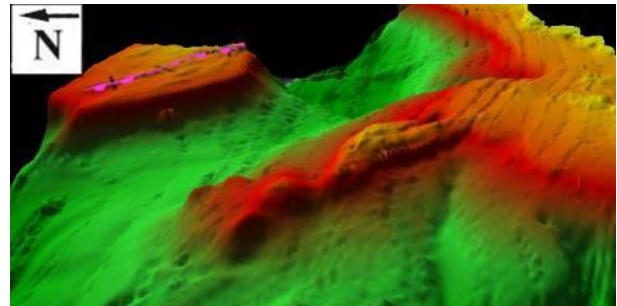
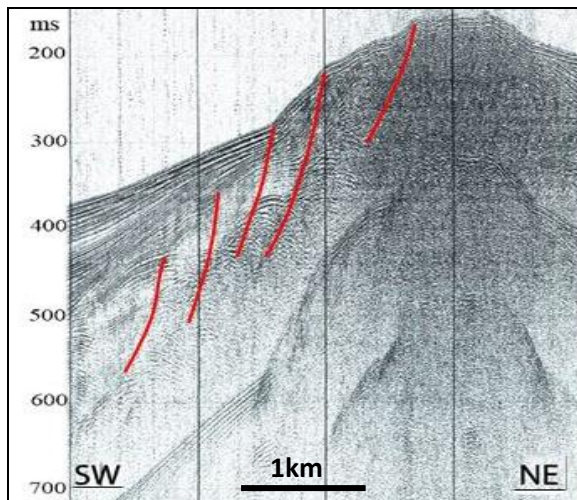


Figura 9.3.6 - Il Profilo sismico mostra il sistem di faglie dirette che caratterizzano l'alto morfologico sito in prosecuzione della piattaforma continentale nell'offshore di Ertice. A dx Vista 3d

Procedendo verso nord un altro lineamento tettonico crea una scarpata di faglia, alta circa 190 m che si estende in direzione NNO-SSE per circa 10 km. Questo lineamento si imposta sul fianco occidentale di una dorsale che ha prevalentemente sviluppo in direzione NNO-SSE. Come si evince dal profilo sismico multicanale G82-88 (fig. 9.3.7) il fianco occidentale della dorsale è dislocato da un sistema di faglie dirette immergenti verso ovest. La più occidentale di queste crea un bacino sedimentario dove si depositano le successioni post messiniane, che nel depocentro sono spesse 800 m. I sedimenti compresi tra 2,8 e 1,9 s twtt si sono depositi contemporaneamente al movimento della faglia come evidenziato dalla rotazione dei riflettori, al di sopra la sedimentazione risulta pian parallela.

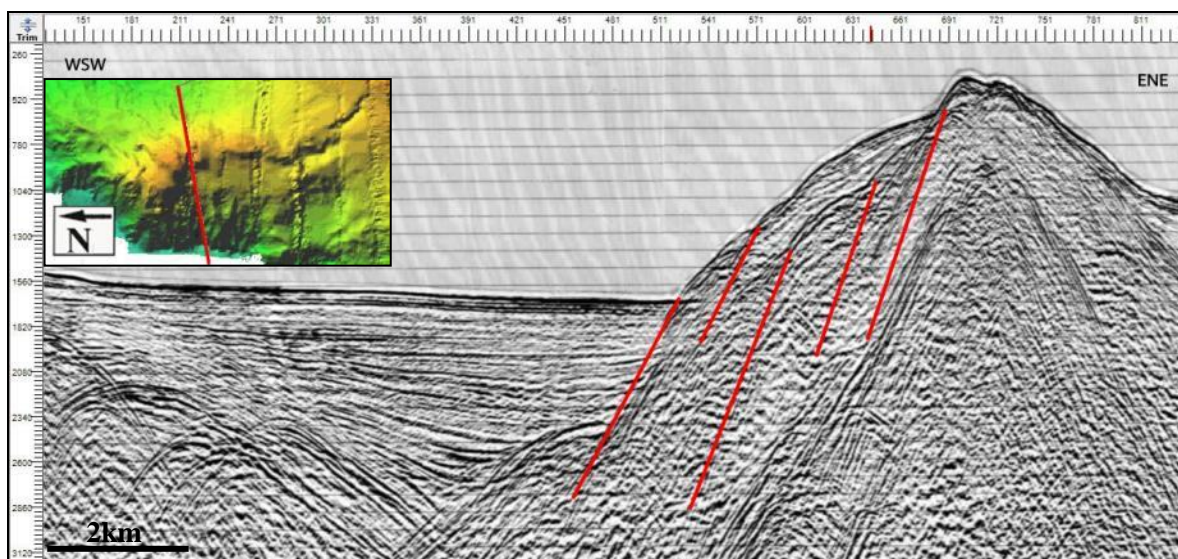


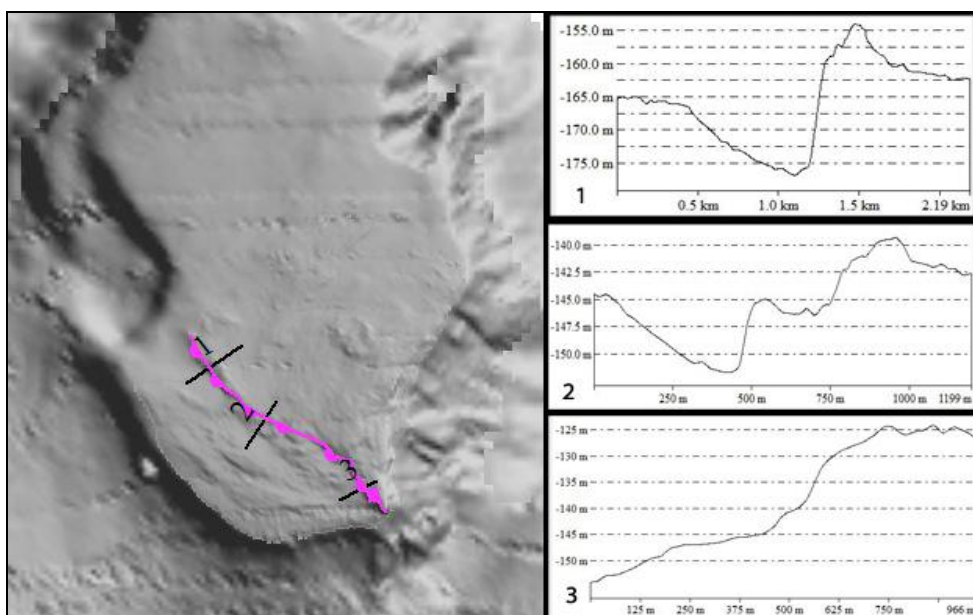
Figura 9.3.7 - Il profilo sismico multicanale G82-88 mostra faglie dirette immergenti a OSO, dove si apre il bacino riempito dai sedimenti plio-quadernari.

In corrispondenza di Banco Scuso (alto strutturale che si allunga in direzione N-S), è stato riconosciuto un sistema principale, con orientazione NNO-SSE, che determina

significativamente l'articolazione del fondo mare, indicando l'esistenza di una tettonica attiva. A questo sistema si accompagnano sistemi minori, orientati rispettivamente N-S/NNO-SSE, e NE-SO/E-O,

Il sistema principale è caratterizzato dalla scarpata di faglia sita nel settore meridionale di Banco Scuso a Nord-Ovest della penisola di San Vito (fig. 9.3.8). Si estende per circa 5,8 km prevalentemente in direzione NNO-SSE ed immersione ad Ovest. La parte centrale di questo lineamento ha un'espressione morfologica minore, poiché è stata soggetta a processi di arretramento dovuti all'erosione. Questo processo fa sì che la morfologia della scarpata di faglia risulti dalla combinazione di una scarpata che si attesta a profondità maggiori con parete più inclinata ed una scarpata di linea di faglia più superficiale e meno inclinata.

Può essere distinta in 3 segmenti. Il primo ha un'altezza massima della scarpata di 20 m e un'inclinazione di 10°; il secondo presenta altezza massima della scarpata di 7 m; il terzo ha un'altezza massima di scarpata di circa 14 m ed un'inclinazione

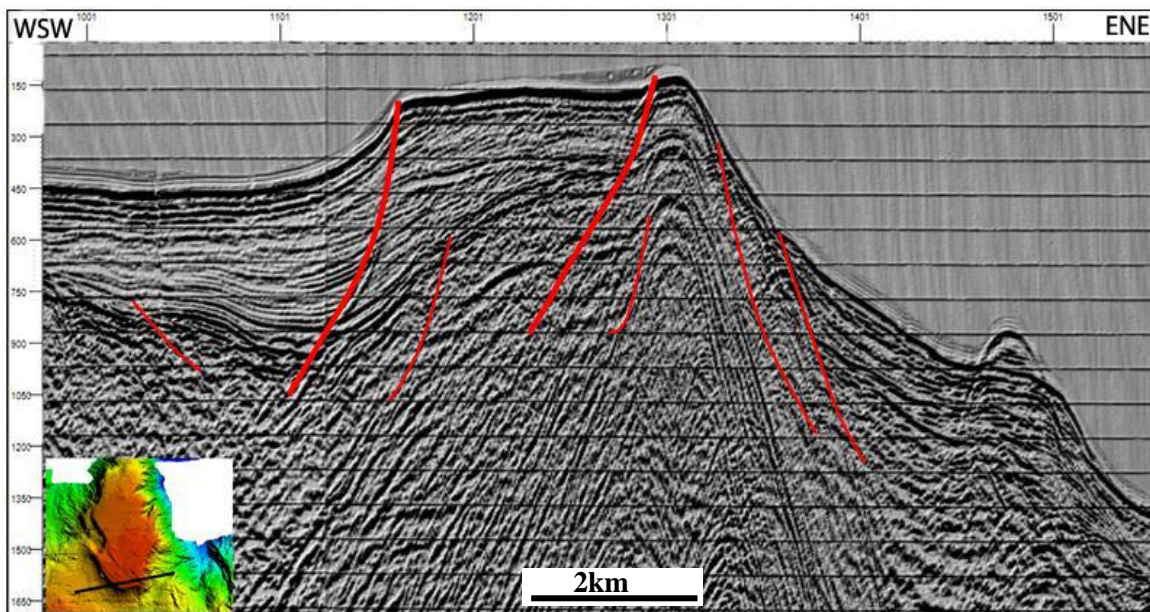


**Figura 9.3.8 - La faglia orientata NO-SE, in corrispondenza di Banco Scuso. A dx profili batimetrici lungo i 3 segmenti**

di 7° nella sua porzione settentrionale. Quest'ultimo segmento viene evidenziato nel profilo G82-89 in corrispondenza dello shot 1301, dove è ben evidente che la tettonica è attiva, poiché la faglia che coinvolge le successioni più antiche, disloca anche il fondo mare, creando l'attuale articolazione.

A ovest del suddetto lineamento si imposta un'altra faglia che decorre con la stessa direzione ed immersione a SO. Essa si estende per 4,4 km e borda l'alto intrascarpatà, creando una scarpata con altezza massima di 150 m, come si evince anche dal profilo

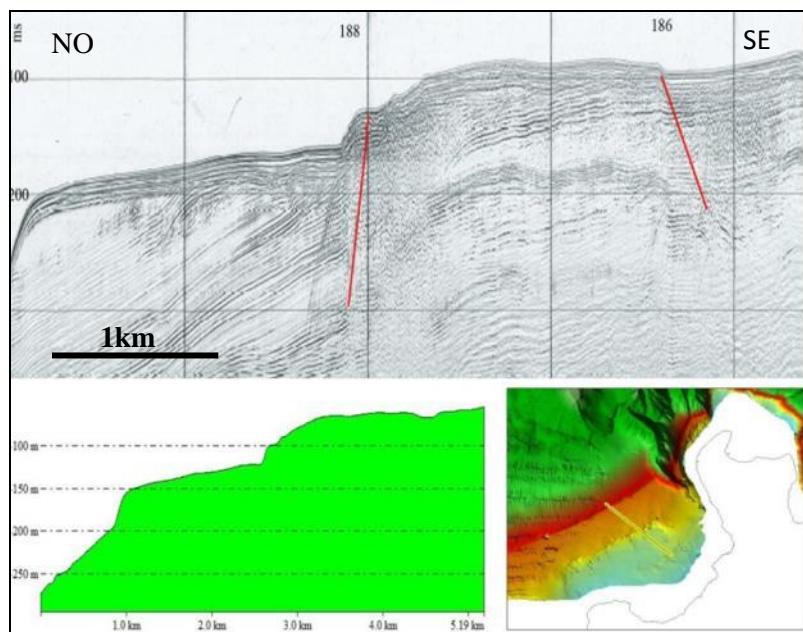
sismico G82-89 (fig. 9.3.9), in corrispondenza dello shot 1061, dove vi è la presenza di una faglia diretta che disloca anche il fondo mare e crea nella porzione sud-occidentale maggiore spazio di accomodamento per la deposizione dei sedimenti pliocenici-attuali.



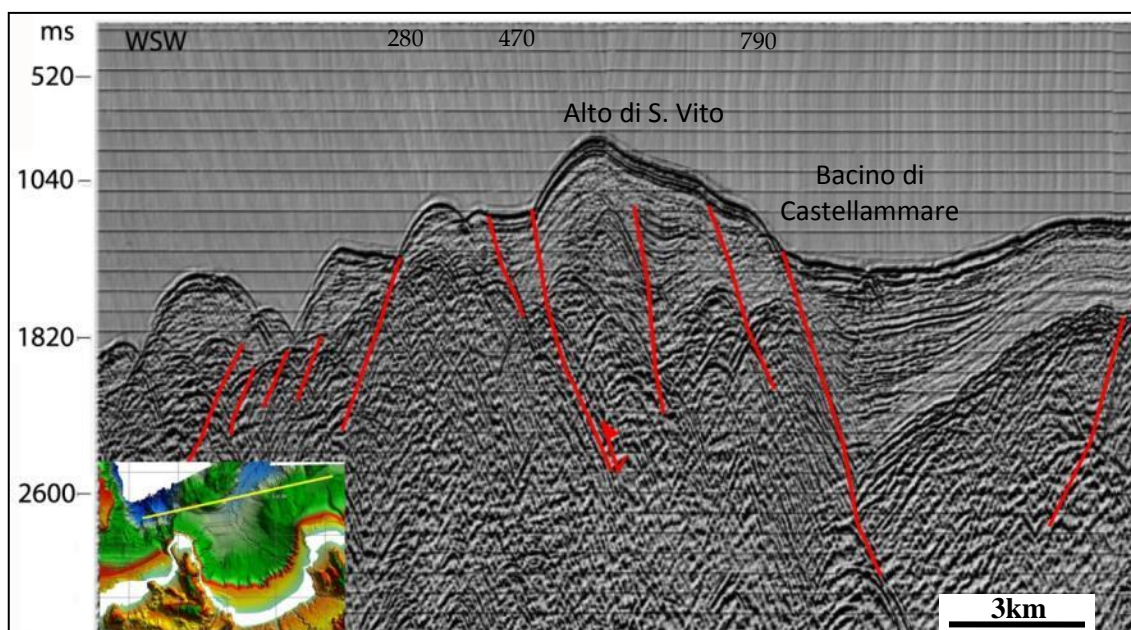
**Figura 9.3.9 - Il profilo sismico multicanale G82-89 attraversa il settore meridionale di Banco Scuso e mostra come questo sia fortemente controllato dalla tettonica.**

Nel Golfo del Cofano la piattaforma continentale mostra un evidente controllo strutturale evidenziato dall'andamento rettilineo del ciglio che si imposta a profondità comprese tra 160 e 170 m. Lo stesso sistema in direzione NE-SO si riconosce anche sulla piattaforma, dove sono state riconosciute a partire dai settori più interni, alla profondità di 61 m una scarpata alta 5 m che immerge verso sud-est ed a profondità di 100 m una scarpata di faglia che si estende 4,5 km, con altezza di 20 m che immerge verso nord-ovest. L'interpretazione del profilo sismico sic88p4 che attraverso perpendicolarmente la piattaforma permette di riconoscere le due faglie in corrispondenza degli shot 186 e 188 (fig. 9.3.10).

Nel settore compreso tra Banco Scuso e l'Alto di S. Vito la scarpata è interessata da numerose faglie ad andamento prevalentemente NO-SE e NE-SO. In particolare il profilo sismico G82-89 (fig. 9.3.11) mostra come il settore a ovest della penisola di S. Vito sia interessato da faglie dirette che immergono a ovest, alcune delle quali sintettoniche come si può notare dal tilting del blocco di tetto in corrispondenza dello shot 280. In corrispondenza dello shot 470 vi è una faglia di inversione, che ha agito prima come una faglia diretta, creando lo spazio di accomodamento per la deposizione della successione post messiniana e successivamente come faglia inversa, generando quindi un alto e il piegamento dei riflettori.



**Figura 9.3.10 – Il Profilo sismico sic 88\_p4 mostra come il settore di piattaforma del Golfo di Cofano sia interessata da tettonica recente; in basso: profilo batimetrico e ubicazione.**

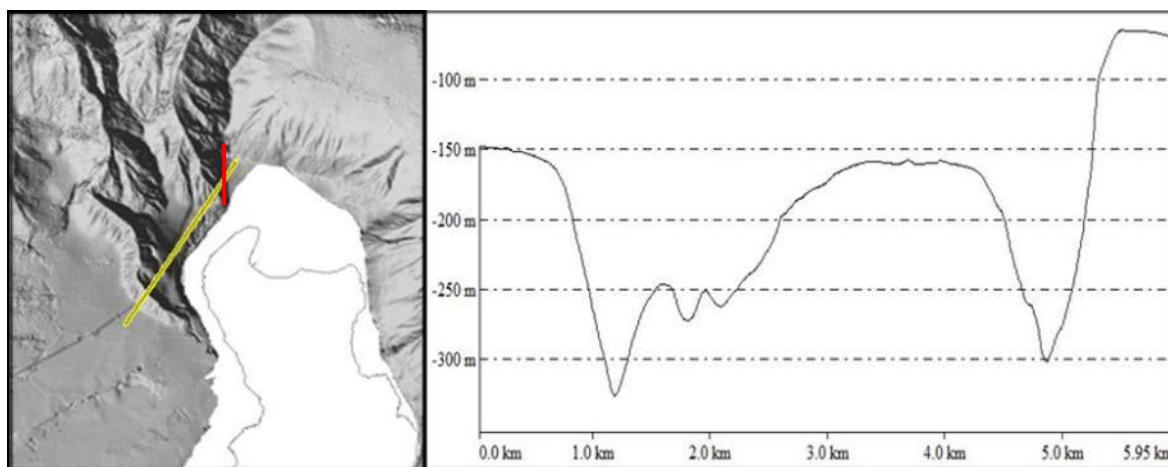


**Figura 9.3.11 - Il profilo sismico mostra l'assetto strutturale del settore compreso tra Banco Scuso e l'Alto dell'offshore dei Monti di Palermo.**

Tra gli shot 500 e 790 è stato riconosciuto un sistema di faglie dirette che immergono verso nord-est. Quella in corrispondenza dello shot 790, sita nel Golfo di Castellammare, è un'importante faglia listrica con crescita, la quale crea un bacino che accoglie uno spessore di sedimenti di circa 1000 m nel suo depocentro. La scarpata di faglia orientata circa NE-SO ha un'altezza di circa 300 m e separa l'Alto di S. Vito dal bacino di Castellammare; A nord del promontorio di Capo San Vito la presenza di un lineamento tettonico orientato circa N-S fa sì che il ciglio della piattaforma passi da una profondità di 70-90 m ad una

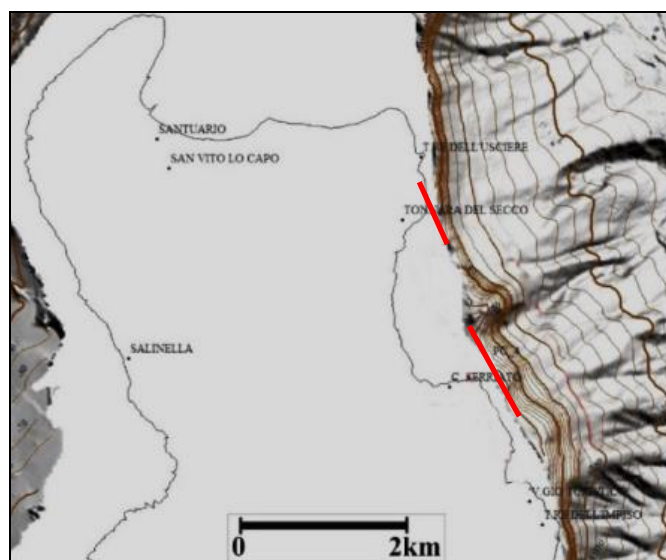


profondità di circa 180 m (fig. 9.3.12). La scarpata di faglia ha un'altezza di circa 100 m ed immerge verso ovest. Essa si estende per circa 3,8 km delimitando il bordo orientale del canyon "Cofano orientale".



**Figura 9.3.12 - La figura mostra il lineamento tettonico orientato circa N-S, che borda il fianco orientale del canyon del Cofano.**

Lungo il ciglio della piattaforma continentale, parallele alla penisola di San Vito ed ubicate nella zona di mare antistante Tonnara del Secco (fig. 9.3.13) vi sono due faglie parallele distanti 194 m. La loro orientazione è N-S e la lunghezza di 620 m circa, con i piani di faglia immergenti ad Est, come si evince dai dati di sismica mono e multicanale. Le scarpate di faglia hanno un'acclività compresa tra  $2^\circ$  e  $20^\circ$  ed un'altezza media di 5 m. Tali lineamenti sono responsabili dell'andamento e della morfologia del ciglio della piattaforma, nonché della morfologia rettilinea delle testate dei canyon che si impostano sulla scarpata superiore. I trend di queste faglie sono concordi con i trend riscontrati a terra nel Foglio CARG 593 "Castellammare del Golfo" e dislocano i lineamenti orientati NE-SO.



**Figura 9.3.13 - la figura mostra il sistema di faglie che borda la piattaforma continentale**

Poco a Sud dei suddetti lineamenti si riconoscono dei lineamenti di estensione inferiore che hanno circa lo stesso orientamento, anch'essi impostati sul ciglio della piattaforma e che ne influenzano la morfologia.

Il Bacino intrascarpata di Castellammare, formatosi dopo il Messiniano, è un'ampia depressione strutturale di forma sub-circolare delimitata ad ovest dall'alto di S. Vito ed a est dall'offshore dei Monti di Palermo. Esso accoglie depositi clastici plio-pleistocenici spessi più di 1000 m che ricoprono in discordanza un substrato fatto da unità tettoniche impilate e deformate durante le fasi compressive mioceniche.

La successione plio-quadernaria che poggia in discordanza sul tetto del Messiniano risulta essere interessata da tettonica distensiva post-messiniana, essendo interessato dalla faglie dirette anche il tetto di quest'unità. È inoltre evidente come il settore sia interessato in tempi più recenti da tettonica da inversione, cosicché sui piani di faglia che avevano agito creando distensione, si è impostata una tettonica compressiva, che da origine a terremoti come il cluster del 1998 con magnitudo 5.2, la cui soluzione dei meccanismi focali è di tipo compressivo.

Il settore occidentale dell'offshore dei Monti di Palermo rappresenta la spalla orientale del bacino di Castellammare. Come si evince dal profilo sismico G82\_89 procedendo verso NE, in corrispondenza dello shot 1450 questo alto è interessato da una faglia diretta con immersione verso est (fig. 9.3.14).

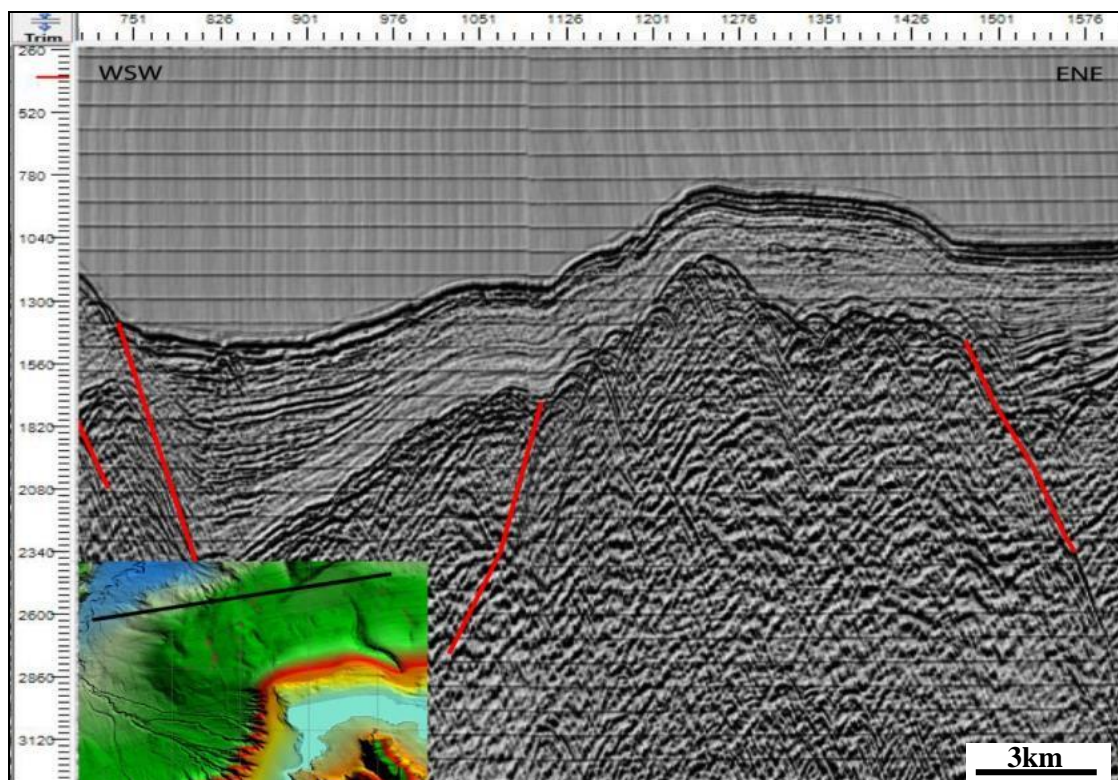
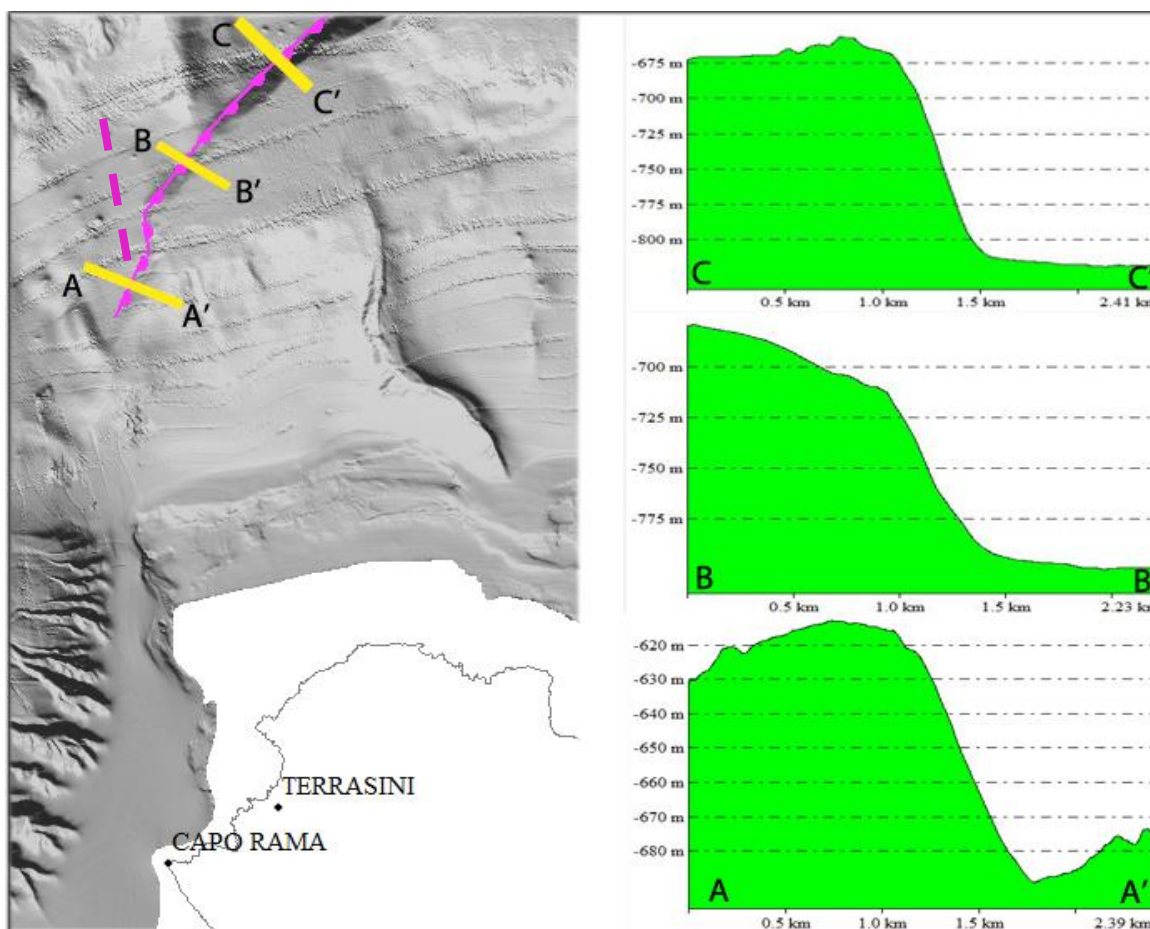


Figura 9.3.14 – Il particolare del profilo sismico G82-89 mostra oltre ai sistemi di faglie, la successione plio-quadernaria che poggia in discordanza sul tetto del Messiniano.

In particolare il lineamento tettonico, sito a nord di Capo Rama, con direzione circa N 50° si imposta per 10 Km nel settore di scarpata superiore dalla profondità di circa 610 m alla profondità di 860 m. Un'altra faglia con direzione N 170° ne interrompe la continuità suddividendola in due parti che indicheremo con 3a e 3c (insieme dei transetti B e C in figura).

La faglia 3a ha una lunghezza di 3,9 km, la scarpata ha altezza di 80 m e dista dalla linea di costa in corrispondenza di Terrasini 11 km. La faglia 3c ha una lunghezza di 7,5 km con scarpate che variano da 100 a 125 m e con pendenze che variano fra 5° e 7°.

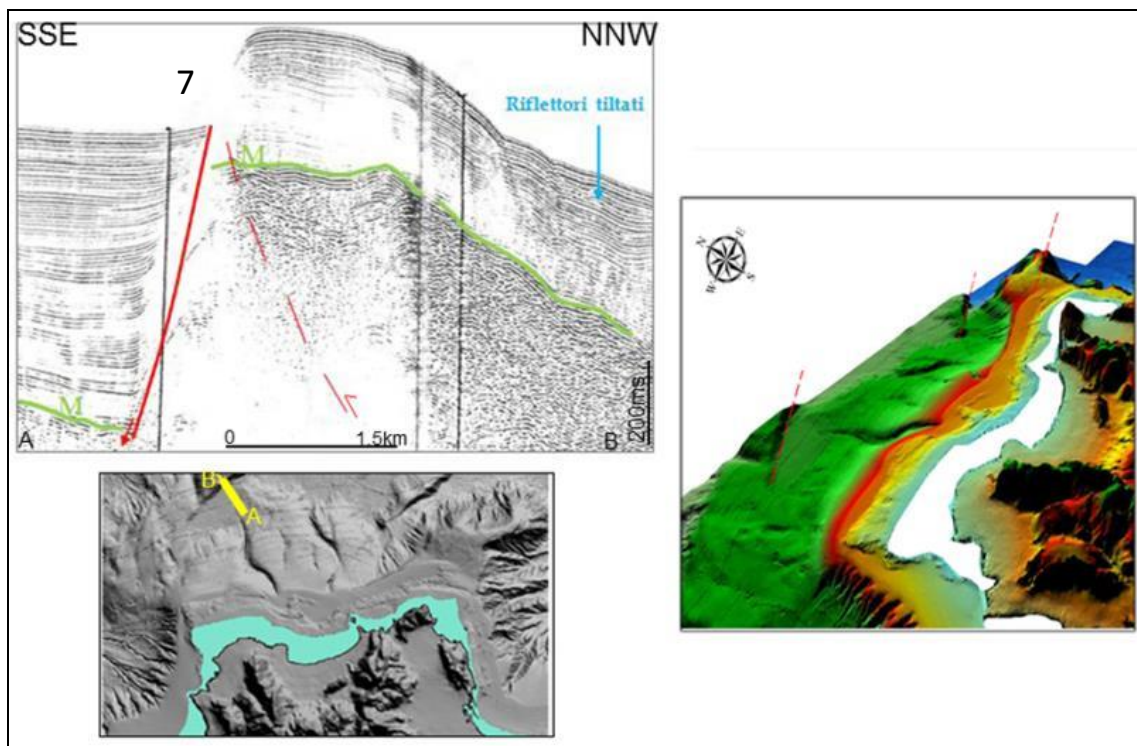


**Figura 9.3.15 - Faglia orientata NE-SO sita nell'offshore di Capo Rama e profili batimetrici lungo la scarpata di faglia.**

In prossimità di tale lineamento si osservano i pockmark 14-24, che indicano l'attuale attività dell'area.

Il profilo sismico S90\_12 (sparker), orientato circa NNO-SSE interseca la faglia 3c (Fig. 9.3.16) allo shot 7. La faglia disloca il fondo mare di 56 m e il tetto del Messiniano 156 m. Sul tetto del Messiniano poggia la sequenza plio-pleistocenica con spessori di circa 170 m nel blocco ribassato e di 80 m nell'altro blocco. Inoltre i riflettori che stanno nel footwall presentano una rotazione sintettonica che potrebbe evidenziare la presenza di una faglia

inversa immergente a NNO, la quale giustifica un ridotto spessore dei depositi plio-pleistocenici nel settore nord occidentale.



**Figura 9.3.16** – In figura si può osservare un dettaglio di un profilo sismico mostrante la dislocazione della successione plio-quadernaria; a dx la visualizzazione 3D permette di osservare il trend tettonico NE-SO.

La faglia sita a nord di Punta Raisi si trova in corrispondenza di un'incisione che presenta un andamento sinuoso con la concavità rivolta verso ovest. Da un estremo all'altro è lunga 3,8 km, a partire dal ciglio della piattaforma, dove ha una profondità di circa 170 m sino alla scarpata superiore alla profondità di 380 m. Il profilo sismico G82\_91 (Fig. 9.3.17) che attraversa il lineamento in direzione OSO-ENE mette in evidenza la presenza di una faglia diretta che immerge verso ENE. Questa faglia contribuisce a creare lo spazio per la deposizione della successione plio-quadernaria che qui raggiunge lo spessore di circa 480 ms.

L'incisione prosegue cambiando la sua concavità (fig. 9.3.18) verso est e qui si imposta un altro lineamento tettonico che si estende per circa 5,8 km in direzione NNO-SSE. La faglia è intercettata dal profilo sismico sic89p1\_311-340 tra lo shot 315 e il 316 dove si osserva che essa ha una componente diretta e che il piano immerge verso ovest.

Ad est della suddetta faglia vi è una profonda incisione dove si impostano dei pockmark. Analizzando il profilo sismico sic89p1\_311-340 in corrispondenza degli shot 319-323 (fig. 9.3.19) si può osservare come la sequenza plio-quadernaria in corrispondenza dell'incisione

sia spessa 200 ms poiché si imposta tra due alti morfologici, dove è facilmente distinguibile il tetto del Messiniano, il quale è stato interessato da eventi tettonici.

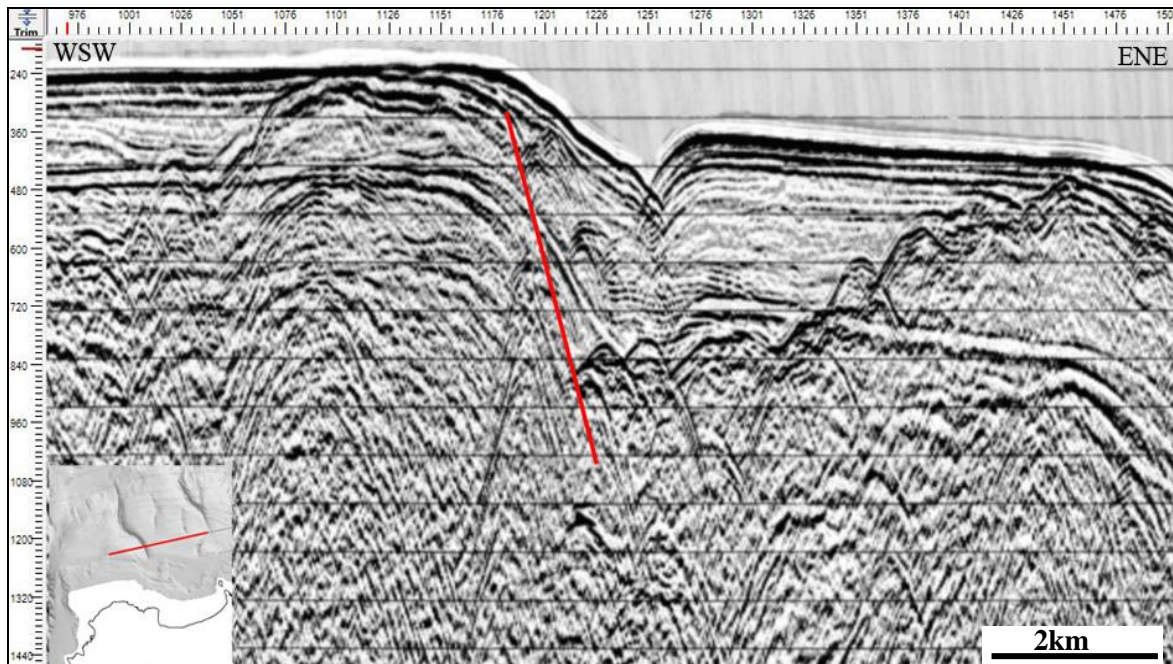


Figura 9.3.17 - Il profilo sismico mostra una faglia diretta immergente ad est.

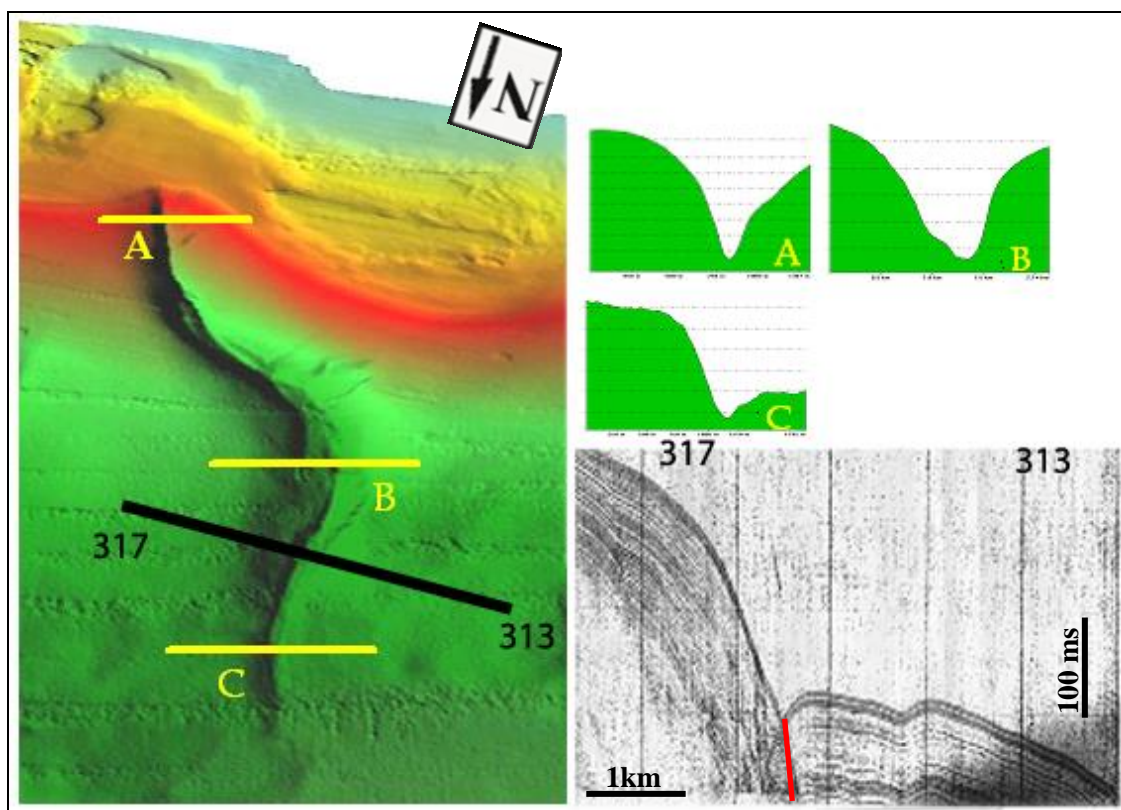
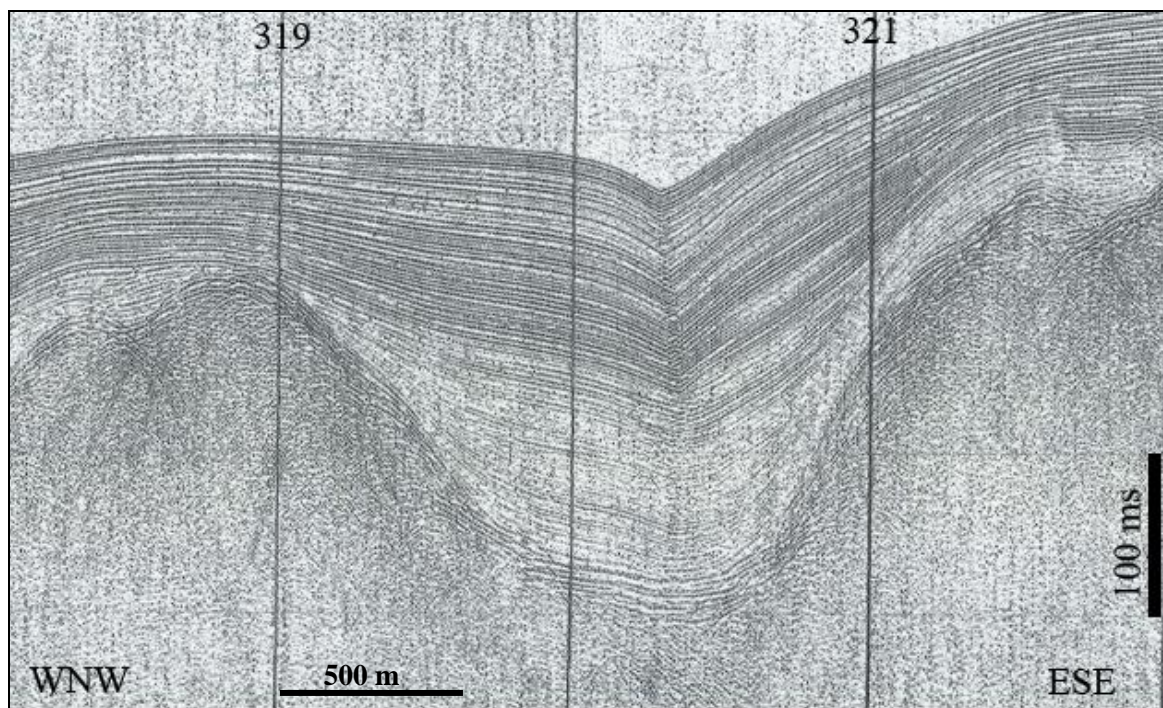


Figura 9.3.18 - La figura mostra l'incisione del fondo mare prodotta dal lineamento che si osserva nel profilo sismico tra gli shot 316-315.

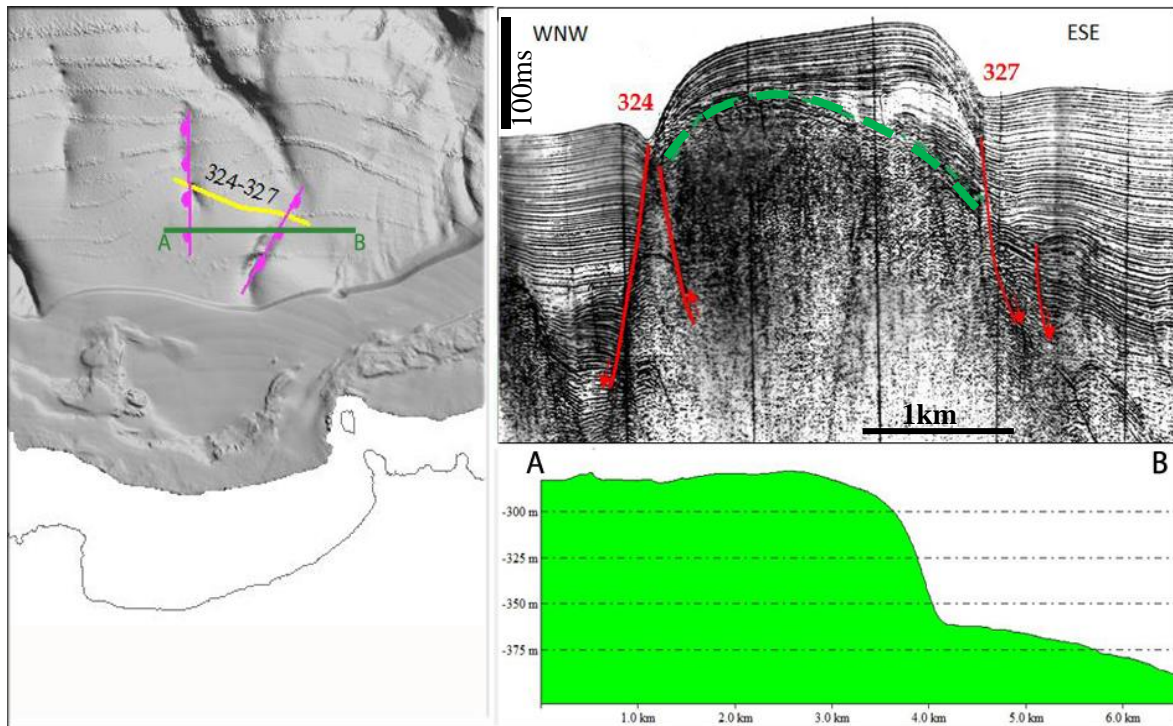


**Figura 9.3.19** – Il profilo sismico sic89p1 mostra tra gli shot 319 e 321 la presenza di due alti del Messiniano, interassati da tettonica, all'interno dei quali si deposita una spessa successione plio-quadernaria.

Parallelamente a due incisioni, site a nord della baia di Carini, decorrono, dalla profondità di 230 m alla profondità di 490 m, due lineamenti rispettivamente ad ovest uno lungo 3,2 km che ha direzione N 170 e ad est uno lungo 2,3 km con direzione N 30. Lungo l'incisione occidentale sono presenti i pockmark 67 e 68. Il blocco presente a ovest della faglia occidentale si trova a profondità maggiori rispetto al blocco posto ad est. Dall'interpretazione del profilo sismico (311\_340) che ha una direzione ESE-ONO si evidenzia una dislocazione tra due blocchi di circa 35 m (47 ms). Tra gli shot 324 e 325 (fig. 9.3.20), attraverso la dislocazione e la geometria dei riflettori, è possibile osservare che questo settore è stato interessato da tettonica compressiva che ha creato il sollevamento e tilting del tetto del Messiniano e da tettonica distensiva che ha creato lo spazio per la deposizione della successione plio-quadernaria, rispettivamente ad ovest con spessore di circa 200 ms e ad est con spessore di circa 250 ms.

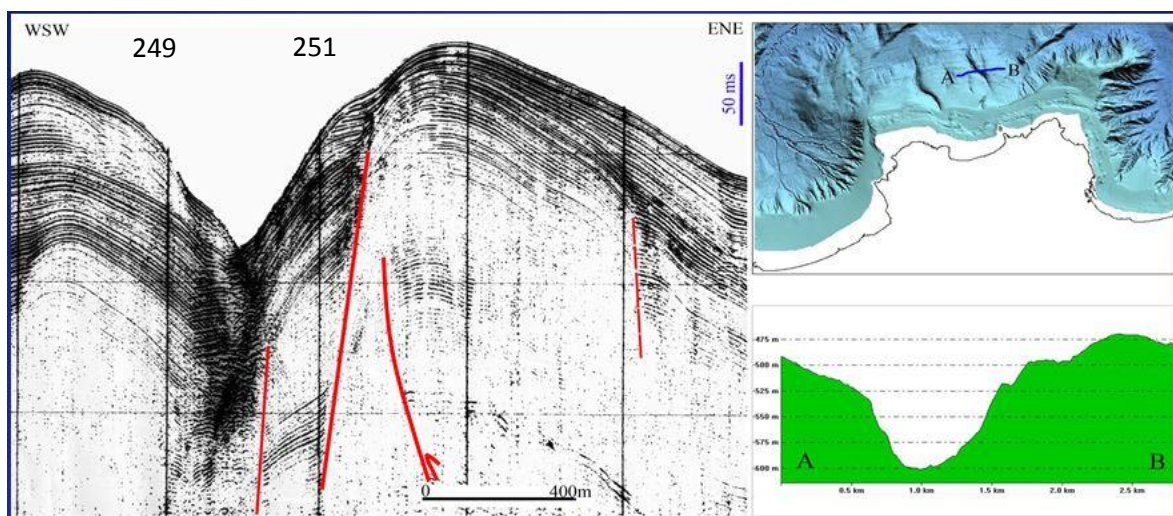
In particolare è ben evidente che il blocco compreso tra gli shot 327 e 330 rappresenta una depressione che accoglie circa 250 m di sedimenti plio-pleistocenici, formatasi a causa di faglie dirette, che in prossimità dello shot 327 immergono verso est, mentre in corrispondenza dello shot 324 si osserva un raddoppio dei riflettori (diagnostico lungo il piano di faglia quando questa è inversa). Infine si riconosce un evento distensivo successivo che ha creato nel blocco ad ovest della precedente faglia un maggiore spazio di

accomodamento per i sedimenti, che sono spessi mediamente circa 110 m, tranne in prossimità del piano di faglia dove sono spessi circa 180 m.



**Figura 9.3.20 - Modello e sezione morfobatimetrici e dettaglio del profilo sismico che evidenzia in corrispondenza dello shot 324 il susseguirsi di eventi compressivi e distensivi.**

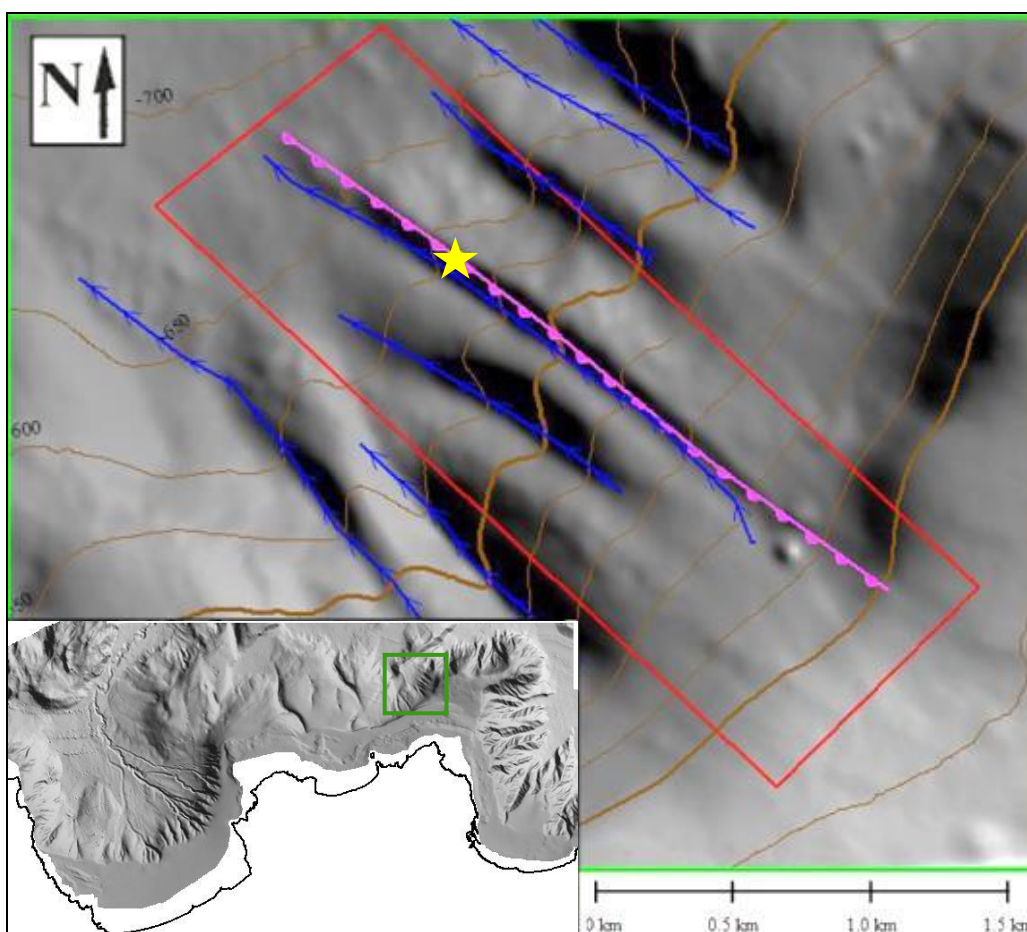
La faglia sita a nord di Isola delle Femmine ha una lunghezza di 6 km, si trova nella scarpata continentale dell'offshore dei Monti di Palermo ad una distanza di 2 km dal ciglio della piattaforma e di 6 km dalla linea di costa. Il profilo sismico monocanale 245-255 (fig. 9.3.21) orientato WSW-ENE attraversa la faglia tra gli shot 249 e 250; qui è possibile osservare come la faglia diretta coinvolga tutta la sequenza plio-pleistocenica che in questo settore è spessa circa 200 m.



**Figura 9.3.21 - Il profilo sismico 245-255 mostra la presenza di faglie dirette che producono l'incisione**

Il lineamento tettonico che si sviluppa sulla scarpata continentale superiore in direzione SE-NO è localizzato a NNE di Isola delle Femmine. La scarpata di faglia viene evidenziata maggiormente a causa dei processi erosivi che si sviluppano alla base.

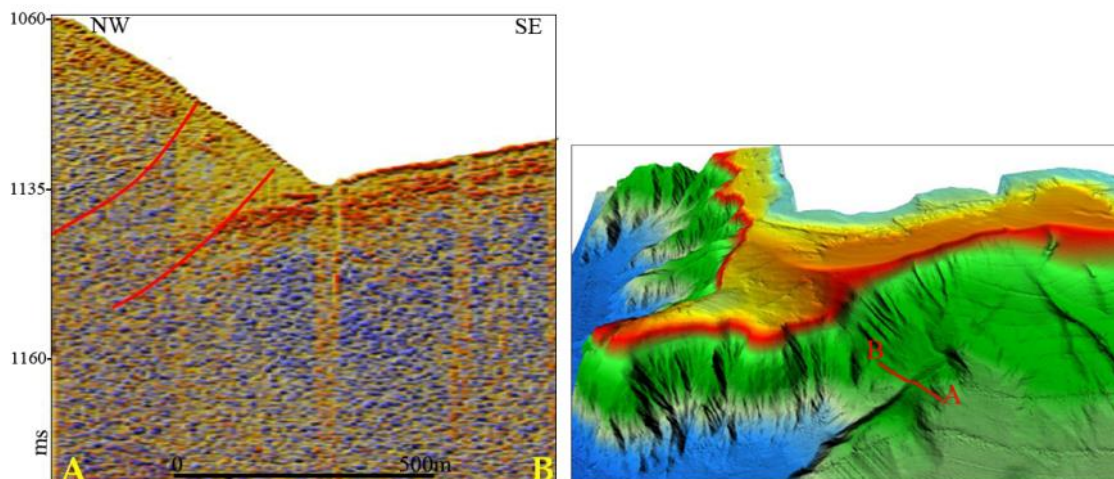
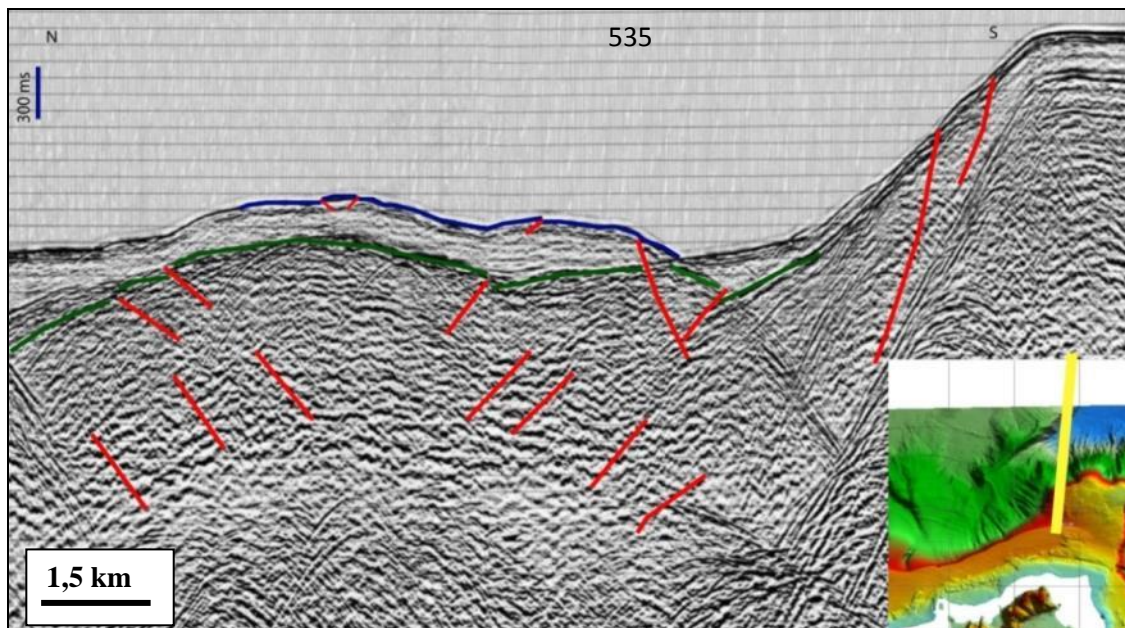
Essa si estende per circa 3 km, ha inclinazione massima di  $10^\circ$  e altezza di circa 10 m. In corrispondenza di questa struttura il 13 Aprile 2012 è stato registrato un terremoto di magnitudo 4,2 che conferma l'attività del lineamento (fig.9.3.22).



**Figura 9.3.22 - La figura mostra la faglia in corrispondenza dell'incisione e l'ubicazione del terremoto del 13 Aprile 2012 (stella)**

La scarpata di faglia, sita a nord di Capo Gallo, si estende in direzione NNE-SSO per 7,5 km. Essa si trova dalla profondità di 680 m alla profondità di 1050 m, dove la scarpata di faglia raggiunge la massima altezza di circa 200 m. Il profilo G82-86 (fig. 9.3.23) attraversa tale struttura in direzione circa N-S. Dalla dislocazione del riflettore M in corrispondenza dello shot 535 si può osservare che il settore è interessato da tettonica compressiva che crea le strutture principali poi da tettonica distensiva che ha creato la scarpata di faglia, ma che il settore sia dominato attualmente da tettonica compressiva è evidente sia nel settore più a nord del profilo che nel profilo chirp (fig. 9.3.23).

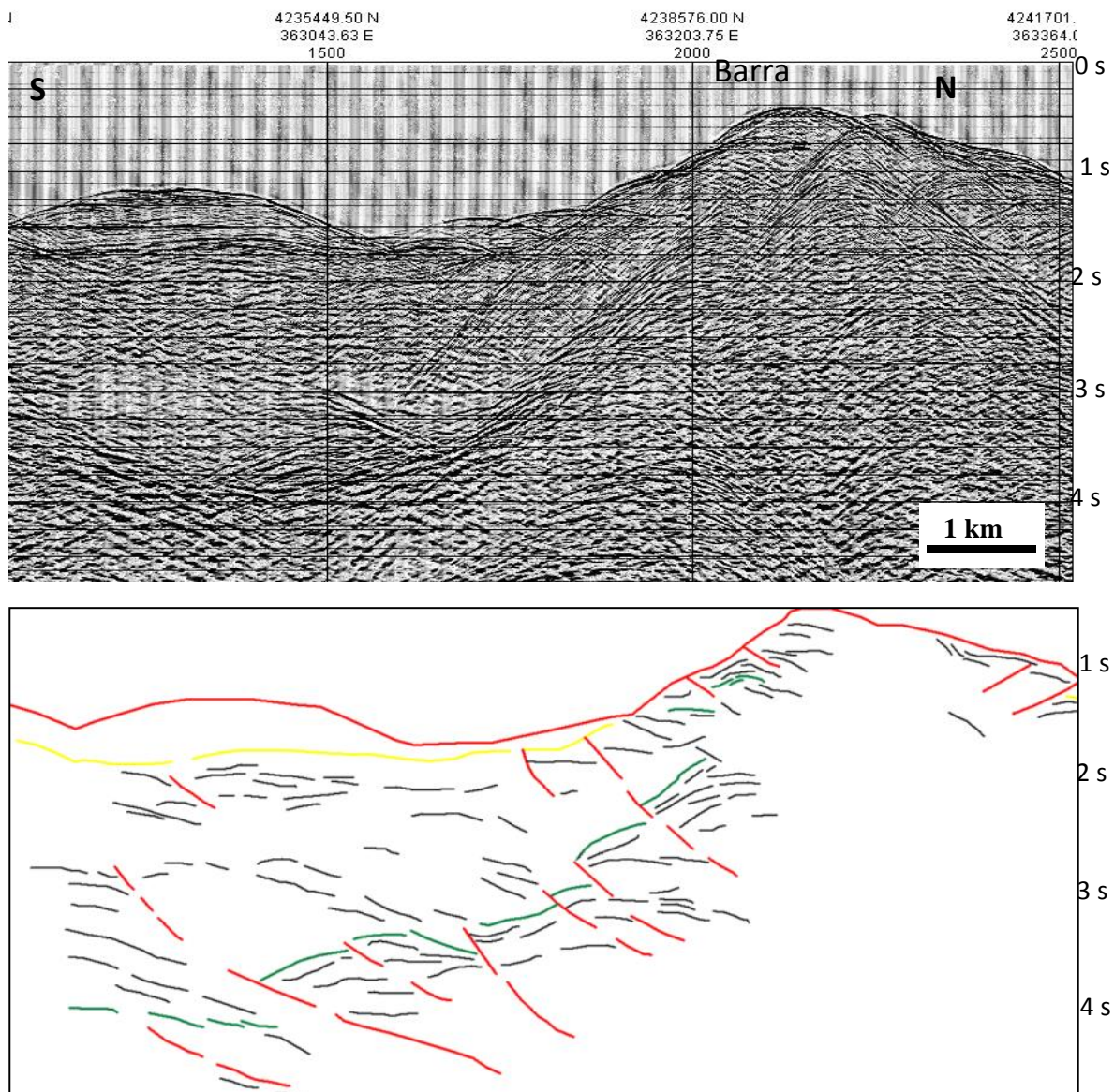




**Figura 9.3.23 - I profili sismici mettono in risalto la tettonica compressiva dell'area, anche se la faglia responsabile della scarpata è diretta.**

Quest'ultimo mostra che il versante meridionale dell'alto morfologico parallelo alla Barra è interessato da faglie inverse. Si noti in particolare la struttura che si sviluppa lungo la rottura di pendio alla base del versante in corrispondenza della quale si riconoscono i riflettori che rappresentano la successione sedimentaria recente che immergono verso Sud e la parziale ripetizione verticale della successione sedimentaria. I rigetti di queste faglie sono di 10 e 40 m.

L'alto morfologico della Barra si estende in direzione ENE-OSO e viene attraversato profilo G82\_94 (fig. 9.3.24) orientato circa N-S. L'analisi sismostratigrafica permette di suddividere il multistrato in tre porzioni:



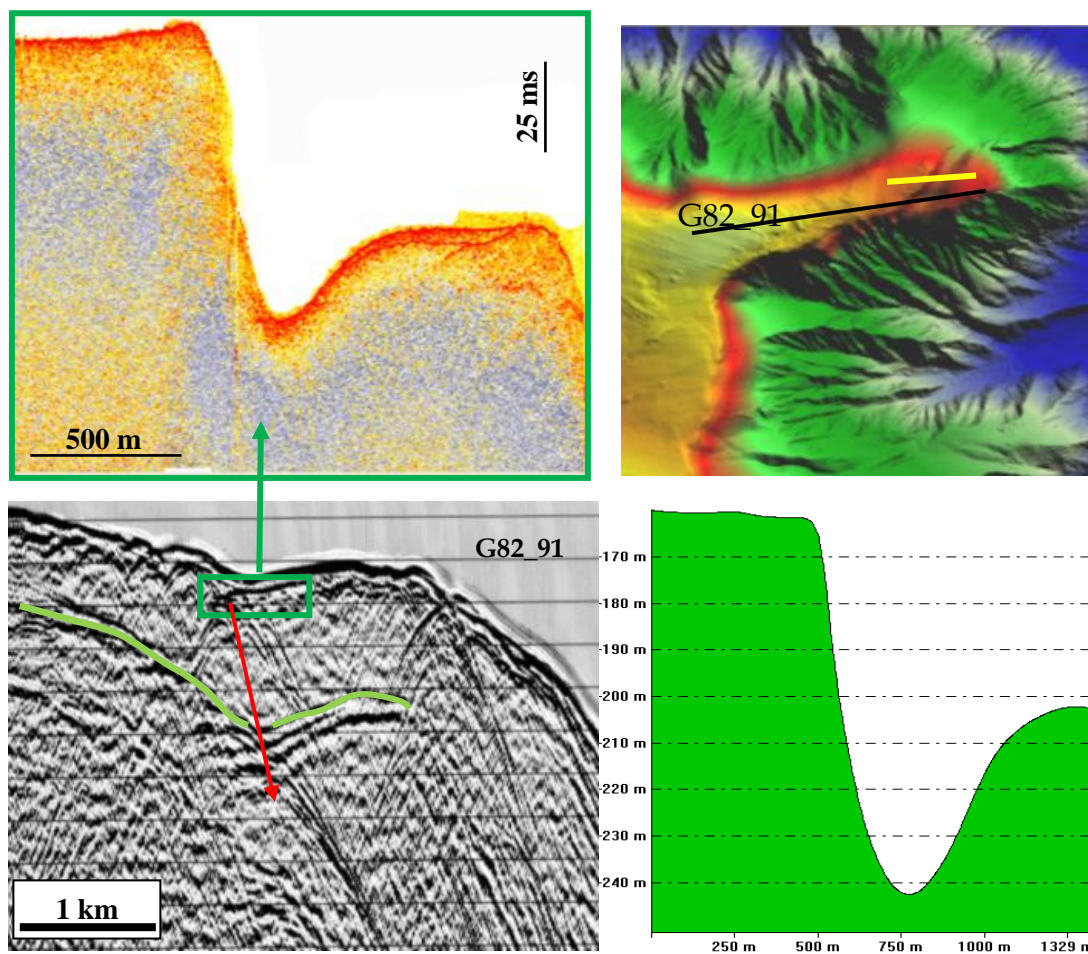
**Figura 9.3.24 – Il profilo sismico e line drawing mostrano le caratteristiche dell'edificio tettonico sepolto, costituita da più livelli strutturali sovrapposti, ricoperto dalle successioni mio-quaternarie.**

le successioni carbonatiche meso-cenozoiche, le coperture terrigene terziarie e la successione plio-pleistocenica. L'analisi dei rapporti strutturali evidenzia come questo settore sia il risultato di una tettonica compressiva recente evidenziata dalla presenza di faglie inverse ad alto angolo e sovrascorrimenti che si riconoscono sia nel settore della Barra che nella depressione che si sviluppa più a sud. In particolare le faglie che dislocano l'alto morfologico della Barra appaiono interessare anche terreni molto recenti e arrivano a luoghi anche a fondo mare.

La sismicità registrata in questo settore è in accordo con questa interpretazione, poiché mostra eventi (cluster eventi del settembre 2002, evento del 13 Giugno 2010) localizzati

poco a nord-est della Barra ed allineati con questa struttura, il cui meccanismo focale è di tipo compressivo.

Una faglia interrompe la continuità di questo alto strutturale allungato in senso est-ovest (“La Barra”), costituito da successioni carbonatiche meso-cenozoiche affioranti negli adiacenti M.ti di Palermo. La faglia ha direzione circa NE-SO e scarpata di faglia di 80 m. La faglia come si vede dall’interpretazione del profilo sismico multicanale G82\_91 disloca oltre che la successione plio-pleistocenica anche quella miocenica (fig. 9.3.2.5).



**Figura 9.3.2.5 - I profili sismici mostrano la dislocazione del multistrato meso-cenozoico evidenziata anche dall’articolazione del fondo mare.**

La faglia situata sulla scarpata continentale del Golfo di Palermo ha direzione N 170° e immersione N 80°. Sul fondo mare viene evidenziata dalla presenza dei pockmark, mentre dall’interpretazione del profilo sismico P18 si può osservare come questa disloca i riflettori che rappresentano la base della sequenza plio-pleistocenica e permette la risalita di fluidi che si manifestano con riflettori che risultano concavi verso l’alto e in superficie con una depressione sub circolare (fig.9.3.26).

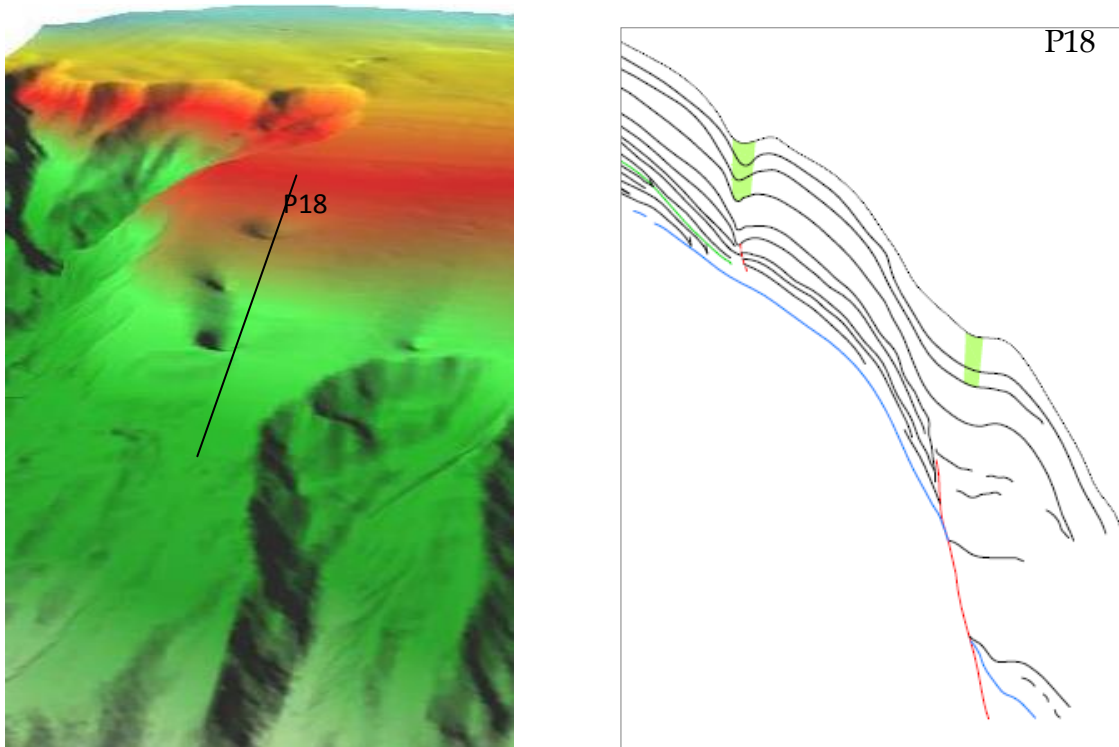


Figura 9.3.26 - La figura mostra l'allineamento dei pockmark in corrispondenza della faglia, la cui geometria è osservabile nel profilo sismico.

In particolare il profilo sismico monocanale orientato S-N (Fig. 9.3.27) ha una lunghezza di registrazione di 1,5 s, con una penetrazione non superiore a 800 ms. Si estende per 12,5 km, perpendicolarmente alla linea di costa, attraversando settori di piattaforma e scarpata continentale superiore in un range di profondità compreso tra 54 m e 490 m. L'analisi sismostratigrafica ha consentito di individuare, dal basso verso l'alto, le seguenti unità sismiche:

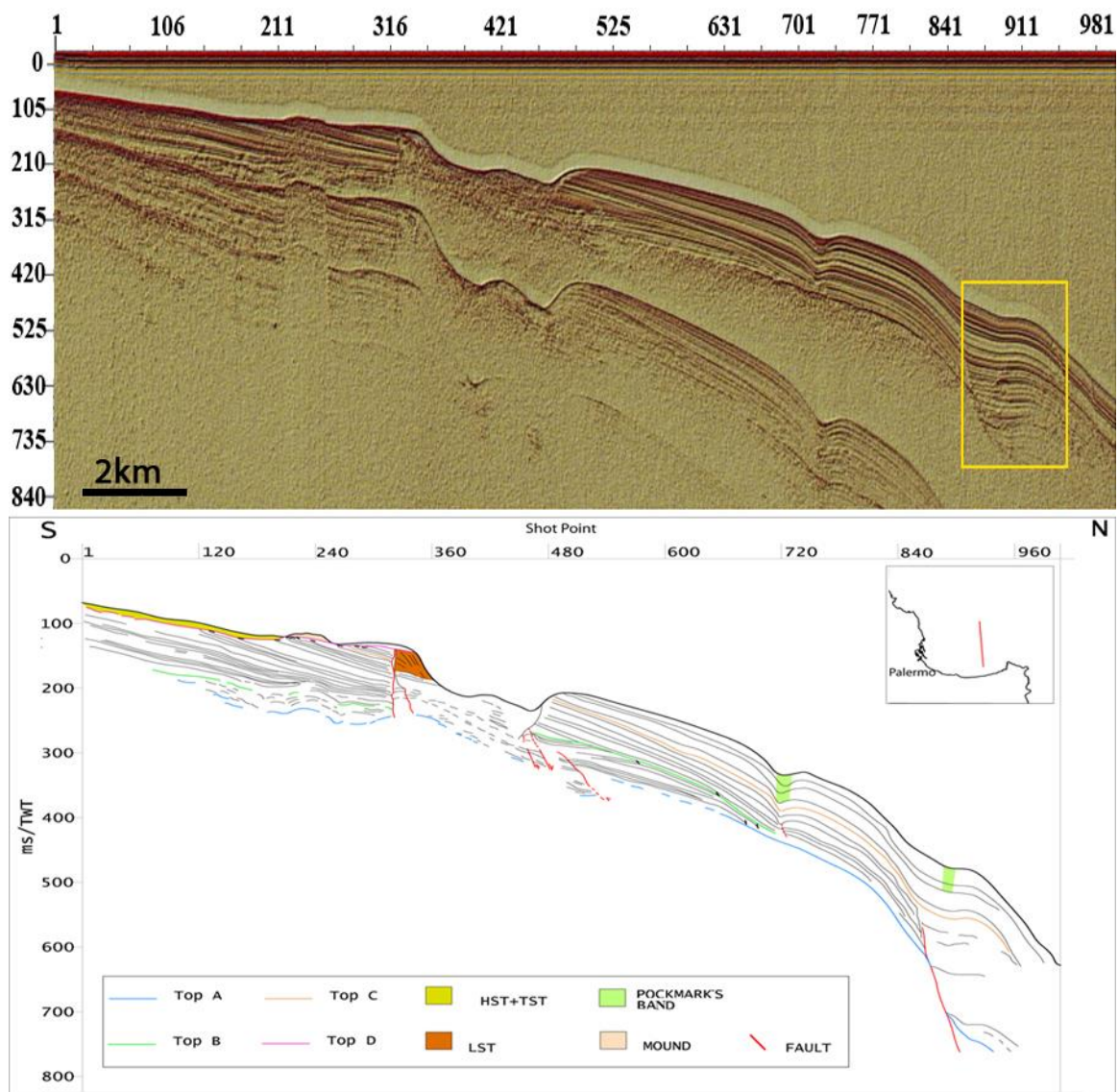
- l'unità A mostra una facies sismica acusticamente trasparente per la scarsa penetrazione del segnale ed è definita superiormente da un riflettore ad alta ampiezza che rimane abbastanza parallelo al fondo marino, corrispondente al basamento acustico,. È una superficie di discordanza, riconosciuta in tutto il profilo, anche se nella prima parte è caratterizzata da un riflettore discontinuo, che è interrotto da faglie inverse e dirette, che immergono a nord;
- l'unità B si estende dallo shot 60 allo shot 680 dove i riflettori inclinati terminano sul basamento acustico, in modo da definire un rapporto geometrico di downlap. Ad una profondità tra 210 ms e 240 ms gli orizzonti sismici hanno concavità rivolta verso il basso, caratterizzati da riflettori a media ampiezza alternati con reflection free (zona di wipeout). In prossimità dell'incisione l'unità mostra facies caotiche e/o riflettori sismici

con scarsa continuità laterale. Inoltre essa è interessata da sistemi di faglie sia normali che inverse. I riflettori sismici verso l'alto terminano in toplap;

- l'unità C è caratterizzata da riflettori ad alta ampiezza alternati a reflection free. Hanno buona continuità laterale interrotta solo in corrispondenza dell'incisione. Gli orizzonti immergono verso mare con inclinazione di circa  $6^\circ$  ed hanno geometria interna pian parallela e forma esterna tabulare. Lo spessore massimo è di 85 m nella porzione centrale del profilo sismico, immediatamente a sud dell'incisione, dove nella porzione più profonda (fino a 200 ms) i riflettori mostrano la concavità rivolta verso il basso. Al di sopra si sviluppa un mound che ha espressione sul fondo del mare, ricoperto probabilmente da carbonati autigeni. Verso terra l'unità termina in toplap contro la superficie sovrastante;
- l'unità D è caratterizzata da riflettori ad alta ampiezza alternati a reflection free, con buona continuità laterale, che terminano in toplap. Essi immergono verso mare con un angolo di  $6^\circ$  e hanno piano geometria interna pian parallela e la forma esterna tabulare.
- l'unità E è caratterizzata da riflettori ad alta ampiezza e buona continuità laterale, alternati a reflection free. Hanno geometria interna obliqua e forma esterna a cuneo, con spessore di circa 50 m. Quest' unità fa parte del sistema di stazionamento basso della sequenza deposizionale tardo Quaternaria depositata durante l'ultima variazione eustatica (Pepe et al , 2003; Lo Iacono et al , 2011) che si è formata durante il Last Glacial Maximum (LGM, 20 - 18 ka ). Questo cuneo è parzialmente eroso a causa della testata del canyon Eleuterio che ha inciso il margine della piattaforma;
- l'unità F è formata da sottili orizzonti continui e aggradanti che passano verso l'alto a progradanti , con uno spessore di circa 10 m. Essa è costituita dall'insieme del Transgressive e Highstand system tract dell'ultima sequenza deposizionale, e si poggia sulla superficie di trasgressione.

Le unità A, B e C sono interpretate come il multistrato plio-pleistocenico su cui giace la successione del Pleistocene superiore - Olocene (unità D, E, F).

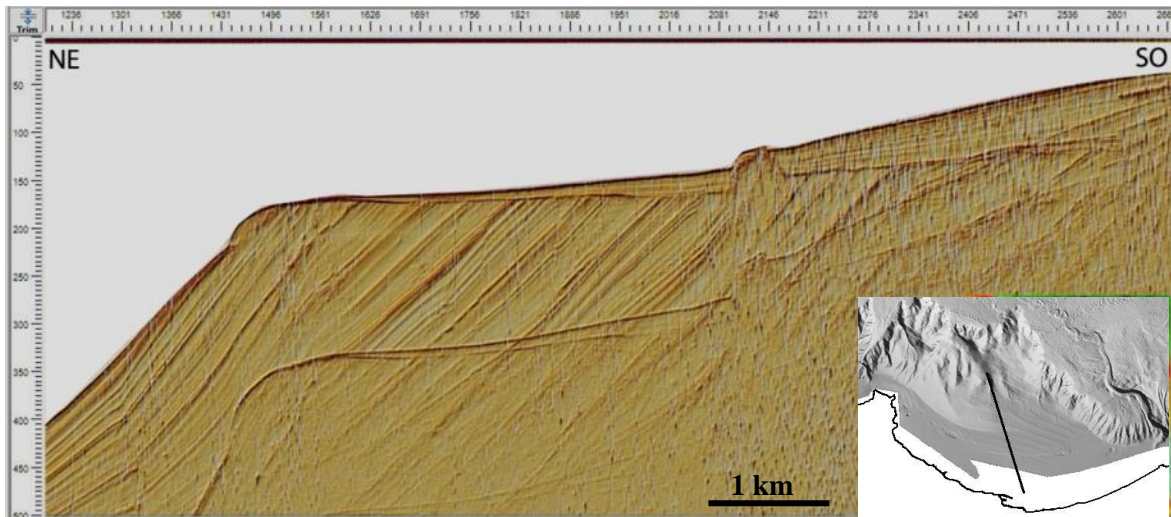
Le unità C e D in corrispondenza degli shot 710-740 e 890-930 mostrano riflettori con la concavità rivolta verso l'alto, che nella parte più profonda risulta una forma a V che diventa più blanda verso la superficie, dove comunque la geometria si mantiene. L'espressione superficiale in pianta di queste strutture è rappresentata da una depressione sub-circolare, profonda circa 30 m e con diametro di circa 300 m.



**Figura 9.3.27** Il profilo sismico P18 e line drawing permettono di evidenziare le architetture deposizionali della successione plio-quadernaria.

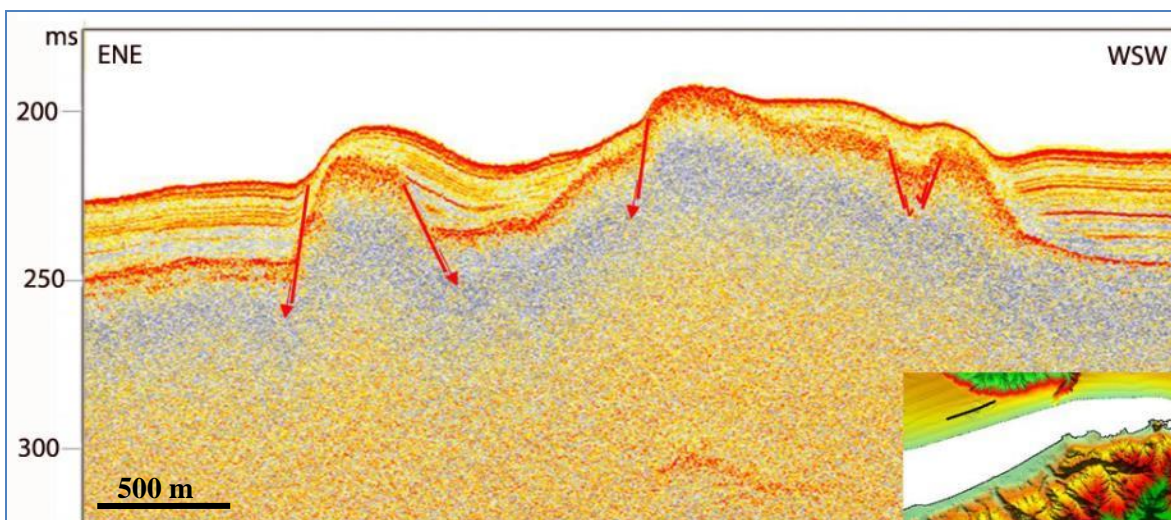
Il Golfo di Termini Imerese, immediatamente ad est, è stato soggetto a diverse fasi deformative a partire dal Miocene medio-superiore.

L'attuale controllo tettonico è reso evidente da una serie di alti che si sviluppano sulla piattaforma continentale nel settore occidentale del Golfo in direzione ENE-OSO e NO-SE, che si impostano lungo piani di faglie che immergono verso NO e NE. Il profilo sismico mostra in corrispondenza dello shot 2100 la dislocazione della superficie di erosione che delimita l'ultima sequenza deposizionale. In corrispondenza di questa dislocazione si può osservare un mound che si riconosce anche sul fondo mare (fig. 9.3.28).



**Figura 9.3.28 - Il profilo sismico orientato NE-SO mostra la dislocazione della superficie di erosione in corrispondenza di una delle strutture da risalita di fluidi.**

Un altro profilo sismico a più alta risoluzione mette in evidenza l'ultima sequenza deposizionale e come questa risulti essere interessata da tettonica distensiva recente (fig. 9.3.29).



**Figura 9.3.29 - Il profilo chirp mostra la tettonica recente e permette di risolvere con elevato dettaglio l'ultima sequenza deposizionale.**

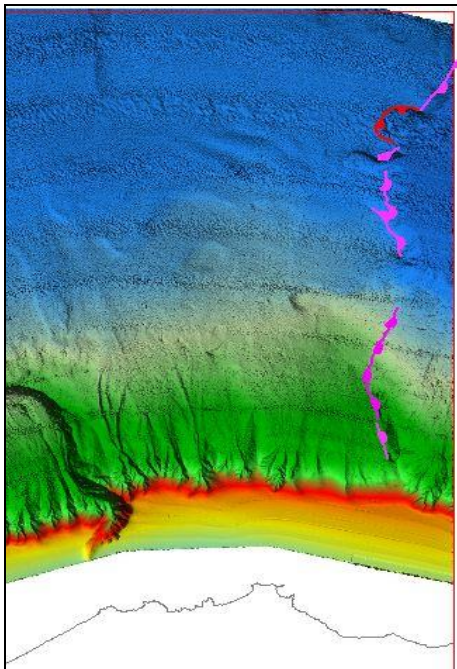
Un'altra evidenza è data dai bruschi cambiamenti di direzione del canyon Capo Plaia dovuti ad un forte controllo tettonico. Nella zona di testata, che insiste sulla piattaforma continentale, si manifesta con faglie che presentano direzione NE-SO,

da -150 a -800 il fianco orientale del canyon è controllato da un sistema che ha direzione circa NO-SE e da un altro sistema orientato circa E-O.

Inoltre la scarpata superiore è interessata da incisioni canalizzate e allineamenti di pockmark che si sviluppano in direzione NNE-SSO, NNO-SSE, allineati con i trend tettonici riconosciuti. Il settore a est di Cefalù è delimitato da una scarpata che si estende

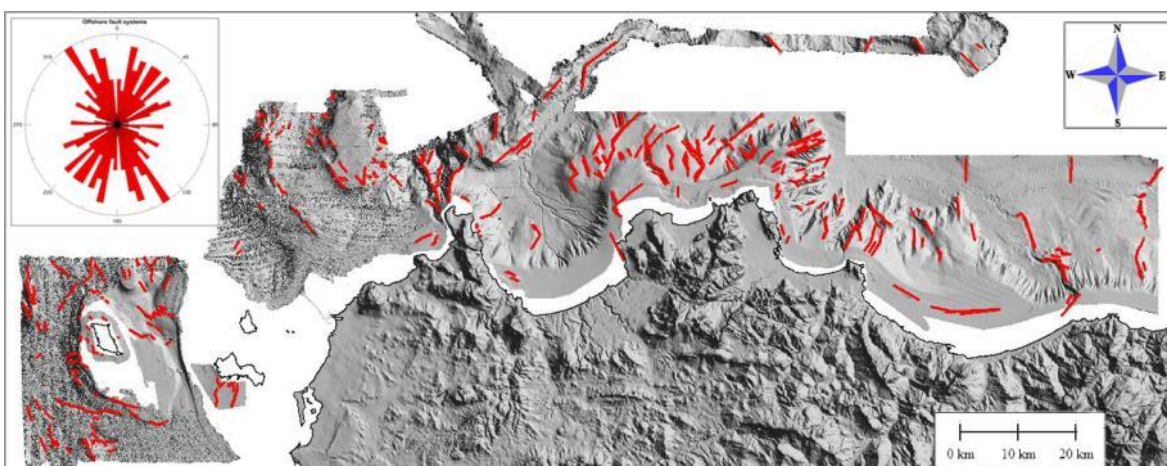
per circa 20 km cambiando più volte la sua direzione da NNO-SSE a NNE-SSO, e creando scarpate con altezze da 100 a 300 m proseguendo verso nord (fig. 9.3.30).

Nell'intorno di questa struttura sono stati registrati terremoti che hanno mediamente magnitudo 2, che testimoniano l'attività tettonica recente dell'area.



**Figura 9.3.30 Il modello morfobatimetrico mostra la scarpata di faglia che si sviluppa nel settore orientale del Golfo di Termini**

Tutte le faglie riconosciute attraverso l'interpretazione dei dati morfobatimetrici e sismici sono state mappate per la realizzazione di una carta delle strutture neotettoniche. Inoltre le direzioni misurate sono state plottate in un diagramma a rosa, che permette di leggere con immediatezza i trend rappresentativi riconosciuti nell'area (fig. 9.3.31).



**Figura 9.3.31 - Mappa dei lineamenti tettonici del settore sommerso e diagramma a rosa bidirezionale.**

L'andamento delle strutture neotettoniche nel settore onshore è stato analizzato attraverso dati noti in letteratura e dall'interpretazione del modello digitale del terreno.

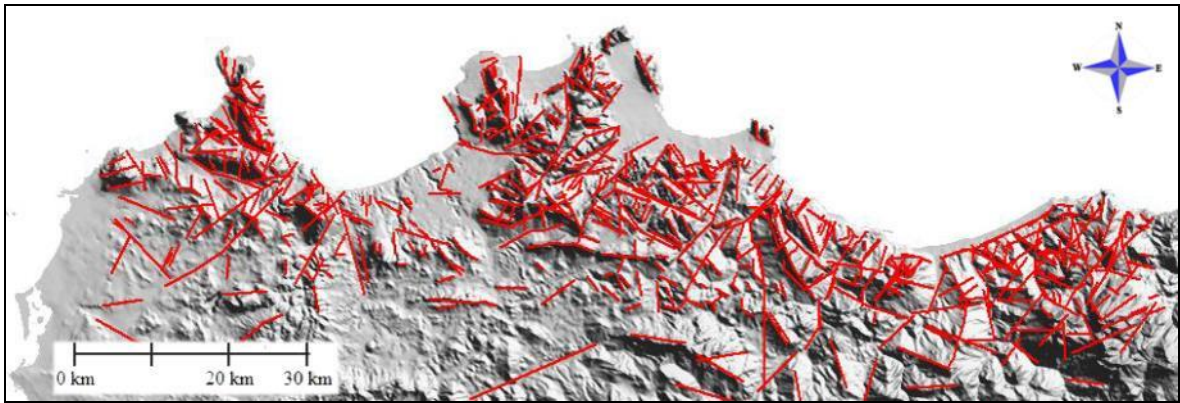


La tettonica post-tirreniana, nella Sicilia nord-occidentale e nelle Isole Egadi, è testimoniata, dalla presenza di faglie che dislocano i depositi marini e/o continentali recenti, e dalla differente quota a cui si ritrovano i terrazzi marini recenti (Nigro et al., 2000).

Nell'Isola di Marettimo sono stati riconosciuti, nel settore sud-occidentale, lineamenti orientati NO-SE, NE-SO e ENE-OSO che dislocano sia le successioni mesozoiche che i depositi tirreniani che vi poggiano in discordanza. Nell'Isola di Favignana, sono stati riconosciuti principalmente trend N-S e NE-SO, in particolare in località Cala Monaci, sistemi orientati NNE-SSO dislocano i depositi Tirreniani a *Strombus bubonius* con un rigetto di circa 40 m, mentre in corrispondenza del promontorio Scindo Passo i terreni recenti sono dislocati da faglie con direzione NNO-SSE. In alcuni settori dell'Isola inoltre alcune fratture sono riempite da depositi tirreniani.

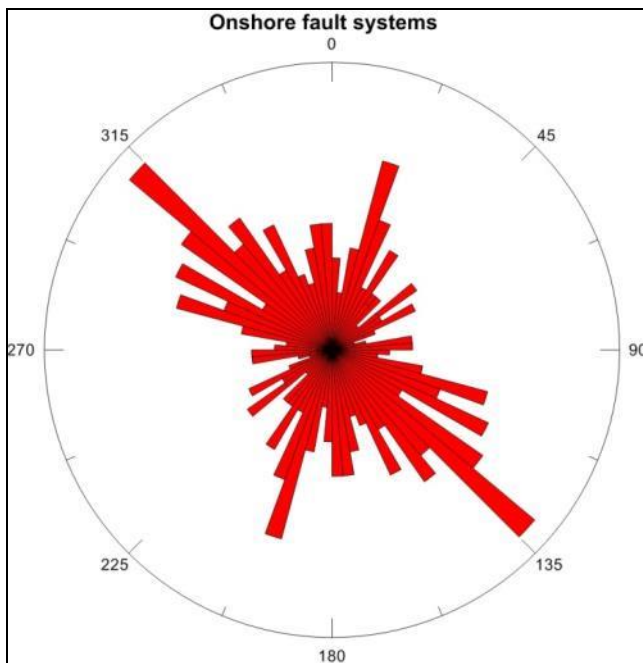
Nella fascia costiera del settore trapanese, sistemi di faglie dirette e/o trascorrenti, orientate NO-SE e NE-SO a tratti coinvolgono nella deformazione i depositi marini del Tirreniano. Nei pressi del porto di Castellammare del Golfo, i depositi tirreniani, costituiti da conglomerati e ghiaie con sottili livelli di sabbie, sono interessati da una faglia orientata NO-SE, che produce un importante rigetto, da quota 10 m s.l.m a quota -8 m. Lo stesso trend si riconosce a Cala Bianca, S. Vito Lo Capo e Monte Cofano. In quest'ultimo si riconosce anche un trend NE-SO. Entrambi i trend in questo settore creano rigetti da decimetrici a metrici. Nel settore dei Monti di Palermo, lineamenti recenti con direzione NO-SE ed E-O, che coinvolgono sia i depositi marini tirreniani che i depositi continentali sono stati documentati da Nigro & Renda (1998). Effetti delle deformazioni recenti sono deducibili anche attraverso la differente altimetria dei terrazzi marini recenti affioranti ad ovest della Piana di Palermo, come per esempio il terrazzo tirreniano che in posizione indisturbata dovrebbe stare a quota + 7 m (Lambeck et al., 2004), nella Piana di Partinico è stato ritrovato a quota + 18 m s.l.m.

Inoltre sono stati mappati, attraverso l'interpretazione del modello digitale del terreno, i lineamenti ritenuti responsabili dell'attuale articolazione (fig. 9.3.32).



**Figura 9.3.32 - Mappa dei lineamenti tettonici del settore emerso.**

In seguito sono state misurate e plottate in un diagramma a rosa le direzioni. I dati sono stati filtrati in funzione della lunghezza dei lineamenti per rendere il dataset comparabile con quello delle strutture riconosciute in offshore, per cui sono state escluse tutte quelle con lunghezza minore di 1,5 km. Questo filtro è stato introdotto perché ci sono numerose faglie con orientazione NW-SE, la cui lunghezza è compresa tra 100 e 1500 m, che avrebbero alterato la rappresentazione nel diagramma a rosa, dato che esso tiene conto soprattutto della quantità dei dati. Il grafico ottenuto mostra due trend principali, uno orientato NW-SE ed uno NNE-SSW (fig. 9.3.33).



**Figura 9.3.33 - Diagramma a rosa bidirezionale delle direzioni delle faglie nel settore onshore**



## 9.4 Strutture da emissioni di fluidi sottomarini

Numerose strutture legate ai processi di risalita di fluidi sono state riconosciute nel margine continentale nord-occidentale siciliano. In particolare sono state individuate strutture in rilievo, chiamate genericamente mound sulla piattaforma continentale mentre pockmark sulla scarpata continentale.

Di seguito viene riportata una descrizione delle strutture riconosciute attraverso l'analisi sia del modello morfobatimetrico che dei profili sismici ad alta risoluzione.

### 9.4.1 Mound

Il profilo sismico termini-2\_2004-500 (fig. 9.4.1.1), orientato circa E-O, attraversa un settore di piattaforma continentale sita nella porzione orientale del Golfo di Termini. Esso è interessato da mound sia sepolti che affioranti. In corrispondenza dello shot 560 si può osservare un mound sepolto ampio circa 1km che deforma la superficie di erosione e che si eleva da essa di circa 28 ms (22 metri considerando una velocità di 1600 m/s). È caratterizzato da facies sismica da caotica a trasparente e al tetto è delimitato da un riflettore ad alta ampiezza. Nell'intorno dello shot 1135 un mound ampio più di 3 km attraversa la superficie di erosione e si eleva da essa di circa 40 m. Ha facies sismica da caotica a trasparente e geometria esterna complessivamente a cupola, poiché il riflettore ad alta ampiezza che lo delimita superiormente è inoltre dislocato. Proprio in corrispondenza di queste dislocazioni si può osservare come i riflettori che ricoprono la struttura

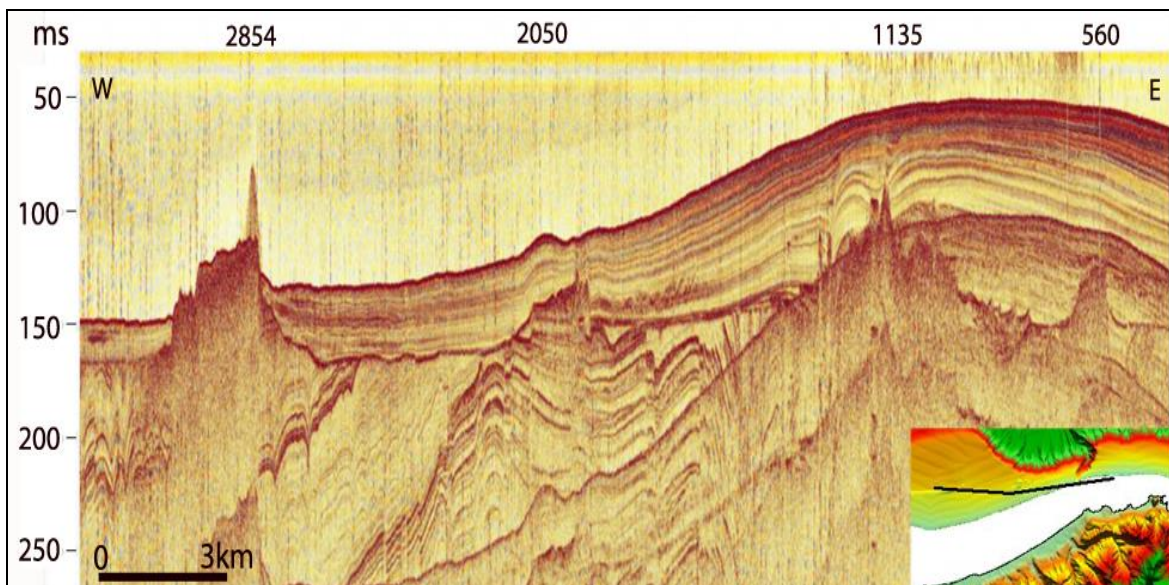


Figura 9.4.1.1 - Il profilo sismico mostra mound sia sepolti che affioranti. Questi attraversano o deformano la superficie di erosione formatasi durante l'ultima variazione eustatica.

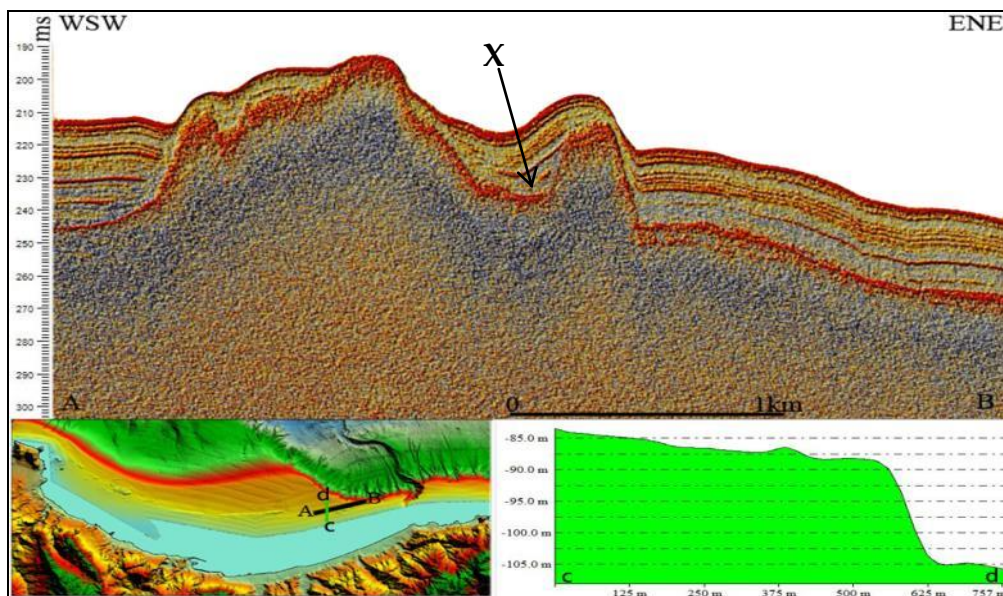
risultano avere geometria concava verso l'alto sino a circa 70 ms e poi invece superiormente hanno geometria pian parallela. Mentre in corrispondenza dello shot 2854

un mound ampio circa 3 km attraversa sia la superficie di erosione che i depositi dell'ultima sequenza deposizionale, interessando anche il fondo mare ed elevandosi da esso di circa 22 m. Anche questa struttura presenta facies interna da caotica a trasparente ed è delimitata al tetto da un riflettore ad alta ampiezza.

Le strutture da risalita di fluidi sono testimoniate nella sezione sismica dallo sbiancamento dei riflettori in corrispondenza di esse, che invece lateralmente nelle zone non interessate da questo processo hanno una loro ben evidente geometria e continuità; dalla geometria concava dei riflettori al di sopra di essi e da evidenze nella colonna d'acqua di emissioni gassose che si manifestano come pennacchi.

Il profilo macs\_1k (fig. 9.4.1.2), orientato ENE-OSO attraversa due alti morfologici, riconosciuti anche attraverso l'interpretazione del modello morfobatimetrico, siti a profondità di circa 90 m. Il mound orientale ha ampiezza di circa 300 m e altezza di 24 m. Esso è delimitato da faglie dirette, ha facies sismica trasparente e al tetto è delimitato da un riflettore ad alta ampiezza.

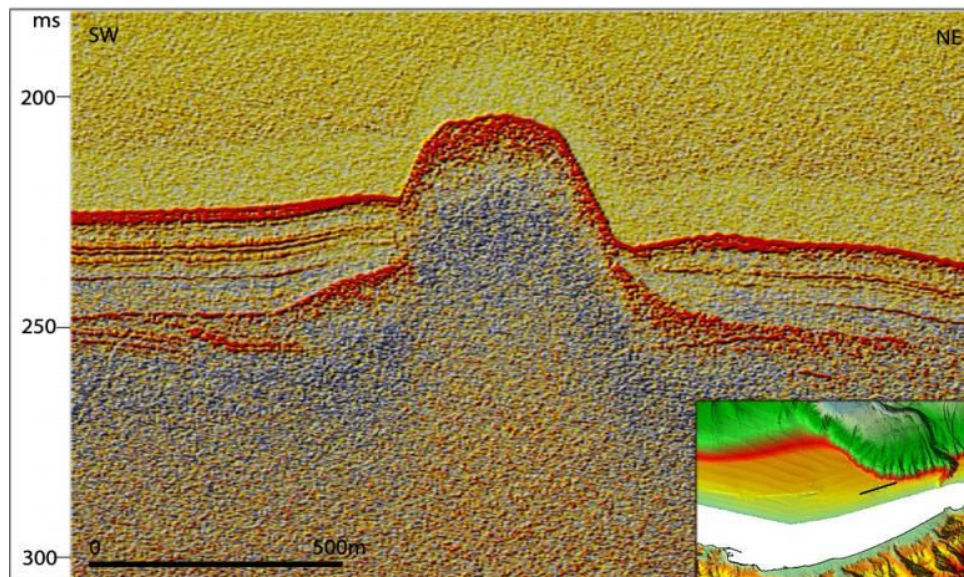
Il mound occidentale è ampio più di 1 km e presenta facies interna trasparente. Anch'esso è delimitato da faglie dirette che incrementano il suo sviluppo verticale. Ambedue le strutture sono ricoperte dai depositi recenti, che in parte sono stati coinvolti nella deformazione, come si può osservare dalla rotazione sintettonica dei livelli x che si trovano sul hangingwall della faglia che borda ad ovest il mound orientale; mentre la parte alta della successione sedimentaria mantella la morfologia precedentemente creata.



**Figura 9.4.1.2 – Il profilo chirp macs\_1k mostra la rotazione sintettonica dei corpi sedimentari dell'ultima sequenza deposizionale posti tra i due mound.**

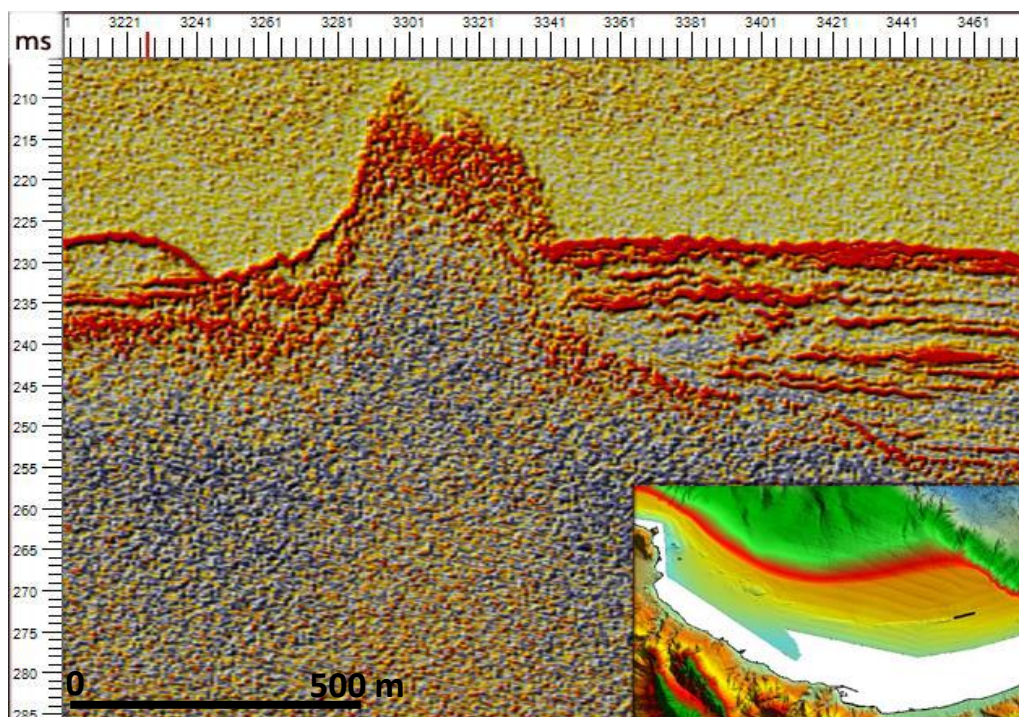
Il mound sito immediatamente a nord dei precedenti è attraversato dal profilo macs\_1° (fig. 9.4.1.3) in direzione NE-SO. Esso mostra facies sismica trasparente, riflettore ad alta

ampiezza che lo delimita, ampiezza di circa 430 m e altezza rispetto alla superficie di erosione di circa 30 m. Il mound si eleva dal fondo mare di 16 m creando delle scarpate con inclinazione di circa 15°. Esso attraversa sia la superficie di erosione che l'intera sequenza deposizionale tardo-quadernaria.



**Figura 9.4.1.3 – La figura mostra un mound affiorante che disloca sia la superficie di erosione che il fondo mare.**

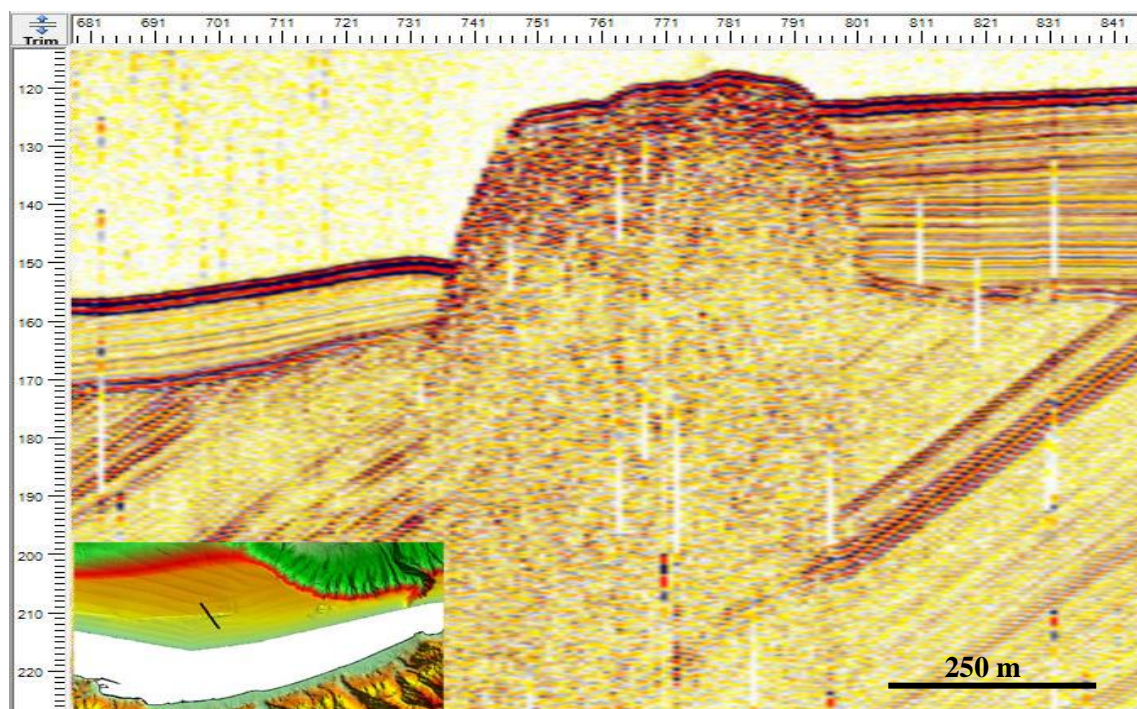
Il mound sito nella zona antistante Buonfornello a profondità di circa 100 m è attraversato in direzione ENE-OSO dal profilo macs\_2b (fig. 9.4.1.4), il quale permette di evidenziare che la struttura coinvolge sia la superficie di erosione che l'ultima sequenza deposizionale e il fondo mare, elevandosi da esso di circa 20 m e deformando i riflettori adiacenti.



**Figura 9.4.1.4 - Mound affiorante, caratterizzato da facies trasparente.**

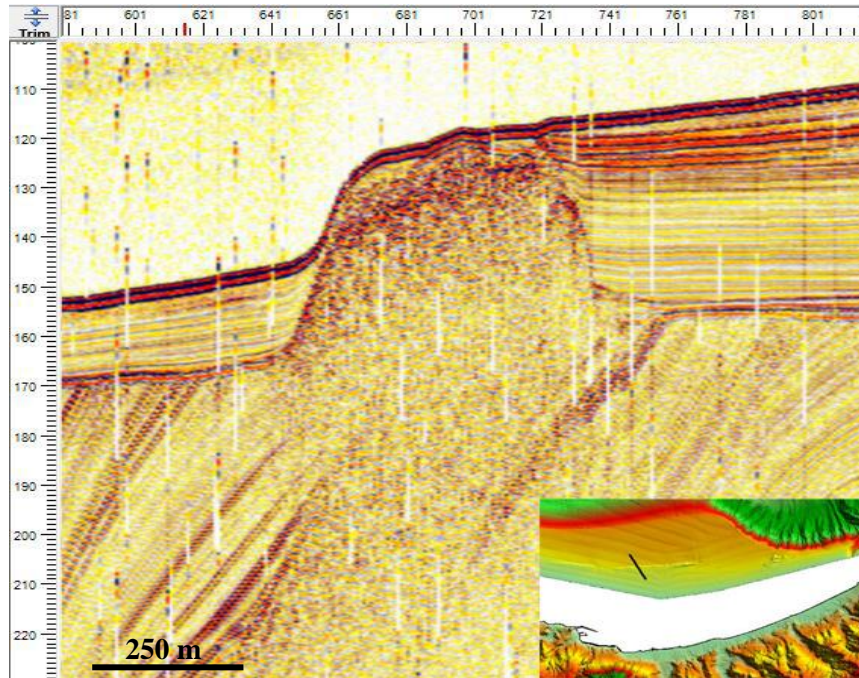
È caratterizzato da facies trasparente, riflettore che lo delimita ad alta ampiezza e ampiezza di 430 m.

Ad ovest della precedente struttura il modello morfobatimetrico mostra una struttura che si estende in direzione prevalentemente ENE-OSO per 7,5 km, anche se la sua morfologia nel dettaglio risulta molto più articolata poiché per i primi 2,5 km essa si presenta come un alto morfologico, mentre poi prosegue nella porzione più occidentale come una scarpata che immerge verso mare. Essa è attraversata da alcuni profili sismici che la tagliano in diverse direzioni. L'alto morfologico è attraversato dal profilo Termini-2\_2004-500, precedentemente descritto in corrispondenza dello shot 2854 (vedi fig. 9.4.1.1) e dal profilo Termini-12-500 (fig. 9.4.1.5), che si estende in direzione NO-SE. Esso mostra il tipico sbiancamento all'interno del mound e il riflettore ad alta ampiezza che lo delimita; attraversa la superficie di erosione arrivando al fondo mare e creando verso nord una scarpata di circa 15 m. Inoltre si può notare come questa struttura agisca da soglia per i sedimenti che infatti presentano uno spessore maggiore nel settore più interno.



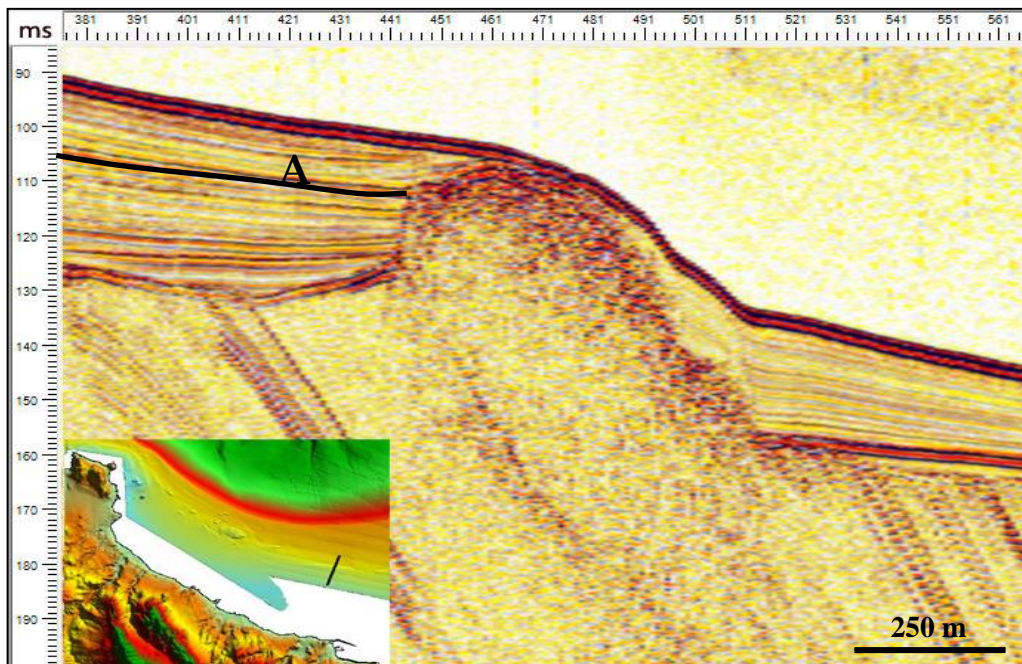
**Figura 9.4.1.5 – La figura mostra la presenza di un mound e come questo agisce da soglia.**

La parte più occidentale è attraversata dal profilo Termini-06 (fig. 9.4.1.6) che si estende in direzione NO-SE e mostra un mound sepolto, ampio circa 800 m e alta 32 m, ricoperto dai depositi più recenti appartenenti alla fase di innalzamento del livello del mare (HST), caratterizzato da facies sismica trasparente e riflettore al top ad alta ampiezza.



**Figura 9.4.1.6 – Il profilo sismico permette di osservare la dislocazione della superficie di erosione in corrispondenza di un mound e come questo sia coperto dai sedimenti recenti.**

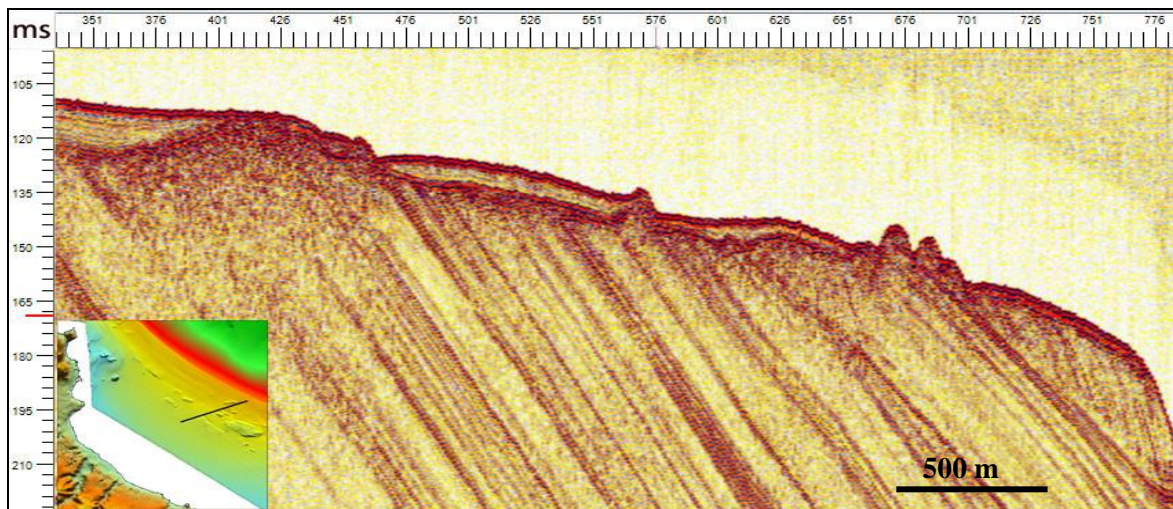
Nella zona antistante Termini Imerese l'interpretazione del modello morfobatimetrico ha messo in evidenza un'altra struttura allineata in direzione ONO-ESE. Questa è attraversata dal profilo sismico Termini-05 (fig. 9.4.1.7) che si estende in direzione NNE-SSO. Quest'ultimo mostra un mound che taglia la superficie di erosione e i riflettori adiacenti sino alla superficie A e poi viene invece sigillato dai depositi più recenti. Inoltre si può notare che la superficie di erosione è dislocata da una faglia diretta immergente verso NNE.



**Figura 9.4.1.7 - Il profilo sismico permette di osservare come il mound attraversi la successione sino alla superficie A e poi viene ricoperto.**



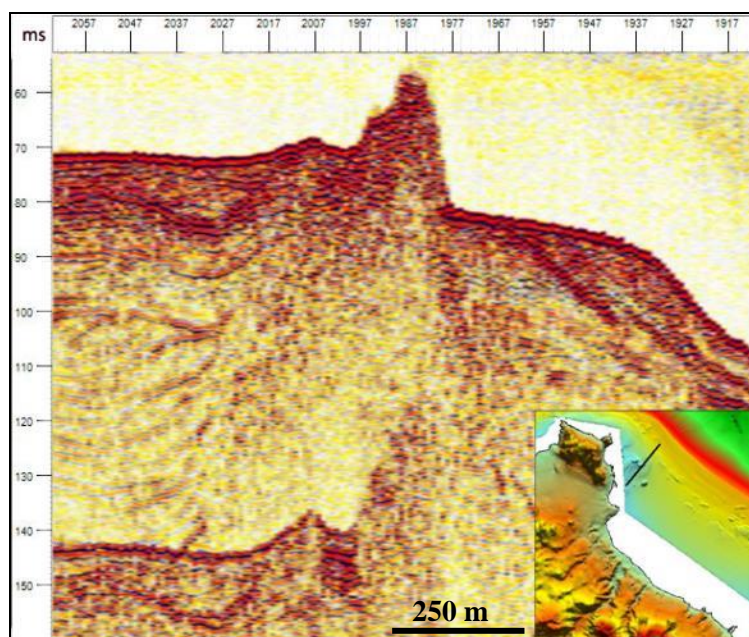
Il profilo P28 (fig. 9.4.1.8) si estende in direzione NE\_SO nella zona antistante l'abitato di Casteldaccia a profondità comprese tra 80 e 160 m e mostra nella porzione più interna della piattaforma un mound che ha ampiezza di circa 800 m



**Figura 9.4.1.8 - Il profilo sismico mostra la presenza di mound sia sepolti che affioranti nella piattaforma continentale del Golfo di Termini Imerese.**

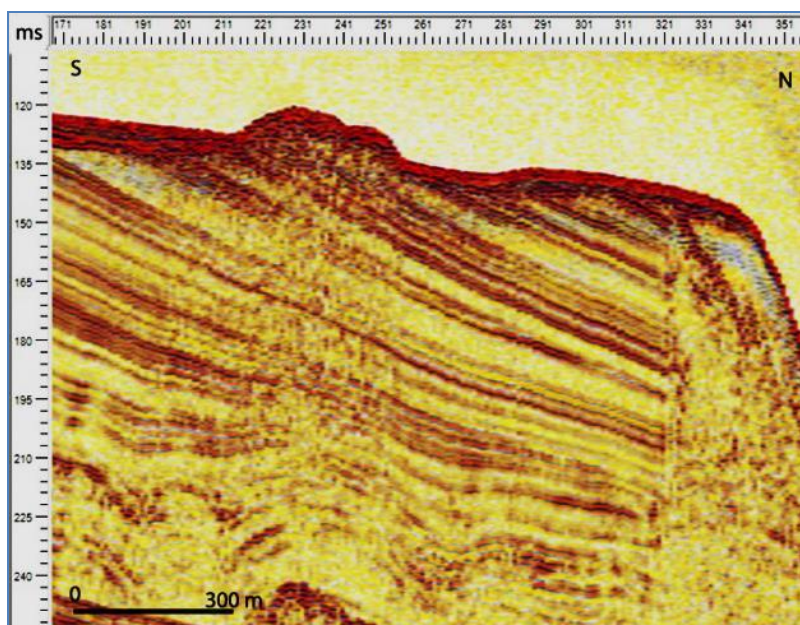
che deforma la superficie di erosione, mentre nella porzione più esterna sono presenti 3 mound con le tipiche configurazione che interessano anche il fondo mare e si elevano da esso di circa 8 m.

Il profilo p25 (fig. 9.4.1.9) sito nella zona antistante S. Flavia si estende in direzione NE-SO e mostra un mound che si eleva dal fondo mare di circa 18 m. Esso è caratterizzato da facies sismica trasparente nella porzione sottostante che rappresenta i terreni pleistoceni, mentre dalla superficie di erosione al suo top si riconoscono riflettori discontinui ad alta ampiezza.



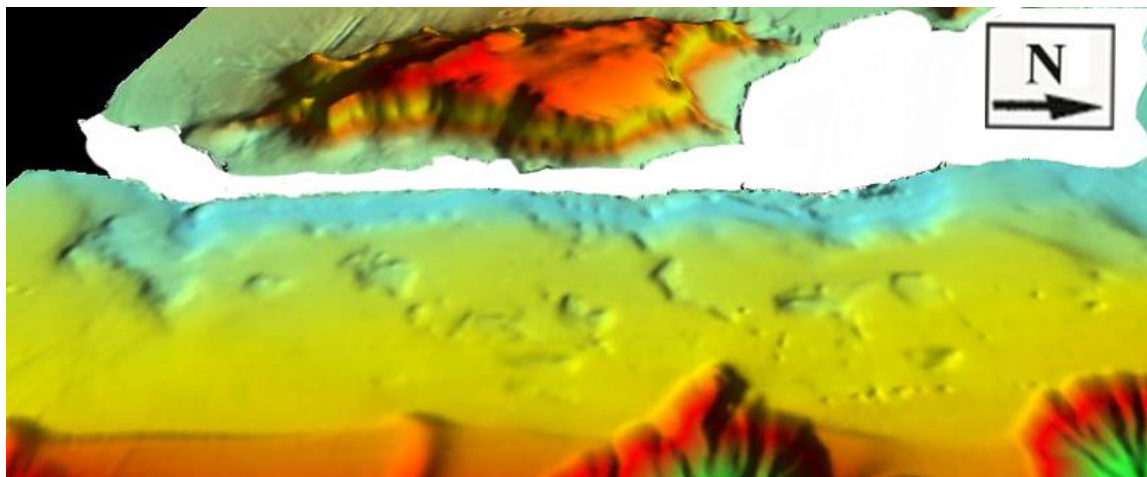
**Figura 9.4.1.9 - Mound con ampia zona di wipeout.**

Il profilo sismico P18 (fig. 9.4.1.10) attraversa la piattaforma continentale del Golfo di Palermo in prossimità del fiume Eleuterio e si estende in direzione N-S. Esso mostra un mound che si eleva dal fondo mare circa 6 m delimitato al top da un riflettore ad alta ampiezza. In corrispondenza di questa struttura si può notare dal basso verso l'alto il tetto del basamento acustico e l'unità soprastante caratterizzati da riflettori concavi verso il basso con alternanza di riflessioni a media ampiezza e reflection free, superiormente vi sono riflettori con geometria pian-parallela immergente verso mare caratterizzati dall'alternanza di alta ampiezza e reflection free, che in corrispondenza del mound sono soggetti a sbiancamento.



**Figura 9.4.1.10 - Mound affiorante. Al di sotto si osserva lo sbiancamento dei riflettori.**

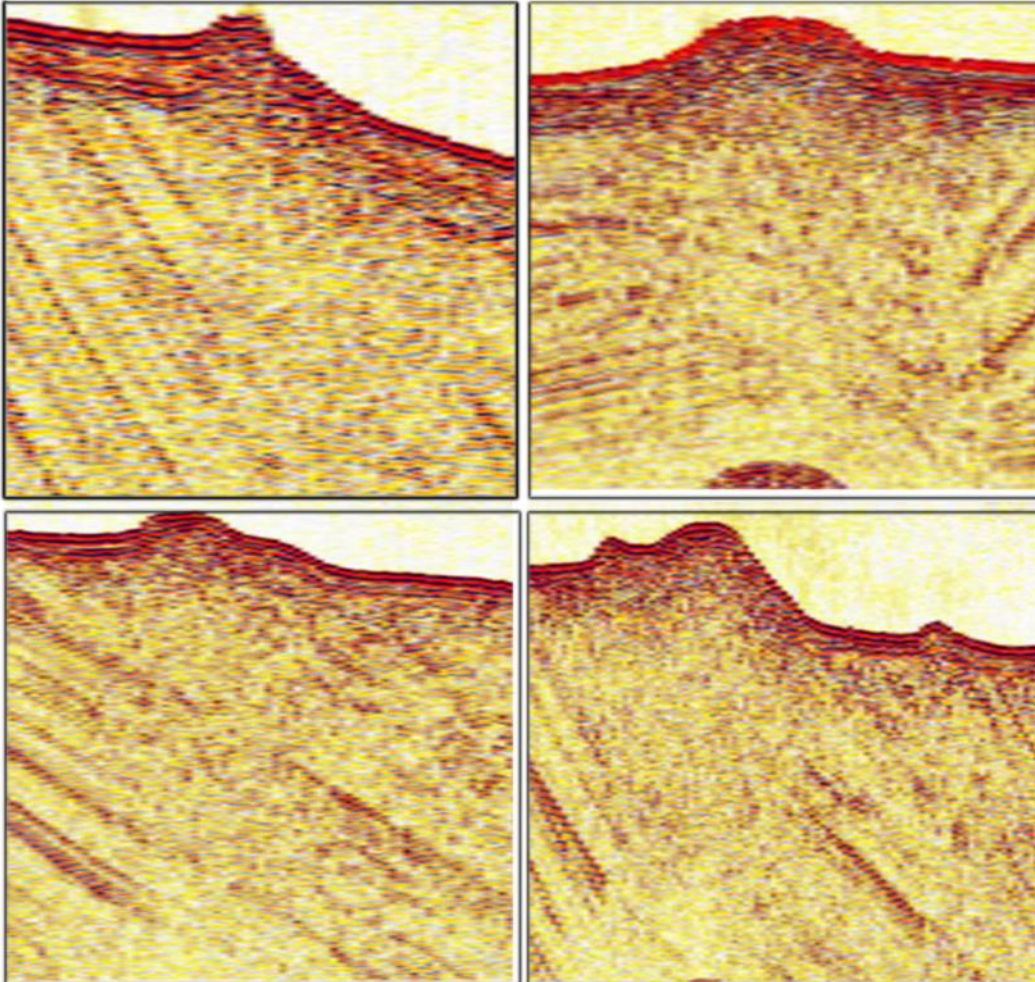
Il settore di piattaforma continentale in prossimità di M.te Pellegrino (settore occidentale del Golfo di Palermo) che si estende prevalentemente in direzione NNE-SSO è interessato da numerosi mound (fig. 9.4.1.11).



**Figura 9.4.1.11 - Vista 3d della piattaforma continentale del settore occidentale del Golfo di Palermo**

Essi mostrano prevalentemente le stesse caratteristiche (fig. 9.4.1.12):

- 1) riflettore ad alta ampiezza che li sigilla
- 2) superficie di erosione deformata ma non attraversata
- 3) alternanza tra riflettori ad alta ampiezza e reflection free
- 4) zona di wipeout nella porzione centrale (sbiancamento)



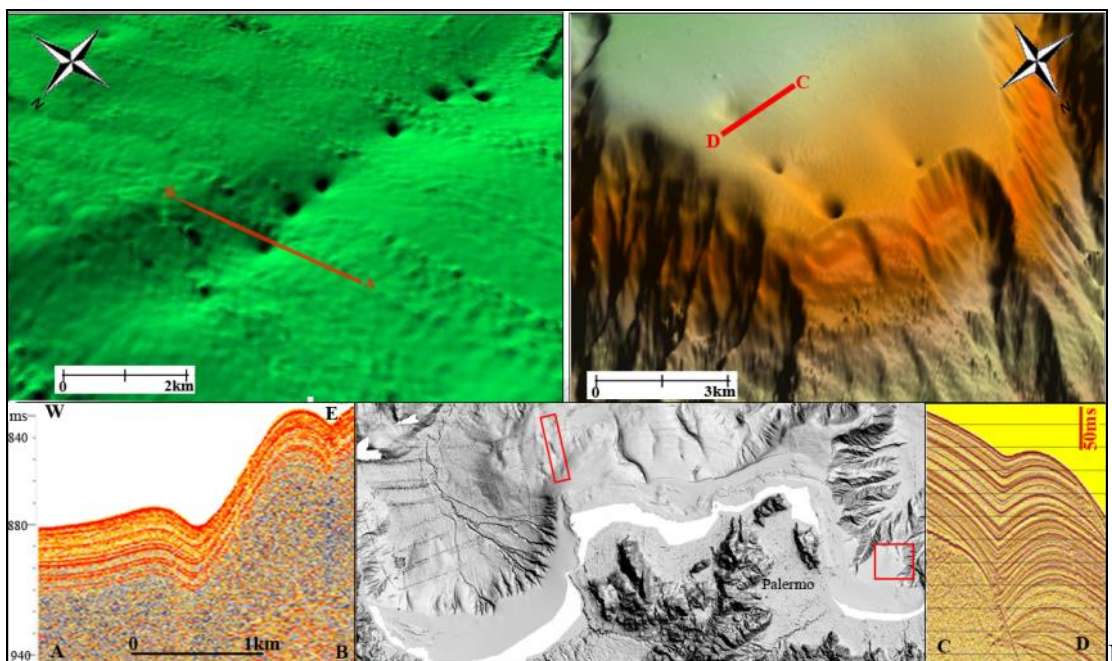
**Figura 9.4.1.12 - Tabella delle facies sismiche dei mound del Golfo di Palermo**

#### 9.4.2 Pockmark

I pockmark sono stati riconosciuti sia in pianta attraverso l'interpretazione dei dati morfobatimetrici che in sezione attraverso l'interpretazione dei profili sismici a riflessione. Si presentano come depressioni sub-circolari isolate, in gruppo e allineate. Sul modello morfobatimetrico sono stati mappati 108 pockmark (TAVOLA II), ciò comporta una densità media di distribuzione di 4,5 pockmark in 100 km<sup>2</sup>. essi sono siti in un range di profondità compreso tra 250 e 900 m e hanno diametro che va da 50 a 400 m, sono depressi da 2 a 30 m rispetto al fondo mare e in sezione mostrano riflettori con la concavità rivolta verso l'alto che alternano alta ampiezza con reflection free. Localmente si può osservare facies caotica e riflettori con la concavità rivolta verso il basso.

Sono stati identificati esclusivamente sulla scarpata continentale superiore. In questo settore del margine siciliano essa è molto articolata. In particolare ci sono delle aree interessate da numerose strutture legate al trasporto gravitativo come canyon, canali, solchi, frane ed aree dove la porzione di scarpata superiore si estende per più chilometri e le pendenze sono minori, dove sono stati riconosciuti i pockmark.

In particolare nell'area di indagine si osservano spesso allineati in corrispondenza di lineamenti tettonici, nelle aree soggette a fenomeni di instabilità gravitativa, adiacenti alle nicchie delle frane sottomarine e in corrispondenza di incisioni canalizzate (fig. 9.4.2.1).



**Figura 9.4.2.1 - Pockmark allineati lungo faglie ed incisioni e adiacenti a nicchie di frana**

pockmark allineati hanno diametro di circa 150 m e sono depressi rispetto al fondo mare di circa 10 m. Essi sono siti ad una profondità media di 580 metri, ad una distanza di circa 10 km dalla costa. Questi, come evidenziato dalla sismica, si trovano in corrispondenza di

faglie dirette che fungono da vie preferenziali di risalita di fluidi. La presenza dei fluidi si può osservare dallo sbiancamento dei riflettori più profondi, mentre la morfologia superficiale riconosciuta in pianta si mantiene anche in profondità come si può osservare dalla geometria dei riflettori che hanno la concavità rivolta verso l'alto.

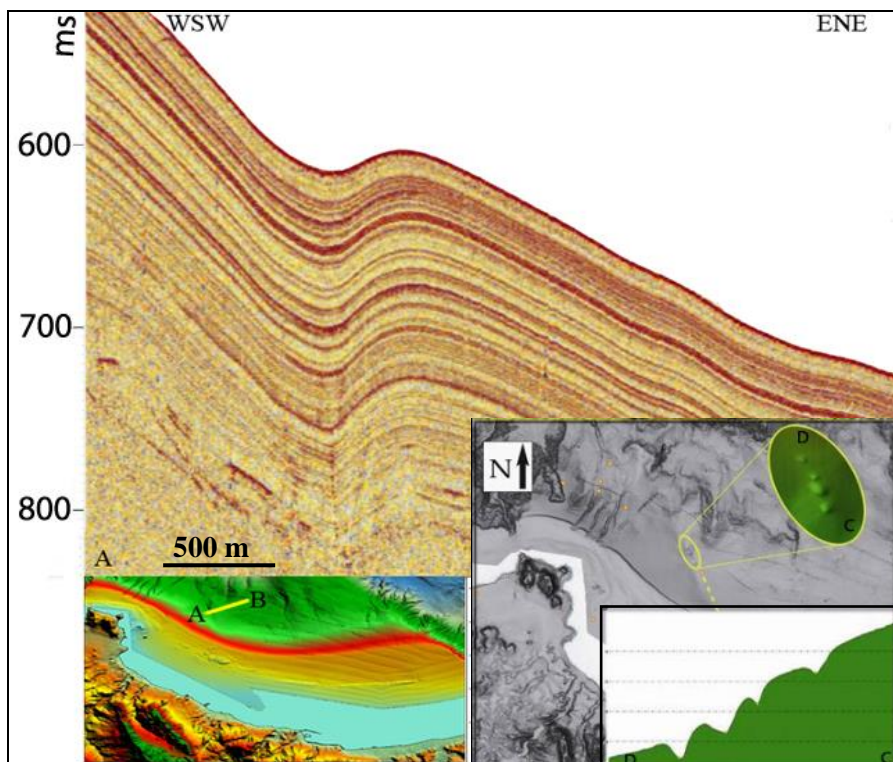
Sono stati riconosciuti prevalentemente nel settore occidentale del Golfo di Termini, nel settore orientale del Golfo di Palermo, nel M.te Solunto, nell'offshore dei Monti di Palermo, nell'Alto di S. Vito e nell'offshore sud-occidentale dell'isola di Marettimo.

Nel Golfo di Termini sono stati riconosciuti 25 pockmark, di questi sono stati misurati diametro medio, altezza, distanza dalla costa, direzione quando allineati, batimetria e sono stati inseriti in una tabella che contiene anche l'ubicazione (tabella I).

ID	Coordinate	Ubicazione	Diametro	Altezza	Trend	Distanza dalla costa	Profondità
74	38° 10' 42.7918" N, 13° 35' 00.3989" E	Golfo di Termini	50		3 NW-SE	>10 km	688
75	38° 10' 35.0866" N, 13° 35' 11.6192" E	Golfo di Termini	100		6 NW-SE	>10 km	701
76	38° 10' 26.5092" N, 13° 35' 08.3516" E	Golfo di Termini	60		7 NW-SE	>10 km	715
77	38° 10' 27.2945" N, 13° 35' 24.7607" E	Golfo di Termini	75		5 NW-SE	>10 km	698
78	38° 09' 09.6866" N, 13° 35' 38.5119" E	Golfo di Termini	160		26 NE-SW	>10 km	764
79	38° 09' 03.9361" N, 13° 35' 32.0458" E	Golfo di Termini	150		28 NE-SW	>10 km	728
80	38° 08' 58.6356" N, 13° 35' 24.9359" E	Golfo di Termini	120		15 NE-SW	>10 km	703
83	38° 07' 22.8666" N, 13° 36' 58.8919" E	Golfo di Termini	110		10 NNW-SSE	>10 km	536
84	38° 07' 12.0165" N, 13° 37' 01.1408" E	Golfo di Termini	200		22 NNW-SSE	>10 km	508
85	38° 07' 04.6425" N, 13° 37' 05.4350" E	Golfo di Termini	200		10 NNW-SSE	>10 km	479
86	38° 06' 53.3890" N, 13° 37' 14.1801" E	Golfo di Termini	200		8 NNW-SSE	>10 km	465
87	38° 06' 54.2883" N, 13° 39' 31.5431" E	Golfo di Termini	100		6	>10 km	534
88	38° 09' 00.0856" N, 13° 41' 03.0501" E	Golfo di Termini	50		5	>10 km	739
89	38° 06' 54.6291" N, 13° 41' 10.5252" E	Golfo di Termini	50		3	>10 km	526
90	38° 06' 25.8217" N, 13° 41' 24.4734" E	Golfo di Termini	60		4	>10 km	475
91	38° 06' 22.4018" N, 13° 41' 27.4092" E	Golfo di Termini	60		6 NNW-SSE	>10 km	465
92	38° 06' 12.4349" N, 13° 41' 08.4376" E	Golfo di Termini	40		3 NNW-SSE	>10 km	460
93	38° 05' 40.7211" N, 13° 41' 31.7503" E	Golfo di Termini	50		6 NNW-SSE	>10 km	397
94	38° 05' 20.2864" N, 13° 41' 38.1024" E	Golfo di Termini	30		4 NNW-SSE	>10 km	345
95	38° 05' 07.1756" N, 13° 42' 10.8952" E	Golfo di Termini	50		3 NNW-SSE	>10 km	296
96	38° 06' 49.4194" N, 13° 42' 54.6642" E	Golfo di Termini	70		5 NNW-SSE	>10 km	477
97	38° 07' 11.1728" N, 13° 43' 09.1494" E	Golfo di Termini	90		7 NNW-SSE	>10 km	509
98	38° 07' 48.1075" N, 13° 42' 25.8636" E	Golfo di Termini	100		15 NNW-SSE	>10 km	598
99	38° 06' 12.6300" N, 13° 45' 45.0120" E	Golfo di Termini	100		5 N-S	>10 km	352
100	38° 06' 29.8889" N, 13° 45' 40.2183" E	Golfo di Termini	100		10 N-S	>10 km	388
101	38° 02' 02.9414" N, 13° 56' 07.5667" E	Golfo di Termini	115		2,5	>10 km	717

La maggior parte dei pockmark riconosciuti nel Golfo di Termini sono allineati in direzione NNO-SSE, NE-SO e N-S, rispecchiando il trend tettonico dell'area.

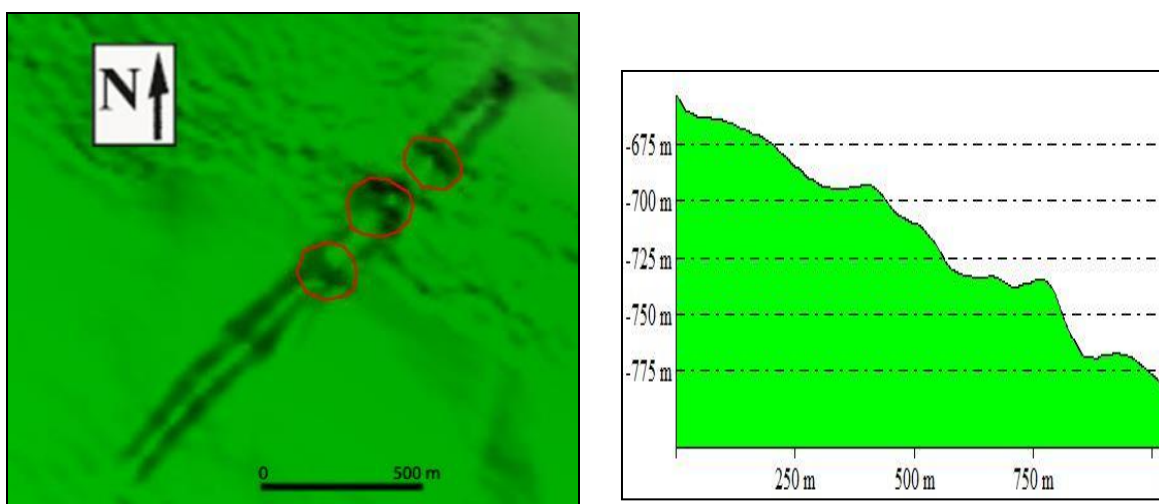
Il profilo sismico P26 che si estende in direzione NE-SO attraversa uno dei 4 pockmark (83-86 in tabella) che si allineano in direzione NNO-SSE. In pianta si osserva una forma sub-circolare anche se l'orlo settentrionale della struttura risulta eroso. La sezione sismica mostra riflettori ad alta ampiezza che si alternano a reflection free, con geometria concava verso l'alto. Si può osservare come nella porzione compresa tra 600 e 700 ms i riflettori assumono una forma a U che invece nella porzione più profonda passa a V e si osserva anche uno sbiancamento (fig.9.4.2.2).

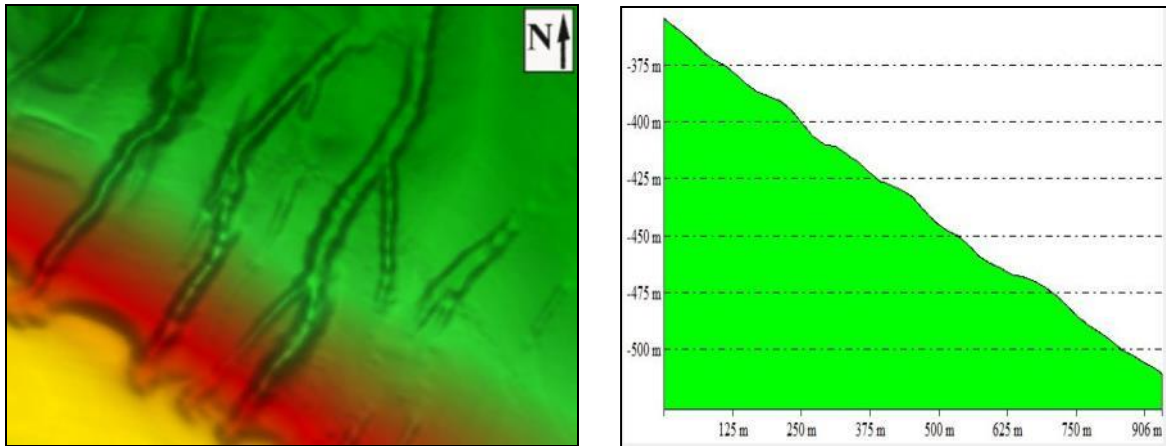


**Figura 9.4.2.2 - Pockmark allineati lungo incisione e profilo sismico P28**

I pockmark 78, 79, 80 (fig. 9.4.2.3) che si allineano in direzione NE-SO sono stati riconosciuti all'interno di un'incisione canalizzata ancora non molto sviluppata, e che quindi permette ancora in parte di distinguere le strutture, anche se gli orli sono in parte erosi.

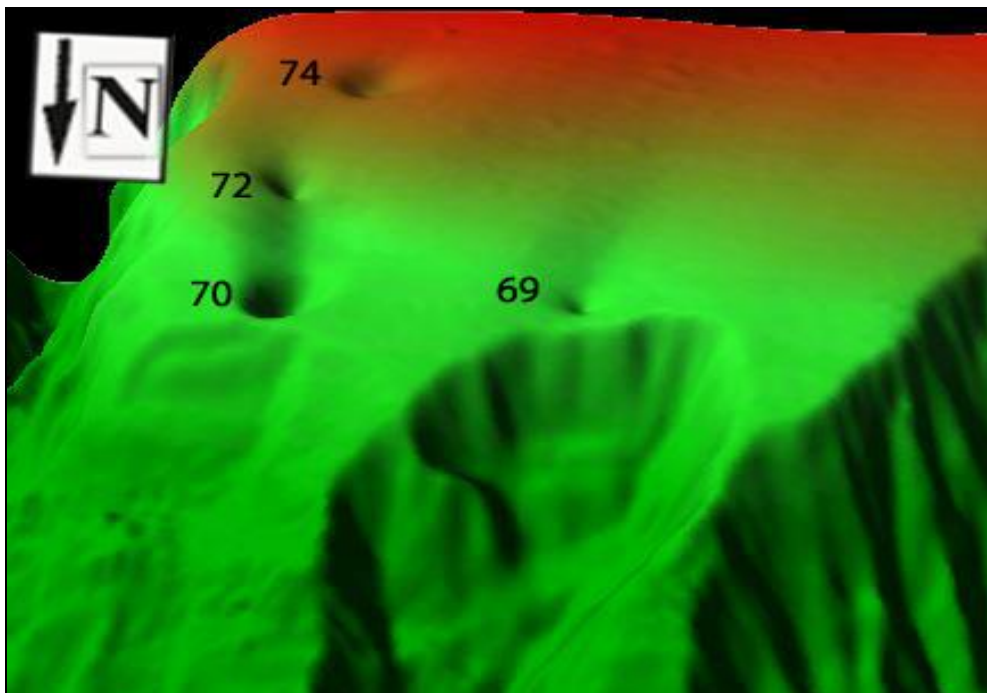
A nord ovest di questo allineamento si possono osservare numerose strutture canalizzate che seguono lo stesso trend. In queste strutture, anche se non sono stati mappati pockmark al loro interno, la morfologia in pianta permette di distinguere come i bordi del canale presentino alternanze di tratti pressoché rettilinee e tratti concavi verso l'interno, mentre in sezione longitudinale si osserva una morfologia ondulata. Queste strutture potrebbero essere state create dalla coalescenza di piccoli pockmark allineati in direzione NE-SO.





**Figura 9.4.2.3 – La figura mostra allineamenti di pockmark ed incisioni.**

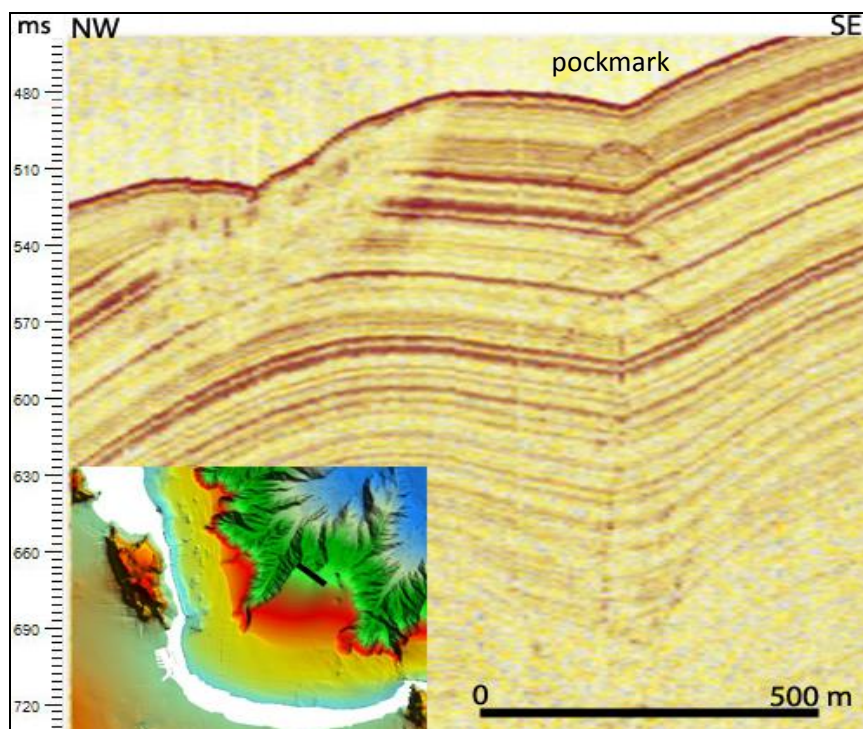
Nel settore orientale del Golfo di Palermo, tra il canyon Oreto e il canyon Eleuterio, dove la scarpata continentale ha pendenza di circa  $3,5^\circ$  sono stati riconosciuti 4 pockmark (69, 70, 72, 74) (fig. 9.4.2.4).



**Figura 9.4.2.4 - I Pockmark nel Golfo di Palermo tra i canyon Oreto ed Eleuterio.**

Il pockmark 69 ha diametro di 150 m e profondità di 15 m rispetto al fondo marino, che si trova ad una profondità di 367 m. Esso dista 8,5 km dalla linea di costa, 3,9 km dal ciglio della piattaforma e di circa 100 m dall'antistante scarpata di nicchia di frana. Il profilo sismico p23 (fig. 9.4.2.5) attraversa in direzione circa NO-SE sia il pockmark che la vicina frana e come si può notare in corrispondenza del pockmark i riflettori sono concavi verso l'alto, caratterizzati maggiormente da riflettori a bassa ampiezza intervallati da reflection free e solo in alcuni livelli sono presenti riflettori ad alta ampiezza, mentre in

corrispondenza della scarpata di frana per circa 30 m di spessore la facies sismica è trasparente, evidenza che può far supporre una migrazione anche laterale del fluido.



**Figura 9.4.2.5 - Il profilo sismico mostra la geometria dei riflettori in corrispondenza del pockmark 69.**

Il pockmark 72 ha forma allungata in direzione NW-SE e profondità di 20 m rispetto al fondo mare. L'orlo si trova ad una profondità di circa 310 e la base ad una profondità di 334 m. Si trova ad una distanza dalla linea di costa di 7,7 km, 3,3 km dal ciglio della piattaforma e di 475 m dall'adiacente scarpata del canyon

Il pockmark 70 (fig. 9.4.2.6) ha diametro di 335 m, una profondità di 30 m rispetto al fondo mare, che in questa area si trova a -380 m. Esso è posto ad una distanza dalla linea di costa di 8,4 km, 3,9 km dal ciglio della piattaforma, 575 m dall'adiacente scarpata del canyon Eleuterio e immediatamente a sud della frana. La sezione C-D mostra forma ad U asimmetrica poiché la porzione settentrionale a ridosso della frana risulta parzialmente erosa. Il pockmark 73 ha diametro di 325 m e profondità di 18 m rispetto al fondo mare che si trova a -245 m. Esso dista 7 km dalla linea di costa, 2,3 km dal ciglio della piattaforma e 650 m dall'adiacente scarpata del canyon. I pockmark 70 e 73 sono attraversati dal profilo sismico P18 (9.4.2.7) che si estende in direzione circa N-S. Esso mostra in corrispondenza delle due strutture riflettori con la concavità rivolta verso l'alto, che si mantengono dal fondo mare sino agli strati più profondi, alternando riflettori ad alta ampiezza con reflection free.



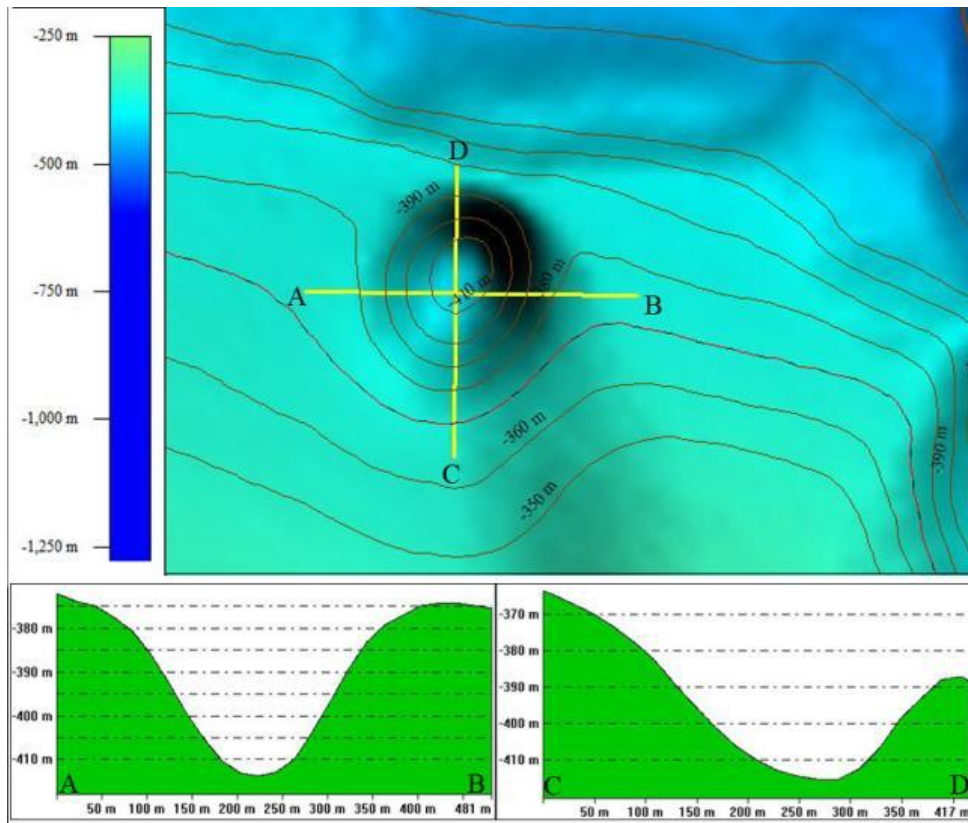


Figura 9.4.2.6 - Dettaglio del pockmark 70 e profili batimetrici (da Pennino et al., sottomesso a M.P.G)

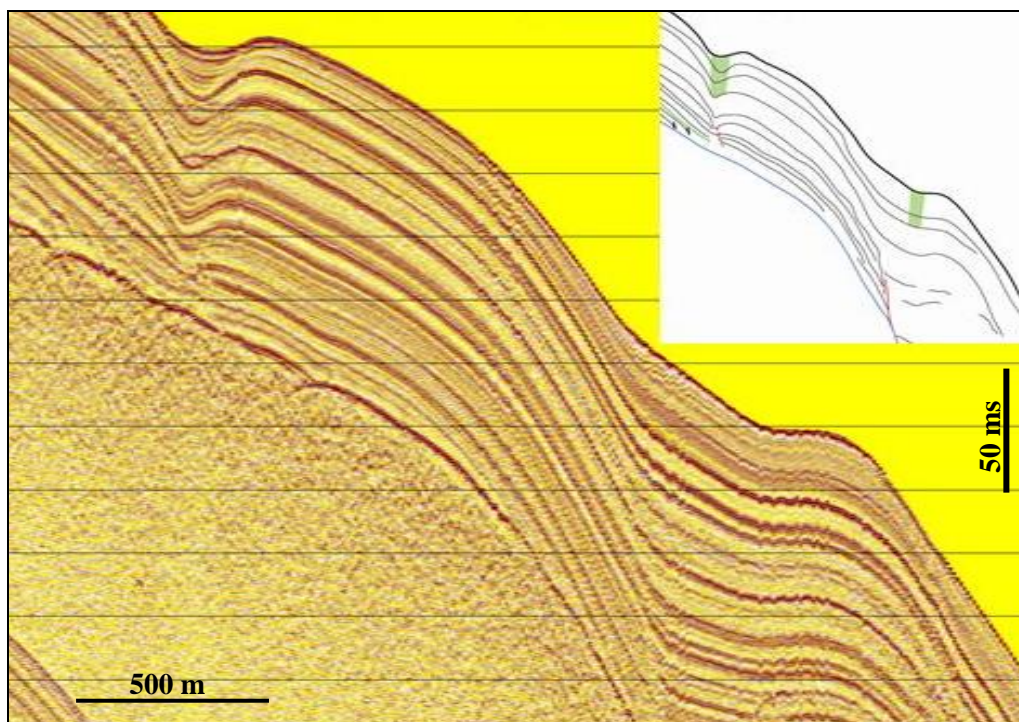


Figura 9.4.2.7- La figura mostra un dettaglio del profilo P18, dove si può osservare in corrispondenza dei pockmark la concavità dei riflettori sino al fondo mare.

Il dato morfobatimetrico in corrispondenza di M.te Solunto (fig. 9.4.2.8) permette di osservare solo una parte dell'intera struttura, dove sono stati individuati 9 pockmark (102-110; Tabella II).

D	Coordinate	Ubicazione	Diametro	Altezza	Trend	Distanza dalla costa	Profondità
102	38° 25' 3.6773" N, 13° 44' 54.0024" E	Mt.Solunto	160	9		>10 km	718
103	38° 25' 17.0991" N, 13° 44' 46.6203" E	Mt.Solunto	100	2		>10 km	746
104	38° 25' 12.4311" N, 13° 44' 30.9703" E	Mt.Solunto	327	22		>10 km	738
105	38° 24' 59.2723" N, 13° 44' 10.4637" E	Mt.Solunto	220	15		>10 km	756
106	38° 25' 25.4897" N, 13° 43' 49.9849" E	Mt.Solunto	180	15		>10 km	759
107	38° 25' 39.4339" N, 13° 43' 39.0142" E	Mt.Solunto	250	17		>10 km	760
108	38° 26' 40.2380" N, 13° 44' 35.8837" E	Mt.Solunto	370	12		>10 km	874
109	38° 26' 54.4823" N, 13° 44' 52.8041" E	Mt.Solunto	220	7		>10 km	873
110	38° 26' 41.8665" N, 13° 45' 23.0638" E	Mt.Solunto	170	8		>10 km	860

Si può osservare sia in pianta che in sezione che questo settore è caratterizzato da alte scarpate che creano un dislivello di oltre 200 in poco più di 3 km. Sulla porzione sita a profondità minori, delimitata dalla prima scarpata sono stati riconosciuti 6 pockmark (102-107), in un range di profondità compreso tra 718 e 760 m, mentre gli altri 3 si trovano nella porzione compresa tra le due scarpate a profondità di circa 865 m.

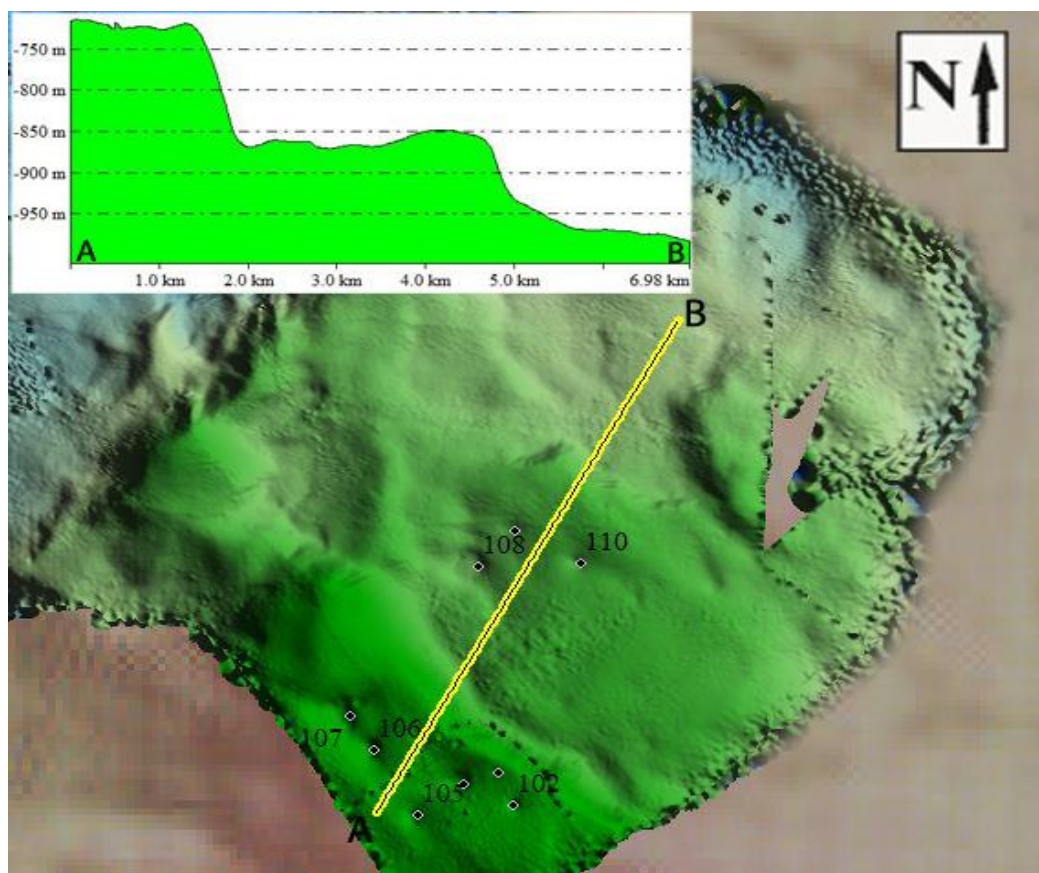
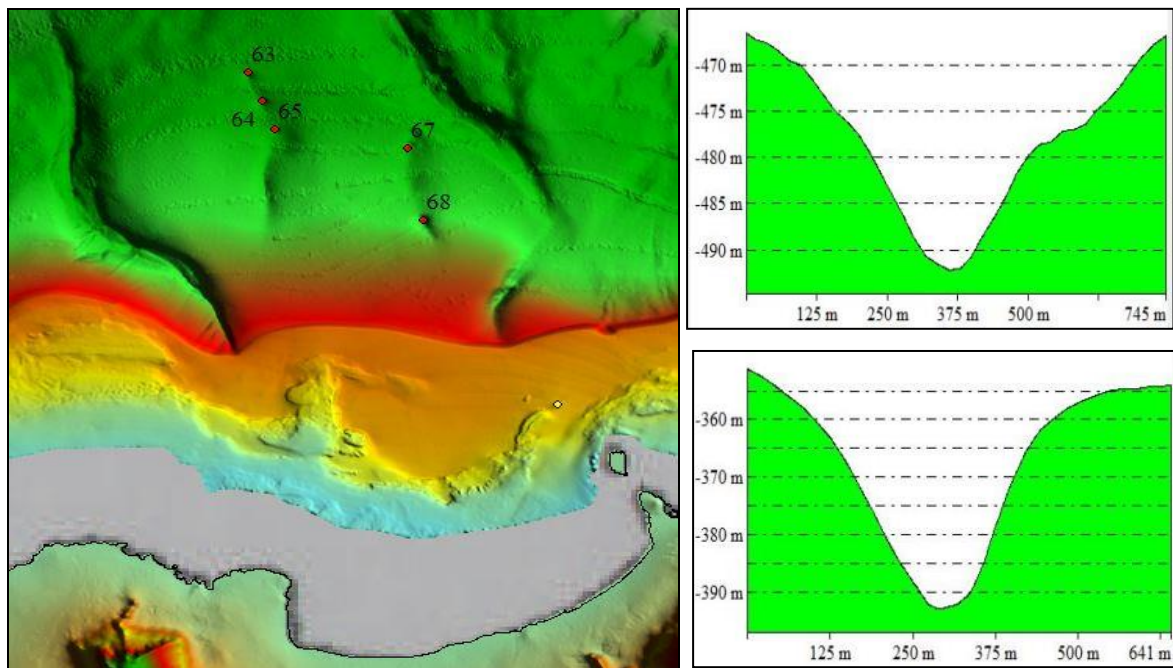


Figura 9.4.2.8 – La figura mostra il modello e la sezione morfobatimetrici di M.te Solunto.

In un'areale limitato, circa 43 km<sup>2</sup>, si possono osservare contemporaneamente i prodotti relativi ai diversi processi analizzati in questa ricerca, come: faglie attive e sismogenetiche (cluster dei terremoti del 2002 e del 2010), frane che confermano l'instabilità del settore e pockmark, indicativi di risalite di fluidi. I fluidi sono facilitati nella migrazione verso l'alto dalla presenza delle faglie, e durante la loro migrazione creano inoltre instabilità dei sedimenti.

Nell'offshore dei Monti di Palermo sono state riconosciute numerose strutture circolari prevalentemente allineate secondo direzioni NNO-SSE e NE-SO, concordi con i principali trend tettonici dell'area.

I pockmark 67 e 68 (fig. 9.4.2.9) si allineano in direzione NNO-SSE e seguono il gradiente della scarpata. Essi si impostano in corrispondenza di un lineamento tettonico che ha la stessa direzione e immerge ad ovest. Lungo questa direzione si sta sviluppando un'incisione, che attualmente è più profonda in corrispondenza dei due pockmark e più blanda nella porzione intermedia.

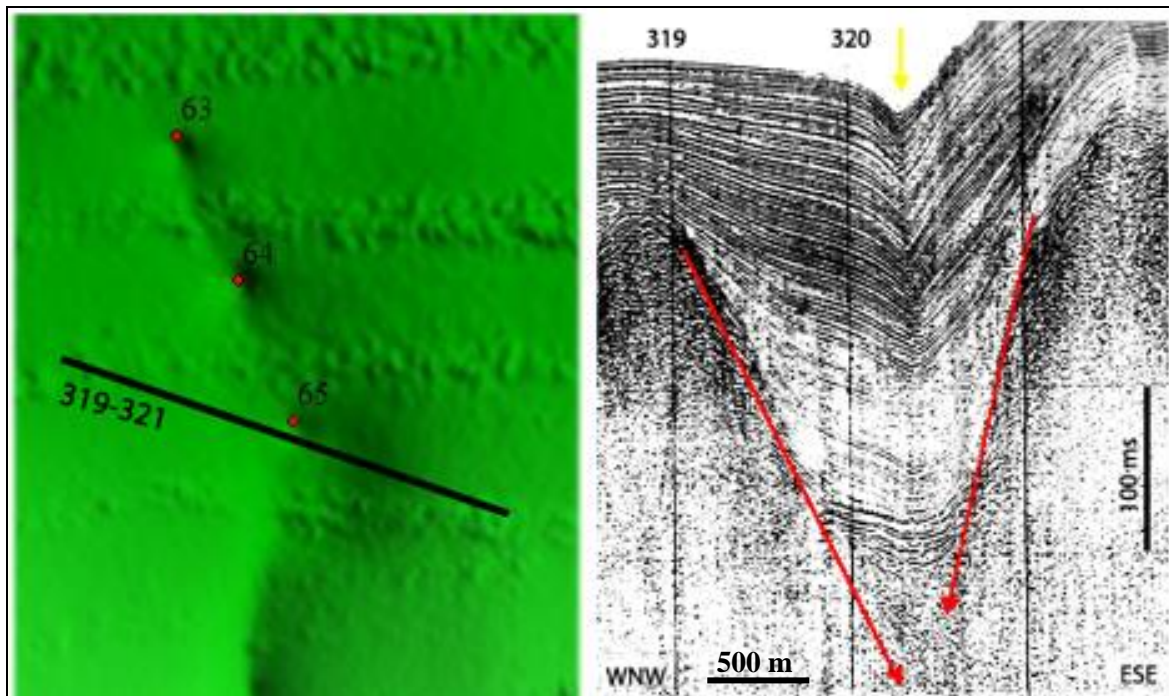


**Figura 9.4.2.9 - Vista in pianta dell'offshore della Baia di Carini, ubicazione dei pockmark e profili batimetrici dei pockmark 67 e 68.**

Il pockmark 63 ha diametro di 250 m e profonda di 15 m rispetto al fondo mare la cui profondità è di circa 500 m. Si trova ad una distanza dalla linea di costa di circa 10 km e di 4,7 km dal ciglio della piattaforma. Il pockmark 64 ha diametro di circa 230 m e profondità di 15 m rispetto al fondo mare la cui profondità è di 540 m. Si trova ad una distanza dalla linea di costa di 10,6 km e di 5,4 km dal ciglio della piattaforma. Il pockmark 65 ha diametro di circa 150 m e profondità di circa 10 m rispetto al fondo mare, la cui profondità

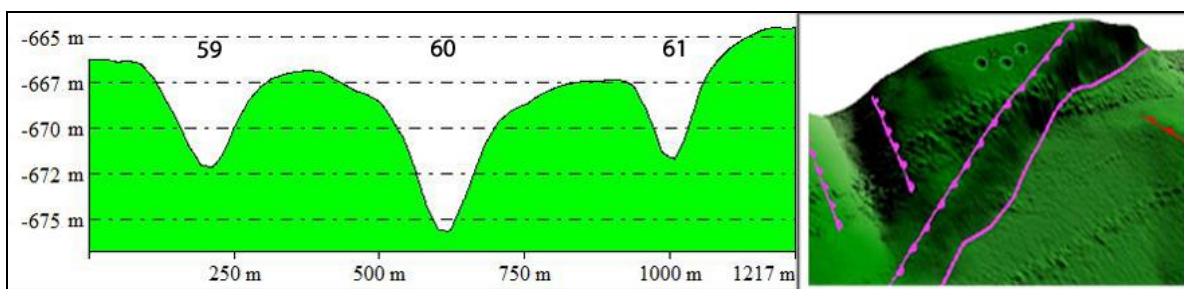
è di 580 m. Si trova ad una distanza dalla linea di costa di 11,7 km e di 6,2 km dal ciglio della piattaforma.

I pockmark 63, 64 e 65 sono allineati in direzione circa NO-SE e sono controllati da due faglie dirette più profonde come si può osservare dal profilo sismico (Fig.9.4.2.10).



**Figura 9.4.2.10 -** La figura mostra un allineamento di pockmark e il profilo sismico che evidenzia la relazione tra faglie e pockmark

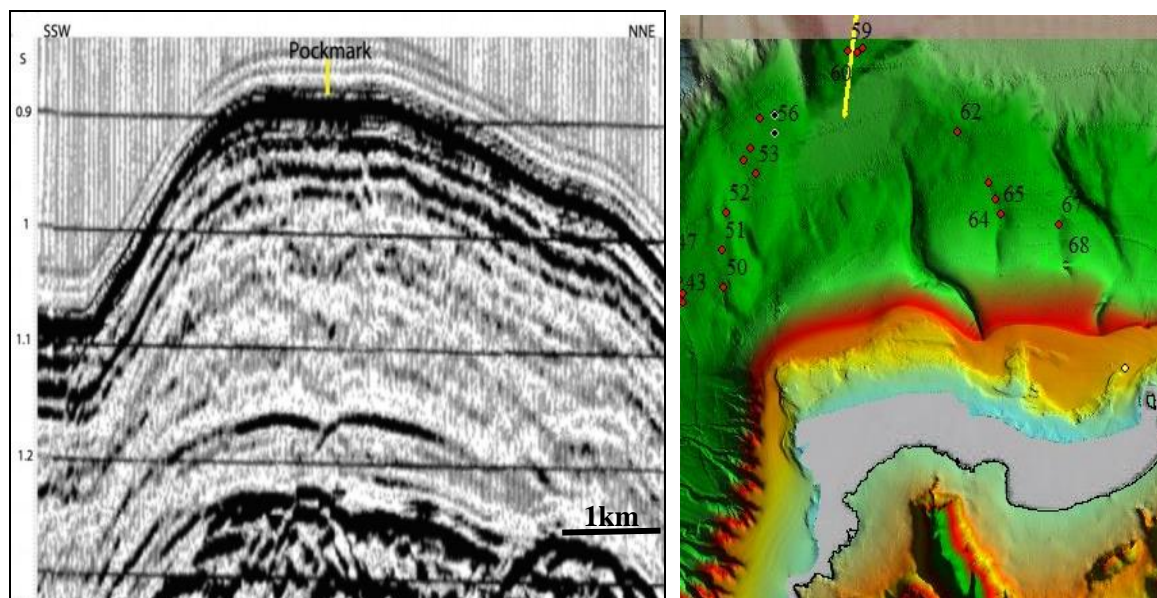
In corrispondenza dell'alto strutturale sito a nord di Capo Rama (tratto 3c della faglia descritta nella sezione strutture neotettoniche, pagg. 168, 169) sono stati riconosciuti 3 pockmark 59, 60 e 61 (fig. 9.4.2.11).



**Figura 9.4.2.11 -** La sezione mostra i caratteri morfometrici delle 3 strutture

In particolare il pockmark 59 ha diametro di 135 m e profondità di circa 8 m rispetto al fondo mare sito ad una profondità di 670 m. Si trova alla coordinata 331799 4244929 ad una distanza dalla linea di costa di circa 17 km e di 11.9 dal ciglio della piattaforma. Il pockmark 60 ha diametro di 125 m e profondità di circa 8 m rispetto al fondo mare, sito ad una profondità di 668 m. Si trova alla coordinata 332192 4244867 ad una distanza dalla linea di costa di circa 17 km e di 11,6 dal ciglio della piattaforma. Il pockmark 61 ha

diametro di 140 m e profondità di circa 7 m rispetto al fondo mare sito ad una profondità di 666 m. Si trova alla coordinata 332487 4245064, ad una distanza dalla linea di costa di circa 17 km e di 11,7 km dal ciglio della piattaforma. Questo alto viene attraversato in direzione NNE-SSO da un profilo sismico multicanale (G82-83), nel quale è possibile osservare la geometria dei riflettori concava verso l'alto dal fondo mare sino al tetto del Messiniano (fig. 9.4.2.12).

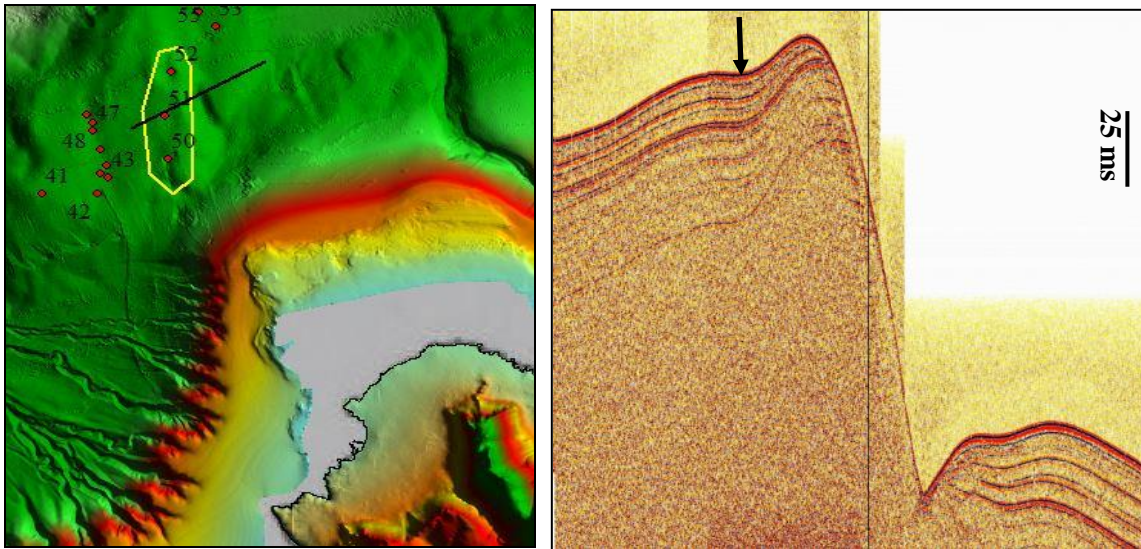


**Figura 9.4.2.12 – In figura un particolare del profilo sismico mostra la geometria dei riflettori che si mantiene sino al riflettore M.**

Un cluster di pockmark con diametro medio di 150 m e profondità media di 6 m, si trova ad una profondità del fondo mare di circa 650 m, a sud ovest di quelli precedentemente descritti.

Si trovano sull'alto morfologico che delimita ad oriente il bacino di Castellammare, in un'area di circa 12 km<sup>2</sup>; infatti in questo settore si ha uno dei valori più alti di densità dei pockmark (0,5/km<sup>2</sup>). Essi si trovano ad una distanza media di 9,5 km dal ciglio della piattaforma.

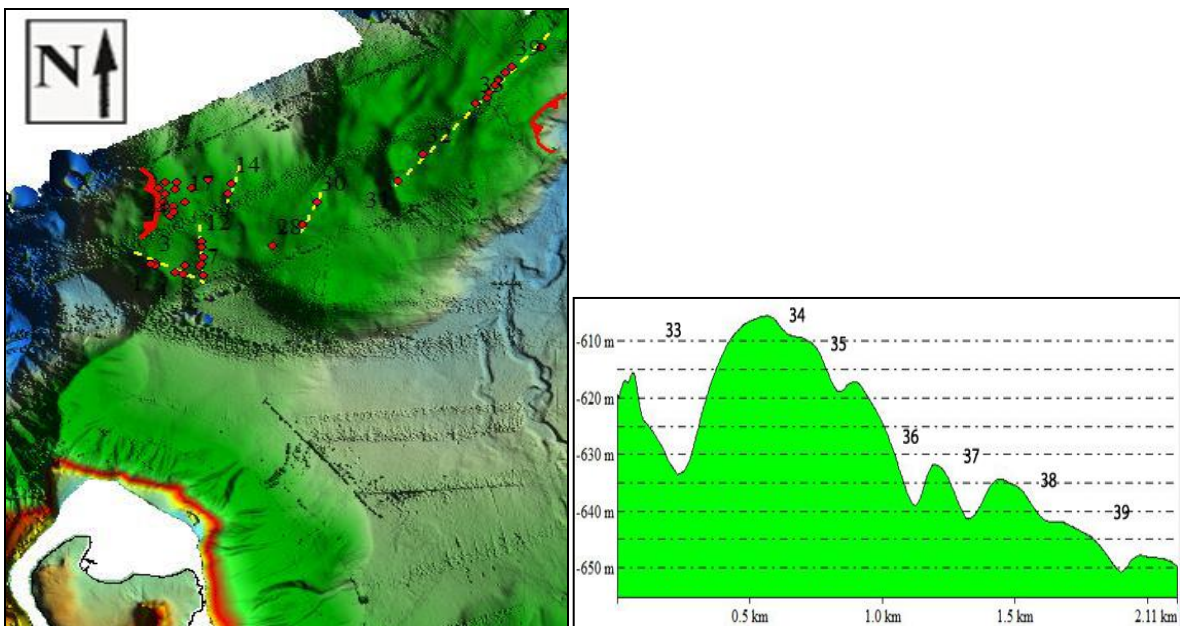
I pockmark 50, 51 e 52 (Fig. 9.4.2.13) si sviluppano con lo stesso trend di un allineamento tettonico che ha direzione N-S. Hanno diametro medio di 300 m e profondità di circa 8 m rispetto al fondo mare, che si trova ad una profondità di 550 m e distano 14 km dalla linea di costa in corrispondenza di Capo Rama. Nel profilo sismico in corrispondenza del pockmark 51 i riflettori hanno geometria concava verso l'alto dal fondo mare sino alla superficie di erosione che delimita l'ultima sequenza deposizionale.



**Figura 9.4.2.13 - Pockmark allineati e profilo chirp orientato OSO-ENE**

I pockmark 42-49 costituiscono un allineamento che si estende per circa 3 km in direzione NW-SE; hanno diametro e profondità medie rispettivamente di 180 m e 8 m. Si trovano nel settore orientale del Golfo di Castellammare alla profondità di circa 580 m lungo una faglia con direzione N 160°.

In corrispondenza dell'Alto di S. Vito si riconoscono aree a pockmark allineati secondo direzioni prevalenti NNE-SSO, NE-SO e NO-SE, che si sviluppano prevalentemente a profondità comprese tra 600 e 800 m, seguendo la direzione di alcuni dei sistemi di faglie riconosciuti in questo settore ed in corrispondenza di nicchie di frana (fig. 9.4.2.14).



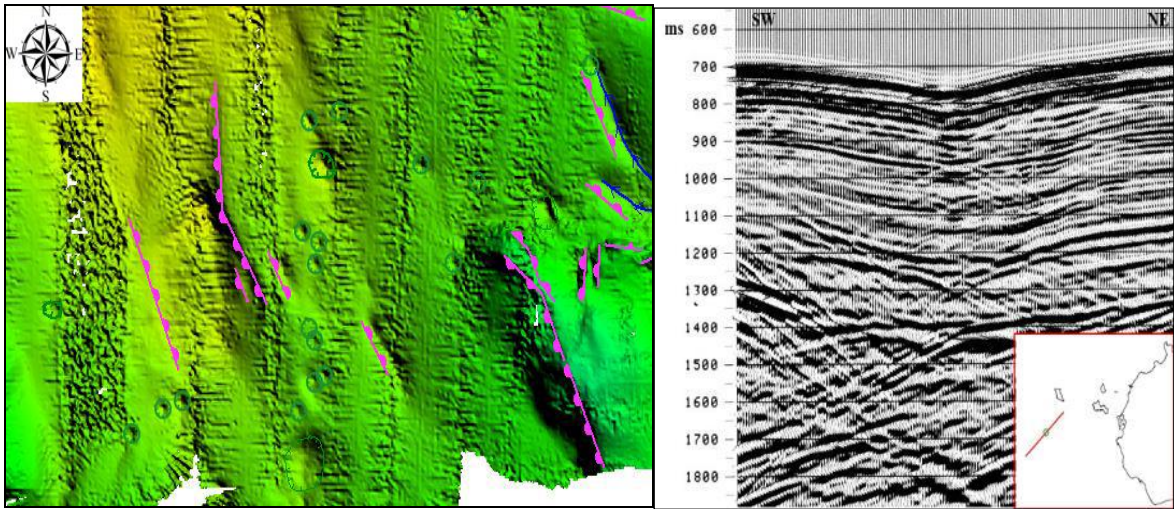
**Figura 9.4.2.14 – In figura i pockmark dell'Alto di S. Vito ed in sezione il trend NE-SO sito nel settore più orientale.**

Di seguito la tabella III mostra le misure effettuate su ogni singolo pockmark.

ID	Coordinate	Settore	Diametro (m)	altezza (m)	orientazione	distanza dalla costa	batimetria (m)
1	38° 16' 17.7524" N, 12° 45' 06.6330" E	San Vito	100	5	NW-SE	> 10 km	749
2	38° 16' 16.0336" N, 12° 45' 12.6053" E	San Vito	100	8	NW-SE	> 10 km	752
3	38° 16' 19.6696" N, 12° 45' 11.0134" E	San Vito	100	3	NW-SE	> 10 km	742
4	38° 16' 08.3745" N, 12° 45' 40.2170" E	San Vito	120	10	NW-SE	> 10 km	799
5	38° 16' 07.5633" N, 12° 45' 49.0149" E	San Vito	60	3	NW-SE	> 10 km	785
6	38° 16' 16.2486" N, 12° 45' 50.0168" E	San Vito	120	8	NW-SE	> 10 km	794
7	38° 16' 06.2675" N, 12° 46' 07.3930" E	San Vito	100	7	NNE-SSW	> 10 km	787
8	38° 16' 15.2166" N, 12° 46' 04.7408" E	San Vito	100	9	NNE-SSW	> 10 km	761
9	38° 16' 18.9733" N, 12° 46' 05.1014" E	San Vito	50	7	NNE-SSW	> 10 km	757
10	38° 16' 25.3805" N, 12° 46' 06.8079" E	San Vito	100	8	NNE-SSW	> 10 km	754
11	38° 16' 36.0381" N, 12° 46' 05.2659" E	San Vito	100	6	NNE-SSW	> 10 km	741
12	38° 16' 42.9763" N, 12° 46' 05.3177" E	San Vito	130	3	NNE-SSW	> 10 km	738
13	38° 17' 35.6556" N, 12° 46' 34.6306" E	San Vito	100	6	NE-SW	> 10 km	725
14	38° 17' 45.4536" N, 12° 46' 37.1863" E	San Vito	100	6	NE-SW	> 10 km	745
15	38° 17' 50.6052" N, 12° 46' 11.5867" E	San Vito	150	3	NE-SW + (Frana)	> 10 km	762
16	38° 17' 40.5386" N, 12° 45' 52.0167" E	San Vito	90	4	NE-SW + (Frana)	> 10 km	770
17	38° 17' 24.5691" N, 12° 45' 44.0607" E	San Vito	75	2	NE-SW + (Frana)	> 10 km	727
18	38° 17' 19.8177" N, 12° 45' 30.8852" E	San Vito	110	6	NE-SW + (Frana)	> 10 km	732
19	38° 17' 13.8124" N, 12° 45' 30.5942" E	San Vito	100	3	NE-SW + (Frana)	> 10 km	745
20	38° 17' 09.6355" N, 12° 45' 27.8682" E	San Vito	100	8	NE-SW + (Frana)	> 10 km	752
21	38° 17' 20.3853" N, 12° 45' 21.3523" E	San Vito	75	3	NE-SW + (Frana)	> 10 km	727
22	38° 17' 24.4713" N, 12° 45' 19.3233" E	San Vito	90	3	NE-SW + (Frana)	> 10 km	728
23	38° 17' 34.2605" N, 12° 45' 21.4006" E	San Vito	75	2	NE-SW + (Frana)	> 10 km	727
24	38° 17' 37.8334" N, 12° 45' 31.7581" E	San Vito	50	2	NE-SW + (Frana)	> 10 km	742
25	38° 17' 46.0415" N, 12° 45' 34.7184" E	San Vito	50	1	NE-SW + (Frana)	> 10 km	766
26	38° 17' 46.6093" N, 12° 45' 20.0684" E	San Vito	100	3,5	NE-SW + (Frana)	> 10 km	743
27	38° 17' 38.9867" N, 12° 45' 13.6421" E	San Vito	75	2,5	NE-SW	> 10 km	732
28	38° 16' 39.6706" N, 12° 47' 28.1905" E	San Vito	150	11	NE-SW	> 10 km	775
29	38° 17' 03.9512" N, 12° 48' 03.1351" E	San Vito	80	8	NE-SW	> 10 km	726
30	38° 17' 27.8558" N, 12° 48' 18.1144" E	San Vito	150	13	NE-SW	> 10 km	724
31	38° 17' 52.1059" N, 12° 49' 53.3431" E	San Vito	200	30	NE-SW	> 10 km	700
32	38° 18' 22.6267" N, 12° 50' 21.6219" E	San Vito	100	3	NE-SW	> 10 km	723
33	38° 19' 17.9744" N, 12° 51' 21.5401" E	San Vito	220	20	NE-SW	> 10 km	626
34	38° 19' 24.6967" N, 12° 51' 33.7181" E	San Vito	150	12	NE-SW	> 10 km	611
35	38° 19' 30.5070" N, 12° 51' 37.0379" E	San Vito	175	13	NE-SW	> 10 km	615
36	38° 19' 38.1473" N, 12° 51' 44.7470" E	San Vito	110	8	NE-SW	> 10 km	634
37	38° 19' 44.2075" N, 12° 51' 48.0599" E	San Vito	120	13	NE-SW	> 10 km	644
38	38° 19' 51.3421" N, 12° 51' 55.4671" E	San Vito	110	2	NE-SW	> 10 km	642
39	38° 19' 58.4825" N, 12° 52' 03.1920" E	San Vito	100	4	NE-SW	> 10 km	652
40	38° 20' 20.8557" N, 12° 52' 36.3409" E	San Vito	100	4	NE-SW	> 10 km	711

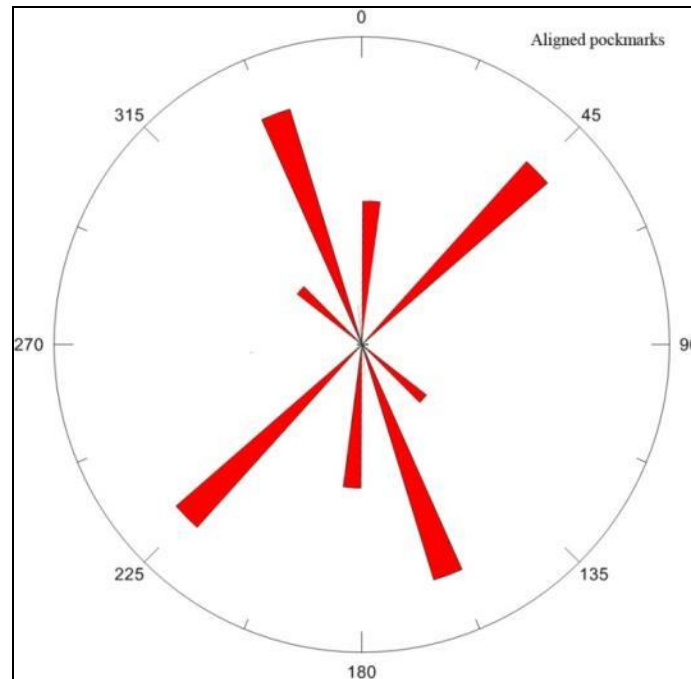
**Tabella III. Caratteri morfometrici e ubicazione dei pockmark siti nell'Alto di S. Vito.**

Nell'offshore sud-occidentale dell'isola di Marettimo sono stati riconosciuti allineamenti di pockmark che si dispongono nella stessa direzione dei principali sistemi di faglia, orientati circa NO-SE e NNE-SSO. Essi hanno diametro medio di circa 100 m e altezza di circa 7 m. Le strutture molto spesso hanno orli erosi e sembrano coalescere dando vita a solchi e canali erosivi. Il profilo multicanale in figura mostra, in corrispondenza di uno dei pockmark riconosciuti nell'area, la geometria dei riflettori concava verso l'alto e un'area di sbiancamento che testimoniano la presenza dei fluidi (fig. 9.4.2.15).



**Figura 9.4.2.15 - Modello morfobatimetrico che mostra l'allineamento di pockmark parallelo all'andamento dei lineamenti tettonici e profilo sismico multicanale che mostra la facies tipica dei corpi rocciosi attraversati da fluidi in risalita, in corrispondenza di un pockmark.**

Inoltre le direzioni di tutte le strutture allineate sono state plottate in un diagramma a rosa, che mostra due direzioni prevalenti, una NNO-SSE ed una NE-SO (fig. 9.4.2.16) in accordo con i trend tettonici dell'area.



**Figura 9.4.2.16 - Il diagramma a rosa bidirezionale mostra i trend dei pockmark allineati.**





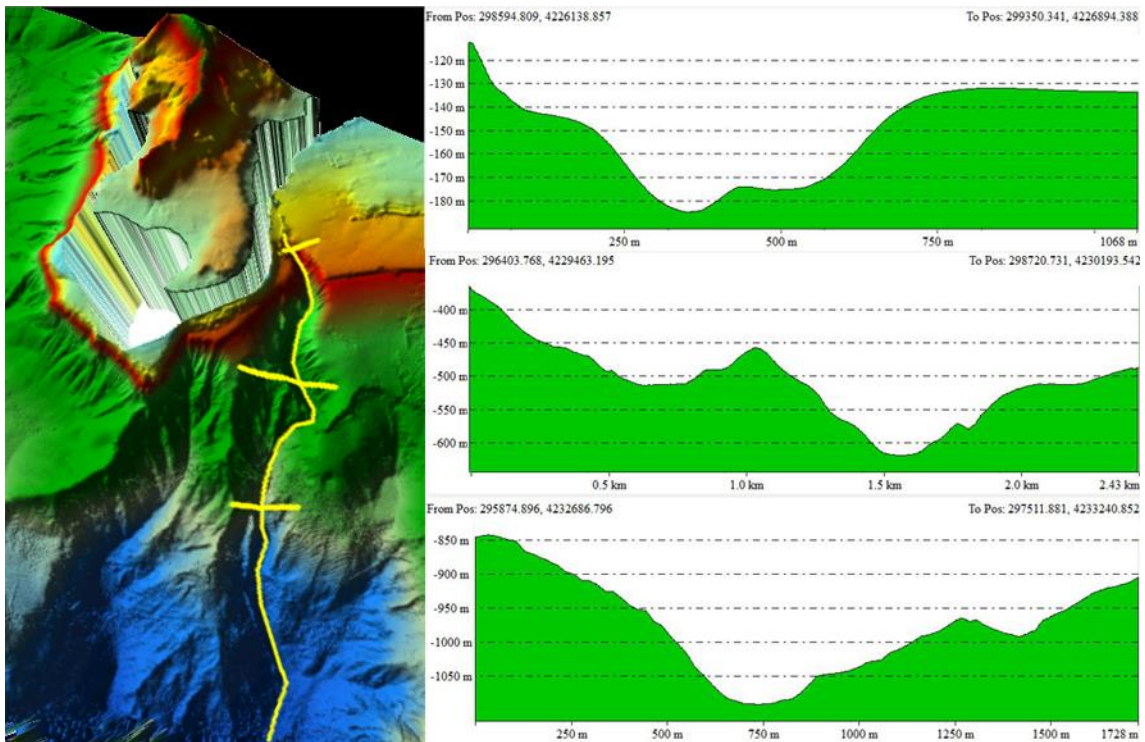
## **9.5 Strutture da trasporto gravitativo**

Le strutture da trasporto gravitativo sono studiate attraverso l'interpretazione del modello digitale del terreno, effettuando analisi morfometriche, come pendenza dei versanti, lunghezza del thalweg, indice di sinuosità, profili longitudinali e trasversali. I profili longitudinali (vedi Allegato IV) sono stati realizzati seguendo il thalweg mentre i transetti trasversali sono stati realizzati perpendicolarmente ai vari tratti del thalweg, per valutare le differenze di inclinazione dei fianchi, di larghezza e forma della valle (V, U, piatta), nei differenti tratti del canyon. Nei canyon di Palermo (vedi Allegati V-IX) la scelta del loro posizionamento si è basata sulla variazione della pendenza lungo i segmenti del profilo longitudinale, mentre nel canyon Castellammare (vedi Allegato X) (rappresentato dal canale principale di Castellammare e il canyon di S. Vito) e Capo Plaia (vedi Allegato XI) in base alle differenze morfologiche in pianta. L'indice di sinuosità è stato calcolato in due differenti modi, il primo facendo il rapporto tra la lunghezza del thalweg e la distanza lineare tra l'inizio e la fine dello stesso; il secondo tra la lunghezza del thalweg e la sommatoria delle lunghezze dei transetti tracciati sulla base delle principali variazioni di orientazione del thalweg (vedi Allegato XII).

### **9.5.1 Canyon**

La scarpata continentale antistante il Golfo del Cofano è solcata dal Canyon del Cofano, che confluisce verso nord nel Bacino di Erice. Il canyon, evidentemente controllato dalla tettonica, secondo due sistemi con direzione NO-SE e NE-SO, presenta un andamento debolmente sinuoso e pareti molto ripide, solcate da numerose incisioni secondarie. La testata si imposta ad una profondità di 100 m ed è larga 200 m circa. La larghezza del canyon aumenta con la profondità fino a superare il chilometro in corrispondenza del limite settentrionale del dato. Anche la profondità dell'incisione diventa progressivamente maggiore interessando gran parte dello spessore della successione tardo pleistocenica.

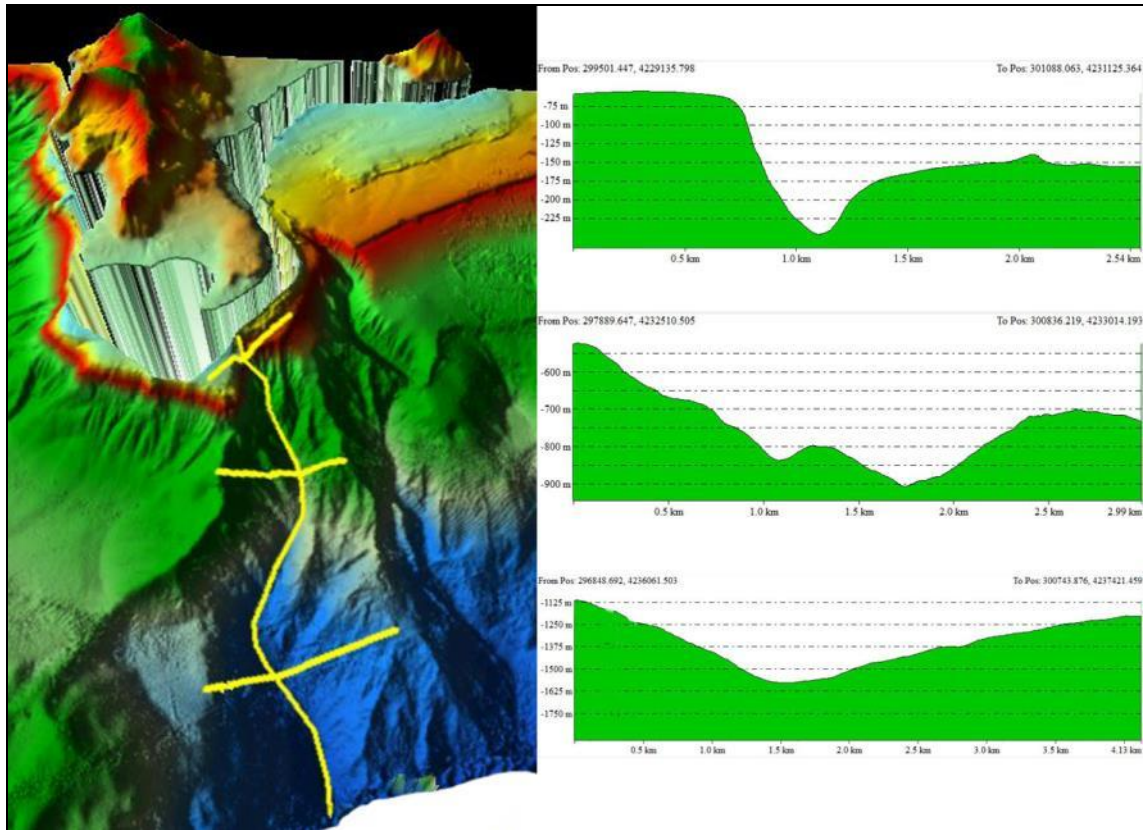
In particolare il Sistema del Cofano è costituito da due canyon le cui testate si trovano a una distanza minima di 400 metri dalla costa, in prossimità di Capo San Vito. Il Canyon più occidentale (fig. 9.5.1.1) si estende per circa 14 km ed ha una testata posta ad una profondità di 92 m ad andamento sinuoso che incide il ciglio della piattaforma continentale spingendosi verso l'interno per 2300 m. Le pareti della testata sono caratterizzate da valori di pendenza compresa tra 19° e 28°, con i valori più bassi misurati nella parte sinistra della testata, quelli più alti nella parte destra. Le pareti sono solcate da canali ad andamento rettilineo che confluiscono nel thalweg centrale. L'ampiezza minima raggiunta dalla testata è 250 m vicino costa, quella massima è 700 m a 2000 m di distanza.



**Figura 9.5.1.1 - 3D del canyon Cofano occidentale e sezioni lungo il thalweg.**

L'andamento sinuoso evolve nella parte mediana (-1200 m) e terminale ad un andamento meno sinuoso in direzione NNO-SSE. In particolare, il canyon dopo circa 4 km (misurati lungo il thalweg) trova uno sbarramento in direzione NNO-SSE (transetto B-C), per cui devia il suo percorso, formando un'ansa più accentuata ad ovest. Esso presenta nella porzione prossimale una sezione trasversale a V, che diventa ad U nella porzione distale (> 1200 m). La lunghezza totale di questo canyon è di circa 14 km ed ha un indice di sinuosità di 1,006 calcolato con il secondo metodo (Allegato XII). Le pareti del canyon sono caratterizzate da valori di pendenza compresa tra 14° e 20°; anche qui i valori più bassi sono stati riscontrati nella parte sinistra del canyon mentre quelli più alti a destra. Lungo tutto il canyon i fianchi sono interessati da eventi franosi.

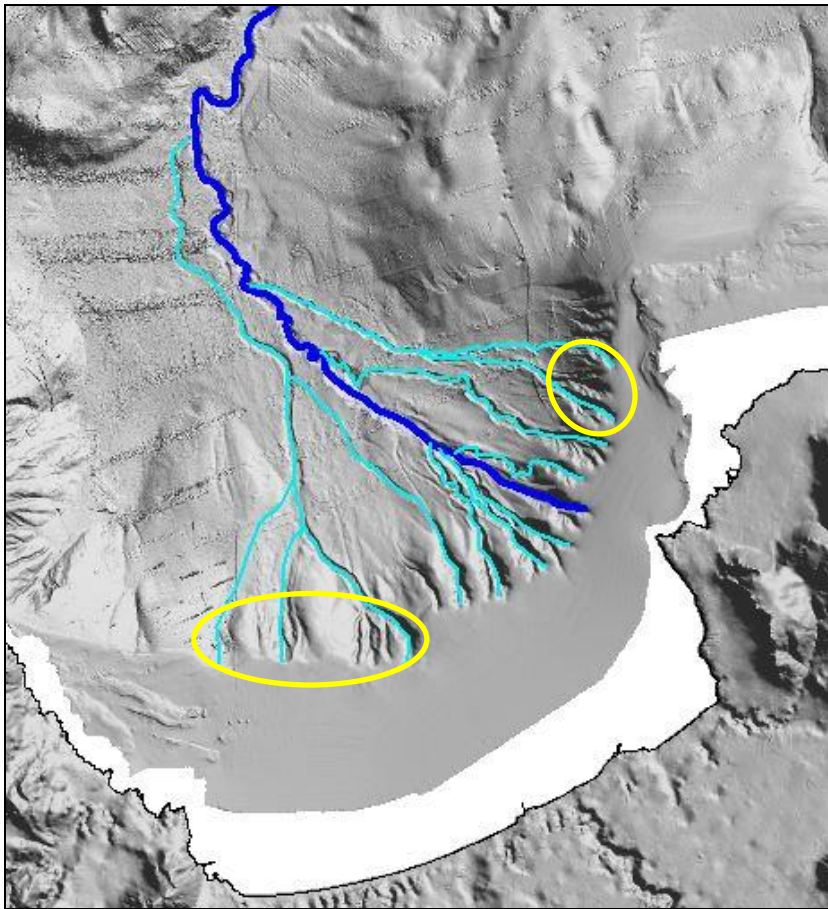
Il Canyon più orientale (fig. 9.5.1.2) si estende per circa 10 km ed ha una testata più ampia di forma circolare, posta ad una profondità di 90 m, che incide il ciglio della piattaforma spingendosi verso l'interno per circa 250 m. L'ampiezza massima della testata è di 1550 m ed è solcata da canali ad andamento pressoché rettilineo che confluiscono nel thalweg centrale. L'andamento del canyon a partire da -92 m fino a -935 presenta un andamento NNO-SSE, fino a -1387 m presenta un andamento NNE-SSO e nuovamente NNO-SSE fino alla porzione terminale (-1970 m), che determina nel canyon un indice di sinuosità di 1,02. Il fianco destro del canyon mostra gli effetti di un forte controllo strutturale determinato da faglie ad andamento N-S e NE-SO.



**Figura 9.5.1.2 - 3D del canyon Cofano occidentale e sezioni lungo il thalweg.**

Le pareti della testata sono caratterizzate da valori di pendenza compresa tra  $15^\circ$  e  $30^\circ$ . I valori più bassi sono stati misurati nel versante sinistro del canyon, quelli più alti nel versante destro in corrispondenza delle scarpate di faglia.

Il Golfo di Castellammare è caratterizzato da numerosi canali erosivi di vario ordine e da un sistema principale che è il canyon di Castellammare (fig. 9.5.1.3), costituito da un canale principale che incide il ciglio della piattaforma e dal “canyon di S. Vito”.

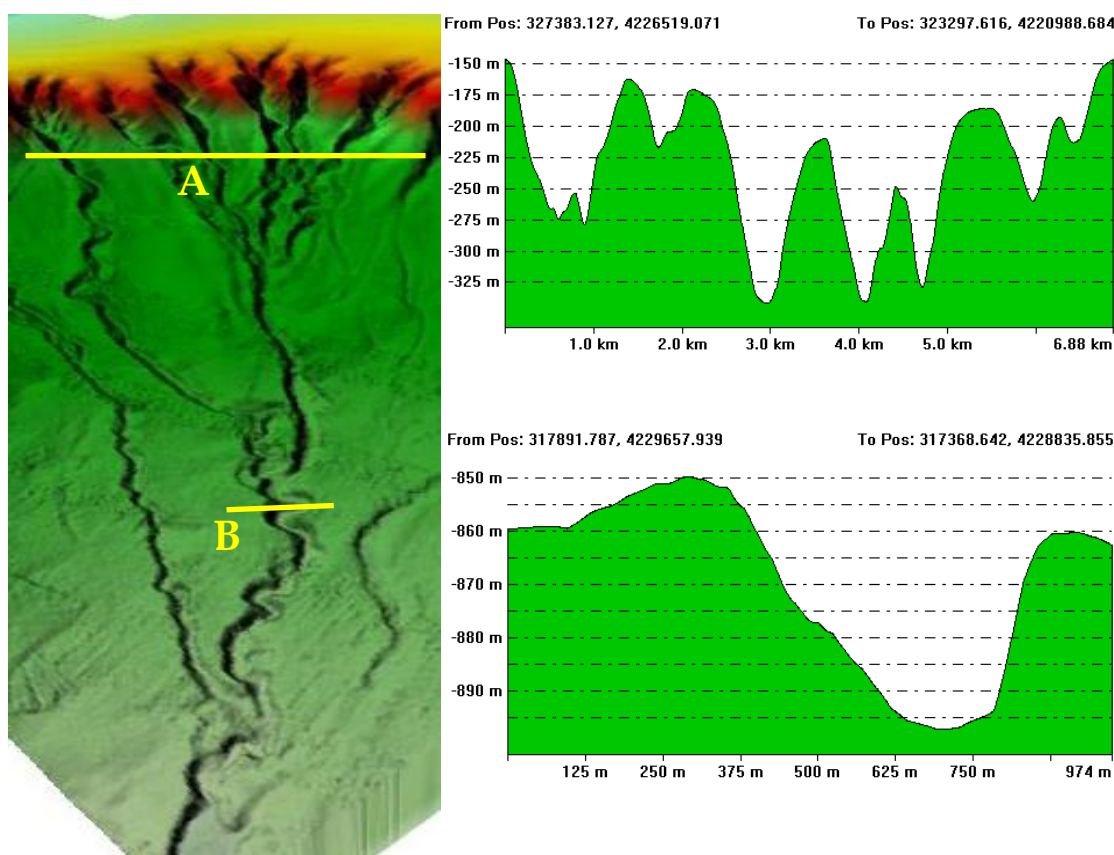


**Figura 9.5.1.3 - Sistema di incisioni del Golfo di Castellammare.**

Il canale principale (fig. 9.5.1.4) si estende in direzione NO-SE per circa 18 km seguendo un andamento sinuoso a tratti meandriforme. La testata è costituita da un sistema di canali di diverso ordine che incidono il ciglio della piattaforma continentale sino a profondità di circa 110 m. Questi canali confluiscono in un canale secondario alla profondità di 650 m escluso il più settentrionale che costituisce l’asta principale per tutta la sua lunghezza. I canali di ordine minore prima citati confluiscono nell’asta principale alla profondità di 880 m.

Il transetto A mostra ampiezze, acclività dei fianchi e profondità medie rispettivamente di 650 m, 20° e 125 m. i canali in questo settore mostrano sezione trasversale a V. Nel transetto B si osserva l’andamento a U del canale principale che ha ampiezza di circa 450 m, profondità di 50 m e acclività dei fianchi di 20°. Questi si raccordano con il canyon di S. Vito alla profondità di circa 1100 m cambiando la sua direzione (NE-SO) in modo brusco a causa di un forte controllo tettonico. Il canyon di S. Vito e il canale principale di

Castellammare si estendono complessivamente per circa 60 km sino alla profondità di 2100 m, il thalweg ha un'inclinazione media di 3° e un indice di sinuosità di 1,245 (Allegato X, XII).



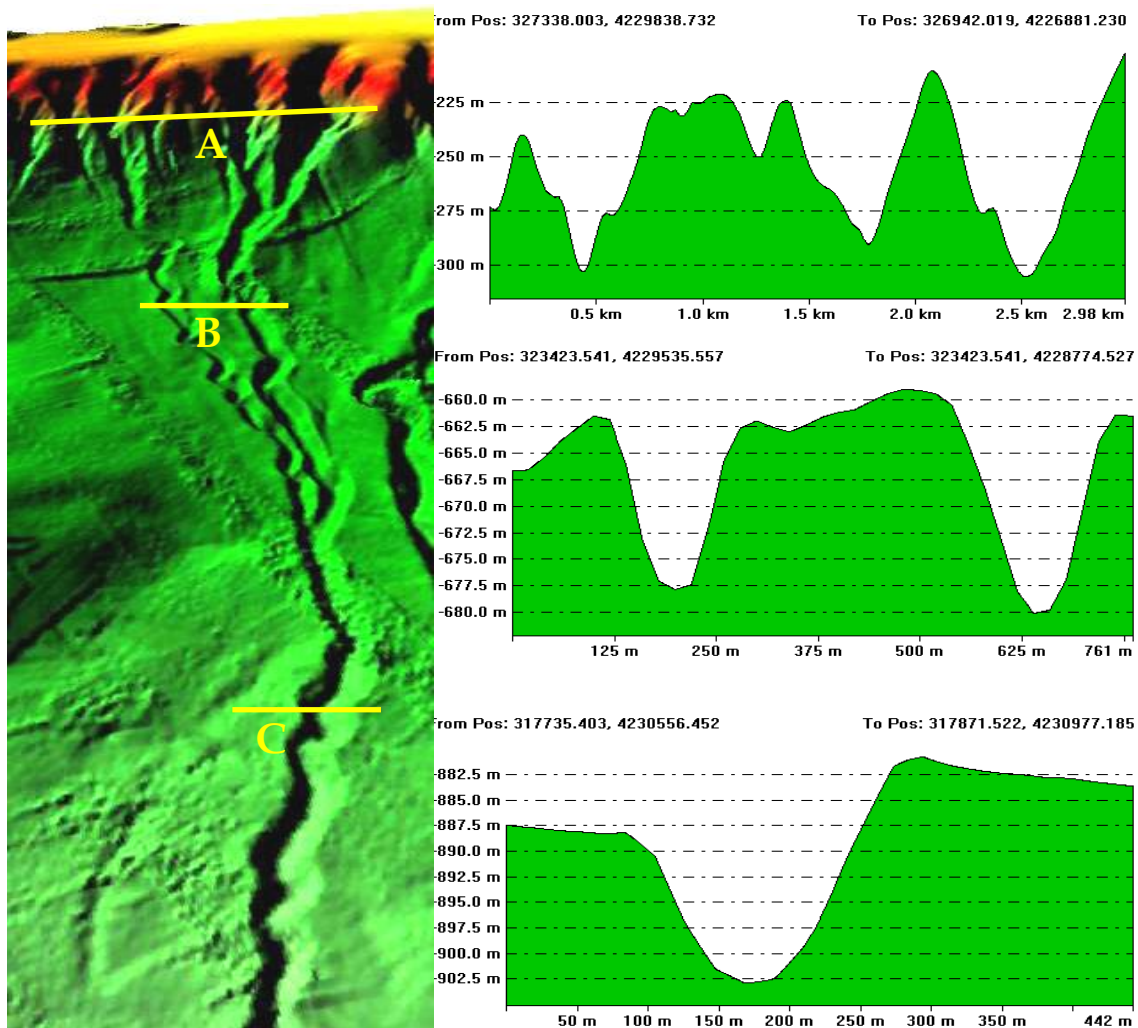
**Figura 9.5.1.4 - Le sezioni trasversali mostrano il sistema di incisioni del canale principale del Golfo di Castellammare.**

Il canale minore (fig. 9.5.1.5), localizzato nel settore nord-orientale del Golfo di Castellammare, ha una lunghezza totale di 14 km e si estende in direzione ONO-ESE. La testata del canyon è incisa da tre canali maggiori e da altri più piccoli che solcano la piattaforma continentale sino a una profondità di circa 125 m.

Questo canale può essere suddiviso in due settori, uno prossimale e uno distale.

Quello prossimale, compreso tra l'isobata dei 125 m e dei 770 m, è costituito da incisioni minori che si estendono per 2,5 km dal ciglio della piattaforma sino alla profondità di circa 500 m, dove confluiscono nelle due aste secondarie con andamento sinuoso e lunghezza di circa 4 km. Nel settore distale, le due incisioni si immettono nel canale principale che ha una lunghezza di 6 km e un andamento sinuoso sino alla profondità di 970 m, dove confluisce nel canyon di S. Vito.

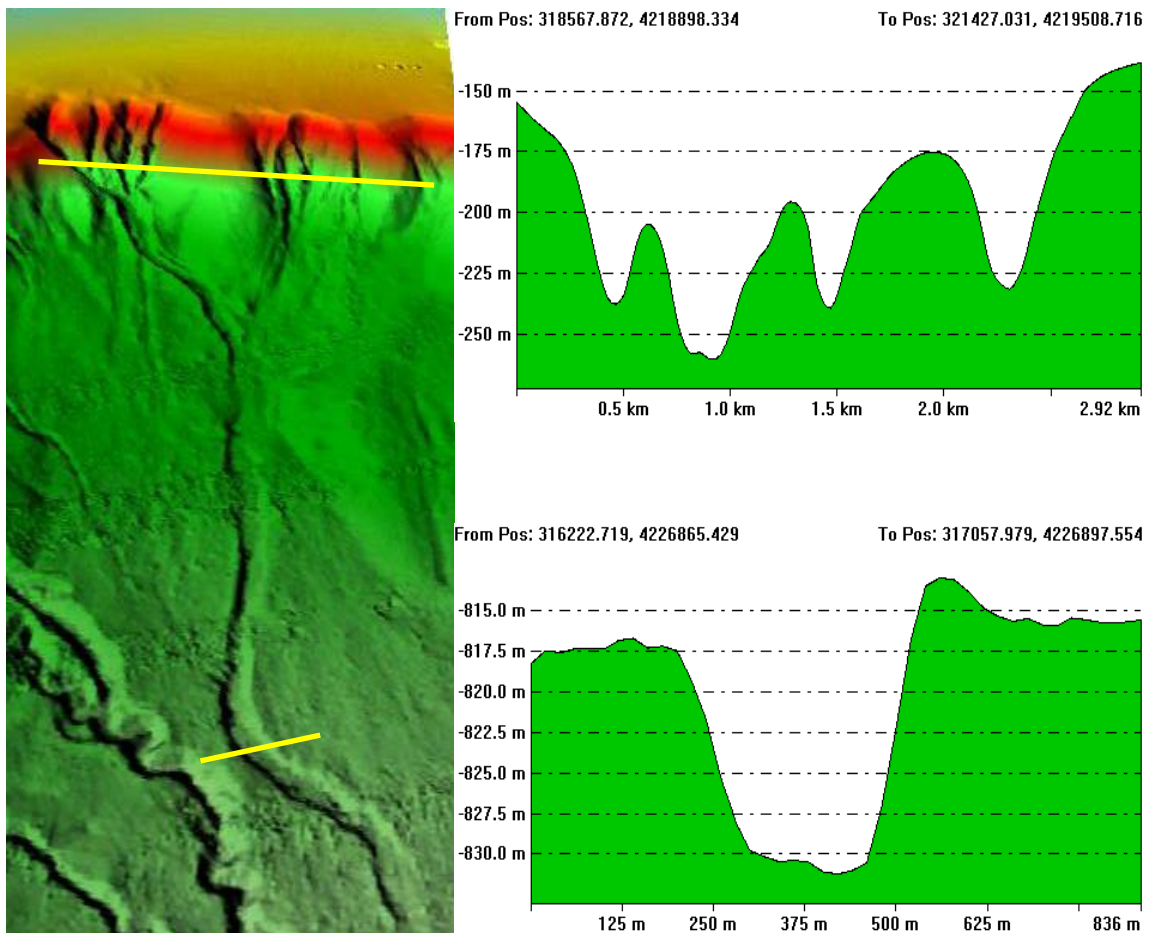
I canali nel transetto A hanno ampiezza media di 400 m, profondità media di 60 m e fianchi con acclività media di 15° e mostrano sezione trasversale a forma di V.



**Figura 9.5.1.5 - In figura viene mostrato il sistema di incisioni di uno dei canali minori del Golfo di Castellammare.**

Il transetto B è caratterizzato da due incisioni che mostrano un profilo trasversale con una forma di transizione tra quella a V e quella a U. I canali presentano ampiezza media di 165 m, profondità media di 20 m e fianchi con acclività media di 20°. Il transetto C mostra il canale principale caratterizzato da ampiezza di 175 m, profondità di 20 m e acclività media dei fianchi di 20°.

Il canale localizzato nel settore sud-occidentale del Golfo di Castellammare si estende per 14 km in direzione NW-SE (fig. 9.5.1.6). È costituito da un canale principale da cui si diramano nella porzione di testata quattro canali minori che incidono anche il ciglio della piattaforma continentale. Più a occidente un canale secondario lungo circa 4 km si immette in quello principale alla profondità di 650 m. I canali nella porzione di testata mostrano ampiezze medie di 350 m, profondità di 40 m e acclività dei fianchi di 20° mentre il canale principale rispettivamente di 250 m, 15 m e 8°.

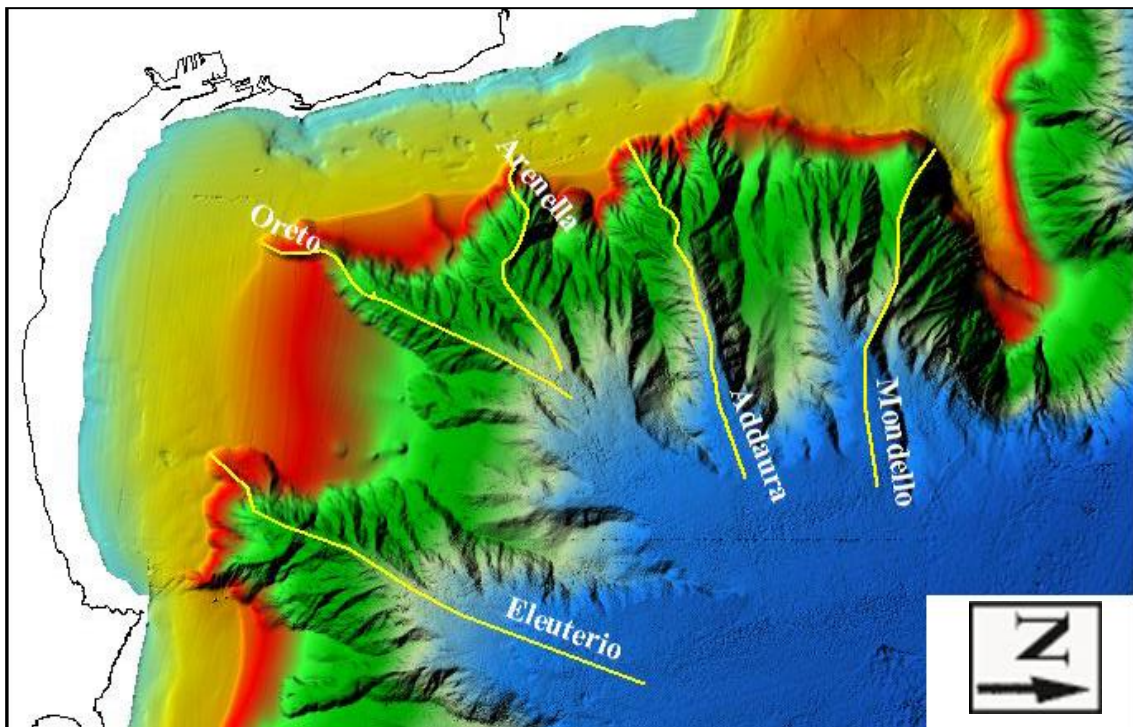


**Figura 9.5.1.6 - Sezioni trasversali lungo il canale minore (occidentale) del Golfo di Castellammare.**

Nel Golfo di Castellammare si formano incisioni con andamento da sinuoso a meandriforme per via delle blande pendenze, al contrario del Golfo di Palermo dove le elevate pendenze, il controllo tettonico e l'allontanamento dei sedimenti permettono la formazione e l'evoluzione dei canyon.



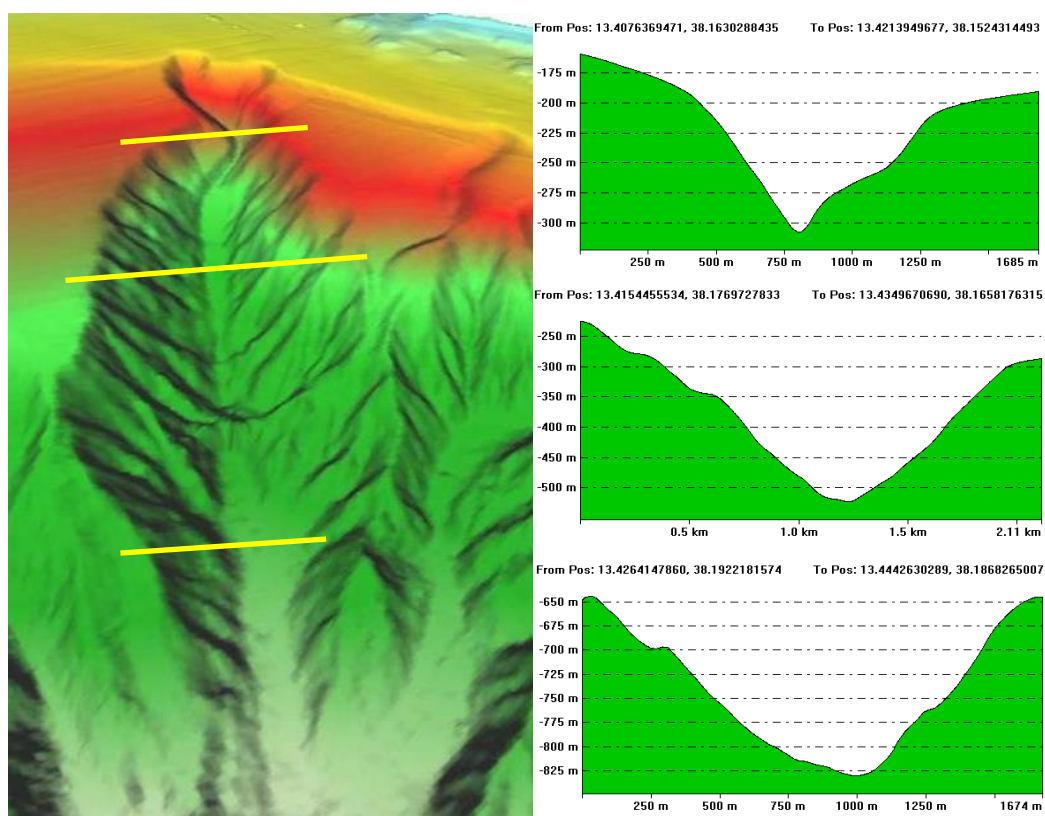
Il Golfo di Palermo è caratterizzato dalla presenza di numerosi canyon che presentano caratteristiche morfologiche diverse a causa dei diversi meccanismi di formazione (fig. 9.5.1.7). Alcuni di questi hanno un'evoluzione retrogressiva e le testate dei canyon si addentrano nella piattaforma determinando, in alcuni tratti, un andamento frastagliato del ciglio; altri si formano in corrispondenza di lineamenti tettonici; altri ancora si impostano lungo l'andamento dei principali corsi fluviali.



**Figura 9.5.1.7 - Visualizzazione 3D dei canyon del Golfo di Palermo.**

Il settore centro orientale è caratterizzato dalla presenza di due canyon sottomarini che solcano la scarpata secondo un andamento pressoché rettilineo, seguendo una direzione SSO-NNE. I due canyon, che s'impostano in prosecuzione delle Valli dei fiumi Oreto ed Eleuterio, si sviluppano a partire dal bordo della piattaforma, a circa 120 m di profondità, incidendo per circa 120 m i depositi di scarpata di età plio-pleistocenica. In particolare il canyon Oreto (fig. 9.5.1.8) si sviluppa dal ciglio della piattaforma alla profondità di 150 m, e la testata appare molto incisa e profonda, con una ampiezza dell'ordine di 800 metri. Nel canyon orientale (Eleuterio) la testata risulta costituita da tre nicchie di distacco coalescenti. Le pareti di entrambi i canyon, che mostrano un carattere spiccatamente erosivo, sono caratterizzate da valori di pendenza variabili tra 15° e 20°, e mostrano la presenza di canalizzazioni rettilinee (rills) che dai bordi si sviluppano in direzione dell'asse centrale. Entrambi i canyon mostrano sezioni trasversali a forma di V, per passare a sezioni a forma di U, alla profondità di 650 m. Nel tratto caratterizzato da sezioni a forma di U,

l'asse dei canyon mostra inizialmente una larghezza media di 350 m, allargandosi progressivamente, man mano che si approssima agli ambienti di bacino, alle profondità di 1300 m. La loro genesi è dovuta all'evoluzione "progressiva" che viene innescata dall'azione delle correnti torbiditiche; infatti essi si trovano infatti in corrispondenza dei due omonimi fiumi. Dall'interpretazione di un profilo sismico che attraversa il canyon Oreto si è riconosciuta una "valle incisa" formata durante una fase di stazionamento basso del livello del mare, e successivamente ricoperta da sedimenti depositi durante più fasi di risalita del livello del mare. Esso si estende per circa 9 km, il thalweg ha un'inclinazione media di 7° e un indice di sinuosità di 1,026 (Allegato VIII, XII).



**Figura 9.5.1.8 – In figura le sezioni trasversali lungo il Canyon Oreto.**

Il canyon Eleuterio sembra avere un'evoluzione sia progressiva che retrogressiva; quest'ultima evidenziata dalla presenza di diverse nicchie di distacco nella zona di testata e dall'erosione del ciglio della piattaforma. Esso si estende per circa 11,5 km, il thalweg ha un'inclinazione media di 6,5° e un indice di sinuosità di 1,008 (Allegato IX, XII).

Il settore di scarpata compreso tra questi due canyon principali è inciso da due canalizzazioni minori, in direzione N-S, alla testa delle quali, alle profondità di circa 400 m, si osservano due nicchie di distacco larghe mediamente 600 metri.

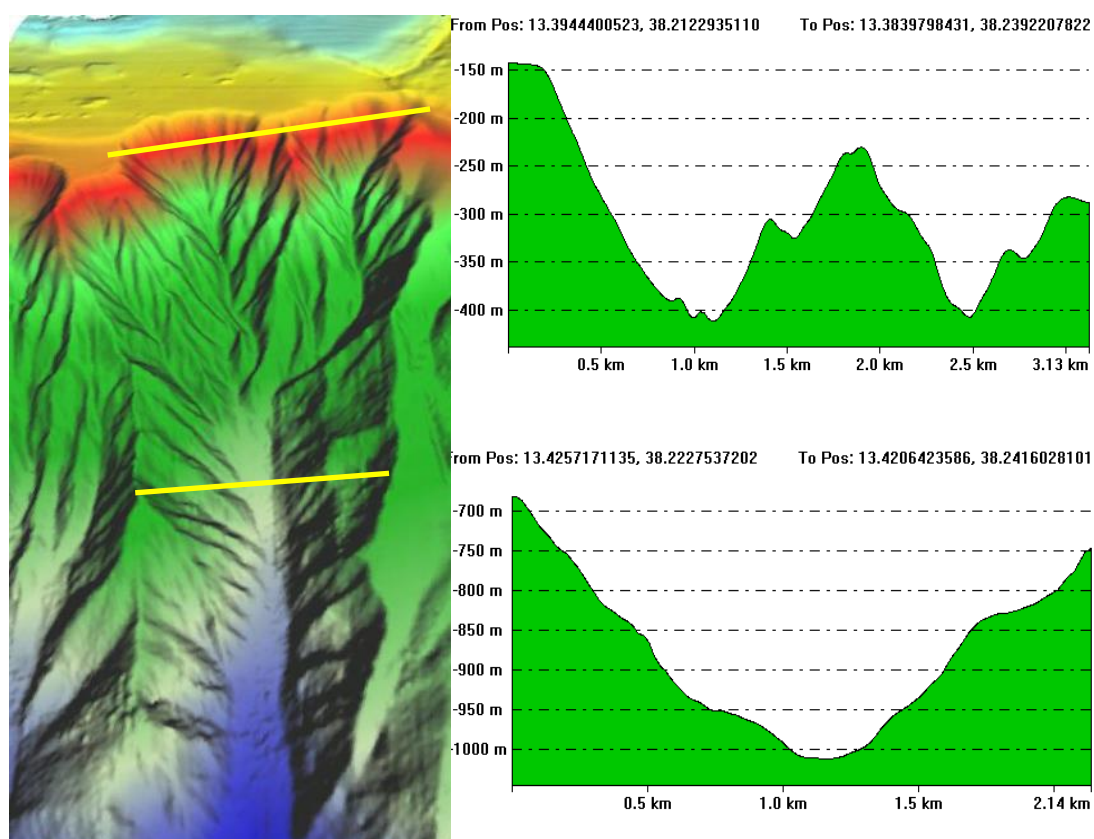
Lungo il settore occidentale del Golfo di Palermo, il margine di piattaforma e gli ambienti di scarpata superiore sono incisi da un fitto sistema di nicchie di distacco di frana, rilevate

a profondità variabili tra 130 e 250 metri. Spesso esse si presentano tra loro coalescenti e presentano larghezze variabili tra 600 e 1500 metri. In corrispondenza delle maggiori nicchie di distacco si sviluppano, in direzione OSO - ENE, i canyon Mondello, Addaura, Arenella, che incidono i depositi plio-pleistocenici di piattaforma fino a raccordarsi con il bacino, a profondità medie di 1000 metri. La loro formazione è dovuta a processi retrogressivi, con conseguente innesco di fenomeni franosi (Lo Iacono et al., 2010).

Il canyon Arenella (Allegato VII, XII) ha una lunghezza di circa 5,5 km, il thalweg ha un'inclinazione media di  $10^\circ$  e un indice di sinuosità di 1,063, ed è l'unico canyon dell'area che mostra un andamento sinuoso, con trend ESE fino alla profondità di 670 m e poi devia verso NE fino alla profondità di 1100 m.

La scarpata principale si trova a profondità comprese tra 180 e 120 m ed è caratterizzata da parecchie incisioni collegate in un sistema coalescente. Una di queste incisioni solca la piattaforma fino ad una profondità di 105 m e mostra un thalweg inciso e ripido fino alla profondità di 500 m; oltre tale profondità il thalweg è largo da 150 a 300 m e mostra un profilo sub-orizzontale inclinato circa  $7^\circ$ . Alla profondità di 690 m un gradino morfologico alto 2 m segna un cambiamento del gradiente che arriva fino a  $15^\circ$ . Le pareti del canyon hanno inclinazione di  $19^\circ$  e sono incise da parecchi gully con un trend lineare o leggermente sinuoso.

Il canyon Addaura (Allegato VI, XII) si estende per 8 km, il thalweg ha un'inclinazione media di  $8,5^\circ$  e un indice di sinuosità di 1,025. Esso può essere distinto in due porzioni, una prossimale e una distale (fig. 9.5.1.9). La prima costituita da due valli principali a forma di V con andamento sinuoso, che incidono i depositi di scarpata per più di 150 m. Le due valli convergono alla profondità di 800 m nel principale asse del canyon con trend E-O. La testata del canyon è costituita da incisioni che le conferiscono forma sub-circolare, alcune di queste incisioni raggiungono la profondità di circa 110 m incidendo il ciglio della piattaforma continentale. Le pareti del canyon nella parte prossimale hanno inclinazioni di  $27^\circ$  e sono incise da rill e gully. La porzione distale del canyon mostra un profilo a U e il thalweg (canale principale) è largo 200 m. Il canyon Addaura si estende fino alla profondità di 1350 m dove si raccorda con il bacino intrascarpata. In questo settore sia lungo il fianco settentrionale che il fianco meridionale si riscontrano sistemi di frane rotazionali retrogressive larghe più di 1 km e con altezza della scarpata di circa 100 m, che si possono osservare a profondità comprese tra 600 e 1000 m.

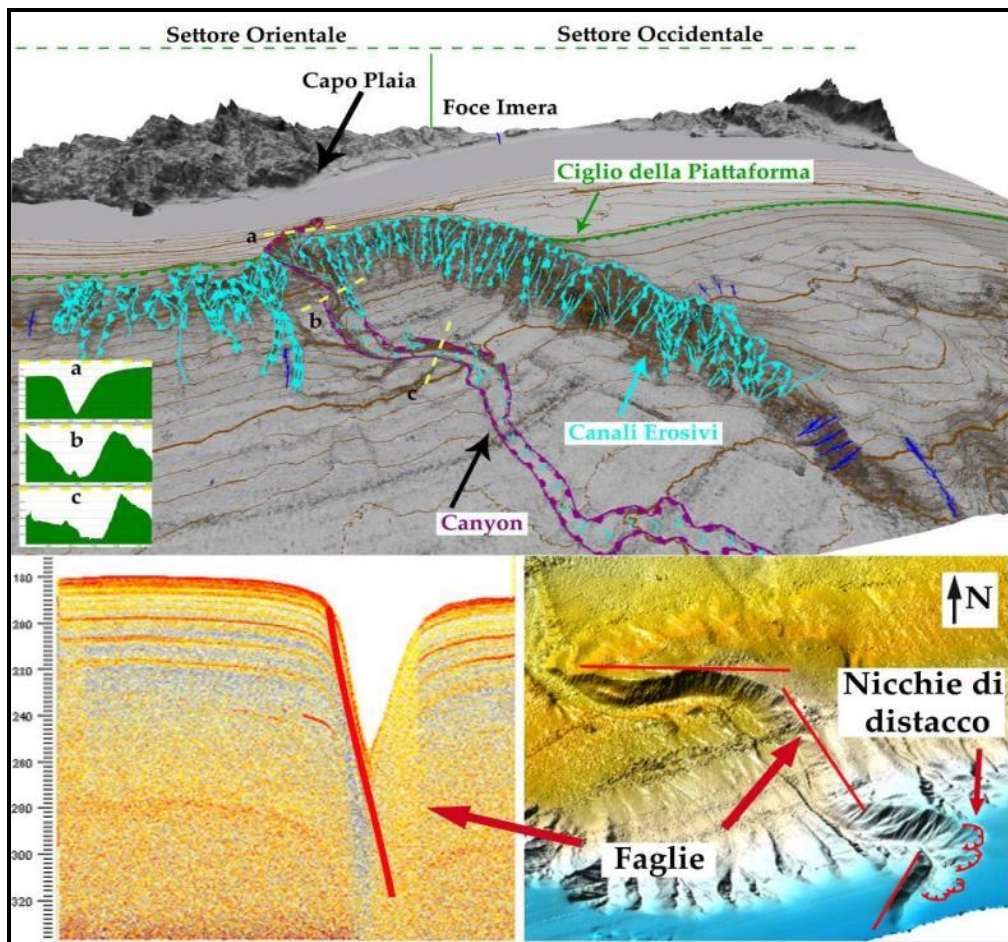


**Figura 9.5.1.9 - Le Sezioni trasversali al Canyon Addaura mostrano la forma delle valli.**

Il canyon Mondello (Allegato V, XII) si estende per 8 km in direzione E-O fino a profondità di 1400 m dove raggiunge l'ampiezza massima di 1680 m. Il thalweg ha un'inclinazione media di  $9^\circ$  e un indice di sinuosità di 1,023 (calcolato con il secondo metodo). La scarpata principale si estende per tre chilometri in direzione NNE-SSO.

Nella porzione prossimale del canyon vi sono due distinti canali principali aventi profilo trasversale a V e pendenza di  $13^\circ$ , sui quali confluiscono i rispettivi tributari. Questi incidono la scarpata dalla profondità di 300 m sino alla profondità di 1100 m, dove convergono nella porzione distale in un unico canale principale che mostra profilo trasversale a U con pendenza di  $4^\circ$ .

Il canyon Capo Plaia nel Golfo di Termini (fig. 9.5.1.10) ha un'evoluzione progressiva con un importante controllo tettonico evidenziato dai netti cambiamenti di direzione dell'asse del canyon. Il canyon nella porzione di testata incide la piattaforma continentale in direzione NE-SO sino alla profondità di 70 m; il fianco orientale è caratterizzato da 3 nicchie di distacco coalescenti che si estendono complessivamente 1 km. A 3 km dalla testata curva di circa  $90^\circ$  in direzione NO-SE assumendo andamento da sinuoso a meandriforme sino alla profondità di circa 1400 m. Esso si estende per circa 40 km, il thalweg ha un'inclinazione media di  $2.6^\circ$  e un indice di sinuosità di 1,243 (Allegato XI, XII).



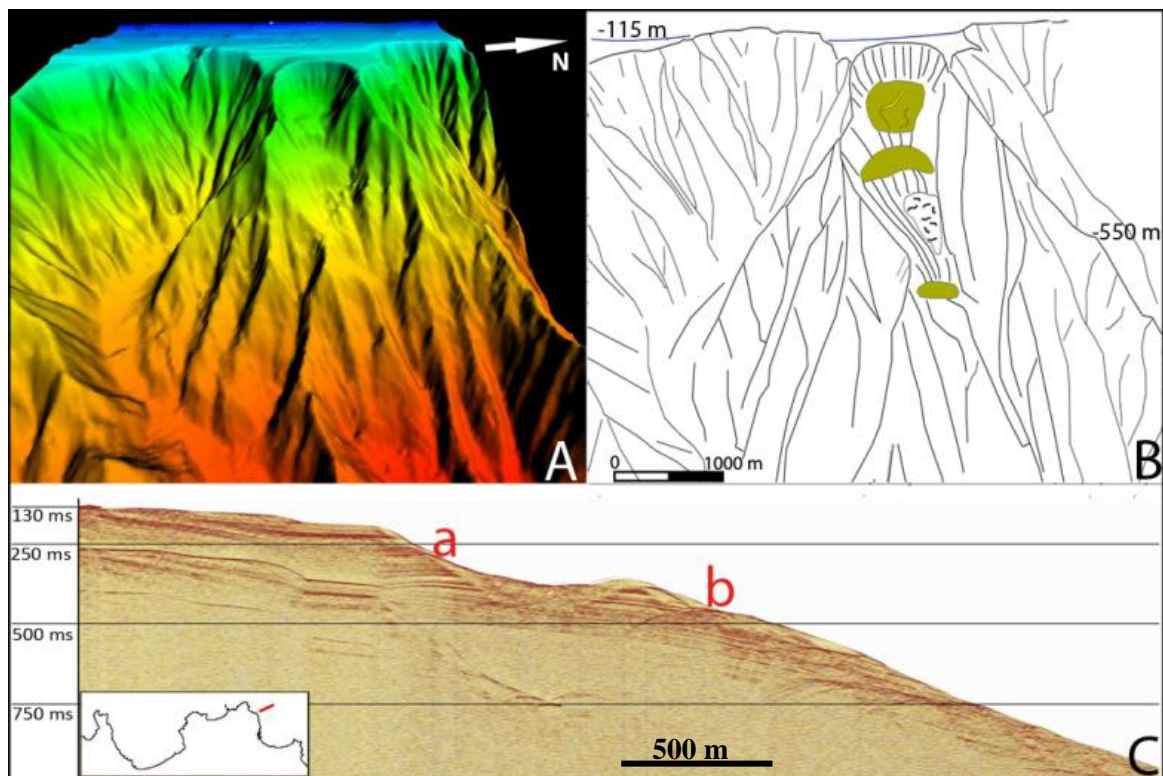
**Figura 9.5.1.10 – La figura in alto mostra i canali erosivi ed il Canyon Capo Plaia; in basso viene messo in evidenza il controllo tettonico del canyon.**

Nel tratto prossimo alla testata i fianchi hanno una inclinazione di circa  $16^\circ$  e sono poco interessati da processi erosivi diffusi. Nei tratti più distali l'inclinazione diminuisce e si attesta a valori di circa  $12^\circ$ , fatta eccezione nella zona compresa tra 750 m e 1000 m, in cui il canyon fa un'ansa in direzione NW-SE mostrando valori di inclinazione nel fianco destro di circa  $20^\circ$ . A circa 3 km dalla testata il canyon curva di circa  $90^\circ$  in direzione NO-SE assumendo andamento da sinuoso a meandriforme sino alla profondità di circa 1400 m. Il thalweg nel tratto iniziale è largo 100 metri circa sino all'isobata di -750 m ed ha un profilo trasversale a V. Esso si allarga nel tratto di scarpata compresa tra -750 e -1150 m, raggiungendo una larghezza massima di 550 m circa e profilo ad U; infine termina nel settore caratterizzato da minor pendenza con una larghezza di 350 m circa e profilo ad U. L'andamento sia della parte iniziale che del tratto intermedio e l'elevata inclinazione dei fianchi del canyon denota una genesi dovuta in parte ad un controllo strutturale, evidenziato dai profili sismici, e in parte a processi gravitativi.

### 9.5.2 Frane

Nell'area di studio si riconoscono diverse frane, qui verranno descritte quelle di maggiori dimensioni e che si formano in seguito a meccanismi differenti.

La frana al largo di Punta Priola (fig. 9.5.2.1) si trova nel settore occidentale del Golfo di Palermo ad una profondità di circa 150 m tra il canyon Arenella e il canyon Addaura. È una frana complessa, costituita da una superficie di scivolamento con movimento rotazionale che successivamente evolve lungo il pendio con una componente traslativa; essa è caratterizzata da una nicchia di distacco ad anfiteatro e superficie di rottura con concavità rivolta verso l'alto, la cui ampiezza è di circa 900 m e l'altezza della scarpata di 100 m, si estende per circa 3 km e non vi è presenza di accumulo. Il volume della frana è di 0,049 km<sup>3</sup> (Sulli et al., 2011).

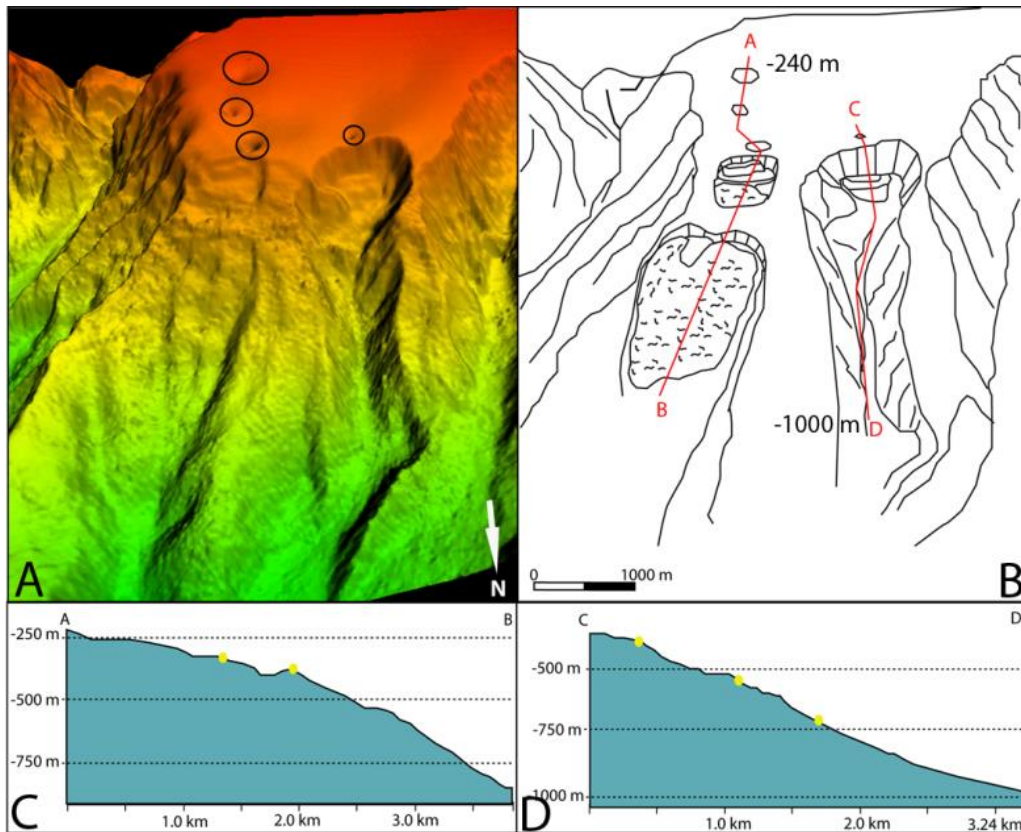


**Figura 9.5.2.1 - Vista 3D, schema interpretativo e profilo sismico che attraversa nel segmento a-b la frana (da Sulli et al., 2013)**

Nel settore orientale del Golfo di Palermo tra il canyon Oreto e il Canyon Eleuterio sono state riconosciute due frane (fig. 9.5.2.2); entrambe sono poste a circa 8,5 km dalla linea di costa, a profondità comprese tra 360 m e 410 m ed in prossimità di 2 pockmark. Queste depressioni morfologiche generate dalla risalita dei fluidi creano l'instabilità dei sedimenti nella zona di corona delle frane agevolando l'innesco dei movimenti franosi.

La frana occidentale è caratterizzata da una nicchia di distacco larga circa 900 m, una scarpata con altezza di circa 100 m solcata da numerosi incisioni, e una forma ad anfiteatro con superficie di rottura concava verso l'alto.

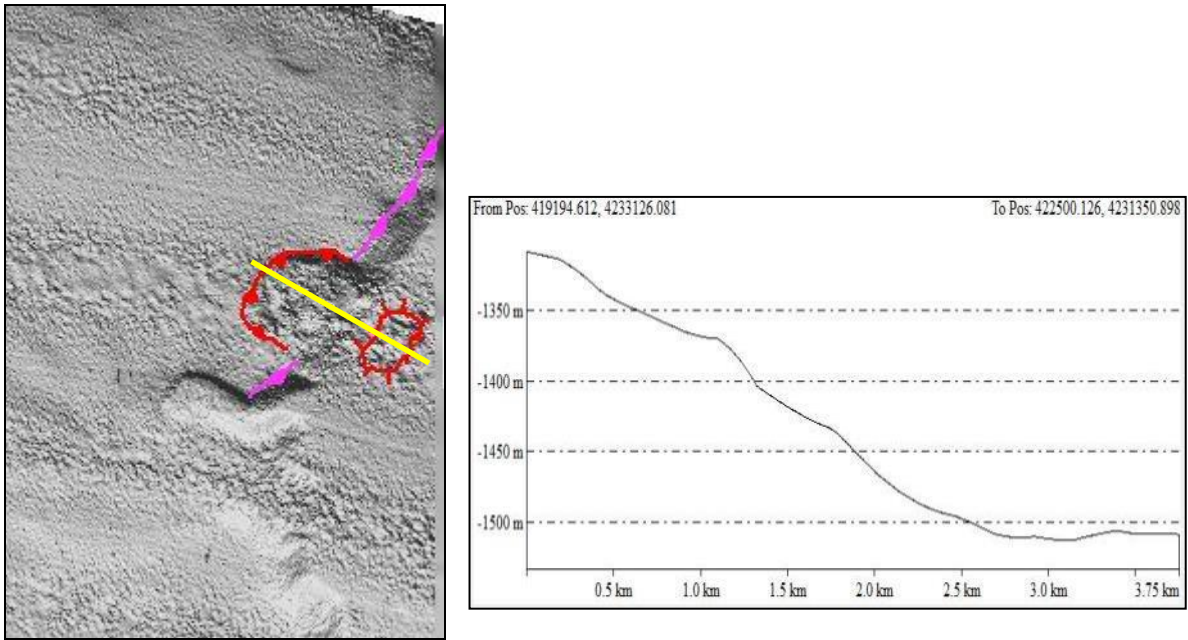
È una frana complessa, che si è evoluta passando da un movimento di scivolamento rotazionale a un movimento di scorrimento attraverso flussi torbidity. Il deposito di frana viene riconosciuto in parte alla base della scarpata, in parte lungo l'area interessata dallo scivolamento e in parte è stato trasportato nelle zone più distali.



**Figura 9.5.2.2 - Vista 3D e rappresentazione schematica delle frane site tra i canyon Oreto ed Eleuterio (da Sulli et al., 2013)**

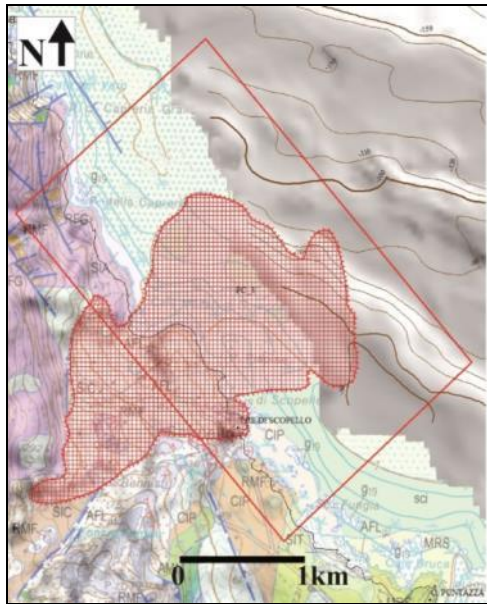
La frana orientale è caratterizzata da una nicchia di distacco larga circa 690 m, una scarpata principale che ha un'altezza di 95 m, e da una scarpata secondaria con altezza di circa 60 m. La superficie di rottura è concava verso l'alto e la tipologia di movimento è rotazionale. Non si osservano accumuli di frana al piede.

Nel settore nord orientale del Golfo di Termini, alla profondità di circa 1350 m e ad una distanza dalla costa di 24,5 km è ubicata una frana (fig. 9.5.2.3), con nicchia di distacco ad anfiteatro, ampia circa 2 km e altezza della scarpata di 200 m. La frana si imposta su una scarpata di faglia che si estende in direzione NNE-SSO erodendone il ciglio. La superficie di distacco è concava verso l'alto e il movimento è di tipo rotazionale. Alla base vi è un accumulo che ha una superficie di  $0,6 \text{ km}^2$ , (uno spessore di circa 6 m)



**Figura 9.5.2.3 - Frana ed accumulo lungo una scarpata di faglia e sezione batimetrica.**

Nel settore occidentale del Golfo di Castellammare è stato riconosciuto un corpo di frana (fig. 9.5.2.4) che si estende per circa 1,3 km oltre la linea di costa, fino alla profondità di 90 m, e copre una superficie di 1,8 km<sup>2</sup>; esso rappresenta la prosecuzione dell'ampia frana riconosciuta a terra, nota in letteratura come frana di Scopello.

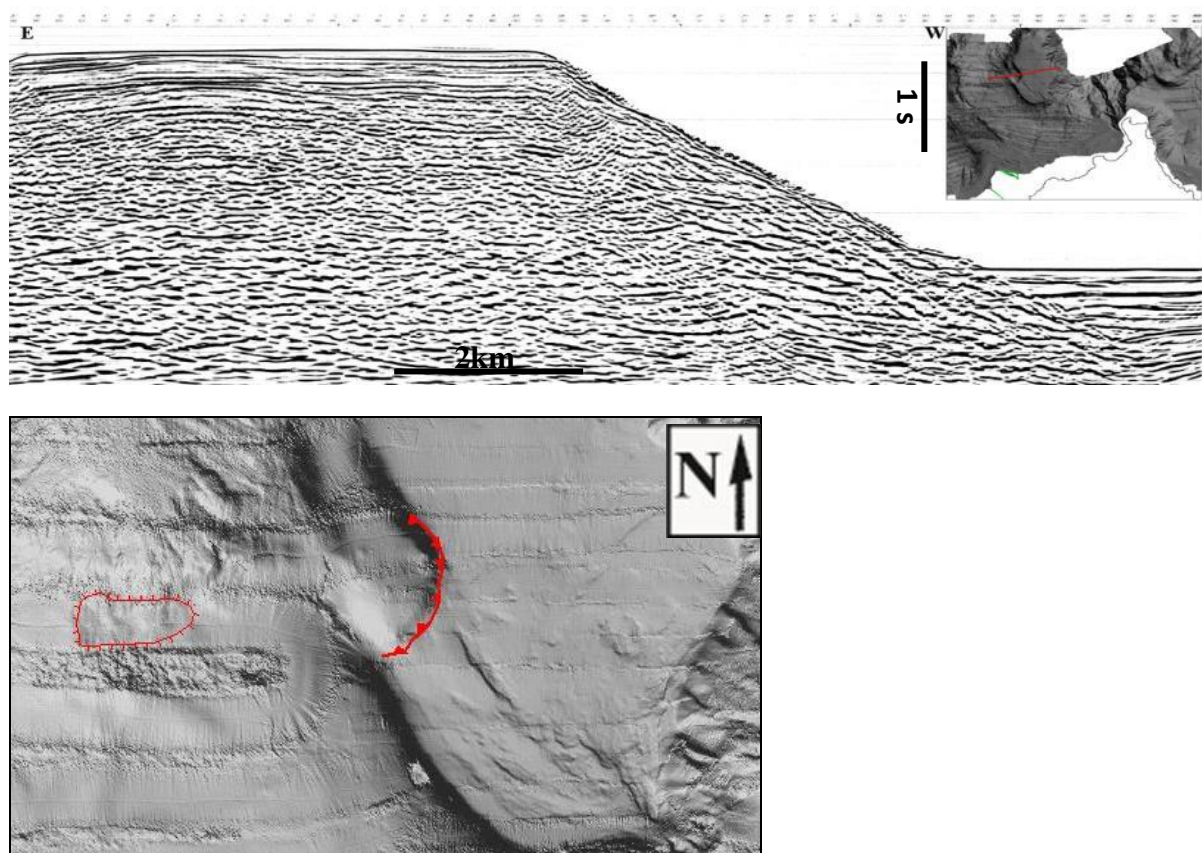


**Figura 9.5.2.4 – In figura viene mostrata la Frana di Scopello**

Quest'ultima è classificata come deformazione gravitativa profonda di versante (secondo Varnes, 1978) che si manifesta in superficie come una frana complessa di espansione laterale-colata di terra. Il processo viene mantenuto attivo dall'erosione marina che ne scalsa la parte terminale. I blocchi, di dimensioni anche decametriche, poggiano su un terrazzo di abrasione.

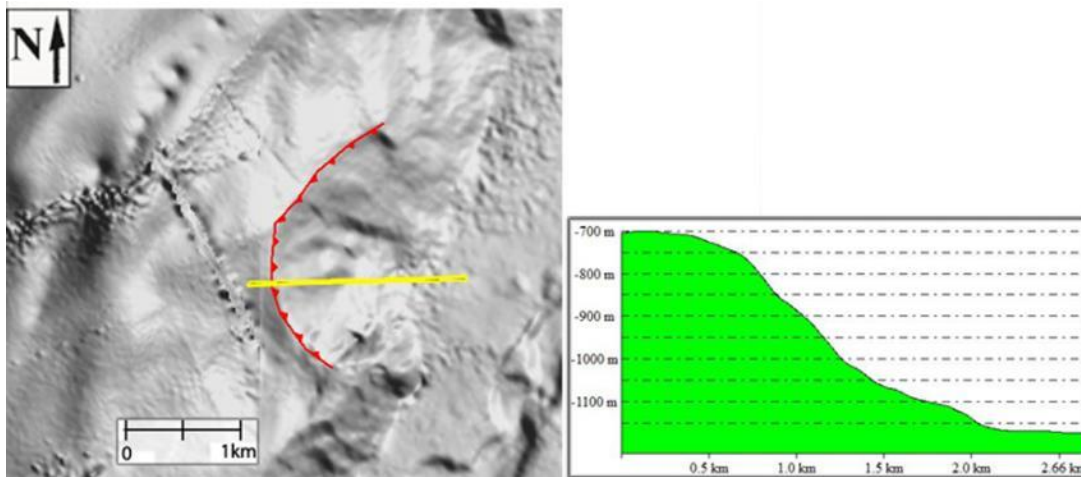


Nel settore occidentale di Banco Scuso, nel bacino di Erice, vi è una frana di grandi dimensioni che crea una rottura di pendenza di circa 200 m. Essa ha una nicchia a forma di anfiteatro larga 3000 m che si attesta ad una profondità di 210 m con una zona di scorrimento lunga 600 m e il cui deposito si ritrova alla profondità di 650 m. La superficie della nicchia è di 5.948.000 m<sup>2</sup>, il volume di 148.700.000 m<sup>3</sup>, mentre la superficie dell'accumulo è di 2.159.000 m<sup>2</sup> (considerato il solo corpo individuato con i dati di sismica a riflessione, fig. 9.5.2.5) e il suo volume di 107.950.000 m<sup>3</sup>. I valori di volume di nicchia e accumulo sono stati calcolati moltiplicando la superficie per la metà dello spessore (ascrivendo le forme a quelle di un cuneo). Considerando invece la formula di ten Brink et al. (2006) il volume della nicchia è di 14.875.000 m<sup>3</sup>.



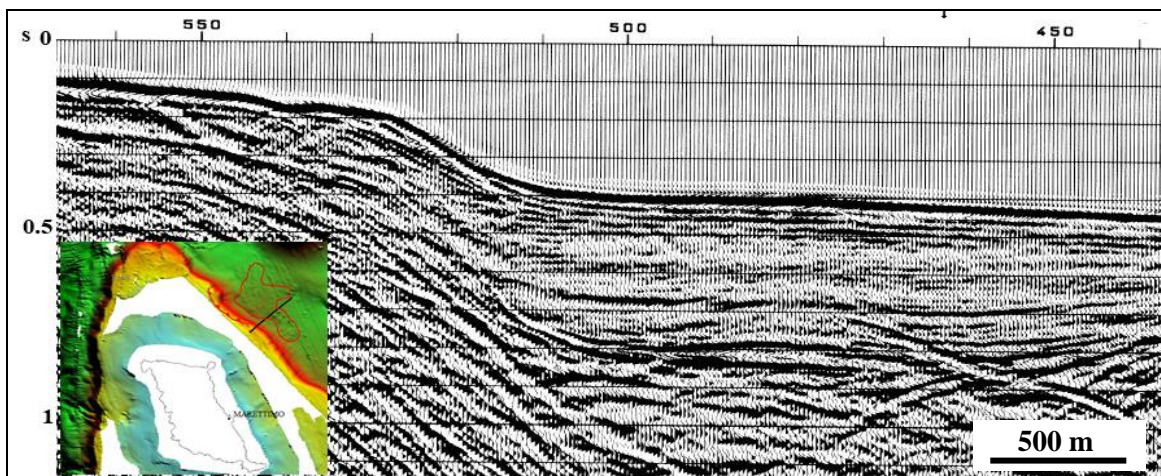
**Figura 9.5.2.5 - - In alto: Profilo sismico multicanale che mostra l'accumulo di frana nel settore ad ovest di Banco Scuso. In basso: interpretazione del modello morfobatimetrico.**

La frana sita nel versante orientale dell'Alto di S. Vito (fig. 9.5.2.6), alla profondità di circa 740 m, è caratterizzata da una nicchia con forma ad anfiteatro, ampia più di 2 km e superficie di rottura concava verso l'alto. Presenta una scarpata principale alta circa 100 m e due secondarie le cui basi si trovano rispettivamente a -950 m e 1050 m, solcate da numerosi incisioni. Inoltre in prossimità della nicchia si trovano dei pockmark allineati in direzione NNE-SSO. Il volume della frana è di circa 0,060 km<sup>3</sup>.



**Figura 9.5.2.6 - Frana sul versante orientale dell'Alto di S. Vito e sezione batimetrica.**

La frana sita nel settore nord-orientale della scarpata di Marettimo, interessa anche il ciglio della piattaforma continentale. Essa ha un'ampiezza di 2,4 km, altezza della scarpata di circa 160 m e alla base si riconosce un accumulo che ha una superficie di 4, 4 km<sup>2</sup> costituito da blocchi di estensione ettometrica e altezza di una decina di metri (fig. 9.5.2.7). Dalla morfologia della scarpata e dai blocchi che costituiscono il deposito di frana, è possibile classificarla come una frana di crollo.

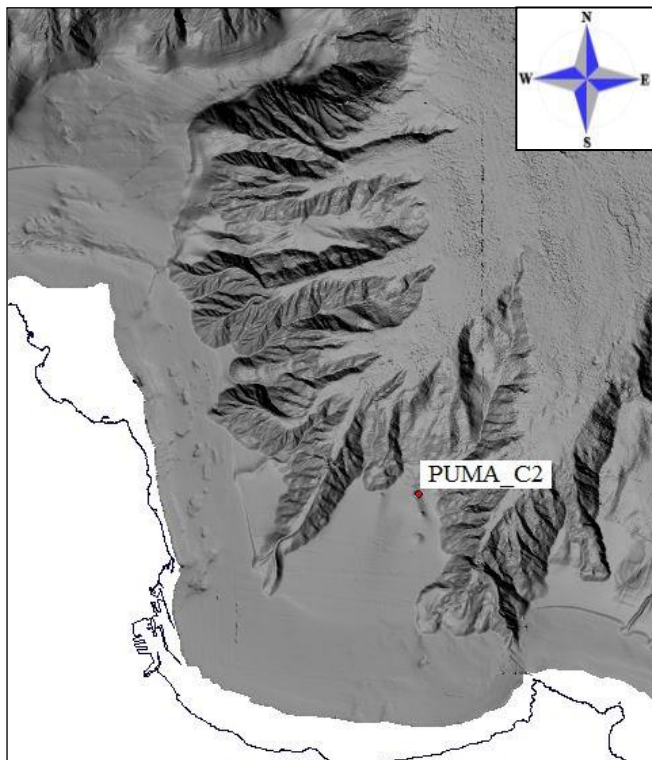


**Figura 9.5.2.7 - Profilo sismico multicanale che mostra la zona di raccordo tra la piattaforma nord-orientale di marettimo e la scarpata, nella quale si riconosce un accumulo di blocchi di frana.**



## 9.6 Caratteri litologici, sedimentologici e geochimici della carota PUMA-C2

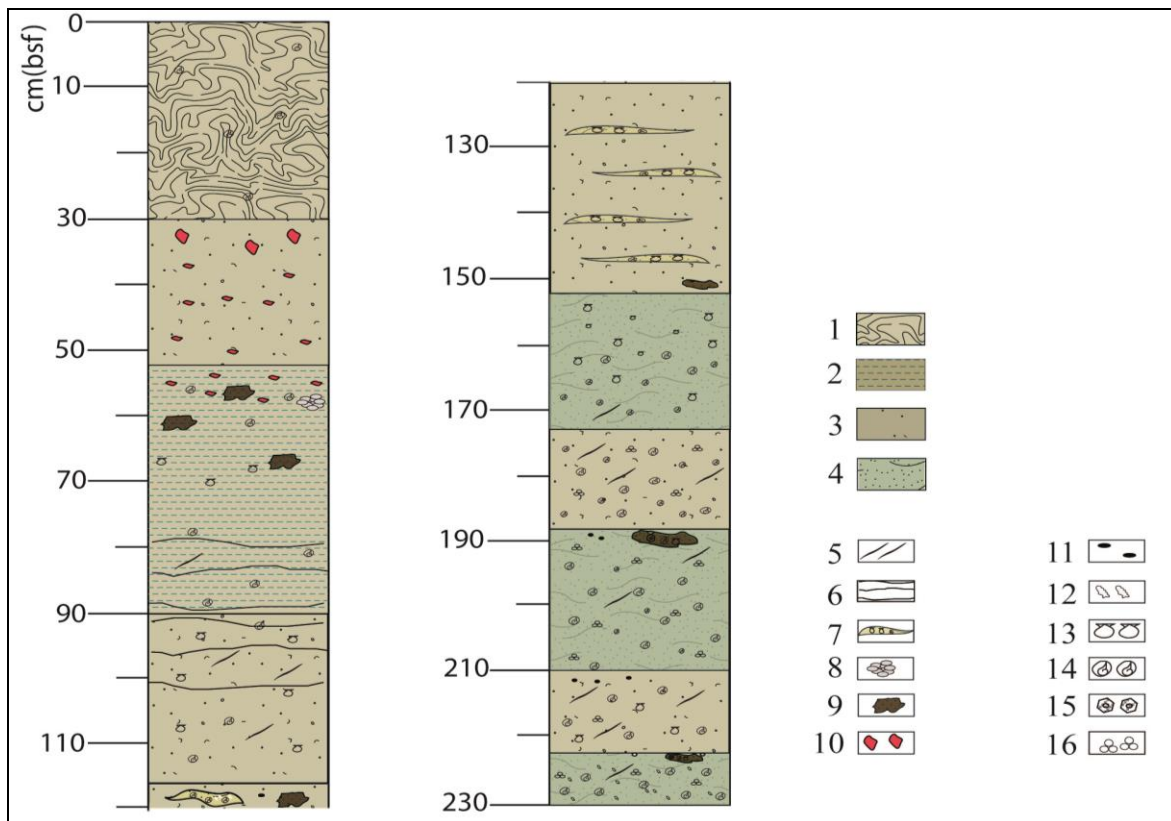
La carota PUMA-C2 è stata prelevata sulla scarpata superiore a -414 m, in corrispondenza di uno dei pockmark riconosciuti nel Golfo di Palermo (fig. 9.6.1) ( $38^{\circ} 10' 20''$  N;  $13^{\circ} 27' 53''$  E).



**Figura 9.6.1 - Ubicazione della carota PUMA-C2.**

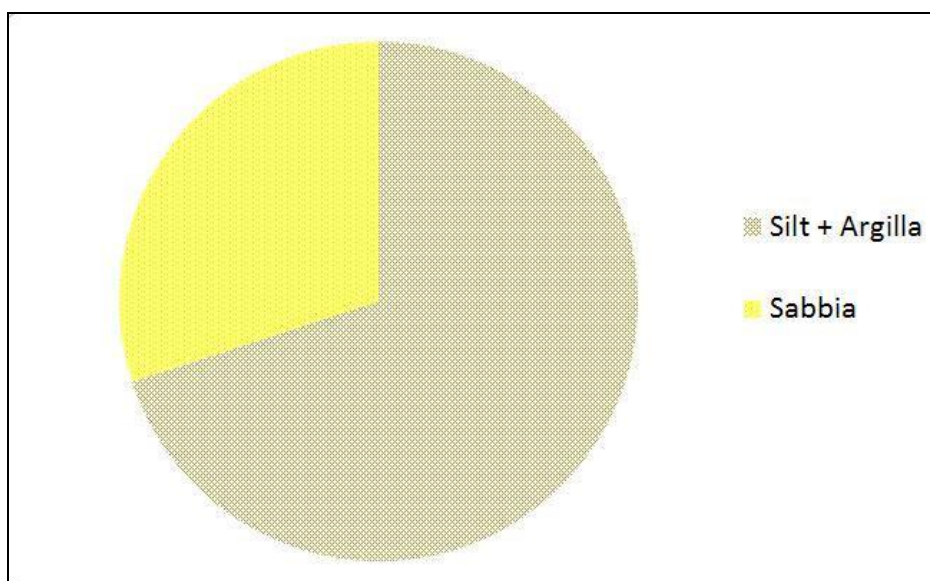
Essa è caratterizzata da 5 differenti litofacies (fig. 9.6.2) (Pennino et al., sottomesso a Marine and Petroleum Geology):

- 1) da 0 a 30 cm sotto i sedimenti sono costituiti da argille brune caotiche con frammenti di gusci di bivalvi;
- 2) da 30 a 52 cm, è costituita da argille siltose con sabbia, caratterizzate dalla presenza di extraclasti di colore rosso (ossidati) sparsi e frammenti di bioclasti;
- 3) da 52 a 90 cm, i sedimenti sono principalmente costituiti da argille siltose, con bioclasti, foraminiferi e extraclasti spigolosi;
- 4) da 90 a 152 cm, è costituita da argilla siltosa con sabbia, al cui interno sono stati riconosciuti cluster di gusci di bivalvi, foraminiferi bentonici ed extraclasti;
- 5) da 152 a 230 cm, è caratterizzata da silt argillosi con sabbia che si alternano con argille siltose con sabbia. Sono presenti bioclasti millimetrici, gusci di bivalvi, frammenti di echinodermi e foraminiferi. In questo livello sono comuni granuli scuri spigolosi ed arrotondati e cluster sparsi di sabbia scura medio-fine.



**Figura 9.6.2 - Log litologico della carota. Legenda: 1) argilla caotica; 2) argilla siltosa; 3) argilla siltosa con sabbia; 4) silt argilloso con sabbia; 5) strutture a fiamma nere; 6) lamine millimetriche di sabbia; 7) patch allungati di silt argilloso con sabbia; 8) fecal pellets; 9) patch di sabbia fine nera; 10) piccoli cluster di ossidis; 11) extraclasti neri; 12) extraclasti bianchi; 13) gusci di bivalvi; 14) frammenti di bioclasti; 15) frammenti di echinodermi; 16) foraminiferi bentonici.**

Dall'analisi sedimentologica effettuata su tutti gli intervalli di campionamento (ogni 2 cm), risulta che la carota è costituita per il 70-80% da sedimenti con taglia granulometrica dei silt e delle argille, e per il 20-30% da sedimenti aventi diametro maggiore di 63 micron (sabbie) (fig. 9.6.3).



**Figura 9.6.3 - Il diagramma a torta mostra le due classi granulometriche prevalenti.**

I valori di conducibilità elettrica (fig. 9.6.4), ottenuti dalle analisi effettuate sui campioni di acqua, estratti dalla carota di sedimento PUMA\_C2, attraverso filtri Rhizon, oscillano tra 48,5 e 52,5 mS/cm (Pennino et al, sottomesso a Marine and Petroleum Geology). Questi valori risultano essere più bassi rispetto a quello di riferimento per le acque del Mediterraneo, che equivale a 58 mS/cm (Italiano et al.,1991).

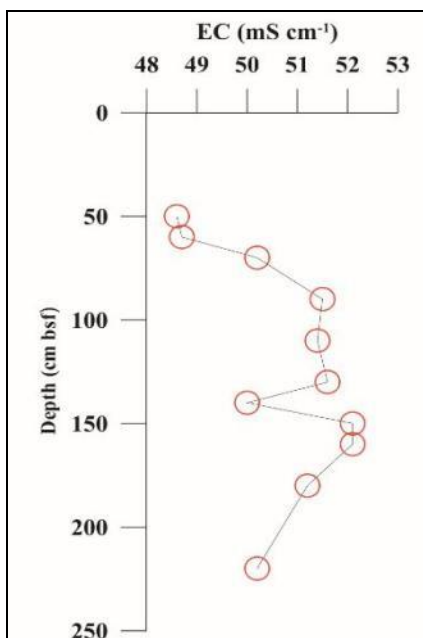


Figura 9.6.4 - Profilo di conducibilità elettrica.

La cromatografia ionica HPLC-cationi per la determinazione di Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup> e la cromatografia ionica HPLC-anioni per la determinazione di Cl<sup>-</sup>, Br<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> mostrano, come si può osservare dai grafici (fig. 9.6.5), soltanto piccole variazioni. Tuttavia alcune di esse sembrano indicare l'esistenza di una sorgente esterna di fluidi e il verificarsi di processi di interazione fluido-sedimento.

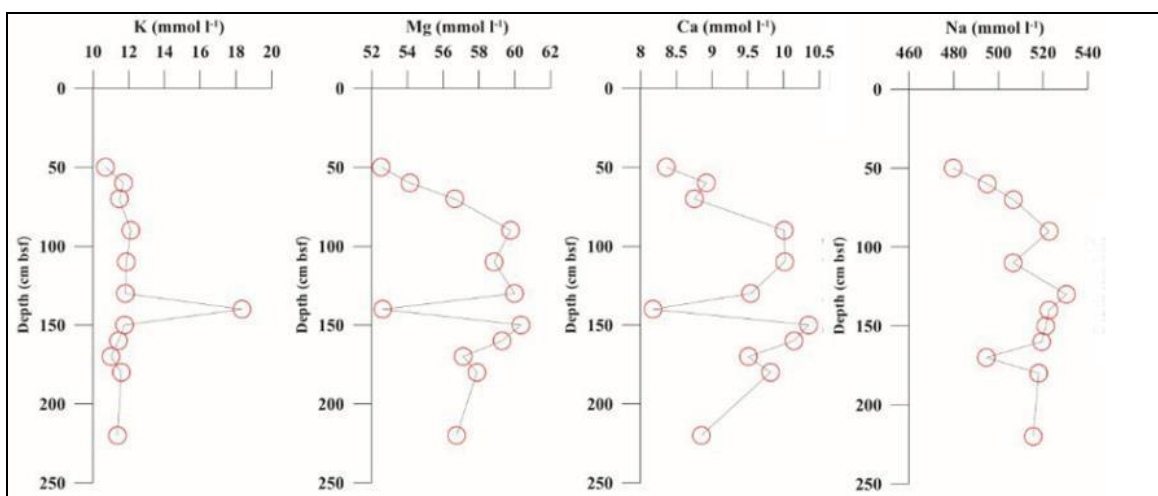


Figura 9.6.5 - Grafici relativi ai cationi K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, ricavati dalla cromatografia.

I valori dei rapporti isotopici dell'idrogeno e dell'ossigeno (fig. 9.6.6), delle acque campionate, rientrano in range rispettivamente di +10,8 – +12,4‰ e +1,4 – +1,7‰ (Pennino et al., sottomesso a Marine and Petroleum Geology), risultando leggermente arricchite in isotopi pesanti, in riferimento allo standard internazionale V-SMOW (Gat et al., 1996).

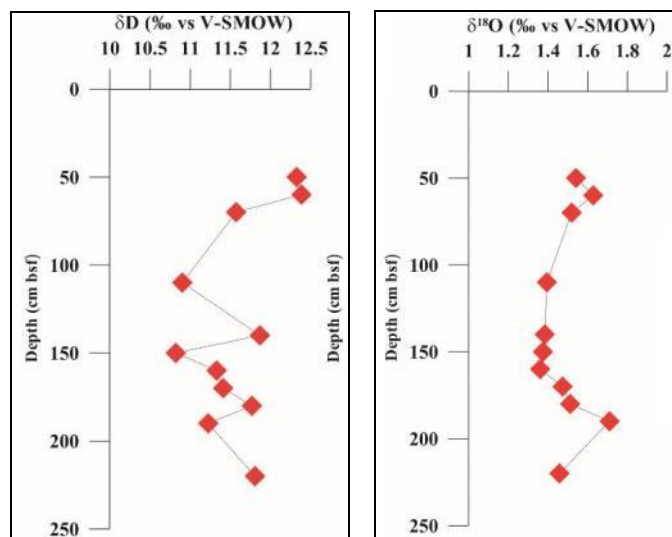


Figura 9.6.6 - Profili  $\delta D$  e  $\delta^{18}O$

Tuttavia due anomalie nel segnale chimico e piccole variazioni in quello isotopico sono state trovate a circa 50-60 cm e a 140 cm. Nel primo intervallo sia il profilo del Cloro che quello del Sodio mostrano un'anomalia negativa; a 140 cm i rapporti Na/Cl e K/Cl hanno un incremento, mentre i rapporti Ca/Cl e Mg/Cl diminuiscono.

Inoltre si può osservare che i profili dell'alcalinità e dei solfati hanno forma opposta, ed in particolare valori di alcalinità maggiori e valori minori di solfati sono stati registrati sia al top che al bottom della carota, mentre valori più bassi di alcalinità e valori più bassi dei solfati si trovano tra 100 e 180 cm.

I risultati delle analisi diffrattometriche sul campione totale, sono stati elaborati per una stima semi-quantitativa secondo il metodo proposto da Laviano (1987).

La stima semi-quantitativa della composizione mineralogica è riportata in tabella IV ed è espressa in percentuale:

Campione	Minerali Argillosi	Gesso	Dolomite	Feldsp.	Calcite	Quarzo	Ematite
86-92 cm	39	0	4	1	32	24	tracce
136-140 cm	52	0	2	1	20	25	tracce
140-146 cm	50	0	2	1	24	23	tracce

Tabella IV - Risultati delle analisi diffrattometriche a raggi X (XRD) sul campione totale.

In tutti i campioni i minerali argillosi costituiscono la fase predominante, che risulta nettamente più elevata (in media il 50%) nei campioni 140-146 e 136-140 rispetto al campione 86-92 (39%).

Questa fase mineralogica è prevalente sia sul quarzo che sulla calcite. Subordinati sono i feldspati e la dolomite. Quest'ultima insieme alla calcite ha una percentuale maggiore nel campione 86-92, rispetto ai campioni 136-140 e 140-146. Infine sono presenti in tutti i campioni tracce di ematite.





## 10. DISCUSSIONE

### La risalita dei fluidi nel margine continentale siciliano

Le strutture domiformi sono presenti nel settore di piattaforma continentale e vengono suddivise in affioranti e sepolte in base alla presenza o meno di una coltre sedimentaria che li sigilla. L'interpretazione dei profili sismici ad alta risoluzione permette di risolvere con elevato dettaglio la copertura sedimentaria recente.

I mound sepolti mostrano facies sismica da caotica a trasparente, tagliano i riflettori adiacenti e quasi sempre sono delimitati nella parte superiore da un riflettore ad alta ampiezza. Queste strutture sono sigillate da depositi recenti e si trovano sulla piattaforma continentale, ad una distanza dalla linea di costa che va da 2 a 7,5 km, e ad una profondità compresa tra 50 e 100 m. I mound sepolti hanno larghezza compresa tra 500 e 4000 m e si elevano dalla superficie di erosione (che delimita l'ultima sequenza deposizionale) da 20 a 40 m. In particolare sono stati riconosciuti mound che attraversano la superficie di erosione ed i riflettori soprastanti sino alla superficie di massima ingressione marina (maximum flooding surface, sensu Vail et al., 1977) e mound che invece deformano la superficie di erosione ed i riflettori circostanti senza però attraversarli (fig. 10.1). Al top in entrambi i casi sono ricoperti dai sedimenti recenti, presumibilmente depositi durante la fase di stazionamento alto del livello del mare.

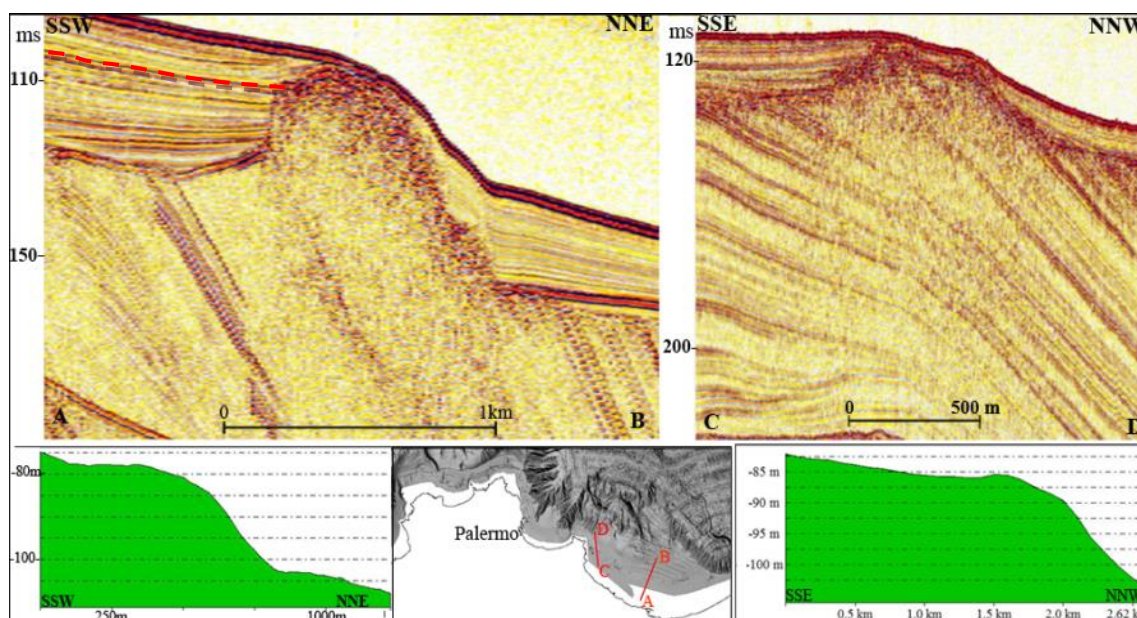


Figura 10.1 - La figura mostra le diverse tipologie di mound sepolti.

La curva delle variazioni del livello del mare (fig. 10.2), negli ultimi 20000 anni, (Fairbanks et al., 1989; Trincardi et al., 1996), identifica l'età della maximum flooding a circa 5500 anni. Considerando che, su questa superficie si ha la deposizione dei corpi relativi alla fase di stazionamento alto, si può affermare che la base di questi depositi ha

un'età di 5500 anni. In considerazione di ciò la formazione dei mound sepolti nel Golfo di Termini si può datare nell'intervallo compreso tra 20.5 (Caruso et al., 2011) e 5.5 ka.

Il primo tipo è più alto e ampio, si sviluppa prevalentemente in direzione ENE-OSO e ESE-ONO e si trova in corrispondenza di faglie. Queste evidenze suggeriscono che queste strutture si formano in corrispondenza di faglie, le quali permettono ai fluidi di risalire più facilmente. Spesso i piani di faglia non sono ben evidenti, ma la loro presenza è sicuramente testimoniata dalla dislocazione della superficie di erosione. Queste strutture sono state riconosciute esclusivamente nel Golfo di Termini, dove l'alto tasso di sedimentazione agevola il loro rapido seppellimento.

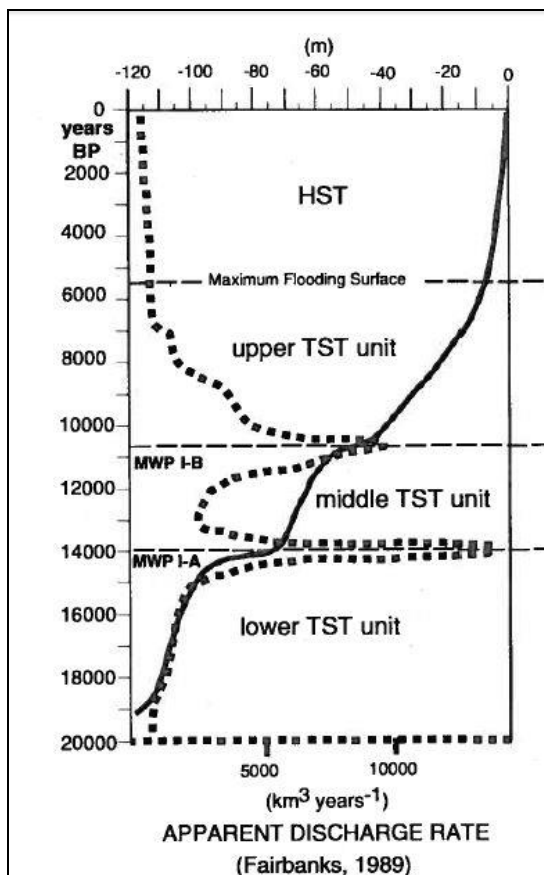
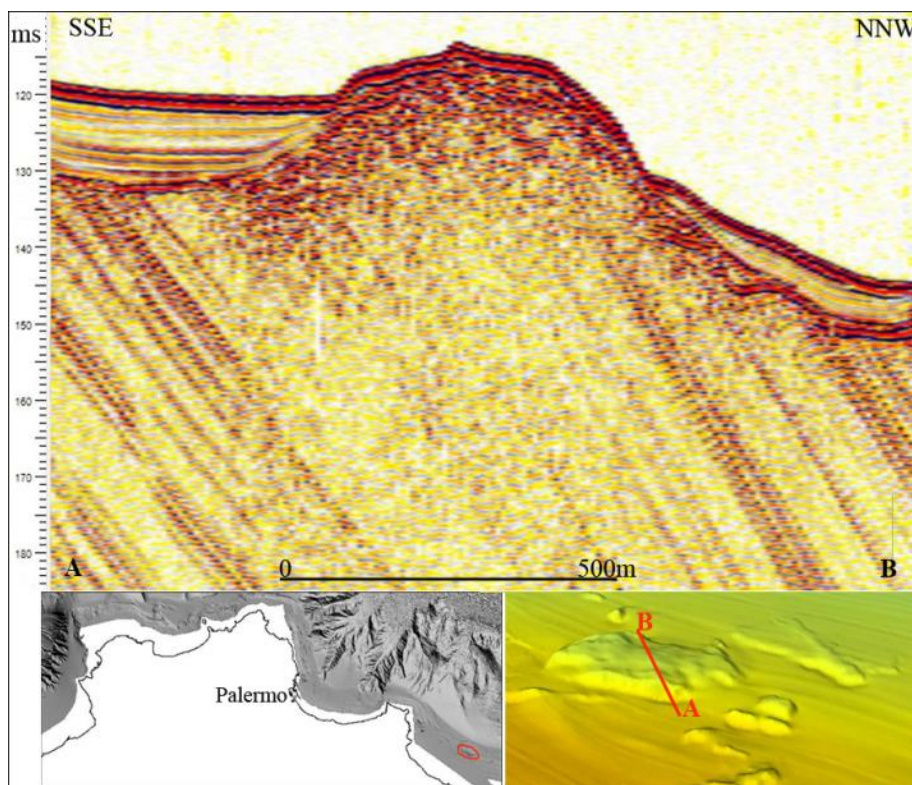


Figura 10.2 - Curva delle variazioni del livello del mare durante gli ultimi 20000 anni

Il secondo tipo, più basso e stretto, non presenta dislocazione nè della superficie di erosione nè degli orizzonti che poggiano su essa, ma soltanto evidenze di deformazioni e di zone di sbiancamento.

I mound affioranti sono stati riconosciuti esclusivamente sulla piattaforma continentale a profondità comprese tra 40 e 110 m ad una distanza dalla linea di costa da 1,5 a 6,5 km, prevalentemente nei settori che hanno un andamento circa NW-SE. I mound affioranti si elevano da 5 a 30 m dal fondo mare e si sviluppano prevalentemente in una direzione raggiungendo ampiezze di 1,5 km. Essi mostrano facies interna da caotica a trasparente e

forma esterna a domo, localmente con una depressione centrale e deformano i riflettori adiacenti (fig.10.3).



**Figura 10.3 - Caratteristiche sismostratigrafiche e morfologiche dei mound affioranti.**

I pockmark nell'area di studio si riconoscono esclusivamente sulla scarpata continentale, in un range di profondità compreso tra 250 e 900 m. Essi non si distribuiscono uniformemente su tutta la scarpata, ma soltanto in quei settori dove vi è un'inclinazione piuttosto bassa, generalmente compresa tra 1 e 4°. Infatti sono stati identificati nell'offshore dei Monti di Palermo, in corrispondenza dell'Alto di S.Vito, su Monte Solunto, nel settore orientale del Golfo di Palermo e nel settore occidentale del Golfo di Termini. Sono stati individuati principalmente nelle aree interessate da frane sottomarine, lungo allineamenti tettonici ed in corrispondenza di incisioni. Inoltre sovrapponendo la superficie del tetto del Messiniano, creata mappando il riflettore M (marker sismico) nei profili sismici multicanale, con il layer dei pockmark, si osserva che questi ultimi si formano sempre in corrispondenza di alti del substrato.

In particolare sono stati riconosciuti 108 pockmark principalmente sulla base della morfologia in pianta, poi confermata nelle sezioni sismiche. Questo significa che sono state escluse tutte le forme che non sono legate ad un processo attivo e che quindi non modificano l'articolazione del fondo mare.

Essi sono stati distinti in funzione della loro distribuzione in: cluster di pockmark, allineati e singoli o isolati.

I cluster di pockmark rappresentano circa il 20% delle strutture riconosciute e si trovano in corrispondenza di nicchie di frana e di scarpate di faglia. I pockmark, infatti, sono ritenuti un meccanismo di innesco dei fenomeni franosi, perché i fluidi fanno diminuire la resistenza al taglio dei materiali.

I pockmark allineati sono la tipologia più rappresentativa dell'area, circa il 76%. Essi si trovano sempre associati a lineamenti tettonici ed incisioni canalizzate.

I pockmark isolati rappresentano soltanto il 3,7% di tutte le strutture riconosciute. Essi si trovano in zone adiacenti o all'interno di incisioni e in prossimità di nicchie di frana. Per esempio nel Golfo di Palermo, si può osservare un pockmark isolato (pockmark 69), che dista solo 100 m dalla nicchia di distacco della frana, posta ad est del canyon Oreto. Immediatamente ad est si trova un allineamento di pockmark (70, 72, 73) che si sviluppano lungo un piano di faglia, ma che si trovano, soprattutto il più settentrionale di questi, ad una distanza di circa 50 m dalla nicchia di frana, posta ad ovest del canyon Eleuterio. La bassissima percentuale di pockmark isolati e il ritrovamento nelle aree adiacenti di medesime strutture non isolate, ma allineate, fa ipotizzare che nel margine nord siciliano, dove eccezionalmente i pockmark vengono riconosciuti esclusivamente sulla scarpata, i fluidi migrano preferenzialmente lungo le faglie e che probabilmente anche i pockmark attualmente isolati, dovevano costituire allineamenti, nei quali i pockmark non più riconoscibili potrebbero essere stati coinvolti nei fenomeni franosi. Questo suggerisce che i pockmark possono generare frane sottomarine a valle di essi.

La presenza di strutture legate ai processi di risalita di fluidi in corrispondenza di lineamenti tettonici e aree soggette ad instabilità gravitativa, suggerisce quindi una stretta relazione tra questi processi. Le strutture tettoniche, infatti rappresentano vie preferenziali di risalita dei fluidi, quest'ultima testimoniata dalla geometria dei riflettori e dalla facies sismica in corrispondenza dei pockmark. I fluidi veicolati dapprima dalle faglie, quando incontrano livelli più permeabili possono migrare sia orizzontalmente che verticalmente per gradienti di pressione e/o concentrazione. Questo determina un aumento delle pressioni neutre, che in aree di scarpata, già più soggette a fenomeni di instabilità gravitativa, produce fenomeni franosi.

All'evoluzione di pockmark è stata ricondotta in alcuni casi anche la formazione di profonde incisioni. L'individuazione di "neo-incisioni", che presentano al loro interno tracce della geometria di pockmark, allungati lungo la direzione di massima pendenza, nelle vicinanze di incisioni più sviluppate disposte parallelamente, nonché di allineamenti di pockmark anch'essi paralleli, suggerisce un modello evolutivo che prevede: 1) iniziale

formazione di pockmark allineati, 2) sviluppo e coalescenza delle strutture, che si manifesta con un' incisione dove ancora si riconoscono tracce dei pockmark, 3) erosione completa degli orli e formazione di un'incisione più profonda, dove non si riconosce più nessuna evidenza delle strutture da risalita di fluidi.

Un'altra caratteristica che contraddistingue i pockmark di quest'area è la natura non erosiva di queste strutture. Infatti, tutti i pockmark, osservati in sezione, mostrano riflettori continui con la concavità rivolta verso l'alto, dal fondo mare sino alle porzioni più profonde, generalmente interessano l'intera successione plio-quadernaria, passando dall'alto verso il basso da riflettori con forma ad U, a riflettori con forma a V. Essi testimoniano strutture da collasso e/o da "risucchio". Questo tipo di formazione, prevede l'esistenza di sedimenti nei quali sia possibile il processo di liquefazione. Durante questo processo infatti, i contatti tra i grani vengono persi temporaneamente, ed i sedimenti non consolidati collassano. Wessel et al., (2010) a tal proposito spiegano, che quando la concentrazione del metano supera il livello di saturazione, si possono creare delle bolle di gas che si accumulano nei livelli più permeabili superficiali, in corrispondenza per esempio di alti morfologici, sino a quando la pressione litostatica sarà maggiore rispetto a quella del gas. Quando cambiano le condizioni di equilibrio, o per via della diminuzione della pressione litostatica o per l'aumento della pressione del gas, il reservoir si svuota ed i sedimenti più superficiali collassano.

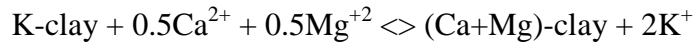
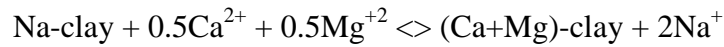
Sulla base delle analisi chimiche ed isotopiche effettuate sui campioni di acque interstiziali, estratte dalla carota di sedimento, prelevata in corrispondenza del pockmark 70 sono stati realizzati alcuni profili verticali di concentrazione di differenti elementi (e/o isotopi) e dei rapporti tra essi (Tavole XIII-XV).

In generale, si osserva una certa omogeneità composizionale lungo l'intera carota anche se alcuni parametri mostrano variazioni, che seppur limitate nella loro ampiezza, sembrano indicare la presenza di una sorgente esterna di fluidi e/o il verificarsi di processi di interazione acque-sedimenti.

In particolare due anomalie principali sono state riscontrate, rispettivamente alle profondità tra 140 e 150 cm e tra 50 e 60 cm al di sotto del fondo del mare.

In corrispondenza dell'intervallo 140-150 cm è stato determinato un contenuto maggiore di  $K^+$ , mentre i contenuti di calcio e magnesio sono inferiori rispetto ai livelli sovrastanti e sottostanti (Pennino et al., sottomesso a Marine and Petroleum Geology). L'analisi diffrattometrica ai raggi X effettuata sul sedimento, ha indicato in questo livello un'elevata abbondanza relativa dei minerali argillosi rispetto ai minerali carbonatici. Il simultaneo

arricchimento di elementi alcalini ( $K^+$ ) ed impoverimento di elementi alcalino-terrosi ( $Ca^{+2}$  e  $Mg^{+2}$ ) possono essere associati ad uno scambio ionico tra i minerali argillosi e le acque, che può essere spiegato dalle seguenti reazioni:



Inoltre, i profili di concentrazione dei solfati e dei bicarbonati mostrano un trend opposto: elevata alcalinità e basso contenuto di solfati sono stati registrati sia al top che al bottom della carota, mentre valori più bassi di alcalinità e più bassi dei solfati si trovano tra 100 e 180 cm.

Molti autori (D'Hondt et al., 2002, Kastner et al., 2008; Niewohner et al., 1998; Snyder et al., 2007), interpretano questo comportamento degli ioni  $HCO_3^-$  e  $SO_4^{2-}$ , come il risultato dell'ossidazione della sostanza organica e/o come ossidazione anaerobica del metano, poiché entrambe le reazioni tendono a consumare il solfato e produrre  $HCO_3^-$ .

Ai 50-60 cm la concentrazione di cloruri e di  $Na^+$  è circa il 10% inferiore rispetto alle concentrazioni dell'acqua del Mar Mediterraneo, ed i valori di  $\delta D$  sono i più positivi dell'intera carota. Le variazioni osservate in questo intervallo sono compatibili con la presenza di un fluido a salinità inferiore rispetto all'acqua di mare ed arricchito in isotopi pesanti.

Numerosi meccanismi potrebbero spiegare il "mescolamento" e quindi l'origine di questi fluidi, quelli più frequenti riguardano:

- 1) afflusso delle acque sotterranee
- 2) disidratazione di minerali
- 3) destabilizzazione di gas idrati.

Dato che l'area di studio non è lontana dalla costa (8,5 km), è possibile che ci sia un apporto di acque meteoriche continentali; tuttavia, le acque meteoriche locali sono arricchite in isotopi leggeri (Liotta et al., 2013), e quindi tale processo non sembra essere coerente con i valori positivi di  $\delta D$  e  $\delta^{18}O$  ottenuti.

L'aumento della pressione litostatica durante il seppellimento e la diagenesi dei sedimenti, favorisce alcune trasformazioni dei reticoli cristallini di alcuni minerali, quali opale e/o minerali argillosi, che progressivamente vengono disidratati. Questi processi necessitano di profondità e temperature piuttosto elevate (Fitts and Brown, 1999, Tamaki et al., 1990), che non si riscontrano nell'area in esame, e pertanto non sembrano essere plausibili. Inoltre l'acqua d'interstrato rilasciata durante la trasformazione smectite-illite è generalmente

arricchita in  $\delta^{18}\text{O}$  ed impoverita in  $\delta\text{D}$  (Dahlmann and De Lange, 2003 con bibliografia) e quindi tale meccanismo non è compatibile con il segnale isotopico dei campioni analizzati. Un altro meccanismo possibile potrebbe essere la disidratazione dei gas idrati (Ginsbur et al., 1992; Matsumoto and Borowski, 2000; Mazurenko et al. 2003), che produce acque con valori di  $\delta\text{D}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  generalmente più positivi dell'acqua di mare (Kvenvolden et al., 1990; Martin et al., 1996; Suess et al., 1999). Questo processo risulta compatibile con i valori ottenuti dalle analisi isotopiche (fig. 10.4), sebbene non è stata provata la presenza di gas idrati nei sedimenti.

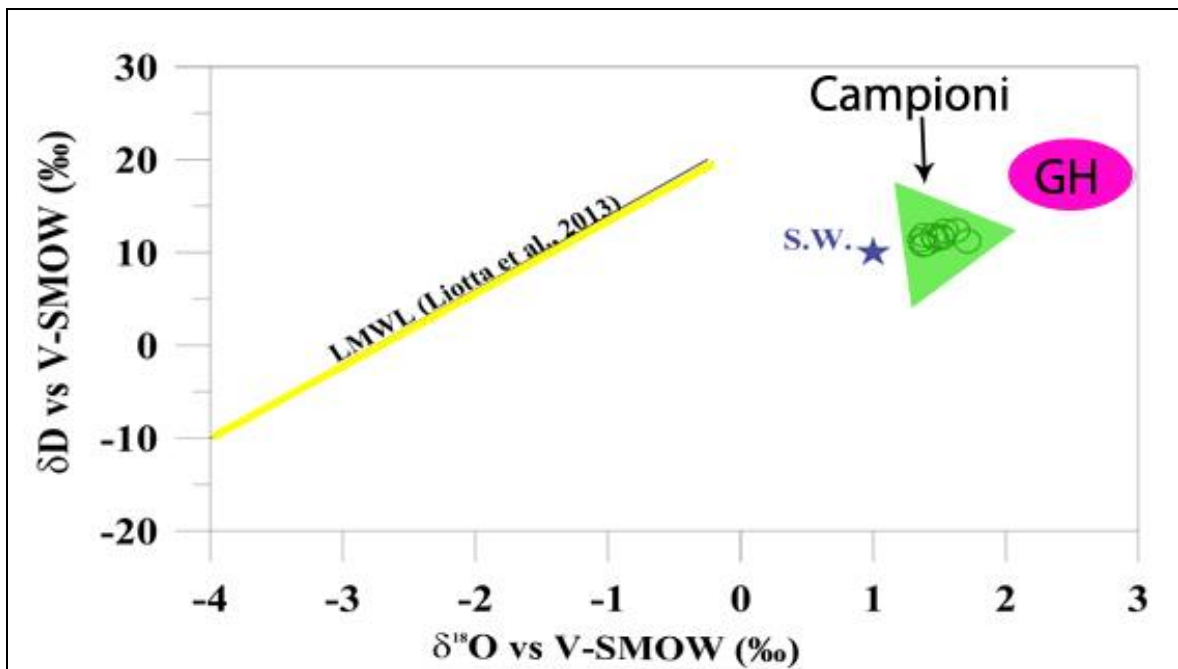


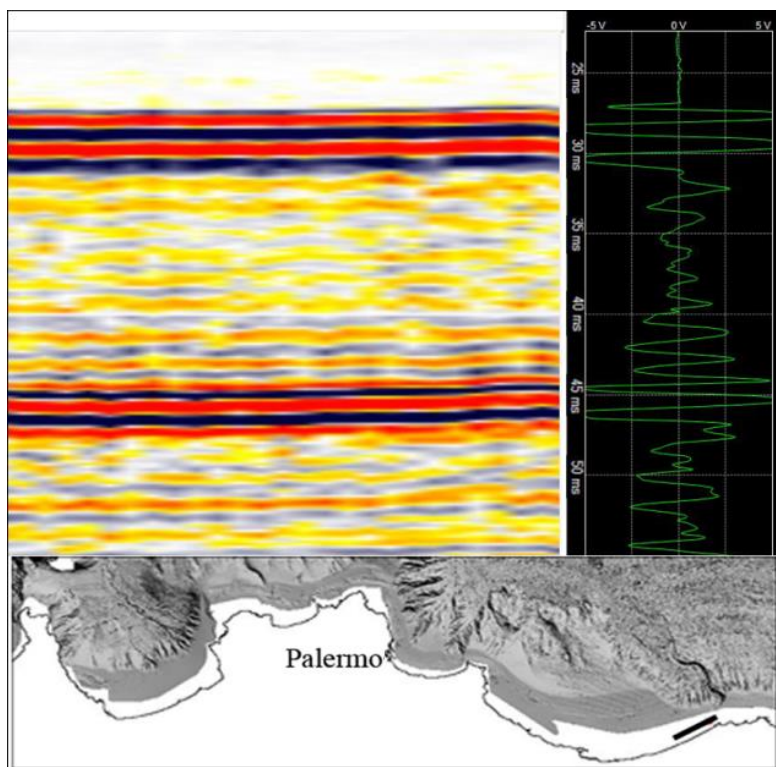
Figura 10.4 - Nel diagramma  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  sono stati riportati il punto relativo all'acqua del Mare Mediterraneo (stella blu S.W.), il campo delle acque rilasciate dalla destabilizzazione dei gas idrati (In rosa, GH) e la retta delle acque meteoriche locali calcolata da Liotta et al., 2013 (In giallo LMWL). È possibile osservare come la composizione isotopica delle acque interstiziali (triangolo verde) è compatibile con un processo di mescolamento tra acqua di mare e fluidi rilasciati dai gas idrati.

Alcuni profili sismici analizzati, mostrano un riflettore ad alta ampiezza parallelo al fondo mare ma con polarità inversa, che identifica un'inversione di fase e cioè una diminuzione della velocità delle onde sismiche al di sotto dello stesso (fig.10.5).

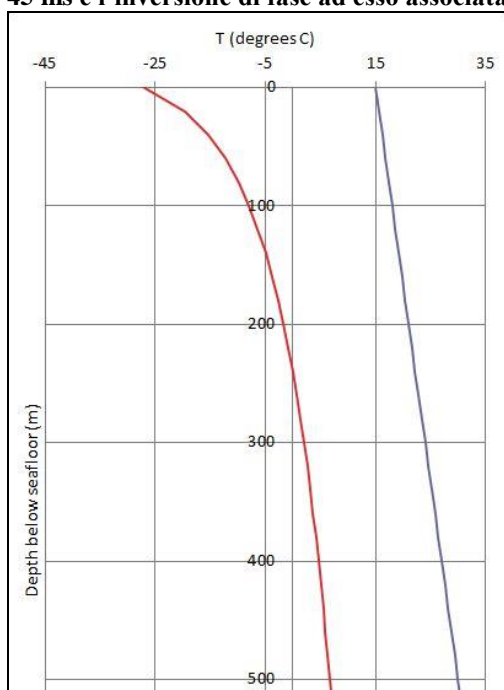
Un riflettore con queste caratteristiche in letteratura è definito come bottom simulating reflector (BSR) e rappresenta la base dei gas idrati, al di sotto del quale il metano può essere presente come gas disciolto o libero (Shipley et al., 1979; Hyndman et al., 1992).

I gas idrati tuttavia per la loro formazione e stabilità necessitano di condizioni di temperatura e pressione (Buffet et al., 2000), che non sono compatibili con quelle presenti nell'area di indagine (fig. 10.6).





**Figura 10.5 – In figura è mostrato il bottom simulating reflector a 45 ms e l’inversione di fase ad esso associata.**



**Figura 10.6 –In figura la curva in rosso rappresenta la curva di stabilità degli idrati ed in blu la curva di Temperatura, in relazione alla profondità e alla temperatura dell’area di studio**

Altre interpretazioni sulla formazione del BSR sono legate alla trasformazione dell’opale amorfo in opale CT nei sedimenti silicei (Berndt et al., 2004) e della montmorillonite in illite nei sedimenti argillosi (Berndt et al., 2004). Tuttavia escludendo la predominanza della componente silicea in questa porzione della successione sedimentaria e considerato che le condizioni di temperatura e pressione necessarie affinché avvengano ambedue le

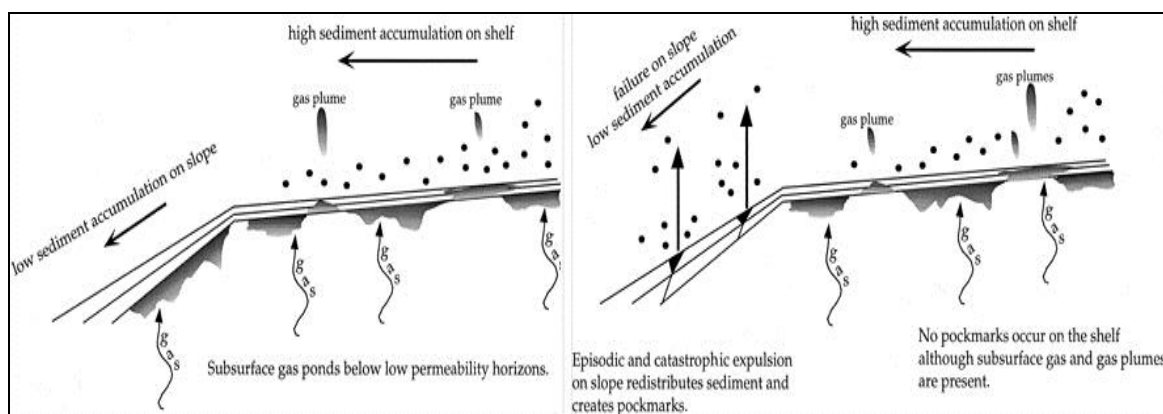
trasformazioni non sussistono, si esclude che entrambi i processi possano essere alla base della formazione di questa interfaccia. Inoltre le trasformazioni che riguardano i minerali silicei (opale CT e illite) generano un bottom simulating reflector senza inversione di polarità, in considerazione del fatto che esso viene prodotto dall'aumento della densità e dalla diminuzione della porosità, che comportano entrambi un incremento della velocità delle onde sismiche nel mezzo attraversato.

Poiché l'inversione di fase indica una diminuzione dell'impedenza acustica nel mezzo al di sotto del BSR, esso non identifica la base dei gas idrati ma bensì la presenza nel livello sottostante di gas liberi che ne riducono l'impedenza acustica.

Ioltre recenti studi dimostrano la possibile formazione di gas idrati a profondità comparabili con quelle ritrovate nell'area oggetto di studio. L'alternanza di sabbie e sedimenti marini più fini (silt e argille), può produrre metano biogenico dalla decomposizione della sostanza organica, che viene trasportato per diffusione nei sedimenti sabbiosi, dove si possono formare gli idrati (Malinverno et al., 2010). In questa prospettiva non sarebbe quindi da escludere che il BSR riconosciuto nel bacino di Cefalù possa rappresentare effettivamente la base degli idrati.

La selettiva distribuzione delle due strutture, nei due domini fisiografici, è legata anche al differente tasso di sedimentazione dei due settori; per cui in piattaforma, dove il tasso di sedimentazione è maggiore, le depressioni possono essere colmate dai sedimenti, mentre in scarpata, dove il tasso è minore ciò non avviene. Inoltre la minore coltre sedimentaria determina anche la possibilità che la pressione dei gas superi quella dei sedimenti, facilitandone l'espulsione.

Un altro motivo è legato al fatto che in piattaforma ci possono essere continui flussi diffusi che non danno un'espressione morfologica sul fondo mare (creano i plume), mentre le espulsioni periodiche, probabilmente associate all'attività sismica e tettonica, che creano instabilità gravitativa, possono manifestarsi sulla scarpata e formare i pockmark (fig.10.7) (Yun et al.,1999).

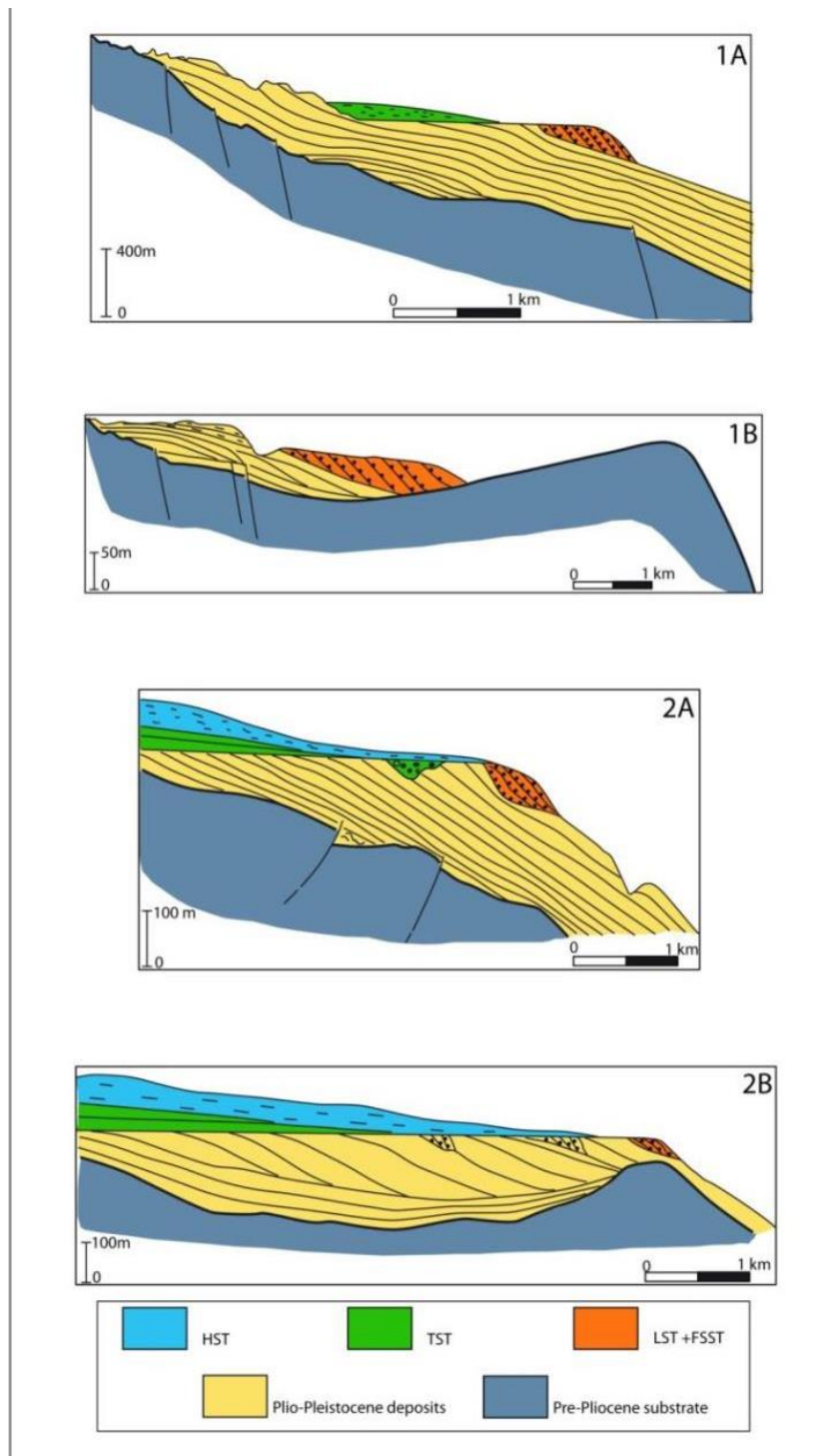


**Figura 10.7 - Rappresentazione schematica della relazione tra i gas e la risultante morfologia sulla piattaforma e scarpata (da Yun et al.,1999).**

### La piattaforma continentale

Lo studio multidisciplinare e la raccolta dei dati di vario tipo, in varie porzioni del margine continentale nord siciliano, ha permesso di distinguere diverse tipologie di piattaforma continentale, in base alle geometrie interne e alle differenti relazioni stratigrafiche della sequenza tardo Quaternaria con le unità sottostanti.

In particolare sono state distinte 4 tipologie (fig. 10.8):



**Figura 10.8 - Lo schema mostra l'assetto stratigrafico delle unità deposizionali del Quaternario riconosciuto attraverso l'analisi sismostratigrafica nei differenti settori della piattaforma continentale nord-occidentale siciliana: 1°) Baia di Carini; 1B) La Barra; 2A) Golfo di Palermo e Castellammare; 2B) Golfo di Termini. (da Sulli et al., 2012)**

il tipo 1, prevalentemente erosivo-deposizionale, in cui predominano piattaforme rocciose sia con un moderato cuneo sedimentario (1A), che con una soglia di tipo strutturale (1B), è stato ritrovato negli alti strutturali dell'offshore dei Monti di Palermo e in prossimità dei principali promontori come ad esempio Capo San Vito e Capo Zafferano; il tipo 2 caratterizzato da piattaforme deposizionali, con una regolare inclinazione del substrato verso mare (2A) nei Golfi di Castellammare e Palermo e con un substrato in sollevamento (2B) in corrispondenza del ciglio della piattaforma nel Golfo di Termini (Sulli et al., 2012).

## La tettonica recente nel margine e la sismicità del Tirreno sud-occidentale

Nell'intervallo plio-pleistocenico l'evoluzione geologica del margine continentale nord siciliano viene riferita da alcuni autori alla presenza di una zona di taglio destro compresa tra la linea *Ustica-Eolie* (Renda *et alii*, 2000, Giunta *et al.*, 2009) e la linea *Kumeta-Alcantara* (Ghisetti & Vezzani, 1982; 1984), entrambe ad andamento E-O, all'interno della quale si sviluppano sintetiche ed antitetiche rispettivamente ad andamento NO-SE, E-O e NE-SO, N-S. Questo modello nasce principalmente dall'analisi strutturale e dall'interpretazione di foto aeree in ambiente emerso e da dati morfobatimetrici a bassa risoluzione in ambiente offshore, integrati con dati sismologici (rilocalizzazione dei terremoti attraverso tecniche di inversione e soluzione dei meccanismi focali) (Giunta *et al.*, 2009).

Altri autori invece attribuiscono l'evoluzione del margine alla tettonica distensiva associata al rifting sud tirrenico, che avrebbe condotto all'assottigliamento crostale e alla subsidenza dei bacini che bordano il margine (Kastens *et al.*, 1988; Pepe *et al.*, 2000).

In questa ricerca l'evoluzione neotettonica dell'area sommersa è stata ricostruita per mezzo di nuovi dati morfobatimenti ad alta risoluzione e di sismica a riflessione e di dati sismologici esistenti.

Le principali strutture sono state riconosciute sulla base di due evidenze:

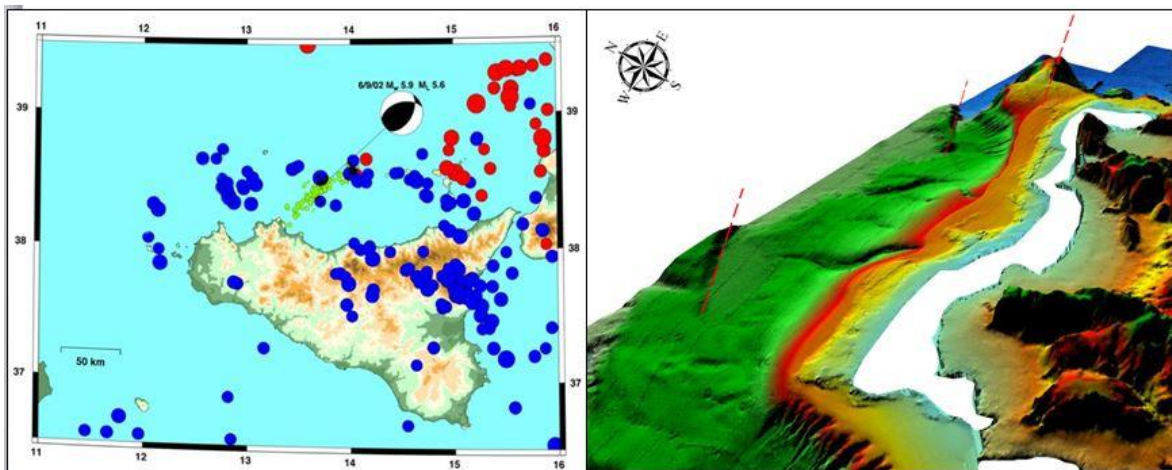
- 1) quelle morfologiche quali: allineamenti di pockmark, incisioni profonde del fondo mare, brusche rotture di pendenza, ma principalmente dalle scarpate di faglia;
  - 2) quelle sismostratigrafiche, e cioè dal riconoscimento delle dislocazioni dei riflettori.
- Le faglie così riconosciute sono state correlate tra i diversi profili, permettendo di ricostruire le direzioni dei lineamenti tettonici.

Sono stati riconosciuti principalmente due sistemi di faglie: 1) un sistema distensivo e/o transtensivo orientato NO-SE, caratterizzato in alcuni casi da strutture di inversione, che crea una morfologia del fondo mare articolata, nella quale si riconosce un'alternanza di alti e bassi strutturali che individuano nel loro complesso una serie di blocchi tiltati; 2) un sistema compressivo o transpressivo orientato ENE-OSO, messo in luce dall'interpretazione dei profili sismici, è evidenziato dalla presenza di faglie inverse ad alto angolo e da sovrascorrimenti come ad esempio nel settore della Barra, in accordo con quelli trovati nel settore emerso.

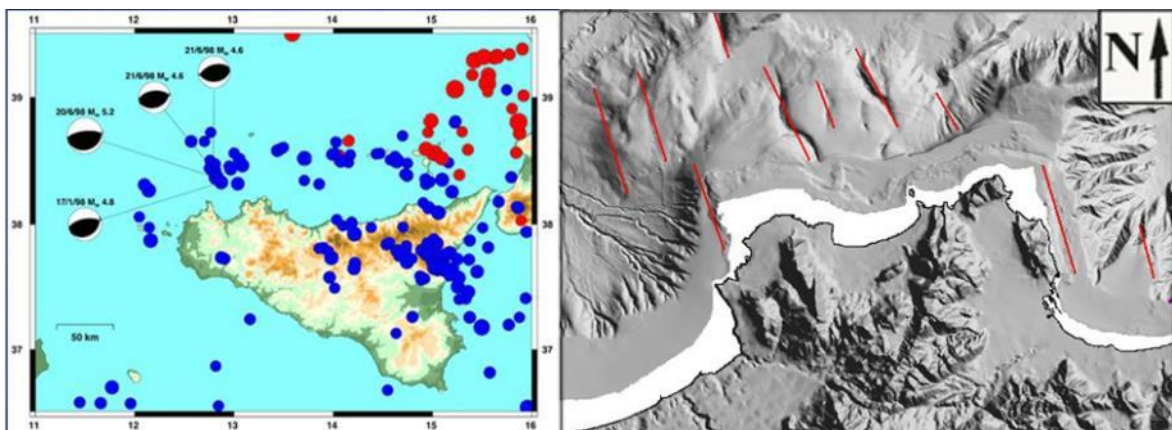
Gli stessi trend sono stati riconosciuti nel settore onshore, sia in riferimento ai dati bibliografici, dove è stata documentata l'attività tettonica recente, messa in evidenza sia dalla dislocazione dei depositi sin e post tirreniani, che dalla differente quota a cui sono

stati ritrovati i terrazzi recenti, ma anche dall' interpretazione del modello digitale del terreno.

I lineamenti sono stati correlati ai dati di sismicità dell'area, che evidenziano meccanismi focali di tipo compressivo, orientati con asse di massima compressione orizzontale NO-SE. Lo studio integrato dei dati morfo-strutturali e sismologici ha permesso di evidenziare i rapporti tra i meccanismi focali dei terremoti e le principali strutture tettoniche riconosciute nell'area di studio, risultando entrambi coerenti con un modello tettonico compressivo con trend NW-SE. Inoltre i cluster degli epicentri dei terremoti del 2002 (6/9/02 M 5.6), del 2010-2013, localizzati a nord del Golfo di Palermo e allineati con la faglia che borda l'alto morfologico della Barra in direzione ENE-OSO (fig.10.9), ed i cluster allineati in direzione NO-SE come quello del terremoto del 1998 e il recente localizzato sulla scarpata nella zona antistante Sferracavallo (M 4,2), allineati con le strutture tettoniche (fig. 10.10), che si riconoscono nell'offshore dei Monti di Palermo, le cui soluzioni focali rivelano meccanismi compressivi, permettono di definire questi due sistemi come sistemi attivi e soprattutto sismogenetici.



**Figura 10.9 – Cluster della sequenza sismica del 2002, soluzione del meccanismo focale e trend tettonico.**



**Figura 10.10 - Cluster della sequenza sismica del 1998, soluzione del meccanismo focale e trend tettonico.**

## Canyon sottomarini

Per quanto riguarda le strutture canalizzate sono stati riconosciuti canyon, canali e solchi.

Il margine continentale nord-occidentale siciliano è caratterizzato da canyon che presentano significative differenze nelle caratteristiche morfologiche, per cui sono stati distinti in 2 tipologie: quelli che si sviluppano dal basso verso l'alto, agevolati dalla più alta inclinazione della scarpata, con evoluzione retrogressiva (bottom-up), e cioè che si sviluppano per mezzo di fenomeni franosi, che hanno origine nella parte inferiore, e che avanzano verso la scarpata superiore; e quelli che si sviluppano dall'alto verso il basso (evoluzione top-down), la cui evoluzione è tipicamente legata ai processi torbidity, innescati dall'attività dei sistemi fluviali presenti a monte.

I canyon del settore occidentale del Golfo di Palermo e quelli del Cofano hanno un'evoluzione bottom-up e si sviluppano prevalentemente lungo una direzione, mentre i canyon Castellammare, Oreto e Capo Plaia hanno un'evoluzione top-down, anche se presentano caratteristiche differenti. I profili sismici, in prossimità di questi 3 canyon, rivelano la presenza di valli incise, che si sono formate durante le fasi di abbassamento del livello del mare, testimoniando la connessione con i sistemi fluviali, e che sono state successivamente colmate dai depositi di risalita.

Il canyon Eleuterio, pur sviluppandosi nella direzione dell'omonimo fiume, è caratterizzato nella sua zona di testata dalla presenza di 5 nicchie di frana coalescenti, ed i profili sismici che attraversano la piattaforma continentale in questo settore, non mettono in evidenza la presenza di alcuna valle incisa.

I canyon inoltre sono stati distinti in due categorie: quelli che incidono il ciglio della piattaforma e quelli che si sviluppano esclusivamente sulla scarpata, appare evidente sottolineare che quelli che si fermano sulla scarpata hanno un'evoluzione retrogressiva, mentre quelli che incidono la piattaforma possono avere entrambe le evoluzioni.

I canali sono stati differenziati dai canyon in base al rapporto profondità-larghezza, che in questo caso risulta minore di 1/10. Quelli che si trovano nel Golfo di Castellammare hanno un andamento sinuoso, quasi meandriforme, tutti gli altri si sviluppano prevalentemente lungo una direzione. Questi ultimi si sviluppano prevalentemente seguendo i trend dei lineamenti tettonici riconosciuti nell'area. Le stesse evidenze si riconoscono nei solchi, che differiscono dai precedenti soltanto per le dimensioni.

Il riconoscimento di strutture canalizzate, che si sviluppano secondo una direzione preferenziale, e il ritrovamento sia in prossimità che all'interno delle stesse, di allineamenti di pockmark con orli erosi, suggerisce un possibile meccanismo genetico.

Le strutture circolari allineate, formatesi in corrispondenza di lineamenti tettonici, coalescono creando i solchi, questi sia per effetto, lì dove si perpetua, di continui flussi, che per effetto dei fenomeni legati alle dinamiche esogene, che comunque sono un fattore molto importante nella modellazione del margine, potrebbero continuare a svilupparsi, fino ad evolversi in canali o addirittura in canyon.

Di contro, le osservazioni sui canali del Golfo di Castellammare suggeriscono una diversa genesi, legata come nel caso del Canyon di Castellammare, ad un'evoluzione top-down. I canali, si sono formati quindi durante le fasi di abbassamento del livello del mare, come evidenziato dalla presenza delle valli sepolte, quando questo settore era quindi in comunicazione con i fiumi ed i torrenti che si sviluppano nella Piana di Partinico-Castellammare (fiumi Nocella e Jato, e torrenti Cataldo, Finocchio e Freddo).

I profili longitudinali forniscono informazioni importanti per le relazioni con la tettonica attiva. Essi risultano concavi nei canyon del Golfo di Palermo e dell'offshore della Penisola di S.Vito, in corrispondenza di alti del substrato, dove si ha un forte controllo tettonico, ma anche nel Golfo di Termini e di Castellammare. Generalmente questo profilo è associato a margini immaturi, caratterizzati da piattaforme poco estese e scarpate acclivi. In particolare i canyon del Golfo di Palermo e del Cofano hanno thalweg molto inciso, pareti molto alte e acclivi e si sviluppano prevalentemente lungo direzione; il canyon Capo Plaia è caratterizzato da un profilo longitudinale, molto simile a quelli dei canyon Carlsbad ed Oceanside (California), mentre il canyon Castellammare, pur avendo nella sua complessità un profilo concavo, presenta nella porzione compresa tra i 20 ed i 45 km una forma convessa, che indica generalmente una fase di uplift o di convergenza.

Inoltre i profili longitudinali ottenuti sono stati confrontati con quelli di canyon presenti in altri contesti geodinamici come Carlsbad, Oceanside, e East Break per valutare dalla forma del profilo (concava o convessa) e dalle architetture deposizionali il tipo di margine e il modello geologico evolutivo (Covault et al., 2011).

I profili longitudinali dei canyon (Allegato, IV), generalmente riflettono i processi tettono-sedimentari dei margini. I profili convessi (East Break) si sviluppano prevalentemente come il risultato dell'uplift ma anche per deformazione; essi indicano margini passivi soggetti a tettonica gravitativa e margini convergenti; i profili concavi si sviluppano in margini continentali immaturi, alcuni dei quali sono dominati da faglie strike slip (fig. 10.11, Covault et al., 2011).



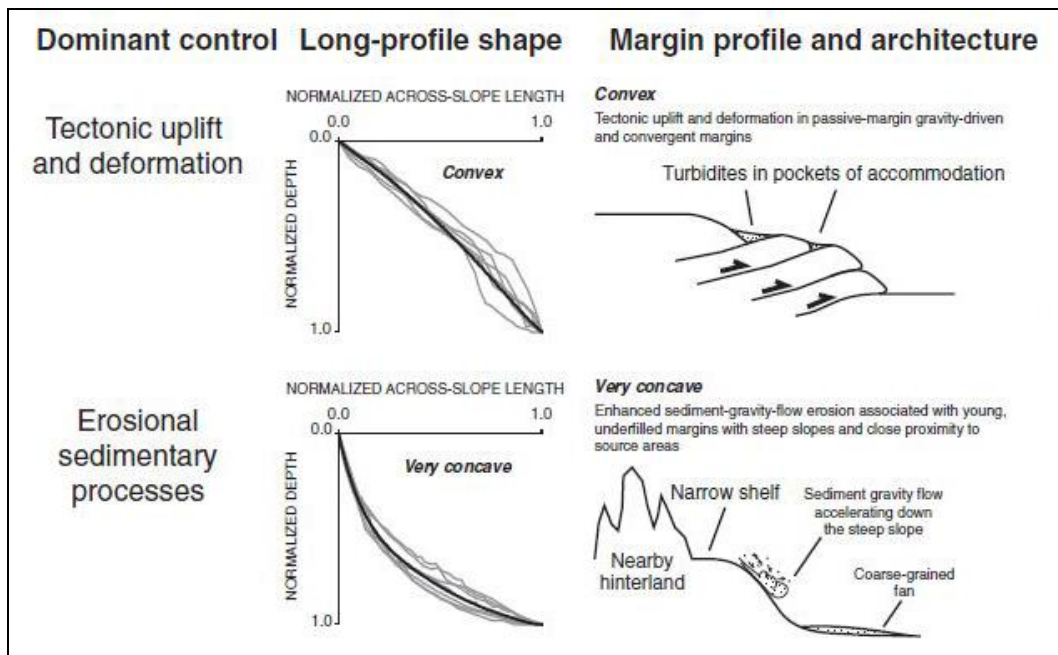
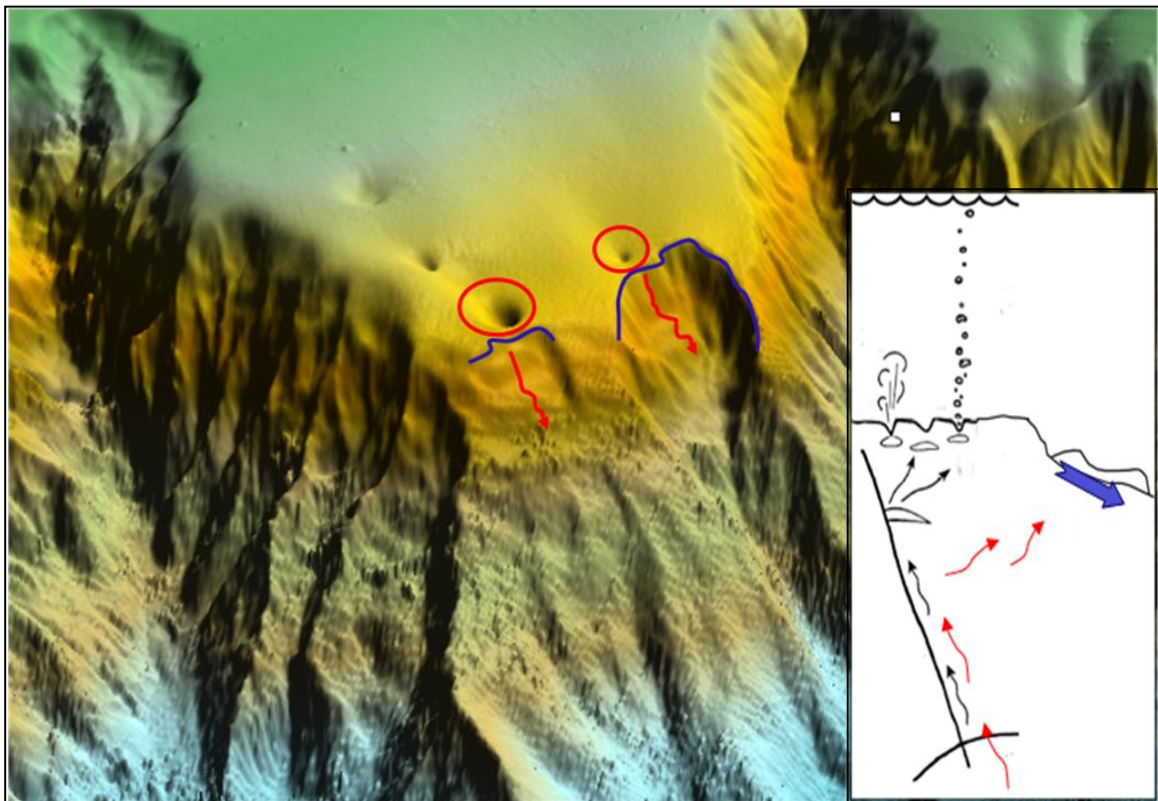


Figura 10.11 - Lo schema mette in relazione la forma del profilo longitudinale con l'assetto tettono-deposizionale (Covault et al., 2011).

### Frane sottomarine

I fenomeni franosi sono riconosciuti in tutta l'area, sia all'interno dei canyon, dove la loro attività è responsabile dell'evoluzione retrogressiva, sia in corrispondenza di scarpate di faglia che nelle adiacenze dei pockmark. I principali fattori, oltre all'acclività della scarpata, che sembrano influenzare l'instabilità gravitativa sono la presenza di fluidi, testimoniata dal ritrovamento di pockmark a monte delle nicchie di frana, e l'attività tettonica che oltre a creare delle debolezze strutturali dell'ammasso, facilita la migrazione dei fluidi (10.12).



**Figura 10.12 - La figura mostra la nicchia di distacco della frana in corrispondenza del pockmark e lo schema della sua formazione.**

Inoltre anche lo “scuotimento al suolo”, che è una manifestazione del terremoto, produce frane, poiché si instaurano processi di liquefazione. Si è già affermato precedentemente, che il sistema di faglie, orientato ENE-OSO, è sismogenetico e che quindi produce terremoti.

Le frane maggiori si trovano procedendo da ovest verso est: nel settore nord-orientale dell'isola di Marettimo; sul versante occidentale di Banco Scuso, nel versante orientale dell'Alto di S. Vito, nel Golfo di Palermo e nella porzione più orientale dell'area di indagine, nell'offshore in corrispondenza di Cefalù.



## 11. CONCLUSIONI

L'analisi dei dati morfobatimetrici, meteomarini, di sismica a riflessione e geochimici nei settori sommersi, e l'analisi degli elementi tettonici effettuata sia attraverso l'interpretazione del modello digitale del terreno che da dati di letteratura in ambiente emerso, ha permesso di riconoscere e analizzare strutture legate ai processi attivi, che contribuiscono all'evoluzione morfologica e strutturale del margine continentale, durante il Quaternario. In particolare sono stati messi in evidenza strutture legate ai processi di risalita di fluidi (pockmark e mound), lineamenti strutturali (faglie recenti) e morfologie da trasporto gravitativo sottomarino (canyon, canali, frane sottomarine).

Il margine continentale nord siciliano si è impostato su un substrato meso-cenozoico deformato, costituito da più livelli strutturali sovrapposti, e ricoperto in discordanza dalle successioni clastiche-terrigene ed evaporitiche mioceniche, e dalle successioni carbonatiche pelagiche e clastico-terrigene del Plio-Quaternario. Questa ricerca, si è proposta di analizzare, l'evoluzione del margine nord siciliano, durante il Quaternario. Durante questo intervallo si sono verificati i seguenti processi:

- La deposizione della successione quaternaria, che è organizzata in sequenze deposizionali legate all'interazione tra tettonica (sia compressiva che distensiva), sedimentazione ed oscillazioni eustatiche. I depositi clastico-terrigeni pleistocenici immergenti verso mare, nel settore di piattaforma sono troncati dalla superficie di erosione che si è formata durante l'ultima oscillazione glacio-eustatica. Al margine della piattaforma si riconosce il cuneo progradante di stazionamento basso della sequenza deposizionale tardo-quaternaria, a meno dei settori dove il ciglio è eroso. Sulla superficie di erosione si trova il cuneo che comprende le fasi di risalita e di stazionamento basso.
- La tettonica recente agisce prevalentemente secondo due sistemi: 1) un sistema distensivo e/o transtensivo orientato NO-SE, caratterizzato in alcuni casi da strutture di inversione, che crea una morfologia del fondo mare articolata, nella quale si riconosce un'alternanza di alti e bassi strutturali che individuano nel loro complesso una serie di blocchi tiltati; 2) un sistema compressivo o transpressivo orientato ENE-OSO, evidenziato dalla presenza di faglie inverse ad alto angolo e da sovrascorrimenti come ad esempio nel settore della Barra, in accordo con quelli trovati nel settore emerso. Gli stessi trend sono stati riconosciuti nel settore onshore, dove si osserva la dislocazione dei depositi sin e post tirreniani, e la differente quota a cui sono stati ritrovati i terrazzi recenti.

Lo studio integrato dei dati morfo-strutturali e sismologici ha permesso di evidenziare i rapporti tra i meccanismi focali dei terremoti e le principali strutture tettoniche riconosciute

nell'area di studio, risultando entrambi coerenti con un modello tettonico compressivo con trend NO-SE. Inoltre i cluster degli epicentri dei terremoti del 2002 (6/9/02 M 5.6), del 2010-2013, localizzati a nord del Golfo di Palermo e allineati con la faglia che borda l'alto morfologico della Barra in direzione ENE-OSO, ed i cluster allineati in direzione NO-SE come quello del terremoto del 1998 e il recente localizzato sulla scarpata nella zona antistante Sferracavallo (M 4,2), allineati con le strutture tettoniche, che si riconoscono nell'offshore dei Monti di Palermo, le cui soluzioni focali rivelano meccanismi compressivi, permettono di definire questi due sistemi come sistemi attivi e soprattutto sismogenetici.

- L'intero margine è interessato da strutture da risalita di fluidi sia positive che negative.

I pockmark, che si impostano esclusivamente sulla scarpata continentale sono il risultato della risalita di fluidi che migrano attraverso la successione clastica quaternaria. L'espressione morfologica ancora ben conservata (cioè non sigillate da depositi successivi alla loro formazione) di queste strutture, che non presentano evidenze di erosione (come normalmente riportato in letteratura), permette di ipotizzare una genesi recente. La loro distribuzione areale coincide con gli alti del substrato messiniano.

Il segnale chimico ed isotopico delle acque interstiziali, estratte dalla carota di sedimento, prelevata in corrispondenza di una di queste strutture, mostra prevalentemente un arricchimento degli isotopi pesanti rispetto allo standard di riferimento V-SMOW, e piccole variazioni nelle concentrazioni dei cloruri e del sodio, che risultano il 10% inferiori, rispetto a quelle delle acque del Mediterraneo. Questi valori, sono compatibili con la presenza di un fluido a salinità inferiore, rispetto all'acqua di mare, ed arricchito in isotopi pesanti, per cui è possibile ipotizzare la presenza di fluidi, provenienti dalla disidratazione dei gas idrati.

I mound, individuati esclusivamente nella piattaforma continentale, si presentano in due tipologie: affioranti e sepolti. Solo su questi ultimi è possibile avanzare un'ipotesi sull'età di formazione. La loro età, compresa tra 20.5 e 5.5 ka, viene indicata, dalla presenza della dislocazione della superficie di erosione, che limita alla base l'ultima sequenza deposizionale (20.5 ka) e dalla superficie di maximum flooding (5.5 ka), che sigilla queste strutture, e che viene datata sulla base della correlazione con la curva di Fairbanks (1989).

- La morfologia attuale della scarpata, che risulta dall'evoluzione precedentemente descritta, è modificata dallo sviluppo di fenomeni di erosione gravitativa e da incisioni canalizzate. In particolare sono stati riconosciuti due tipologie di canyon:

1) quelli che si sviluppano dal basso verso l'alto, agevolati dalla più alta inclinazione della scarpata, con evoluzione retrogressiva (bottom-up), e cioè che si sviluppano per mezzo di fenomeni franosi, che hanno origine nella parte inferiore, e che avanzano verso la scarpata superiore (Cofano, Mondello, Addaura, Arenella ed Eleuterio in parte);

2) quelli che si sviluppano dall'alto verso il basso (evoluzione top-down), la cui evoluzione è tipicamente legata ai processi torbiditici, innescati dall'attività dei sistemi fluviali presenti a monte (Oreto, Castellammare, Capo Plaia ed Eleuterio in parte).

Le incisioni canalizzate, tranne nel settore del Golfo di Castellammare, si dispongono lungo una direzione. All'interno di alcune di queste incisioni, sono stati osservati i pockmark, che presentano orli erosi. Disposti parallelamente, e in direzione dei trend tettonici riconosciuti, si ritrovano sia allineamenti di pockmark, che incisioni più profonde. Questa evidenza permette di ipotizzare il loro meccanismo genetico. Le strutture circolari allineate, formatesi in corrispondenza di lineamenti tettonici, coalescono creando i solchi, questi sia per effetto di risalite continue, che per effetto della dinamica esogena, possono svilupparsi, evolvendo prima in canali e poi forse in canyon.

• L'erosione gravitativa è evidenziata dalla presenza di nicchie di frana e depositi di accumulo. I fenomeni franosi in quest'area si sviluppano in risposta a tre processi:

1) attività tettonica, generando frane di crollo, come quelle che si osservano nell'offshore nord-orientale di Marettimo e Monte Pellegrino, dove si riconoscono gli accumuli costituiti da blocchi di dimensioni decametriche, nel settore nord occidentale del Golfo di Castellammare, dove i fenomeni franosi interessano la piattaforma continentale, e nelle aree dove si riconoscono alte scarpate di faglia, come in corrispondenza dell'Alto di S. Vito, nel settore occidentale di Banco Scuso, nel versante sud-occidentale dell'isola di Marettimo e nel settore orientale del Golfo di Termini;

2) alla risalita di fluidi. Le nicchie di frana sono state trovate a valle dei pockmark nel Golfo di Palermo, nel settore compreso tra i canyon Oreto ed Eleuterio, in corrispondenza di Monte Solunto e nell'Alto di S. Vito;

3) evoluzione retrogressiva dei canyon, come nel caso dei canyon Cofano, Mondello, Addaura, Arenella e in parte Eleuterio.

Sulla base dei risultati ottenuti è possibile considerare il margine continentale nord siciliano come un margine immaturo, nel quale l'instabilità è fortemente legata all'attività tettonica. Le faglie, oltre a modificare l'articolazione del margine, facilitano la risalita dei fluidi, evidenziata dalla formazione dei pockmark. Questi ultimi agevolano a luoghi

l'innescò dei fenomeni franosi, che a loro volta possono determinare l'evoluzione retrogressiva dei canyon.

## 12. BIBLIOGRAFIA

- Abate B., Incandela A., Nigro & Renda P. (1998) - Plio-pleistocene Strike-Slip Tectonics in the Trapani Mts. (NW Sicily). *Boll. Soc. Geol. It.*, 555-567.
- Agate M., Catalano R., Infuso S., Lucido M., Mirabile L. & Sulli A. (1993) - Structural evolution of the Northern Sicily continental margin during the Plio-Pleistocene. In: Max M.D. & Colantoni P.(ed.), *Geological Development Of the Sicilian-Tunisian Platform*. Proceed. of Intern. Scient. Meeting, UNESCO Report in Marine Science 58, 25-30, Urbino.
- Agate M. & Lucido M. (1995) - Caratteri morfologici e sismostratigrafica della piattaforma continentale della Sicilia nord-occidentale. *Naturalista Sicil.*, 19, 3-25.
- Agate M. D'argenio A., Di Maio D., Lo Iacono C., Lucido M., Mancuso M., Scannavino M. (1998) - La dinamica sedimentaria dell'offshore della Sicilia Nord-occidentale durante il Tardo Quaternario. In: Catalano R. & Lo Cicero, G. (Eds.), *La Sicilia occidentale*. Guida alle escursioni del 79° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, 1, 157-167.
- Agate M., Beranzoli L., Braun T., Catalano R., Favali P., Frugoni F., Pepe F., Smriglio G., Sulli A. (2000) - The 1998 NW Sicily offshore earthquakes in the tectonic framework of the southern border of the Tyrrhenian Sea. *Mem Soc. Geol. It.*, 55, 103-114.
- Agate M., Infuso S., Lucido M., Mancuso M. (2004) - Terrazzi deposizionali sommersi al largo della Baia di Carini (Sicilia nord-occidentale). *Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia*. LVIII, 115-124.
- Agate M., Mancuso M., Lo Cicero G. (2005) - Late Quaternary sedimentary evolution of the Castellammare Gulf (North-Western Sicily offshore). *Boll. Soc. Geol. It.*, 124, 21-40.
- Akhmanov G.G., Premoli, I., Erba E., Cita M.B. (2003) - Sedimentary succession and evolution of the Mediterranean Ridge western sector as derived from lithology of mud breccia clasts. *Mar. Geol.*, 195, 277-299.
- Allen J.R.L. (1982) - *Sedimentary structures: their character and Physical Basis*. Volume I, Elsevier.
- Aloisi G., Bouloubassi I., Heijs S.K., Pancost R.D., Pierre C., Sinninghe Damsté J.S., Gottschal J.C., Forney L. & Rouchy J-M. (2002) - CH<sub>4</sub>-consuming microorganisms and the formation of carbonate crusts at cold seeps. *Earth Plan. Sci. Lett.* 203, 195-203.
- Andresen A., and Bjerrum L. (1967) - Slides in subaqueous slopes in loose sand and silt. *Marine Geotechnique*, Adrian F.Richards Ed., University of Illinois Press, 221-239.
- Arces M, Aversa S, Lo Cicero G, Nocilla N (2000) - The Pleistocene "Calcareni di Marsala": geotechnical and sedimentological characterisation. *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 483-489.
- Babonneau N., Savoye B., Cremer M., Bez M. (2004) - Multiple terraces within the deep incised Zaire Valley (Za\_Ango Project): are they confined levees From Lomas, S. A., & Joseph, P.(eds.) (2004) - *Confined Turbidite Systems*. Geological Society, London, Special publications, 222, 91-114.



- Bangs N.L., Sawyer D.S., and Golovchenko X. (1993) - Free gas at the base of the gas hydrate zone in the vicinity of the Chile triple junction: *Geology*, 21, 905-908.
- Baraza J, Ercilla G, Nelson CH (1999) - Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 155, 191–215.
- Baztan J., Berne' S., Olivet J.L., Rabineau M., Aslanian D., Gaudin M., Re'hault J.-P., Canals M. (2005) - Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Marine and Petroleum Geology* 22, 805-826.
- Belderson R.H., Kenyon N.H. (1976) - Long-Range Sonar views of submarine canyon. *Marine Geology* 22, 69-74.
- Bellon H., Coulon C. & Edel J. (1977) - Le déplacement de la Sardaigne: Synthèse de données géochronologiques, magmatiques et paleomagnetiques. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 19 (7), 825-831.
- Berndt C., Bünz S., Clayton T., Mienert J., Saunders M. (2004) - Seismic character of bottom simulating reflectors: Examples from the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology* 21, 723-733.
- Bertoni C. and Cartwright J. A. (2005) - Submarine dissolution of buried evaporites in the Levant margin (eastern Mediterranean): *Journal of the Geological Society (London)*, 158, 765 –786.
- Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R., & Scandone P. (1991) – Structural Model of Italy (1/500.000) C.N.R. Progetto Finalizzato Geodinamica, Modello Strutturale Tridimensionale, Firenze.
- Biscontin G., Pestana J.M. and Nadim F. (2004) - Seismic triggering of submarine slides in soft cohesive soil deposits. *Marine Geology*, 203: 341-354.
- Boccaletti M., Nicolich R. and Tortorici L. (1984) - The Calabrian arc and the Ionian Sea in the evolution of the central Mediterranean. *Mar. Geol.* 55, 219–245.
- Bourcart Jacques (1938) - Société de géographie physique, Paris, *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*.
- Bouriak S., Vanneste M., Saoutkine A. (2000) - Inferred gas hydrates, shallow gas accumulations and clay diapirs on the southern edge of the Vøring Plateau, offshore Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 163, 125–48.
- Brink Uri S. ten, Geist Eric L. and Andrews Brian D. (2006) - Size distribution of submarine landslides and its implication to tsunami hazard in Puerto Rico. *Geophysical Research Letters*, 33, L11307, doi:10.1029/2006GL026125, 2006.
- Brown K. (1990) - The nature and hydrogeologic significance of mud diapirs and diatremes for accretionary systems. *J. of Geophysics Research*, 95, 8969–8982.
- Bucher W. H. (1940) - Submarine valleys and related geologic problems of the North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 51, 489-511.
- Buffett B.A. (2000) - Clathrate hydrates. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 28, 477–507.

- Bussmann I, Suess E (1994) - Groundwater seepage in Eckernförde Bay (western Baltic Sea): effect on methane and salinity distribution of the water column. *Continental Shelf Research*, 18, 1795–806.
- Caflysch L. (1966) - La geologia dei Monti di Palermo. *Riv. It. di Paleont. e Strat.*, 12, 1-108, 1 Carta Geologica scala 1:100.000.
- Canals M., Lastras G., Urgeles R., Casamor J. L., Mienert J., Cattaneo A., De Batist M., Haflidason H., Imbo Y., and Laberg J. S. (2004) - Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project: *Marine Geology*, 213, 1-4, 9-72.
- Caress D.W., Greene H.G., Paull C.K. (2002) - Plunge Pools in submarine Canyons. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2002*.
- Cartwright J.A. (1996) - Polygonal fault systems: a new type of fault structure revealed by 3D seismic data from the North Sea Basin. In: Weimer, P., Davis, T.L. (Eds.), *Applications of 3-D Seismic Data in Exploration and Production*. AAPG Studies in Geology, 42 and SEG Geophysical developments Series, 5, 225–230.
- Caruso A., Cosentino C., Pierre C., Sulli A. (2011) - Sea-level changes during the last 41,000 years in the outer shelf of the southern Tyrrhenian Sea: Evidence from benthic foraminifera and seismostratigraphic analysis. *Quaternary International* 232, 122-131.
- Catalano R., D'Argenio B. & Lo Cicero G. (1974) - Ritmi deposizionali e processi diagenetici nella successione di piattaforma carbonatica nei Monti di Palermo. *Studi sulle piattaforme carbonatiche siciliane*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 93, 1029-1041.
- Catalano R., D'Argenio B., Montanari L., Morlotti E. & Torelli L. (1985) - Marine geology of the North-West Sicily offshore and its relationships with mainland structures. *Boll. Soc. Geol. It.*, 104, 207-215.
- Catalano R., Di Stefano E., Infuso S., Sulli A., Vail P.R. & Vitale F.P. (1994) - Sequence stratigraphy in active setting: Plio-Pleistocene of Tyrrhenian Sea and Sicily. Comparison with the Gulf of Mexico. (Riass.) *Congr. Intern., AAPG Annual Convention, Denver, 1994*.
- Catalano R., Di Stefano P., Sulli A., Vitale F.P. (1996) - Paleogeography and structure of the Central Mediterranean: Sicily and its offshore area. *Tectonophysics*, 260, 291–323.
- Catalano R. & Di Maggio C. (1996) - Sovrapposizione tettonica delle Unità Imeresi sulle Panormidi nei Monti di Palermo (Sicilia). *Naturalista sicil.*, 4, 20, 147-166.
- Catalano R., Agate M., Mancuso M., Basilone L., Di Maggio C., (2011) – Note Illustrative Della Carta Geologica D'Italia alla Scala 1:50.000 del Foglio 593 “CASTELLAMARE DEL GOLFO”
- Catalano R., Agate M., Avellone G., Basilone L., Lo Iacono C., Sulli A., Contino A., Gugliotta C., Barchi M., Di Maggio C., Di Maio D., Lo Cicero G. (2011) – Note Illustrative Della Carta

- Geologica D'Italia alla Scala 1:50.000 del Foglio 596 e 609 "TERMINI IMERESE-CAPO PLAIA".
- Catalano R., Agate M., Avellone G., Basilone L., Lo Iacono C., Sulli A., Contino A., Gugliotta C., Barchi M., Di Maggio C., Di Maio D., Lo Cicero G. (2013) – Note Illustrative Della Carta Geologica D'Italia alla Scala 1:50.000 del Foglio 595 "PALERMO".
- Cavanaugh CM. (1985) - Symbioses of chemoautotrophic bacteria and marine invertebrates from hydrothermal vents and reducing sediments. *Biol Soc Wash Bull*, 373-388.
- Cella F., Fedi F., Florio, G. and Rapolla A. (1998) - Optimal gravity modelling of the litho-asthenosphere system in Central Mediterranean. *Tectonophysics*, 287, 117–138.
- Channell J. E. T., Catalano R. & D'Argenio B. (1980) – Paleomagnetism and deformation of the mesozoic continental margin in Sicily. *Tectonophysics*, 61, 391-407.
- Charlou J.L., Donval J.P., Zitter T., Roy N., Jean-Baptiste P., and Foucher J.P., and Medinaut Scientific Party (2003) - Evidence of methane venting and geochemistry of brines on mud volcanoes of the eastern Mediterranean Sea: *Deep Sea Research I*, 50, 941-958.
- Chiang C.S. & Yu H.S. (2006) - Morphotectonics and incision of the Kaoping submarine canyon, SW Taiwan orogenic wedge. *Geomorphology* 80, 199-213.
- Cita M.B., Ivanov M.K., Woodside J.M. (1996) - The Mediterranean Ridge Diapiric Belt. *Mar. Geol.* 132, 1-6.
- Coleman J.M. and Prior D.B. (1978) - Submarine landslides in the Mississippi River Delta. *Proceedings of the 10th Offshore Technology Conference, Houston*, 2: 1067-1074.
- Conti S., Fontana D. (2002) - Sediment instability related to fluid venting in Miocene authigenic carbonate deposits of the northern Apennines (Italy). *Int. J. Earth Sci.* 91, 1030-1040.
- Collier J.S., Bianco R.S. (1990) - Diapirismo Mud entro Indus Fan Sedimenti - Murray Ridge, Golfo di Oman. *Geophysical Journal internazionale*, 101, 345-353
- Corselli C. & Basso D. (1996) - First evidence of benthic communities based on chemosynthesis on the Napoli mud volcano (Eastern Mediterranean). *Mar. Geol.*, 132, 227-239.
- Coulter S.E. (2005) - Seismic initiation of submarine slope failures using physical modeling in a geotechnical centrifuge. MEng Thesis, Memorial University of Newfoundland.
- Covault J. A., Fildani A., Romans B. W., Mchargue T. (2011) - The natural range of submarine Canyon-and-channel longitudinal profiles. *Geosphere* 7, 2, 1-20.
- D'Alessandro W., De Domenico R., Parello F. & Valenza M. (1993) - Geochemical anomalies in the gaseous fase of the mud volcanoes of Paternò - Sicily. *Proc. Scient. Meet. Seism. Protec., Venice*, 12-13 July 1993, 171-175.
- Dando PR, Hughes JA, Leahy Y, Taylor LJ, Zivanovic S (1995) - Earthquakes increase hydrothermal venting and nutrient inputs into the Aegean. *Continental Shelf Research*, 15, 655–62.

- Davies R.J., Cartwright J. (2002) - A fossilized Opal A to Opal C/T transformation on the northeast Atlantic margin: support for a significantly elevated Palaeo geothermal gradient during the Neogene? *Basin Research* 14(4), 467-486.
- Davis W.R., (1934) - The Faith of Reverent Science. *Sci. Mo.* 38: 305-421. Gardiner on "Coral Reefs and Atolls." (A discussion.) *J. G.* 42, 2:200-17.
- Davis E.E., Hyndman R.D., and Villinger H. (1990) - Rates of fluid expulsion across the northern Cascadia accretionary prism: Constraints from new heat flow and multichannel seismic reflection data: *Journal of Geophysical Research*, 95, 8869-8889.
- Del Ben A, Guarnieri P. (2000) - Neogene transgression in the Cefalu` Basin (southern Tyrrhenian): comparison between land and marine data. *Mem. Soc. Geol. It.* 55, 27-33.
- Della Vedova B., Bellani S., Pellis G. & Squarci P. (2001) - Deep temperatures and surface heat flow density distribution. In: G.B. Vai & P. Martini (eds.) – “Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins”. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 65-76.
- Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Kazmin V.G., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sbertshikov I.M., Geysant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J.C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.E, Biju-Duval B.,(1986) - Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Desbruyères D. (2003). Chemosynthesis-based ecosystems in the deep Atlantic – what we do know and we don't. *CIESM Workshop Monograph* 23, 73-76.
- D'Hondt S., Rutherford S., Spivack A.J. (2002) - Metabolic activity of subsurface life in deep-sea sediments. *Science*, 295, 2067-2070.
- Dillon W.P., Danforth W.W., Hutchinson D.R., Drury R.M., Taylor M.H., Booth J.S. (1998) - Evidence for faulting related to dissociation of gas hydrate and release of methane off southeastern United States. In: *Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change*, Geological Society of London Special Publication No. 137(Henriet JP, Mienert J), 293–302.
- Dillon W.P., and Paull C.K. (1983) - Marine gas hydrates—II: Geophysical evidence, *in* Cox, J.L., ed., *Natural gas hydrates: Properties, occurrence and recovery*: Boston, Butterworth, 73-90.
- Dimitrov L.I. (2002) - Mud volcanoes—the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth Sci Rev.*, 59, 49–76.
- Dimitrov L.I. (2003) - Mud volcanoes a significant source of atmospheric methane. *Geo-Mar. Lett.* 23, 155–161.
- Doglioni C., Gueguen E., Harabaglia P. & Mongelli F. (1999) – On the origin of W- directed subduction zones and applications to the western Mediterranean. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 156, 541-561.

- Domenico S.N. (1976) - Effect of brine-gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir: *Geophysics*, v. 41, p. 882-894.
- Dongarrà G., Gottini V., Valenza M. & Bonfanti P. (1993) - Progress in the hydrogeochemical surveying in: "Data related to eruptive activity, unrest phenomena and other observation on the Italian active volcanoes in 1993. Etna. *Acta Vulcanologica*, 3, 318-321.
- Driscoll N.W., Weissel J.K., Goff J.A. (2000) - Potential for large-scale submarine slope failure and tsunami generation along the U.S. mid-Atlantic coast. *Geology*, 28, 407–10.
- Durrieu de Madron X. (1994) - Hydrography and nepheloid structures in the Grand-Rhône canyon. *Continental Shelf Research*, 14 , 457-477.
- Ellis J.P., McGuinness W.T. (1986) - Pockmarks of the northwestern Arabian Gulf. In: *Proceedings of the Oceanology International Conference*, Brighton.
- Etioppe G., Ehlmann B., Schoell M. (2013). Low temperature production and exhalation of methane from serpentinized rocks on Earth: a potential analog for methane production on Mars. *Icarus*.
- Faccenna C., Davy P., Brun J.P., Funicello R., Giardini D., Mattei M., Nalpas T. (1996) - The dynamic of backarc basins: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *GJI*, 126, 781-795.
- Fader, G.B.J. (1991) - Gas-related sedimentary features from the eastern Canadian continental shelf. *Cont. Shelf Res.* 11 (8–10), 1123–1153.
- Fairbanks R.G. (1989) – A 17,000 years glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637,642.
- Field M.E., Jennings A.E. (1987) - Seafloor gas triggered by a northern California earthquake. *Marine and Petroleum Geology*, 77, 39–51.
- Faugères J.C., Gonthier E., Mulder T., Kenyon N., Cirac P., Gribouard R., Berné S., Lesuavé R. (2002) - Multi-process generated sediment waves on the Landes Plateau (Bay of Biscay, North Atlantic). *Mar Geol* 182, 279–302
- Ferrer O., Roca E., Muñoz J.A, Frankovic A. (2008) - Salt tectonics in the Parentis Basin (eastern sector of the Bay of Biscay). *Geo-Temas* 10, 345–348.
- Finetti I. & Del Ben A. (1986) - Geophysical study of the Tyrrhenian opening. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 28 (110), 75-155.
- Finetti I., Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Del Ben A. (1996) – Il sistema appenninico meridionale Arco Calabro-Sicilia Mediterraneo centrale: studi geologici-geofisici. *Boll. Soc. Geol. It.*, 115, 525-599.
- Fitts T.G., Brown K.M. (1999) - Stress induced smectite dehydration ramification for pattern of freshening fluid expulsion in the N. Barbados accretionary wedge. *Earth Planetary Science Letters*, 172, 179-197.
- Fourniguet J. (1987) - Géodynamique actuelle dans le nord et le nord-est de la France. *Mém. BRGM* 127, 160.

- Gabbianelli G., Curzi P.V., Selli L. (1996) - Nuovi dati sedimentologici e sismostratigrafici sul Canyon di Stromboli-Milazzo. EOCUMM95 Data Rep., 463-474.
- Garcia A., Vilas F., Garcia-Gill S. (1999) - A seeping sea-floor in a Ria environment: Ria de Vigo (NW Spain). *Environ Geol.*, 38, 296–300.
- Gardner J.V., Prior D.B., Field M.E. (1999) - Humboldt Slide - A large shear-dominated retrogressive slope failure. *Marine and Petroleum Geology*, 154, 323–38.
- Gardner J.V., van den Aamele E. J., Gelfenbaum G., Barnhardt W., Lee H., Palmer S. (2001) - Mapping southern Puget Sound delta fronts after 2001 earthquake. *EOS, American Geophysical Union*, 82, 488–9.
- Gardner J.V., Dartnell P., Mayer L.A., Clarke J.E.H. (2003) - Geomorphology, acoustic backscatter, and processes in Santa Monica Bay from multibeam mapping. *Marine Environmental Research* 56, 15-46.
- Gasparini C., Iannaccone G., Scandone P. & Scarpa R. (1982) – Seismotectonics of the Calabrian Arc. *Tectonophysics*, 84, 267-286.
- Gaudin M., Mulder T., Cirac P., Berne' S., Imbert P. (2006) - Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters* 26, 331-345.
- Gat J.R., Shemesh A., Tziperman E., Hecht A., Georgopoulos D., Basturk O. (1996) - The stable isotope composition of waters of the eastern Mediterranean Sea , 101, 6441-6451.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Sermondadaz, G., 2004. Polygonal faults furrows system related to early stages of compaction—Upper Miocene to Present sediments of the Lower Congo Basin. *Basin Research* 16, 101–116.
- Ghisetti, F. & Vezzani, L. (1981.) - The structural features of the Iblean Plateau and of the Mount Judica area (South Eastern Sicily). A microtectonic contribution to the deformational history of the Calabrian Arc. *Boll. della Soc. Geol. It.*, 99, 57–102.
- Ginsburg G.D., Guseynov R.A., Dadashev G.A., Ivanova G.A., Kazantsev S.A., Solovyev V.A., Telepnev E.V., Askeri-Nasirov R.Ye., Yesikov A.D., Maltseva V.I., Mashirov Yu.G., Shabayeva I.Yu. (1992). Gas hydrates of the Southern Caspian. *Int. Geol. Rev.* 34,765-782.
- Giunta G., Nigro F., Renda P. & Giorgianni A. (2000) - The Sicilian-Maghrebides Tyrrhenian margin: a neotectonic evolutionary model. *Boll. Soc. Geol. It.*, 119, 553-565.
- Giunta G., Luzio D., Agosta F., Calò M., Di Trapani F., Giorgianni A., Oliveri E., Orioli S., Perniciaro M., Vitale M., Chiodi M. & Adelfio G. (2009) - An integrated approach to investigate the seismotectonics of northern Sicily and southern Tyrrhenian. *Tectonophysics*, 476, 13-21.
- Gold T. & Soter S (1985) - Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes. *Pure & Applied Geophysics* 122, 492-530.
- Gold T. & Soter S. (1980) - The deep-Earth-gas hypothesis. *Scientific American* 242(6), 155-161.

- Gonthier E., Cirac P., Faugères J.C., Gaudin M., Cremer M., Bourillet F.F. (2006) -Instabilities and deformation in the sedimentary cover on the upper slope of the southern Aquitaine continental margin, north of the Capbreton canyon (Bay of Biscay). *Sci Mar* SI 70, 89–100
- Gontz A. M., Belknap D. F., Daniel F., Kelley J.T. (2001) - Evidence for changes in the Belfast Bay pockmark field, Maine. (Abstract). Geological Society of America, Northeastern Section 36th Annual Meeting.
- Graue K. (2000) – Mud volcanoes in deepwater Nigeria. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 959-974.
- Greene H. G., Clarke S. H., Jr., Kennedy M. P. (1991) - Tectonic evolution of submarine canyons along the California continental margin. In: Osborne, R.H. (Ed.), *From Shoreline to Abyss*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 46, 291-312.
- Greene H. G., Maher N.M., Paull C.K. (2002) - Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development. *Marine Geology* 181, 55-82.
- Gueguen F., Doglioni C. & Fernandez M. (1998) – On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298, 259-269.
- Guliev I.S. (1992) - A review of mud volcanism. Translation of the report by Azerbaijan Academy of Sciences Institute of Geology, 65-
- Harrington P.K. (1985) - Formation of pockmarks by pore-water escape. *Geo-Marine Letters* 5, 193-197.
- Gurrieri S. & Valernza M. (1988) - Gas transport in natural porous mediums: a method for measuring CO<sub>2</sub> flows from the ground in volcanic and geothermal areas. *Rendiconti della SIMP* 43, 1151-1158.
- Haflidason H., Sejrup H.P., Nygård A., Mienert J., Bryn P., Lien R., Forsberg C-F., Berg K. & Masson D. (2004) - The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development. *Marine Geology* 213,201-234.
- Hagen R.A., Vergara H., Naar D.F. (1996) - Morphology of San Antonio submarine canyon on the central Chile forearc. *Marine Geology* 129, 197-205.
- Hampton M.A., Lee H.J. and Locat J. (1996) - Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34(1): 33-59.
- Hasiotis T., Papatheodorou G., Kastanos N., Ferentinos G. (1997) - A pockmark field in the Patras Gulf (Greece) and its activation during the 14/7/93 seismic event. *Marine and Petroleum Geology*, 130, 333–344.
- Henio P., & Davis R.J. (2007) - Trails depressions and sediment waves along submarine channels on the continental margin of Espirito Santo Basin, Brazil. *GSA Bulletin* 121 ( 5/6), 698-711.
- Hempel P., Mayer L., Taylor E., Bohrmann G., Pittenger A. (1989) - The influence of biogenic silica on seismic lithostratigraphy at ODP sites 641 and 643, Eastern Norwegian Sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 104.

- Henrich R. (1989) - Diagenetic environments of authigenic carbonates and opalCT crystallization in lower Miocene to upper Oligocene deposits of the Norwegian Sea (ODP Site 643, Leg 104). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 104.
- Hill J. M., Halka J. P., Conkwright R., Koczot K., & Coleman S. (1992) - Distribution and effects of shallow gas on bulk estuarine sediment properties. *Continental Shelf Research*, 12, 1219-1229.
- Hinrichs K-U., Hayes J.M., Sylva S.P., Brewer P.G. & DeLong E.F. (1999) - Methane-consuming archaeobacteria in marine sediments. *Nature*. 398, 802-805.
- Holland C.V., Etipoe G., Milkov A.V., Michelozzi E., Favali P. (2003) - Mud volcanoes discovered offshore Sicily. *Mar. Geol.* 199, 1-6.
- Hovland M. (1981) - Characteristics of pockmarks in the Norwegian Trench. *Marine Geology* 29, 103-117
- Hovland M. (1983) - Elongated depressions associated with pockmarks in the western slope of the Norwegian Trench. *Marine Geology*, 51, 35-46
- Hovland M., Judd A. G. & King L. H. (1984) - Characteristic features of pockmarks on the North Sea Floor and Scotian Shelf. *Sedimentology*, 31, 471-480.
- Hovland M., Sommerville J.H. (1985) - Characteristics of two natural gas seepages in the North Sea. *Marine and Petroleum Geology* 2, 319–326.
- Hovland M., Talbot M., Qvale H., Olausen S. & Aasberg L. (1987) - Methane-related carbonate cements in pockmarks of the North Sea. *J. Sed. Petrol.*, 57, 881-892.
- Hovland M., Judd A.G. (1988) - Seabed Pockmarks and Seepages, Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. *Graham & Trotman, London*. 293.
- Hovland M., Curzi P.V., (1989) - Gas seepage and assumed mud diapirism in the Italian central Adriatic Sea. *Mar. Pet. Geol.* 6, 161–169.
- Hovland M. (1991) - Large pockmarks, gas-charged sediments and possible clay diapirs in the Skagerrak: *Marine and Petroleum Geology*, 8, 311-316.
- Hovland M. (1992) - Pockmarks and gas-charged sediments in the eastern Skagerrak. *Continental Shelf Research*, 12, 1111- 1119.
- Hovland M., Hill A., Stokes D., (1997) - The structure and geomorphology of the Dashgil mud volcano, Azerbaijan. *Geomorphology*, 21, 1-15.
- Hovland M, Mortensen PM, Brattegard T, Strass P, Rokoengen K., (1998) - Ahermatypic coral banks off mid-Norway: Evidence for a link with seepage of light hydrocarbons. *Palaios*, 13, 189–200.
- Hovland M, Bjørkum PA, Gudmestad OT, Orange D (2001) - Gas hydrate and seeps - effects on slope stability: The 'hydraulic model'. In: *ISOPE Conference Proceedings, Stavanger*, 471–76.
- Hovland M., Gardner J. V. & Judd A. G. (2002) - The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. *Geofluids*, 2, 127–136.



- Hovland M., Hegglund R., De Vries M.H., Tjelta T.I. (2010) - Unit-pockmarks and their potential significance for predicting fluid flow. *Mar. Petr. Geol.*, 27, 1190-1199.
- Hyndman R.D., and Davis E.E. (1992) - A mechanism for the formation of methane hydrate and sea floor bottom-simulating reflectors by vertical fluid expulsion: *Journal of Geophysical Research*, 97, 7025-7041.
- Hyndman R.D., and Spence G.D. (1992) - A seismic study of methane hydrate marine bottom simulating reflectors, *Journal Geophysical Research* 97, 6683-6698.
- Hugonie G. (1982) - Mouvements tectoniques et variations de la morphogénèse au Quaternaire en Sicile septentrionale. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, 23, 3-14.
- Huhnerbach, V., Masson, D.G., partners of the COSTA-Project, (2004) - Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behavior. *Mar. Geol.* 213, 343–362.
- Hsyghe P., Foata, M., Deville, Mascle, G., and Caramba Working Group, 2004, Channel profiles through the active thrust front of the southern Barbados prism: *Geology*, 32, 429–432.
- <http://www.idromare.it>
- <http://www.ingv.it/earthquakes>
- <http://www.vialattea.net>
- Iglesias J., Ercilla G., García-Gil. S., Judd A. G. (2010) - Pockforms: an evaluation of pockmark-like seabed features on the Landes Plateau, Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters*, 30, 207-219
- Iglesias J, Ercilla G, García-Gil S, Vázquez J.T, Pulgar J, Fernández- Viejo G, Gallastegui J (2008) - Sedimentary evolution of the eastern Bay of Biscay since the Upper Eocene. *Geo-Temas* 10, 547–550
- Inagaki F., Tsunogai U., Suzuki M., Kosaka A., Machiyama H., Takai K., Nunoura T., Neilson K.H. & Horikoshi K. (2004).- Characterisation of C1-metabolizing prokaryotic communities in methane seep habitats at the Kuroshima Knoll, southern Ryukyu Arc, by analysing *pmoA*, *mmoX*, *mxoF*, *mcrA* and 16S rRNA genes. *Appl. Environ. Microbiol.* 70, 7445-7455.
- Israel H. & Bjornsson S. (1967) – Radon (Rn222) and Thoron (Rn220) in soil air over faults. *Z.f. Geophys.*, 33 (1), 48-64.
- Italiano F., Nuccio P.M., (1991). Geochemical investigations of submarine volcanic exhalations to the east of Panarea, Aeolian Islands, Italy, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 46, 125-141.
- Ivanov M, Pinheiro L, Henriot J-P, Gardner J, Akhmanov G (2000) - Some evidences of the relationship between carbonate mound formation and cold seepage in the Gulf of Cadiz; AGU Fall Meeting (Abstract). *EOS, American Geophysical Union*, 81 (48), OS51E–05.
- Ivanov M.K., Limonov A.F., Van Weering Tj. C. E. (1996) - Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes. *Mar. Geol.*, 132, 253-271.
- Johnson Jr. W.D., and Wagner H.C. (1967) - Geology of Eastern Shawnee County, Kansas, and Vicinity: U.S. Geological Survey, Bulletin 1215-B, 125-254.

- Jones J.B., Segnit E.R. (1971) - The nature of Opal I. Nomenclature and constituent phase. *Journal of the Geological Society of Australia* 18, 57-68.
- Judd A.G., Long D., Shankey M. (1994) Pockmark formation and activity, U.K. Block 15/25, North Sea. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 14, 34-49.
- Judd A., Davies G., Wilson J., Holmes R., Baron G., Bryden I. (1997). Contributions to atmospheric methane by natural seepages on the UK continental shelf. *Mar. Geol.*, 137, 165-189.
- Judd A.G. (2003) – The global importance and context of methane escape from the seabed. *Geo-Mar. Lett.*, 23, 147-154.
- Kanamori H., Brodsky E.E. (2001) - The physics of earthquakes. *Physics Today*, June, 34-40.
- Kastens K., Mascle, J., et al., (1988) - ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into passive margin and back-arc basin evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1140 - 1156.
- Kastner M., Claypool G., Robertson G. (2008) - Geochemical constrains on the origin of porefluids and gas hydrate distribution at Atwater Valley and Keathley Canyon, northern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 25 (9), 860-872.
- Kelley J.T., Dickson S.M., Belknap D.F., Barnhardt W.A., and Henderson M. (1994) - Giant seabed pockmarks: evidence for gas escape from Belfast Bay, Maine *Geology* 22, 59-62
- King and MacLean (1970) - Pockmarks on the Scotian Shelf . *Geological Society of America Bulletin*, 81, 3141-3148.
- Kim Y.W., Yasuda M., Yamagishi A., Oshima T. & Ohta S. (1995) - Characterisation of the endosymbiont of a deep-sea bivalve, *Caloptogena soyoae*. *Appl. Environ. Microbiol.* 61(2), 823-827.
- Knebel H.J. and Scanlon K.M. (1985) - Sedimentary framework of Penobscot Bay, Maine. *Marine Geology* 65, 305-324
- Knittel K., Lösekann T., Boetius A., Kort R. & Amann R. (2005) - Diversity and distribution of methanotrophic Archaea at cold seeps. *Appl. Environ. Microbiol.*, 71(1), 467-479.
- Kopf A. J. (2002) - Significance of Mud Volcanism. *Rev. Geophys.* 40(2), 1005
- Lee G.H., Kim H.J., Jou H.T., Cho H.M. (2003) - Opal-A/opal-CT phase boundary inferred from bottom-simulating reflectors in the southern South Korea Plateau, East Sea (Sea of Japan). *Geophysical Research Letters* 30(24).
- Kuenen P.H. (1939) - Scientific Results of the Snellius Expedition in the Eastern Part of Netherland East-indies 1929-1930 1 - Chapters I-iv.
- Kukowski N., Schillhorn T., Huhn K., von Rad U., Flueh E. R., Husen S. (2001) - Morphotectonic analysis, erosive canyons, and implications for forearc mechanics. *Marine Geology*, 173, 1-4, 1-19.

- Kvalstad T.J., Andresen L., Forsberg C.F., Bryn P., Wangen M. (2005) – The Storegga slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics. *Marine and Petroleum Geology*, 22: 245-256.
- Kvenvolden K.A. (1988) - Methane hydrate a major reservoir of carbon in the shallow geosphere? *Chem. Geol.*, 71, 41–51.
- Kvenvolden K.A., Kastner M. (1990) - Gas hydrated of the Peruvian outer continental margin. In: Suess, H., von Huene, R (Eds). *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 112. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Lambeck K., Anzidei M., Antonioli F. (2004) - 'Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change', *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 563-575.
- Laursen J. & Normark W.R. (2002) - Late Quaternary evolution of the San Antonio submarine canyon in the central Chile forearc (w338S). *Marine Geology* 188, 365-3 Lee S.E., Talling P.J., Ernst G.J., Hogg A.J. (2002) - Occurrence and origin of submarine plunge pools at the base of the US continental slope. *Marine Geology* 185, 363-377.90.
- Laviano R. (1987) - Analisi mineralogica quantitativa di argille mediante diffrattometria di raggi X. Atti workshop “Procedura di analisi di materiali argillosi”, ENEA S.Teresa, Lerici (Sp), 1-2/Giugno/1987, Ed. ENEA - Roma, 215-234.
- Lerman, A. (1979) - *Geochemical processes water and sediment environments*. John Wiley and Sons, Inc., New York, N.Y.
- Lewis K.B., Barnes P.M. (1999) - Kaikoura Canyon, New Zealand: active conduit from near-shore sediment zone to trench-axis channel. *Marine Geology* 162, 39-69.
- Limonov A.F., Woodside J.M., Cita M.B., Ivanov M.K. (1996) - The Mediterranean Ridge and related mud diapirism: a background. *Mar. Geol.*, 132 (1-4), 7-9.
- Liotta M., Grassa F., D’Alessandro F., Favara, R., Gagliano Candela, E., Pisciotta, F., Scaletta. C. (2013) - Isotopic composition of precipitation and groundwater in Sicily, Italy. *Applied Geochemistry*, 34, 199-206.
- Lynne B.Y., Campbell K.A. (2004) - Morphologic and mineralogic transitions from opal-A to opal-CT in low-temperature siliceous sinter diagenesis, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research* 74(4), 561-579.
- Locat J. and Lee H.J. (2000) - *Submarine landslides: Advances and Challenges*. Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides, Cardiff, UK, 2000.
- Lo Iacono C., Sulli A., Agate M., Lo Presti V., Pepe F., Catalano R., (2011) -Submarine Canyons and slope failures in the Palermo Gulf (Southern Tyrrhenian Sea): implications for geo-hazard assessment. *Marine Geophysical Research*.

- Lo Iacono C., Sulli A., Agate M., (2013) - Submarine canyons of the north-western Sicilian offshore (Southern Tyrrhenian Sea): variability in morphologies, sedimentary processes and tectonic settings, *Deep-sea Research II*.
- Long D., Lammers S., Linke P. (1998) - Possible hydrate mounds within large sea-floor craters in the Barents Sea. In: *Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change*, Geological Society of London Special Publication 137 Henriot J-P, Mienert J), 223–37.
- Lonergan L., Cartwright J., Jolly R. (1998) - The geometry of polygonal fault systems in tertiary mudrocks of the North Sea. *Journal of Structural Geology* 20 (5), 529–548.
- Lowe D.R. (1975) - Le strutture di fuga d'acqua nei sedimenti a grana grossa. *Sedimentologia*, 22: 157-204.
- Lucido M. (1992) - Geomorfologia della piattaforma continentale tra torre del Pozzillo e Torre Mondello (Sicilia nord-occidentale). *Naturalista Sicil.* IV, 91-107.
- Maestro A., Barnolas A., Somoza L., Lowrie A., Lawton T. (2002) - Geometry and structure associated to gas-charged sediments and recent growth faults in the Ebro Delta (Spain). *Mar. Geol.* 186, 351–368.
- Malinverno A. & Ryan W. (1986) - Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5, 227–245.
- Malinverno A., Ryan W.B.F., Auffret G.A., Pautot G. (1988) - Sonar images of the path of recent failure events on the continental margin off Nice, France. *Geological Society of America Special Paper* 229, 59-75.
- Malinverno A. (2010) - Marine gas hydrates in thin sand layers that soak up microbial methane. *Earth and Planetary Science Letters* 292, 399–408
- Malmqvist L. & Kristiansson K. (1984) – Experimental evidence for an ascending microflow of geogas in the ground. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70, 407-416.
- Martin J.B., Kastner M., Henry P., Le Pichon X., Lallement S. (1996) - Chemical and isotope evidence for sources of fluids in a mud volcano field seaward of the Barbados accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research*, 101, 20325-20345;
- Matsumoto R., Borowski W.S. (2000). Gas hydrate estimates from newly determined oxygen isotopic fractionation ( $K_{GH-IW}$ ) and  $\delta^{18}O$  anomalies of the interstitial waters: Leg 164, Blake Ridge, in: C.K. Paull, R. Matsumoto, P.J. Wallace, W.P. Dillon (Eds.), *Proc. ODP Sci. Res.* 164, 59-66.
- Mauz B., Buccheri G., Zoller L. & Greco A. (1997) - Middle to Upper Pleistocene morphostructural evolution of NW Sicily coast: thermoluminescence dating and paleontological-stratigraphical evaluations of littoral deposits. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 128, 269 - 285.

- Mazurenko L.L., Soloviev V.A., Gardner J.M.m., Ivanov M.K. (2003) - Gas hydrates in the Ginsburg and Yuma mud volcano sediments (Moroccan Margin): results of chemical and isotopic studies of pore water. *Marine Geology*, 195, 201-210.
- McHugh C. M. G., Snyder S. W., Deconinck J. F., Saito Y., Aubry M. P., and Katz M. E. (1996) - Upper Eocene tektites of the New Jersey continental margin: ODP, Site 904, In: Mountain, G. S., Miller, K. G, Blum, P., Poag, W., Twichell, D. (Edts.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 150: College Station, TX (ODP)*, 241-269.
- Menard H.W. (1955) - Deep-sea channels, topography, and sedimentation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 39, 236-255.
- Milkov A.V. (2000) - Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Marine Geology* 167, 29–42
- Miller J.J., Lee M.W., and von Huene R. (1991) - An analysis of a seismic reflection from the base of a gas hydrate zone, offshore Peru: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75, 910-924.
- Minshull, T., and White, R. (1989) - Sediment compaction and fluid migration in the Makran accretionary prism: *Journal of Geophysical Research*, 94, 7387-7402.
- Mitchell N.C. (2006) - Morphologies of knickpoints in submarine canyons. *GSA Bulletin*; May/June 2006; 118; 5/6, 589-605.
- Moore G. W. (1961) - Coastal sedimentation in northwestern Alaska: U.S. Geological Survey Report TEI-779, 43–65.
- Mörner, N. A. (1978) - Eustasy, geoid changes and multiple geophysical interaction. In: *Catastrophes and Earth History* (W.A. Berggren & J.L. van Couvering, Eds.), 395-415. Princeton Univ. Press.
- Mountjov J.J., Philip M. B., Pettinga R. J. (2009) - Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine Geology* 260, 45-68.
- Mulder T. and Cochonat P.,(1996)- Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 43-57.
- Mulder T. & Alexander J. (2001) - The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269-299.
- Mulder T., Cirac P., Gaudin M., Bourillet J. F., Trainer J., Normand., Weber O., Griboulard R., Jouanneau J.-M., Anschutz P., Jorissen F.J. (2004) - Understanding continent-ocean sediment transfer. *EOS- transactions American geophysical union* 85(27), 257-264.
- Mulder T., Cirac P., Gaudin M., Bourillet J.-F., Trainer J., Normand., Weber O., Griboulard R., Jouanneau J.M., Anschutz P., Jorissen F.J., Cremer M. (2006) - Canyons: a key for ocean-continent sediment transfer. *Canyon of Capbreton (Gulf of Biscay, France)*.

- Mullenbach, B. L., and C. A. Nittrouer, (2000) - Rapid deposition of fluvial sediment in the Eel Canyon, northern California, *Cont. Shelf Res.*, 20, 2191– 2212.
- Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1978) - Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis. *Amer.Geol.Inst., Reprint Series 3*, 127-166.
- Nelson C.H., Thor D.R., Sandstrom M.W., and Kvenvolden K.A. (1979) - Modern biogenic gas-generated craters (seafloor "pockmarks") on the Bering Shelf, Alaska. *Geological Society of America Bulletin* 90, 1144-1152
- Nichols R. J., Sparks R.S.J. and Wilson C.J.N. (1994) - Experimental studies of the fluidization of layered sediments and the formation of fluid escape structures. *Sedimentology*. 41, 213-253
- Nardin T.R., Hein F.J., Gorsline D.S. and Edwards B.D. (1979) - A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 27: 61-73.
- Nemec W. (1990) - Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 10, 29-73.
- Nicolich R., Cita M.B., Fabbri A., Fanucci F., Torelli L. & Wezel C. (1986) - *Bacini sedimentari: ricerche geofisiche e di geologia marina nei mari italiani e nel Mediterraneo*. P.F. Oceanografia e fondi marini, Roma.
- Nierwohner, C., Hensen, C., Kasten, S., Zabel, M., Schulz, H.D. (1998). Deep sulphate reduction completely mediated by anaerobic methane oxidation in sediments of the upwelling area off Namibia. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 62, 455-464.
- Nigro F. & Sulli A. (1995) - Plio-Pleistocene extensional tectonics in the Western Peloritani area and its offshore (northeastern Sicily). *Tectonophysics*, 252, 295-305.
- Nigro F. & Renda P. (1998) – Evidenze di tettonica trascorrente nei Monti di Palermo (Sicilia NW). *Il Quaternario*, 11, (2), 1-4.
- Nigro F., Renda P., Arisco G. (2000) - Tettonica recente nella Sicilia nord-orientale e nelle Isole Egadi. *Boll. Soc. Geol. It.*, 119, 307-319.
- Nixon, G.T., Snyder, L.D., Payie, G.J., Long, S., Finnie, A., Friedman, R.M., Archibald, D.A., Orchard, M.J., Tozer, T., Poulton, T.P., and Haggart, J.W. (2006) - *Geology of the Alice Lake area, northern Vancouver Island*: B. C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, *Geoscience Map 2006-1*, scale 1:50,000.
- Normark W.R., Piper D.J.W. (1991) - Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record, in Osborne R.H. ed., *From Shoreline to Abyss: SEPM, Special Publication 46*, 207–230.
- Obruchev V.A. (1948) - "Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik". *Izv. Akad. Nauk*, in Norway, Final Report. Geological Survey of Norway.

- Odleiv O., Dehls G., Hilmar B., Fridtjof R., Hicks E., Lindholm C., Lars Harald Blikra, Willy Fjeldskaar, Lars Olsen, Oddvar Longva, Jan Inge Faleide, Lars Böckmann, Leif Rise, David R., Alvar Braathen e Brekke H. (2000) – Neotectonics in Norway, Final Report. Geological Survey of Norway.
- Ogniben L. (1960) - Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord - orientale. Riv. Min. Sic., 64-65, 183-212.
- Olu K., Lance S., Sibuet M., Henry P., Fiala-Medioni A., Dinet A. (1997) - Cold seep communities as indicators of fluid expulsion patterns through mud volcanoes seaward of the Barbados accretionary prism. *Deep-Sea Res.* 44, 811-841.
- Olu-Le Roy K., Sibuet M., Fiala-Medioni A., Gofas S., Salas C., Mariotti A., Fouchere J-P., Woodside J. (2004) - Cold seep communities in the deep eastern Mediterranean Sea: composition, symbiosis and spatial distribution on mud volcanoes. *Deep-Sea Research I* 51, 1915–1936.
- Moscardelli L., Wood L., Mann P. (2006) - Mass-transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 90, 1059–1088.
- Moscardelli L., and Wood L. J. (2008) - New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad: *Basin Research*, 20, 73–98.
- Orange D.L., Greene H.G., Reed D., Martin J.B., Mchugh, C.M., Ryan W.B.F., Maher N., Stakes D., Barry J. (1999) - Widespread fluid expulsion on a translational continental margin: Mud volcanoes, fault zones, headless canyons, and aquifers in Monterey Bay, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111, 667-1009.
- Owen, G., 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. In Jones, M., and Preston, R. (eds.). *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*.
- Panza G.F. & Suhadolc P. (1990) – Properties of the lithosphere in collisional belts in the Mediterranean. *Tectonophysics*, 182, 39-46.
- Papatheodorou G., and Ferentinos G. (1997) - Submarine and coastal sediment failure, triggered by the 1995, Ms=6.1R, Aegion earthquake, Gulf of Corinth, Greece. *Mar. Geol.*, 137, 287-304.
- Paull C. K., Ussler III W., and Borowski W.S. (1995) - Methane-rich plumes on the Carolina continental rise: associations with gas hydrates. *Geology* 23, 89-92.
- Paull C. K., Ussler III W., and Borowski W.S. (1999) - Freshwater ice rafting: an additional mechanism for the formation of some high-latitude submarine pockmarks. *Geo-Marine Letters*, 19, 164-168.
- Paull C.K., Ussler III W. and Dillon W.P. (2000) - Potential role of gas hydrate decomposition in generating slope failures. *Natural gas hydrate: In oceanic and permafrost environments*, Max, M.D. (Ed), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Nertherlands, 149-156.
- Pavlidis S.B. (1989) - Looking for a definition of neotectonics, *Terra Nova*, 1, 3, 233-235.

- Pearson C., Murphy J., and Hermes R. (1986) - Acoustic and resistivity measurements on rock samples containing tetrahydrofuran hydrates: Laboratory analogue to natural gas hydrate deposits: *Journal of Geophysical Research*, 91, 14,132-14,138.
- Pennino V., Sulli A., Caracausi A., Grassa F., Interbartolo F. (2013) - Fluid escaping structures in the north Sicily continental margin. Submitted to *Marine and Petroleum Geology*.
- Pepe F., Bertotti G., Cella F., and Marsella E. (2000) - Rifted margin formation in the South Tyrrhenian Sea: a high-resolution seismic profile across the North Sicily passive continental margin. *Tectonics* 19, 241-257.
- Pepe F., Sulli A., Agate M., Di Maio D., Kok A., Lo Iacono C. & Catalano R. (2003) - Plio-Pleistocene geological evolution of the northern Sicily continental margin (southern Tyrrhenian Sea): new insights from high-resolution, multi-electrode sparker profiles. *Geo Mar. Lett.*, 23, 53-63.
- Pepe F., Bertotti G., Cloetingh S. (2004) - Tectono-stratigraphic modelling of the north Sicily continental margin (southern Tyrrhenian sea). *Tectonophysics*, 384/1-4, 257-273.
- Pettinga J.R. (2003) - Mud volcano eruption within the emergent accretionary Hikurangi Margin, Southern Hawke's Bay, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 46, 1, 107-121.
- Pichevin L., Mulder T., Savoye B., Gervais A., Cremer., Piper D.J.W. (2003) - The Golo submarine turbidite system (east Corsica margin) : morphology and processes of terrace formation from high-resolution seismic reflection profiles. *Geo-Marine Letters* 23, 117-124.
- Pickrill R.A. (1993) - Shallow seismic stratigraphy of a hydrothermally influenced lake, Lake Rotoiti, New Zealand. *Sedimentology*, 40, 813–828.
- Pilcher R., Argent J. (2007) - Mega-pockmarks and linear pockmark trains on the West African continental margin . *Marine Geology*, 244, 15–32.
- Popescu A., Yates, and Etzioni O. (2004) - Class extraction from the World Wide Web. In *AAAI-04 Workshop on Adaptive Text Extraction and Mining*, pages 68–73.
- Pratson L.F., Ryan W.B.F., Mountain G.S., Twichell D.C. (1994) - Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geological Society of American Bulletin* 106, 395-412.
- Pratson L.F. & Coakley B.J. (1996) - A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flow. *GSA Bulletin*, Febbraio 1996, 108 no. 2, 225-234.
- Pratson L.F (2001) - A perspective on what is known and not known about seafloor instability in the context of continental margin evolution. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 499–501.
- Prior D.B., Coleman J.M., Doyle E.H. (1984) - Antiquity of the continental slope along the Middle-Atlantic margin of the United States. *Sci.* 223, 926–928.



- Prior DB, Doyle EH, and Kaluza MJ. (1989) - Evidence for sediment eruption on deep seafloor, Gulf of Mexico. *Science* 243, 517-519
- Ramsay, A.T.S. (1971) - Occurrence of Biogenic Siliceous Sediments in Atlantic Ocean. *Nature* 233(5315), 115-125.
- Puig P., Ooston A.S., Mullenbach B.L., Nittrouer C.A., Sternberg R.W. (2003) - Shelf-to-canyon sediment-transport processes on the Eel continental margin (northern California). *Marine Geology* 193, 129-149.
- Rehault J.P., Mascle J. & Boillot G. (1984) – Evolution geodynamique de la méditerranée depuis l'Oligocène. *Mem. Soc. Geol. It.*, 27, 85-96.
- Rehault J.P., Moussat E. & Fabbri A. (1987) - Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin. *Mar. Geol.*, 74, 123-150.
- Renda P., Tavarnelli E., Tramutoli M. & Gueguen E. (2000) - Neogene deformations of Northern Sicily, and their implications for the geodynamics of the Southern Tyrrhenian Sea margin. *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 53-59.
- Ridente D., Fogliini F., Missini D., Trincardi F., Verdicchio G. (2007) - Shelf-edge erosion, sediment failure and inception of Bari Canyon on the Southwestern Adriatic Margin (Central Mediterranean) *Marine Geology* 246, 193-207.
- Rise L., Sættem J., Fanavoll S., Thorsnes T., Ottesen D. & Bøe R. (1999) - Sea-bed pockmarks related to fluid migration from Mesozoic bedrock strata in the Skagerrak offshore Norway, *Mar. Pet. Geol.*, 16, 619-631.
- Rice D. D and Claypool G. E. (1981) – Generation, accumulation, and resource potential of biogenic gas. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 65, 5-25.
- Ruggieri G. (1979) - A “new stratigraphy” for the marine Quaternary of Italy. *Litoralia* 9-10.
- Schmidt S., H. C. de Stigter, and T. C. E. van Weering (2001) - Enhanced short-term sediment deposition within the Nazare Canyon, north-east Atlantic, *Mar. Geol.*, 173, 55–67.
- Schubel J. R. (1974) - Gas bubbles and the acoustically impenetrable, or turbid, character of some estuarine sediments. In: Kaplan IR (Ed.), *Natural Gases in Marine Sediments*. New York: Plenum Press, 275-298.
- Schwab W. C., Lee H. J., Twichell D.C (1993) - Submarine landslides: Selected studies in the U.S. exclusive economic zone, *U.S. Geol. Surv. Bull.* 2002, U.S., Dept. of Interior, Washington, D.C.
- Schwarz H.U. (1982) - Subaqueous slope failures. *Contribution to Sedimentology* 11, 116.
- Selli R. (1970) – Cenni morfologici generali sul Mar Tirreno. *Giorn. Geol.*, 37, 5-24.
- Shanmugam G., (2003) - Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyon. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 471-491.
- Shepard F. P. (1933) - “Geological Misconceptions Concerning the Oceans,” *Science*, 78, 406–08.
- Shepard F.P. (1936) - Undertow, rip tide or rip current. *Science*, 84, 181-182.

- Shepard F. P. (1952) - "Composite Origin of Submarine Canyons", *Journal of Geology*, 60, 84-96  
671.
- Shepard F.P. and Dill R.F. (1966) - *Submarine canyons and other sea valleys*: Chicago, Rand McNally, 381.
- Shepard, F. P., (1981) - "Submarine Canyons: Multiple Causes and Long-Time Persistence," *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 65:1062.
- Shipley T.H., Houston M.H., Buffler R.T., Shaub F.J., McMillen K.J, Ladd J.W., and Worzel J.L. (1979) - Seismic reflection evidence for the widespread occurrence of possible gas-hydrate horizons on continental slopes and rises, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 2204-2213.
- Singh S.C., Minshull T.A., and Spence G.D. (1993) - Velocity structure of a gas-hydrate reflector: *Science*, 260, 204-207.
- Skempton A.W. & Hutchinson J.N. (1969) - Stability of natural slopes. *Proc. 7th Int. Conf. Soil Mech. and Found. Eng., Mexico*, 4, 291-340.
- Sloan ED (1990) - *Clathrate Hydrates of Natural Gases*. New York: Marcel Dekker, 641.
- Snyder, G.T., Hiruta, A., Matsumoto, R., Dickens, G.R., Tomaru, H., Takeuchi, R., Komatsubara, J., Ishida, Y., Yu, Y. (2007) - Pore water profiles and authigenic mineralization in shallow marine sediments above the methane-charged system on Umitaka Spur, Japan Sea. *Deep-Sea research Part II. Topical studies in Oceanography*. 54, 1216-1239.
- Soh J.W. & Tokuyama H. (2002) - Rejuvenation of submarine canyon associated with ridge subduction, Tenryu Canyon, off Tokai, central Japan. *Mar. Geol.* 187, 203–220.
- Solheim A. and Elverhoi A. (1993) - Gas-related sea floor craters in the Barents Sea. *Geo-Marine Letters*. 13, 235-243
- Soter S. (1998) - The Aigion earthquake of 1995: Macroscopic anomalies. In: *Ancient Helike and Aigialeia. Proceedings of the Second International Conference, Aigion, 1–3 December 1995* Katsonopoulou D, Schildardi D, Soter S.), 464–71. Helike Society, Athens.
- Soter S. (1999) - Macroscopic seismic precursors and submarine pockmarks in the Corinth-Patras Rift, Greece. *Tectonophysics*, 308, 275–90.
- Spencer, A.C. (1903) - *Contributions to economic geology*,: U.S. Geological Survey Bulletin 225, 28-42.
- Stoll, R.D. (1974) - Effects of gas hydrates in sediments, *in* Kaplan, LR., ed., *Natural gases in marine sediments*: New York, Plenum, 235-247.
- Suess E., Torres M.T., Bohrman G., Colier R.W., Greinert J., Linke P., Rehder G., Treu A., Wallmann K., Winkler G., Zuleger E. (1999) - Gas hydrate destabilization: enhanced dewatering, benthic material turnover and large methane plumes at the Cascadia convergent margin. *Earth Planetary Science Letters*, 170, 1-15.

- Sulli A., Pepe F., Pennino V., Lo Iacono C., Agate M. (2009) - Evidences of Mud Volcanoes in the Palermo and Termini Gulf (N Sicily Offshore). (Abstract) *Geoitalia*, 3, 88-89.
- Sulli A., Agate M., Lo Iacono C., Lo Presti V., Pennino V., Polizzi S. (2013) - Submarine Slope Failures along the Northern Sicilian Continental Margin (Southern Tyrrhenian Sea) and Possible Implications for Geo-hazard. *Landslide Science and Practice*, 5, 41-48
- Sulli A., Agate M., Mancuso M., Pepe F., Pennino V., Polizzi S., Lo Presti V., Gargano F., Interbartolo F. (2012) - Variability of depositional setting along the north-western Sicily continental shelf (Italy) during late Quaternary: effects of sea level changes and tectonic evolution. *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 25 (2), 141-156.
- Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H., Laberg, J.S., Long, D., Mienert, J., Trincardi, F., Urgeles, R., Vorren, T.O., Wilson, C. 2004. Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. *Marine Geology* 213, 291-321.
- Tamaki, K., Pisciotto, K.A., Allan., J., et al., (1990). Proc. ODP, init. Repts, vol. 127. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Tappin DR, Watts P, McMurtry GM, Lafoy Y, Matsumoto T (2001) - The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July 1998 — offshore evidence on the source mechanism. *Marine and Petroleum Geology*, 175, 1–23.
- Terzhagi, K. (1956) - Varieties of submarine slope failures. *Harvard Soil Mechanics Series No. 52*, Harvard University, also published in 8th Texas Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Austin, USA, 1-41.
- Tinivella U. & Accaino, F. (2000) - Compressional velocity structure and Poisson's ratio in marine sediments with gas hydrate and free gas by inversion of reflected and refracted seismic data (South Shetland Islands, Antarctica). *Mar. Geol.*, 164,13-27.
- Tinivella U. (2002) - The seismic response to overpressure versus gas hydrate and free gas concentration. *J. Seismic Exploration* , 11, 283-305.
- Tohno I., Shamoto Y. (1986) - Liquefaction damage to the ground during the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) earthquake in Aomori prefecture, Tohoku, Japan. *Natural Disaster Science*, 8, 85–116.
- Torgersen, T. & J. O'Donnell. (1991) - Tectonic and seismic fracturing processes and rare gases fluxes from the solid earth. *Geophys. Res. Let.*, 18, 951-954.
- Thrasher, J., Fleet, A.J., Hay, S., Hovland, M., Düppenbecker, S., (1996) - Understanding geology as the key to using seepage in exploration: the spectrum of seepage styles. In: Schumacher D, Abrams AM (eds) *Hydrocarbon migration and its near-surface expression*. AAPG Memoir 66, 223–241.
- Trainer, V. L., N. G. Adams, And J. C. Wekell. (2001) - Domoic acid-producing *Pseudo-nitzschia* species off the U.S. west coast associated with toxification events, p. 207–233. In G. M.

- Hallegraef, S. I. Blackburn, C. J. Bolch, and R. J. Lewis (eds.), *Harmful Algal Blooms 2000*. Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO, Paris, France.
- Twichell D.C. & Roberts D.G (1982). Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons. *Geology* 10, 408–412.
- Valenza M. & Nuccio P.M. (1991) - Geochemical precursor of earthquakes: some experiences in Italy. *Pubbl. Ist. Geoch. Fluidi, C.N.R., Palermo*, 3, 9.
- Underhill JR (2009) Role of intrusion-induced salt mobility in controlling the formation of the enigmatic ‘Silverpit Crater’, UK Southern North Sea. *Petrol Geosci* 15, 197–216.
- Varnes D.J. (1958) - Landslide types and processes *in* Eckel E.B., ed., *Landslides and Engineering Practice*, Highway Research Board Special Report 29, NAS-NRC Publication 544, Washington, D.C., 20 - 47.
- Varnes D. J. (1978) - Slope movement types and processes. In: Special Report 176: *Landslides: Analysis and Control* (Eds: Schuster, R. L. & Krizek, R. J.). Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D. C., 11-33.
- Vail P.R., Sangree J.B. (1988) - Global sea-level and the stratigraphic record. *Sequence Stratigraphy Workbook, Townsville Workshop* 23–25, 1988.
- Werne J.P. M. Baas, J. S. Sinninghe Damste. (2002) - Molecular isotopic tracing of carbon flow and trophic relationships in a methane-supported benthic microbial community. *Limnol. Oceanogr.*, 47, 1694–1701.
- Wezel F.C., Savelli D., Bellagamba M., Tramontana M. & Bartole R. (1981) - Plio-Quaternary depositional style of sedimentary basins along insular Tyrrhenian margins. In: Wezel F.C. Ed., *Sedimentary basins of Mediterranean margins.*, 239-269, Tecnoprint, Bologna.
- Whiticar M.J. and Werner F. (1981) - Pockmarks: Submarine vents of natural gas or freshwater seeps *Geo-Marine Letters*, 1, 193-199.
- Yamano, M., Uyeda, S., Aoki, Y., and Shipley, T.H. (1982) - Estimates of heat flow derived from gas hydrates. *Geology*, 10, 339–343
- Yassir N. (1987) – Mud volcanoes: evidence of neotectonic activity. *Memoir of the Geological Society of China*, 9, 513-524.
- Yassir N. (1989) – Mud volcanoes and the Behaviour of Overpressured Clays and Silts. Unpublished PhD Thesis, University of London, UK.
- You C.F, Gieskes J.M., Lee T., Yui T.F, Chen H.W. (2004). *Applied Geochemistry*, 19, 695-707.
- Yun J.W., Orange D.L., Field M.E. (1999) - Subsurface gas offshore of northern California and its link to submarine geomorphology. *Marine and Petroleum Geology*, 15, 357–68.
- Yusifov M., Rabinowitz P.D (2004) - Classification of mud volcanoes in the South Caspian Basin, offshore Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology* 21, 965–975.

Zavatarelli M., Mellor G. L. (1995) - "A numerical study of the Mediterranean Sea circulation." *Journal of Physical Oceanography*, 25(6), 1384-1414.

Zito G., Mongelli F. & Loddo M. (1993) - Temperature dependence of the thermal parameters of some rocks. *Boll. Geof. Teor. Appl.* XXXV (140), 437-445.

## **RINGRAZIAMENTI**

*Ringrazio particolarmente il Prof. Attilio Sulli, tutor della ricerca, che in questi anni ha contribuito in modo significativo alla mia crescita, fornendomi mezzi e competenze e per il suo sostegno anche nei momenti più difficili;*

*i Dottori Fausto Grassa e Antonio Caracausi, dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia di Palermo, grazie ai quali è stato possibile effettuare le analisi chimiche ed isotopiche e per la loro disponibilità ogni qual volta ho chiesto consigli e chiarimenti;*

*la Dott.ssa Umberta Tinivella, dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Applicata (OGS Trieste) e il Prof. Paolo E. Orrù dell'Università di Cagliari, per aver referato la mia tesi di dottorato e per i loro preziosi suggerimenti;*

*il Prof. Raimondo Catalano ed i Dottori Mauro Agate, Fabrizio Pepe e Maurizio Gasparo Morticelli dell'Università di Palermo per il loro contributo alla ricerca;*

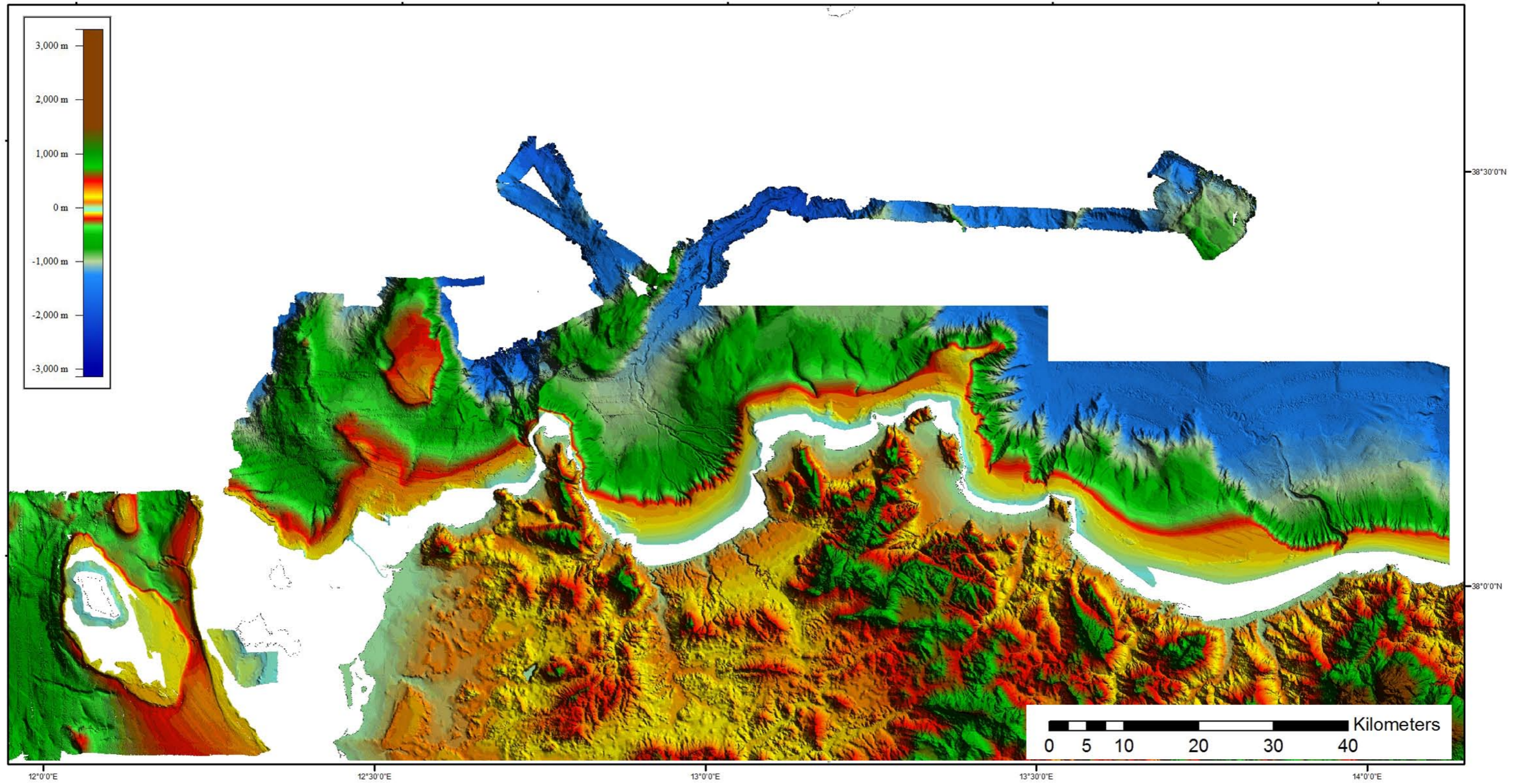
*il Prof. Giuseppe Montana e la Dott.ssa Anna Maria Polito, dell'Università di Palermo, che mi hanno dato importanti indicazioni sulle analisi mineralogiche;*

*i tecnici di laboratorio Francesco Furnari (Lab. Diffrazione RX) e Maurizio Greco (Lab. Rocce), del Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare, i quali mi hanno aiutata e sostenuta durante le fasi di preparazione ed analisi dei campioni;*

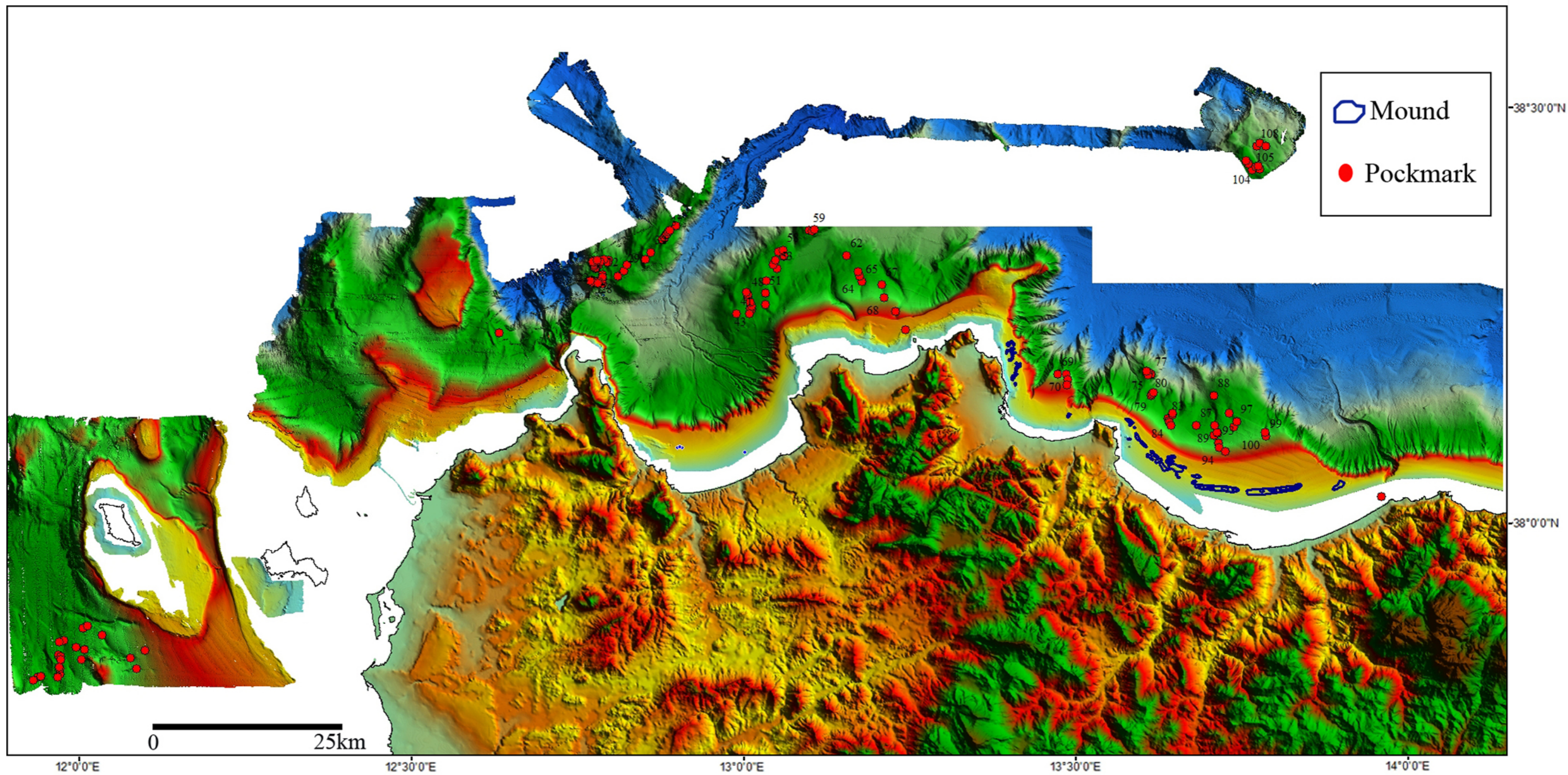
*i membri degli equipaggi delle navi oceanografiche "Universitatis" e "Antonino Borzi".*

*Inoltre ringrazio tutti coloro che, durante questo percorso, hanno avuto un importante ruolo sia affettivo che scientifico.*

# TAVOLA I



# TAVOLA II









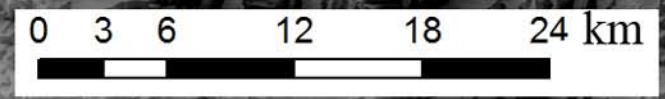
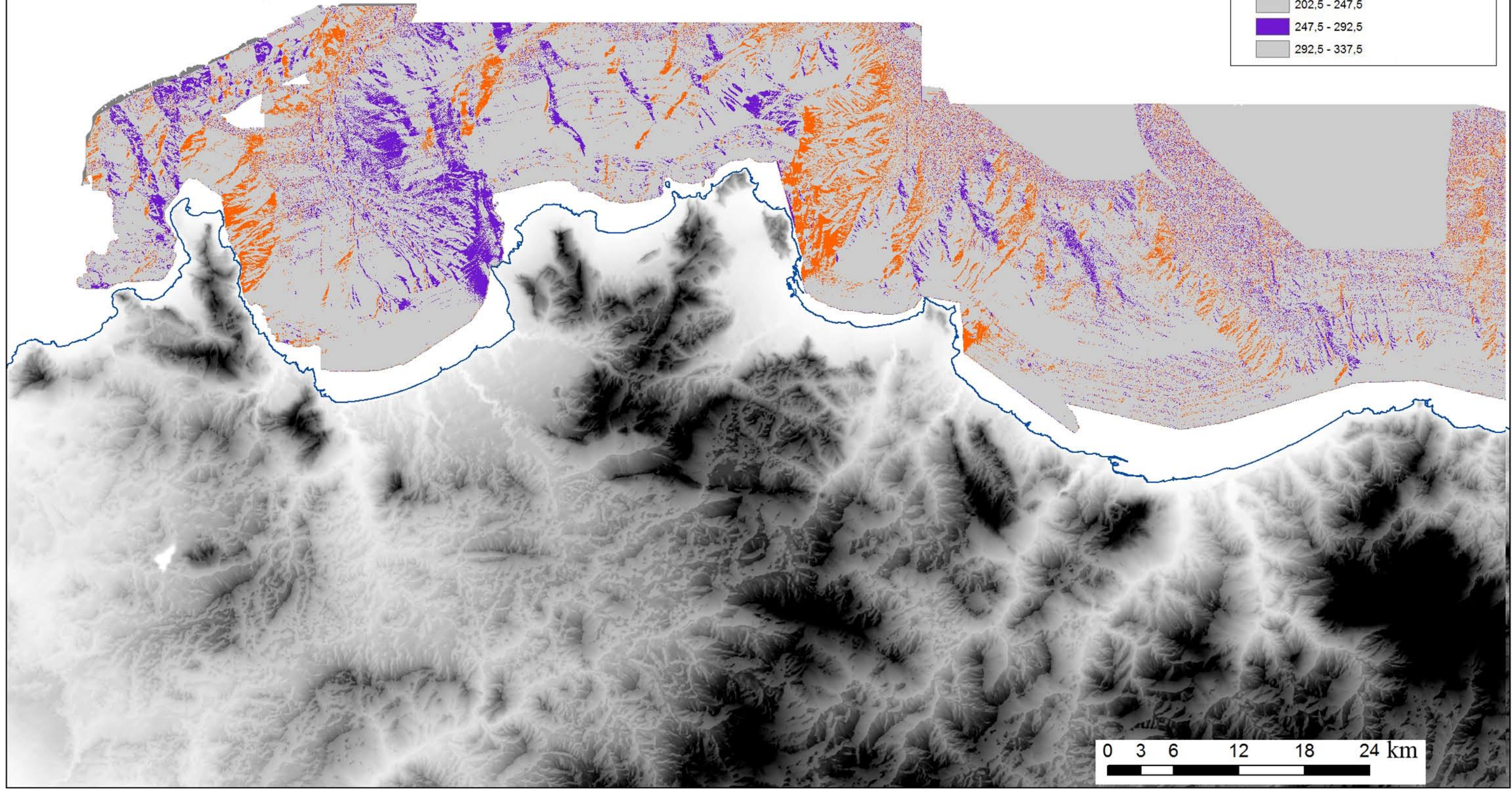
# ALLEGATO II

**Legend**

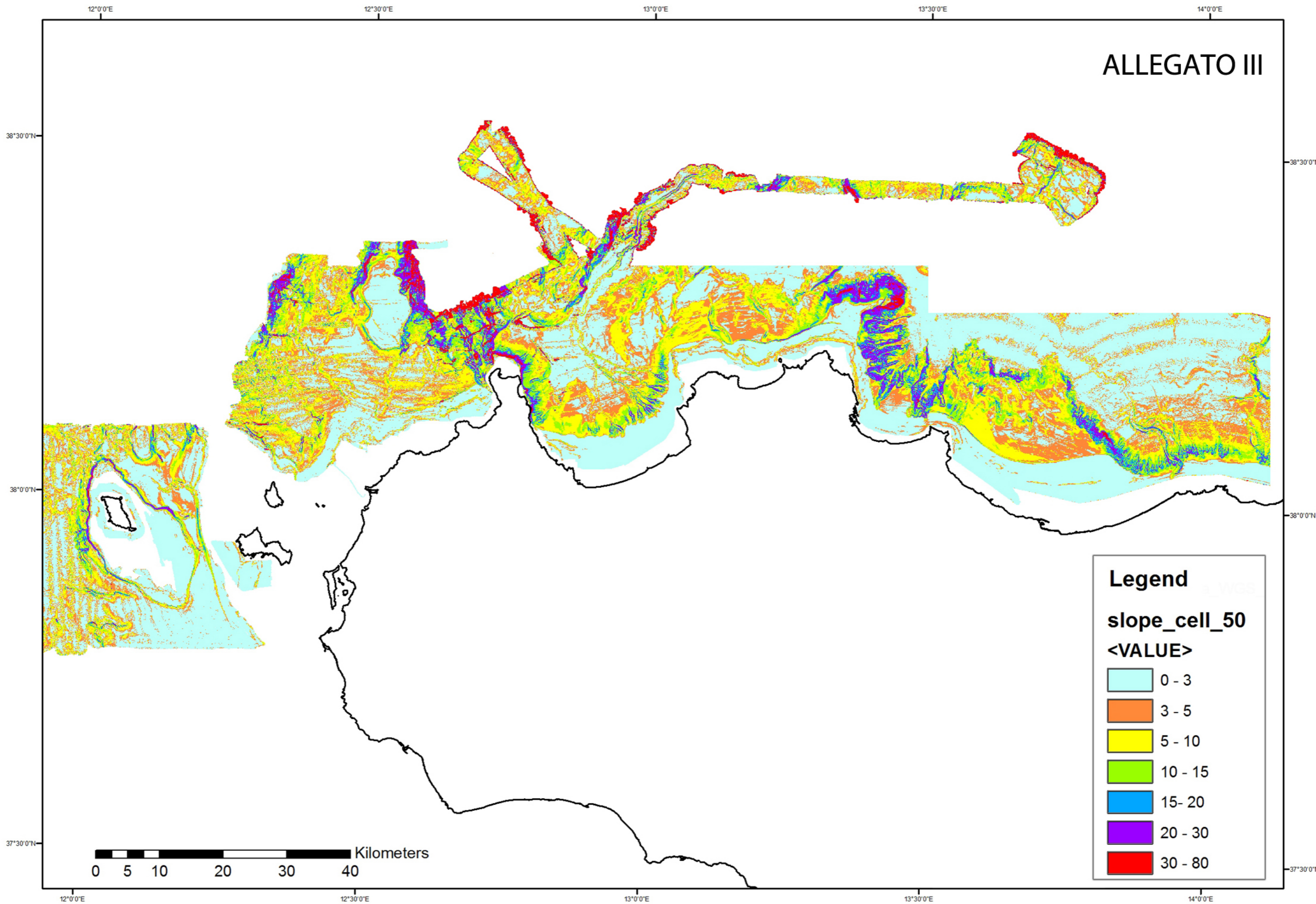
— LCosta\_WGS\_1984\_UTM\_Zone\_33N

**<VALUE>**

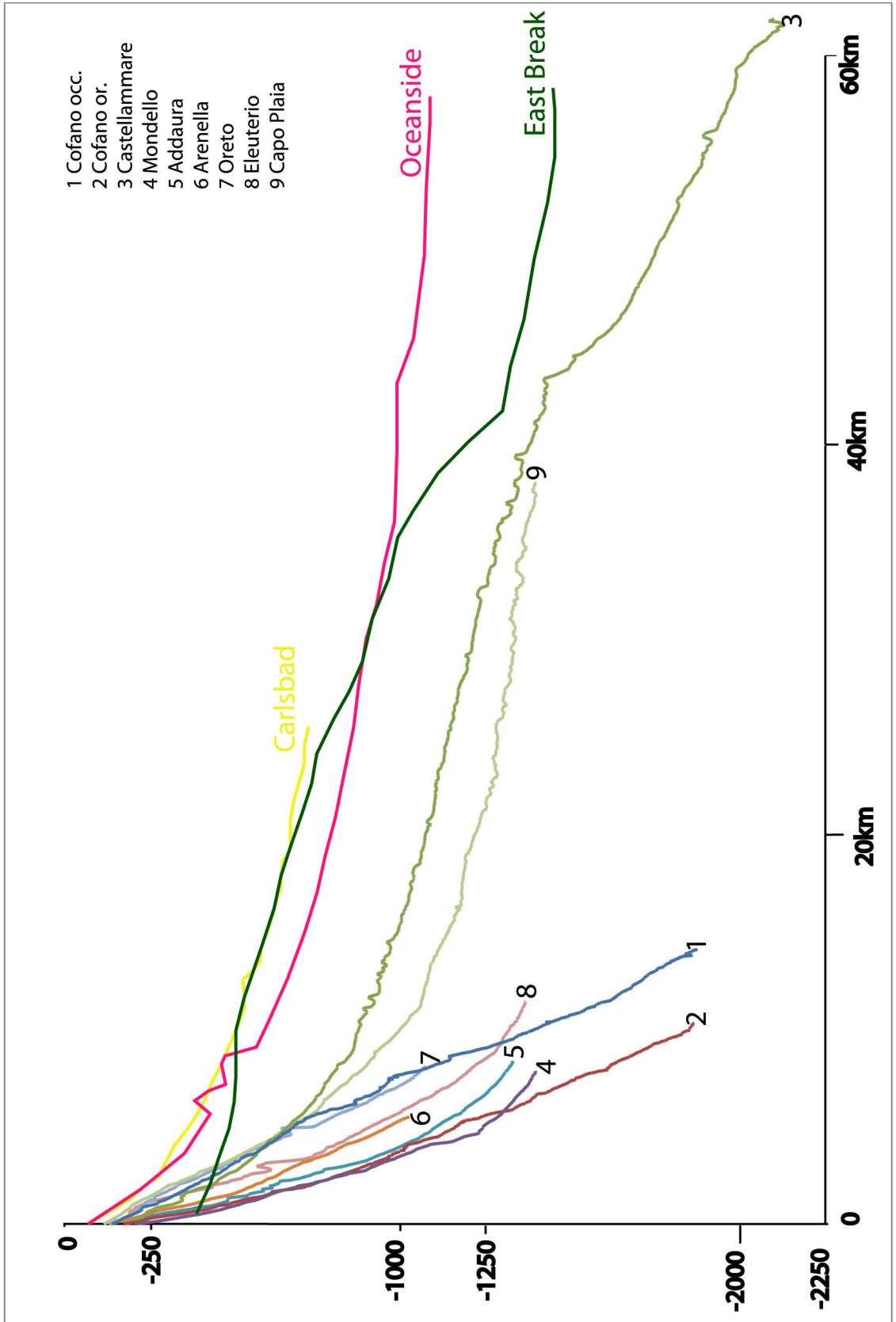
Lightest Gray	337,5 - 22,5
Light Gray	22,5 - 67,5
Orange	67,5 - 112,5
Medium Gray	112,5 - 157,5
Dark Gray	157,5 - 202,5
Very Dark Gray	202,5 - 247,5
Purple	247,5 - 292,5
Darkest Gray	292,5 - 337,5



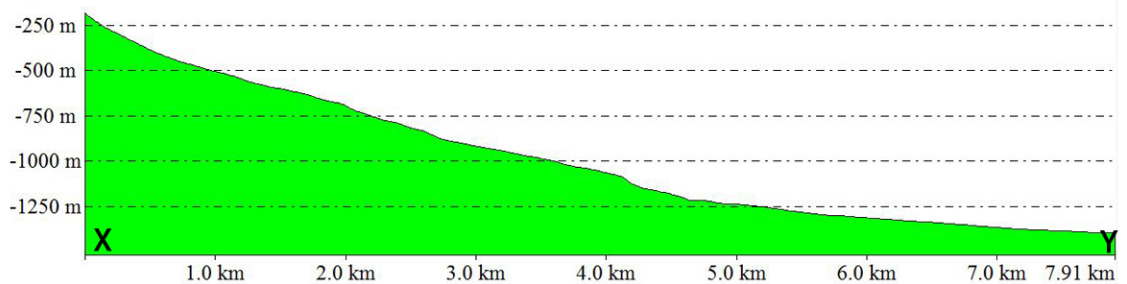
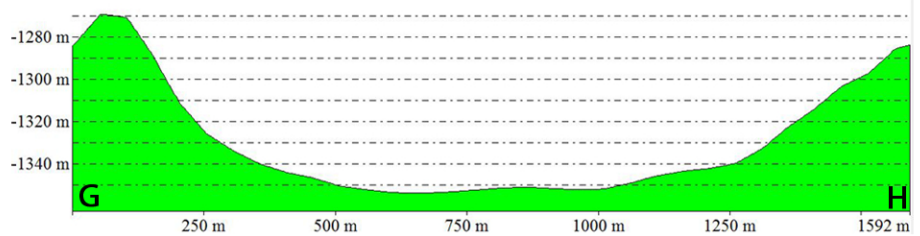
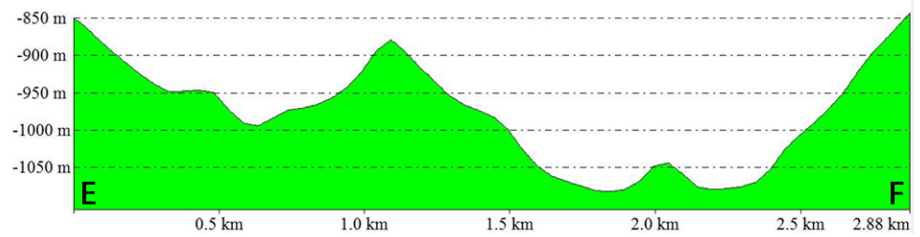
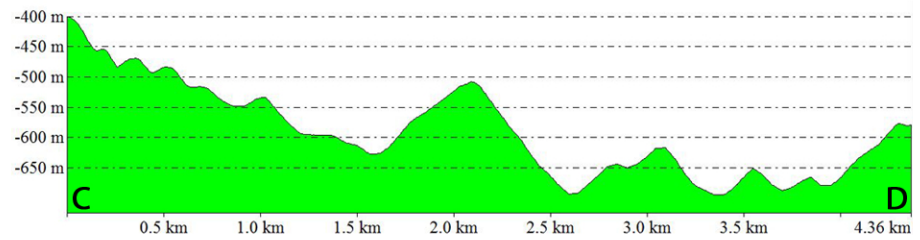
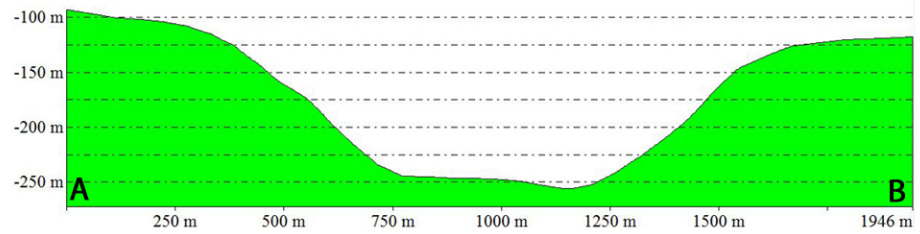
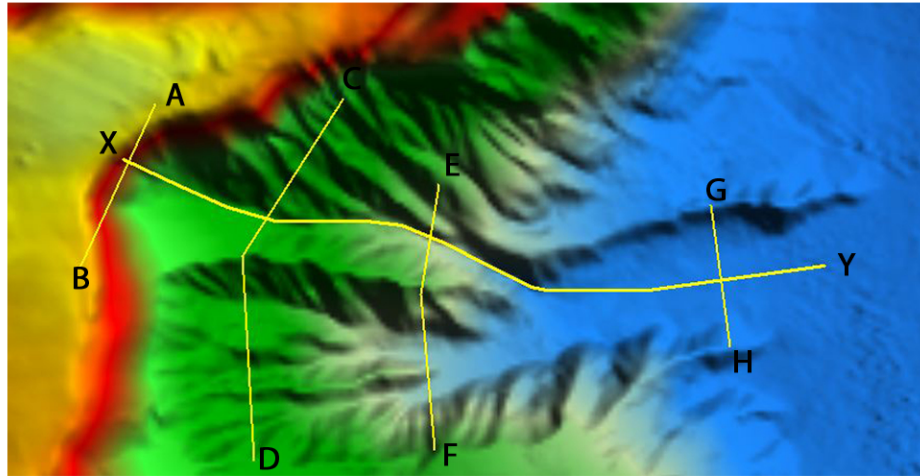
# ALLEGATO III



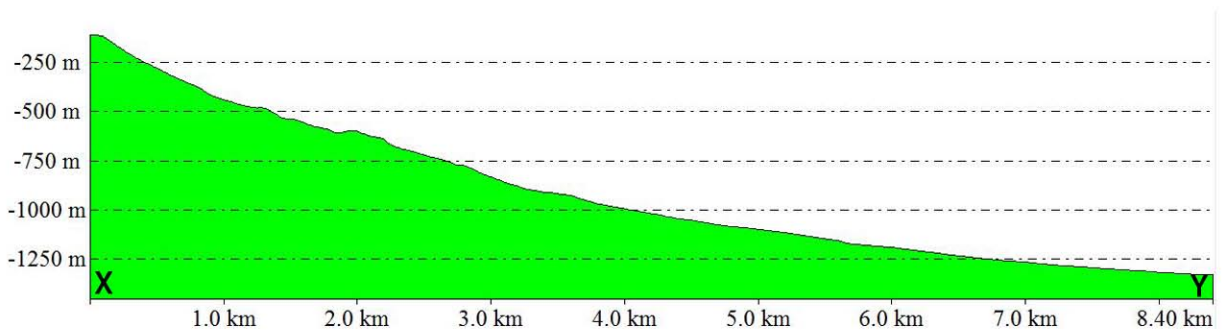
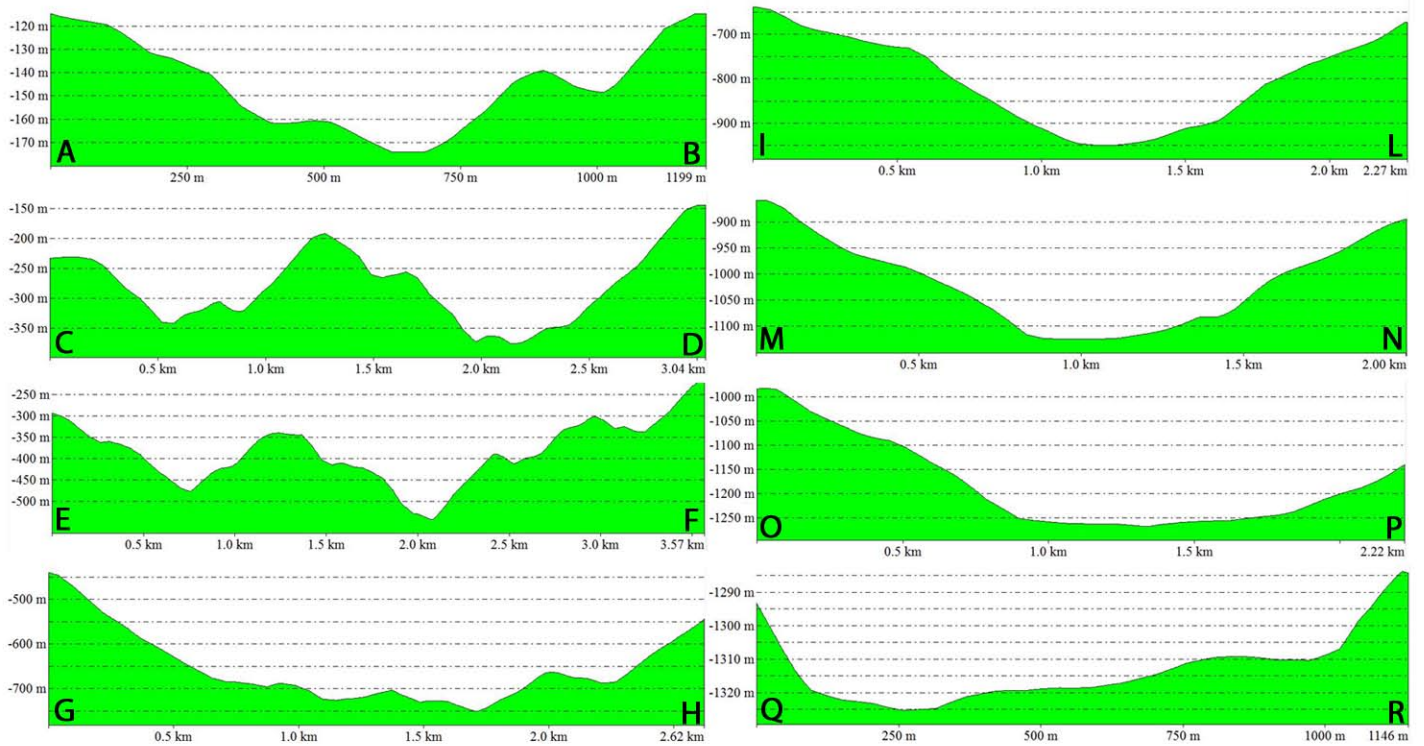
# ALLEGATO IV



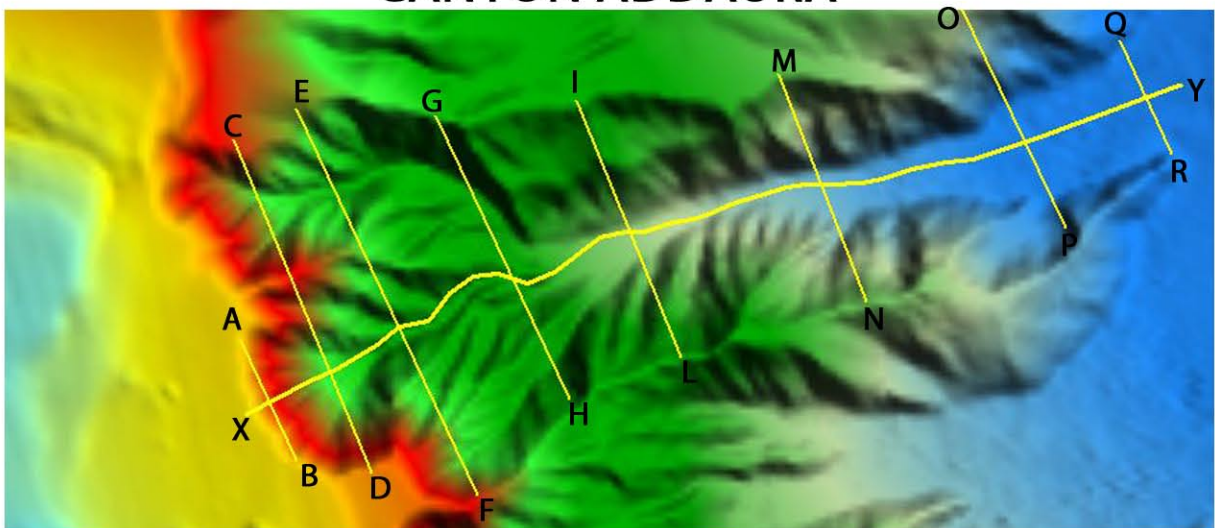
CANYON MONDELLO



# ALLEGATO VI

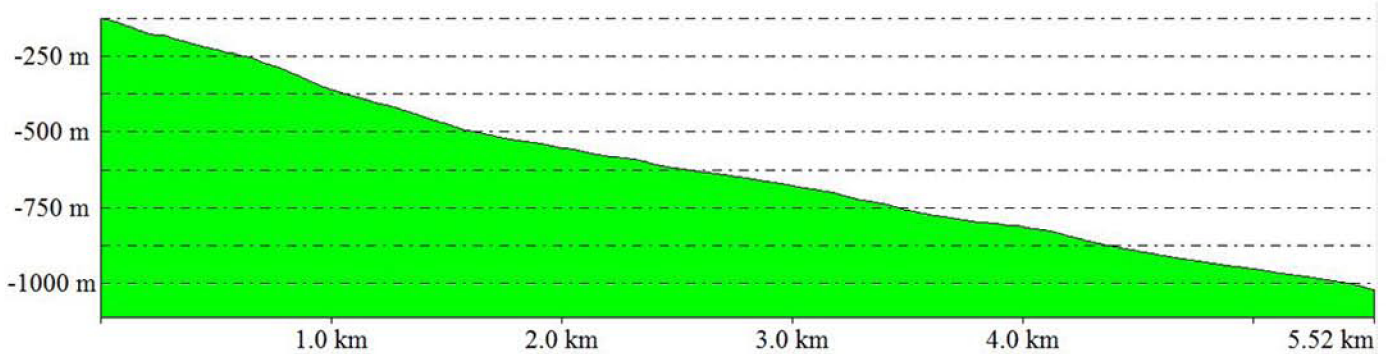
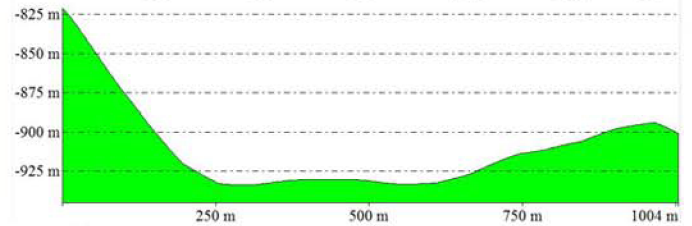
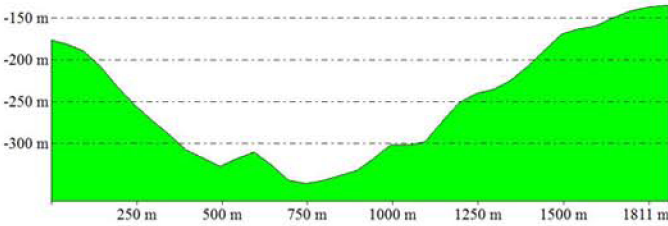
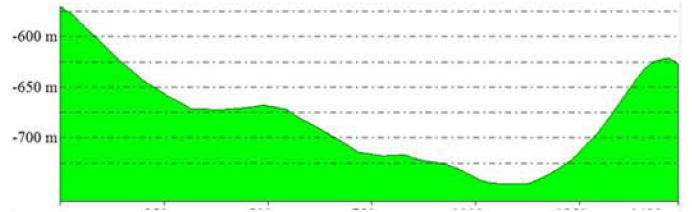
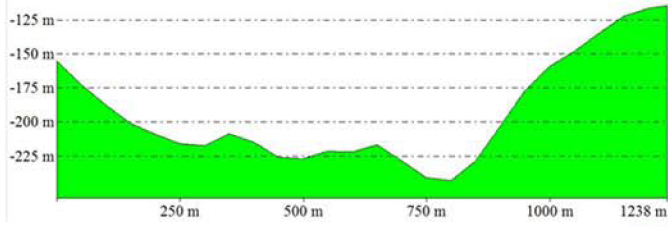
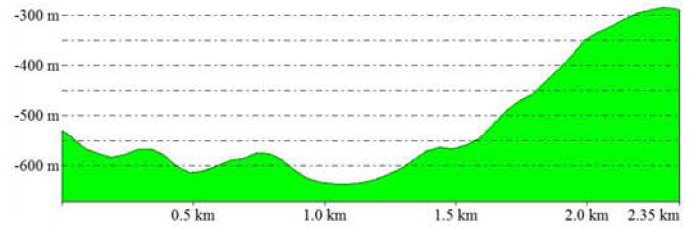
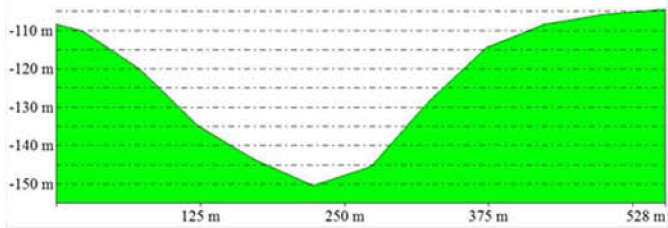
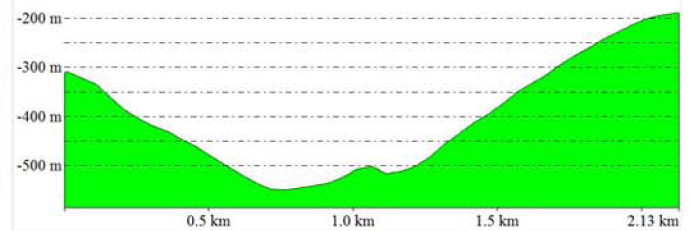
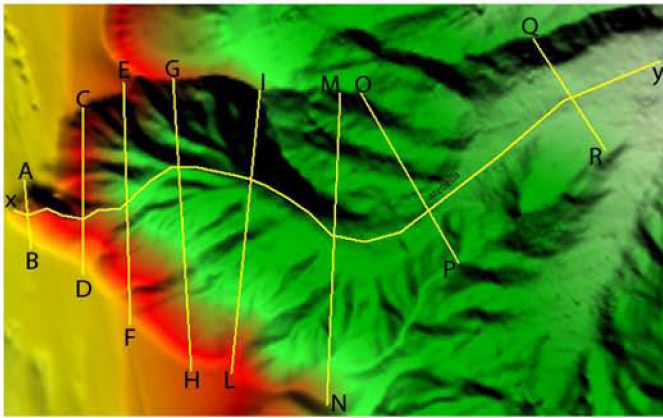


## CANYON ADDAURA

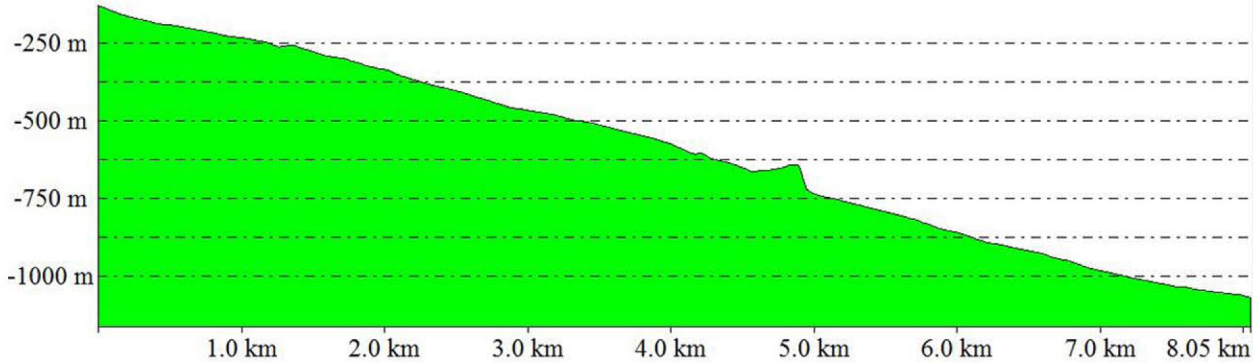
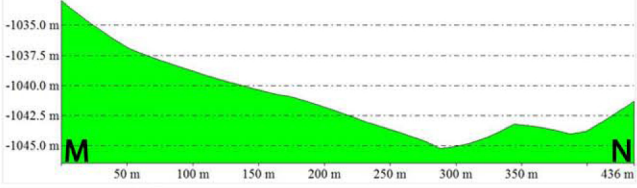
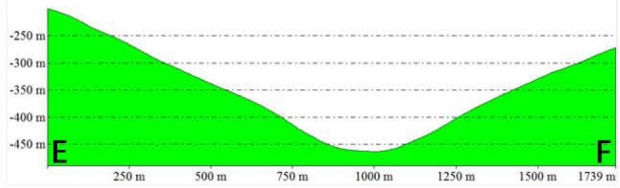
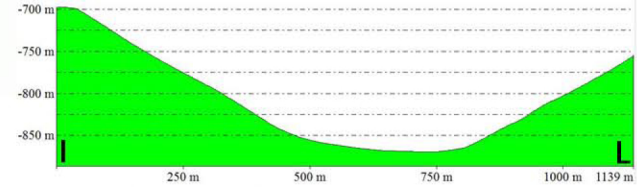
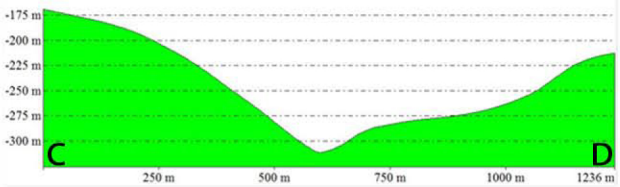
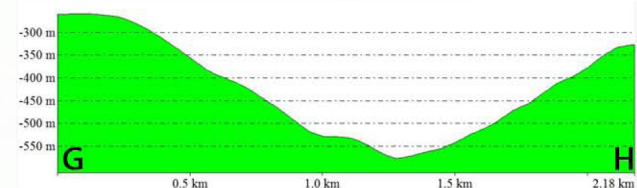
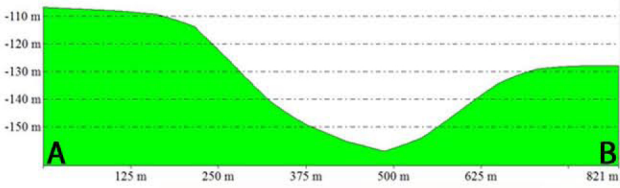
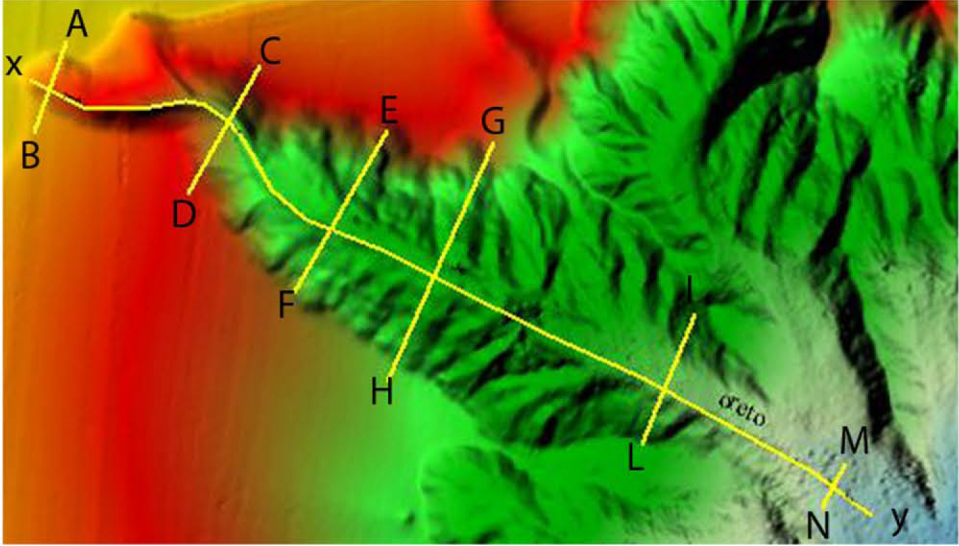


# ALLEGATO VII

## CANYON ARENELLA



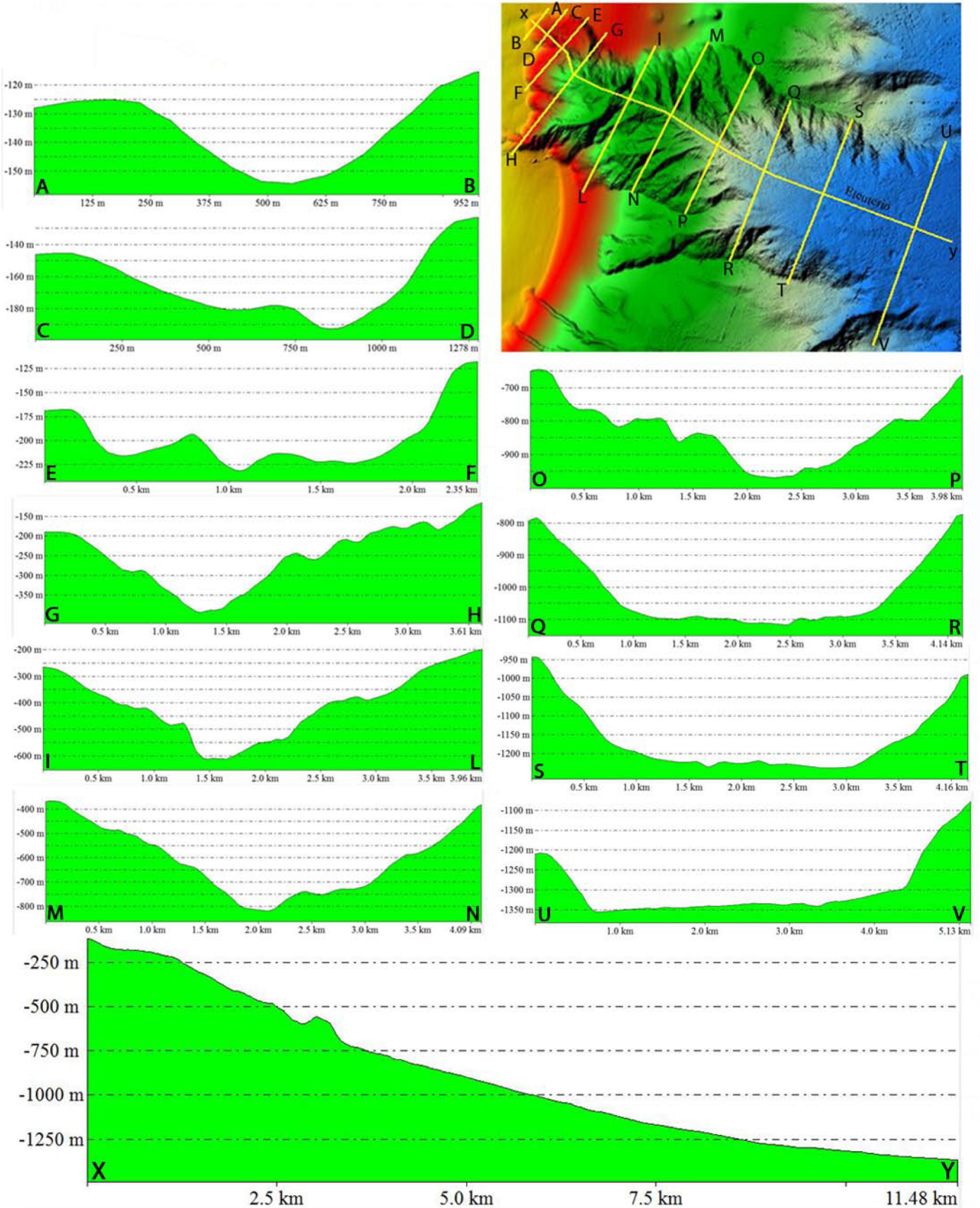
CANYON ORETO





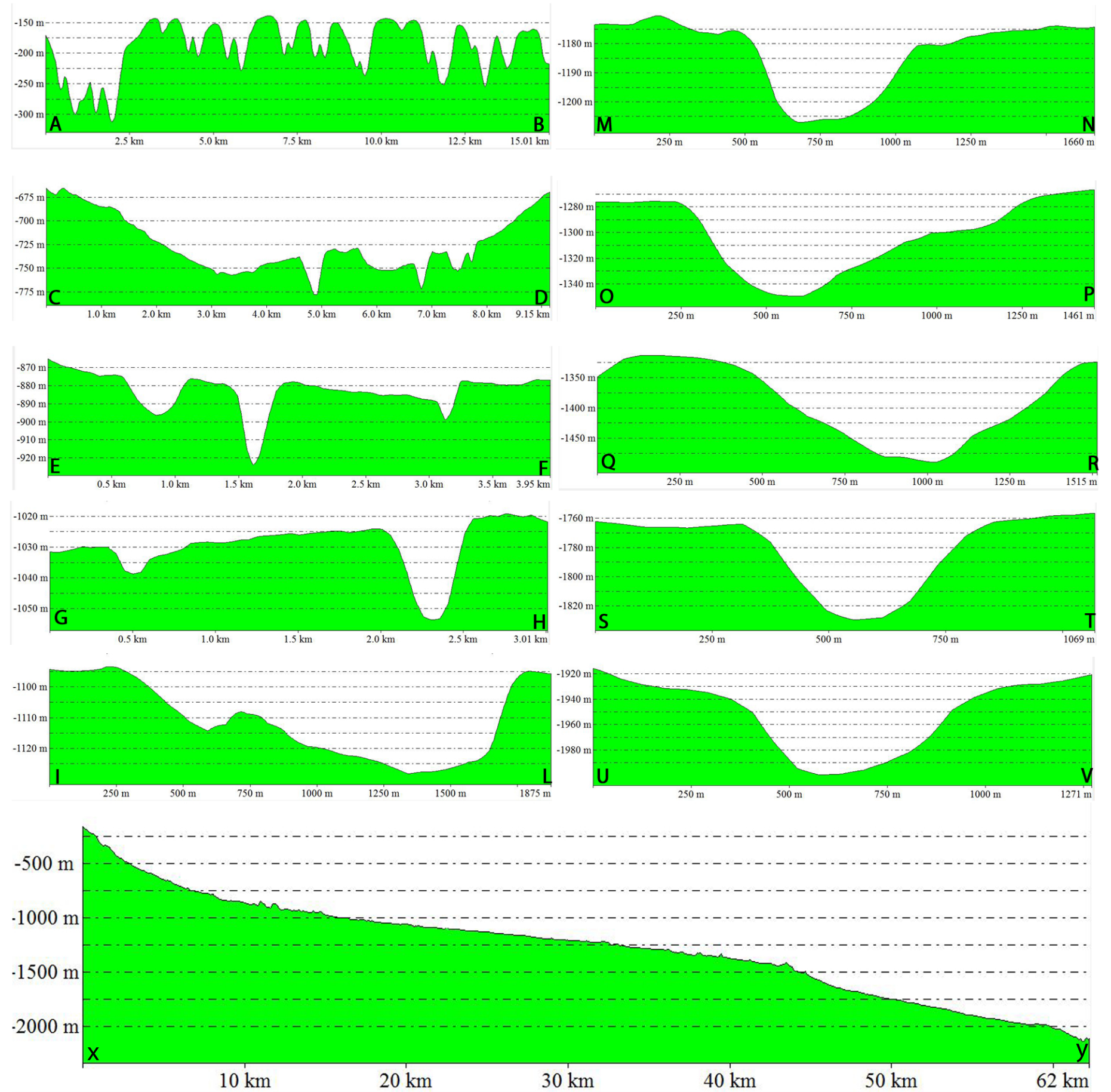
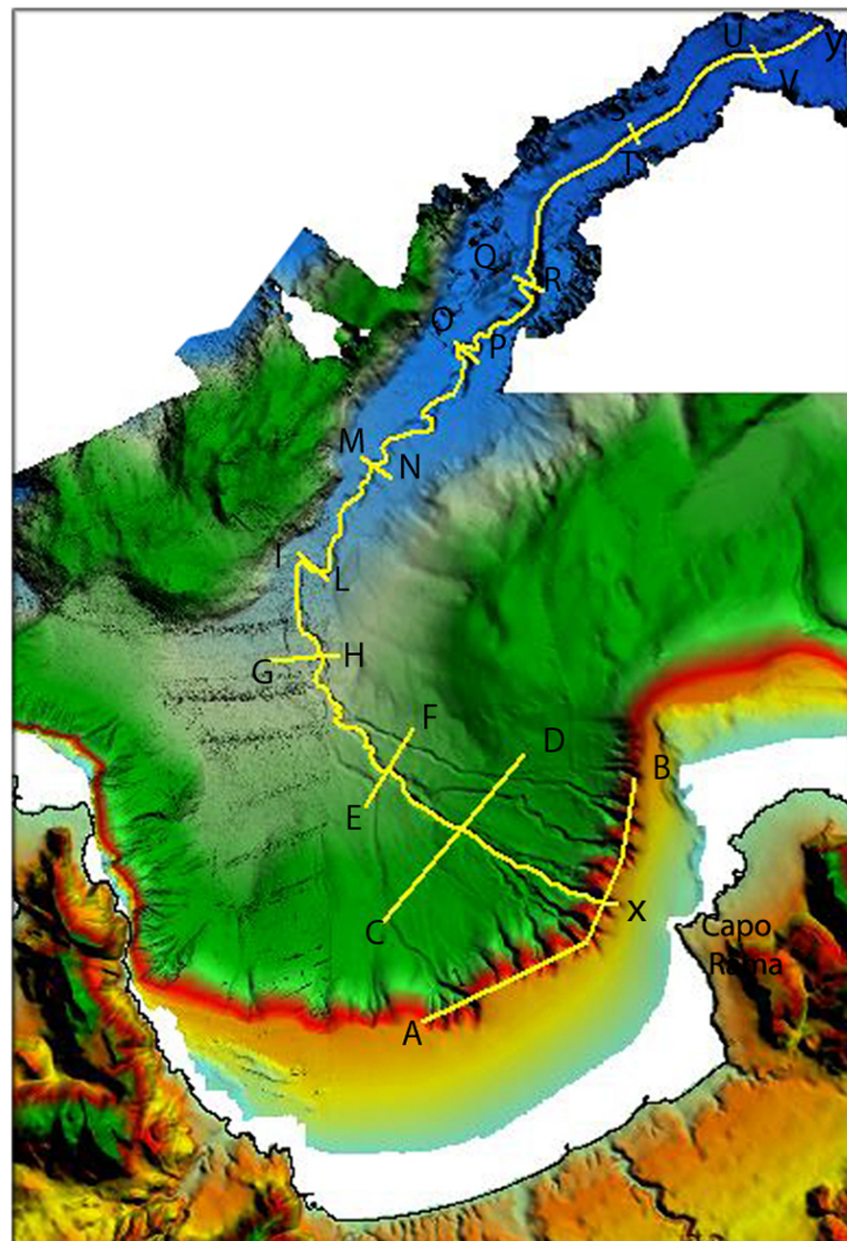
# ALLEGATO IX

## CANYON ELEUTERIO

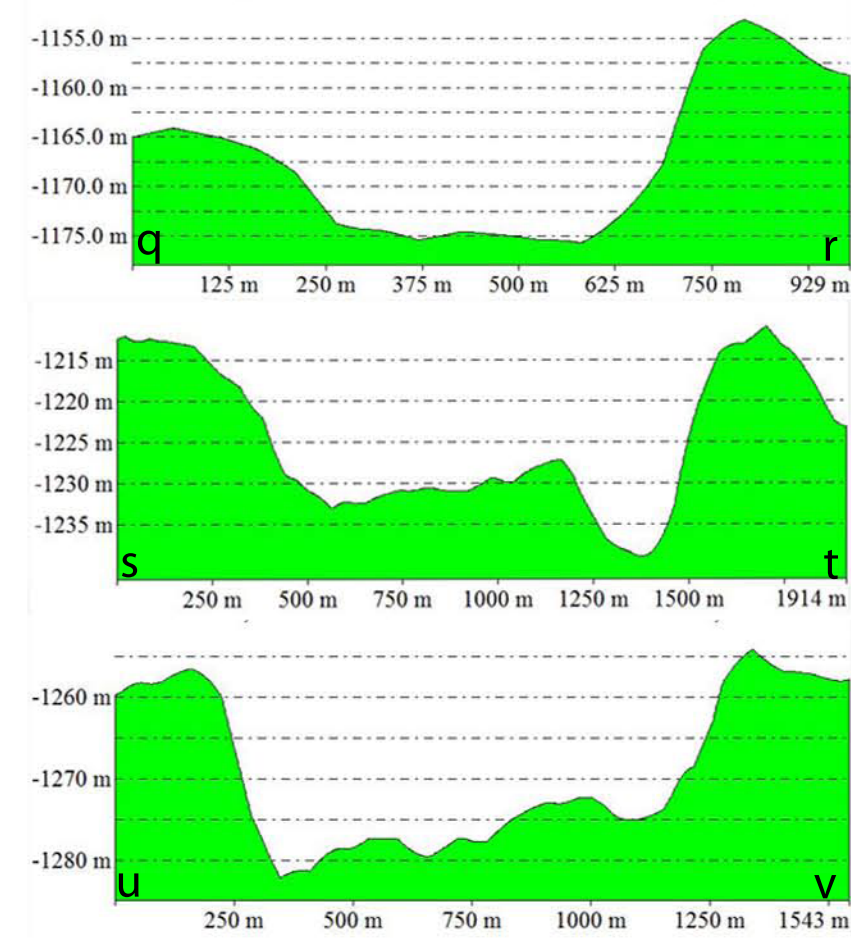
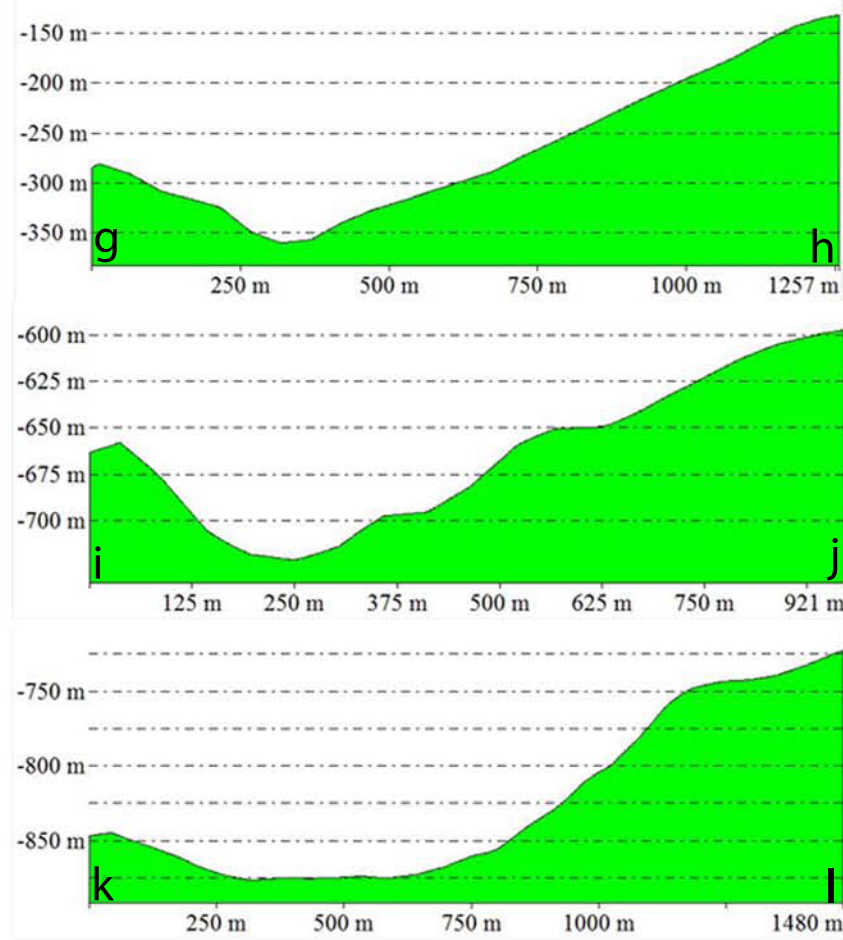
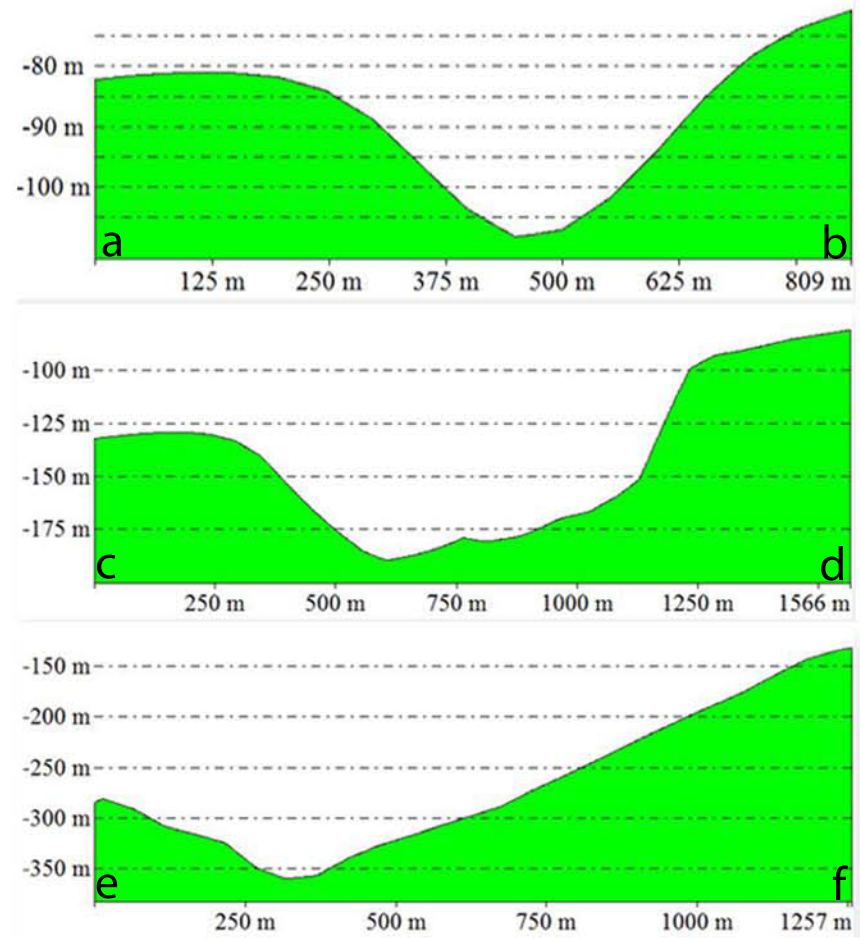


# ALLEGATO X

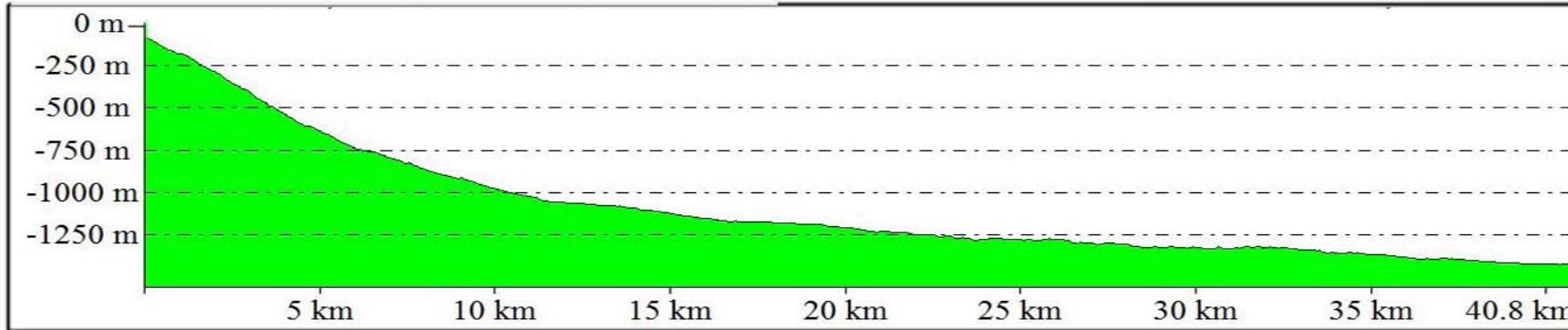
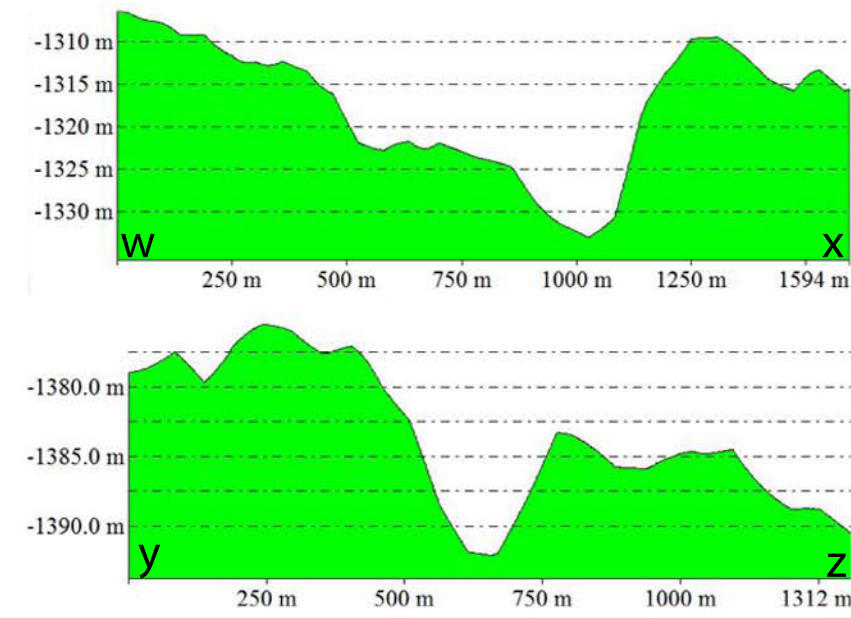
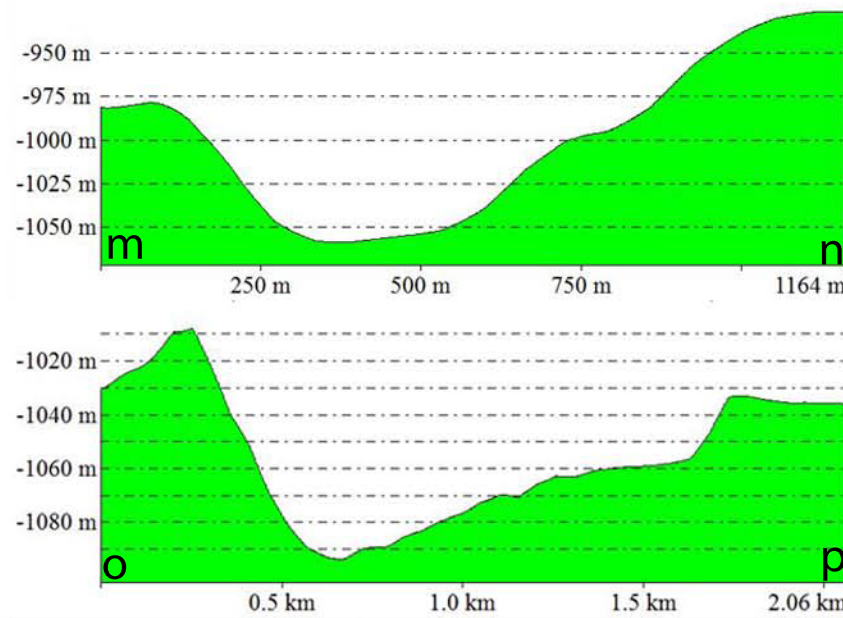
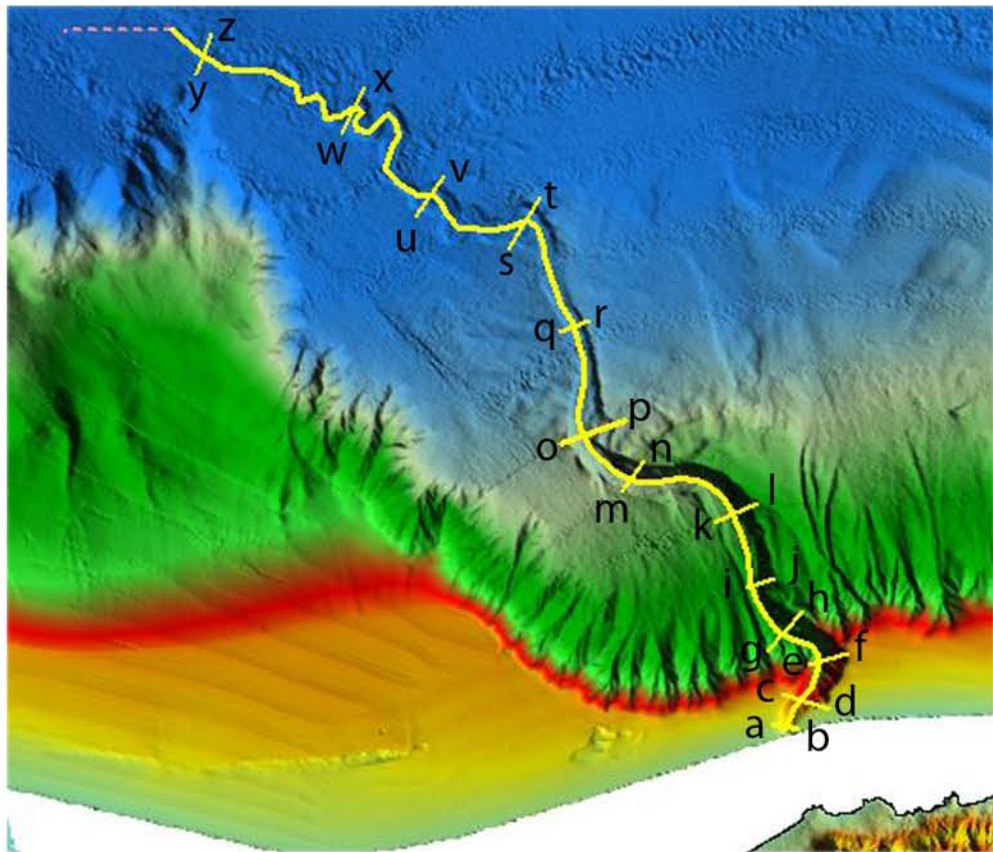
## CANYON CASTELLAMMARE



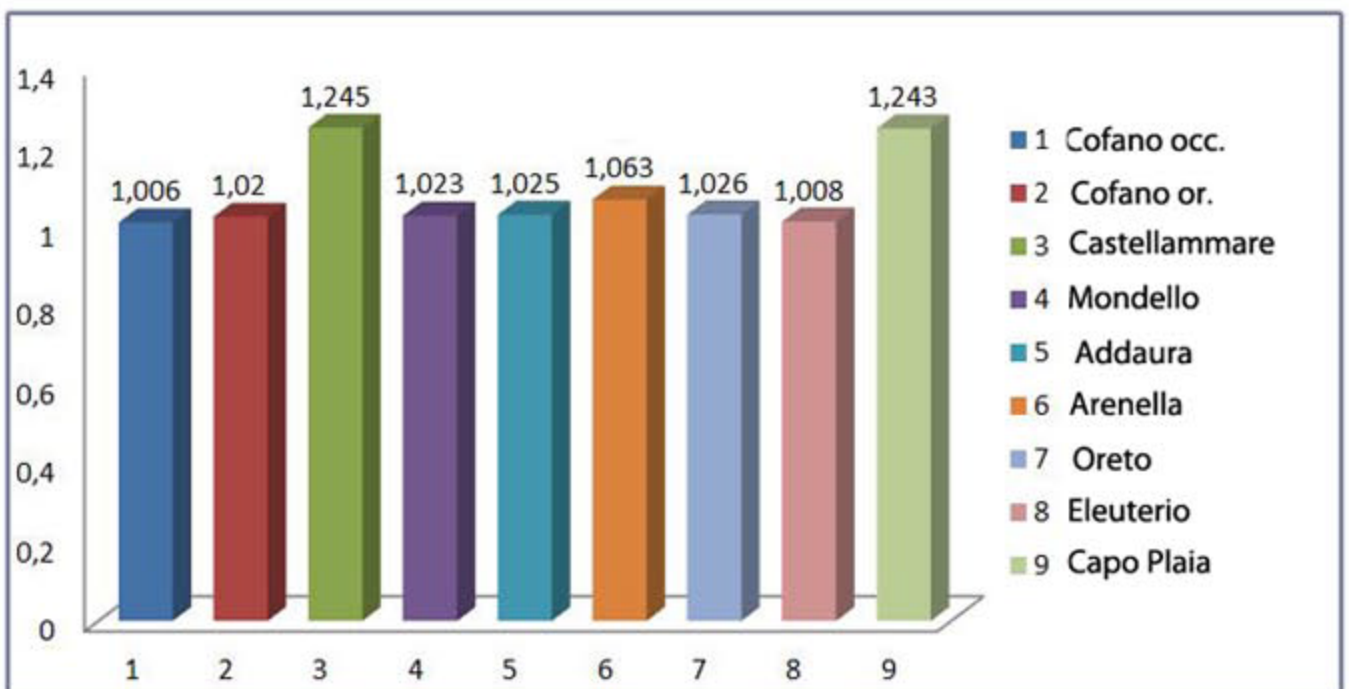
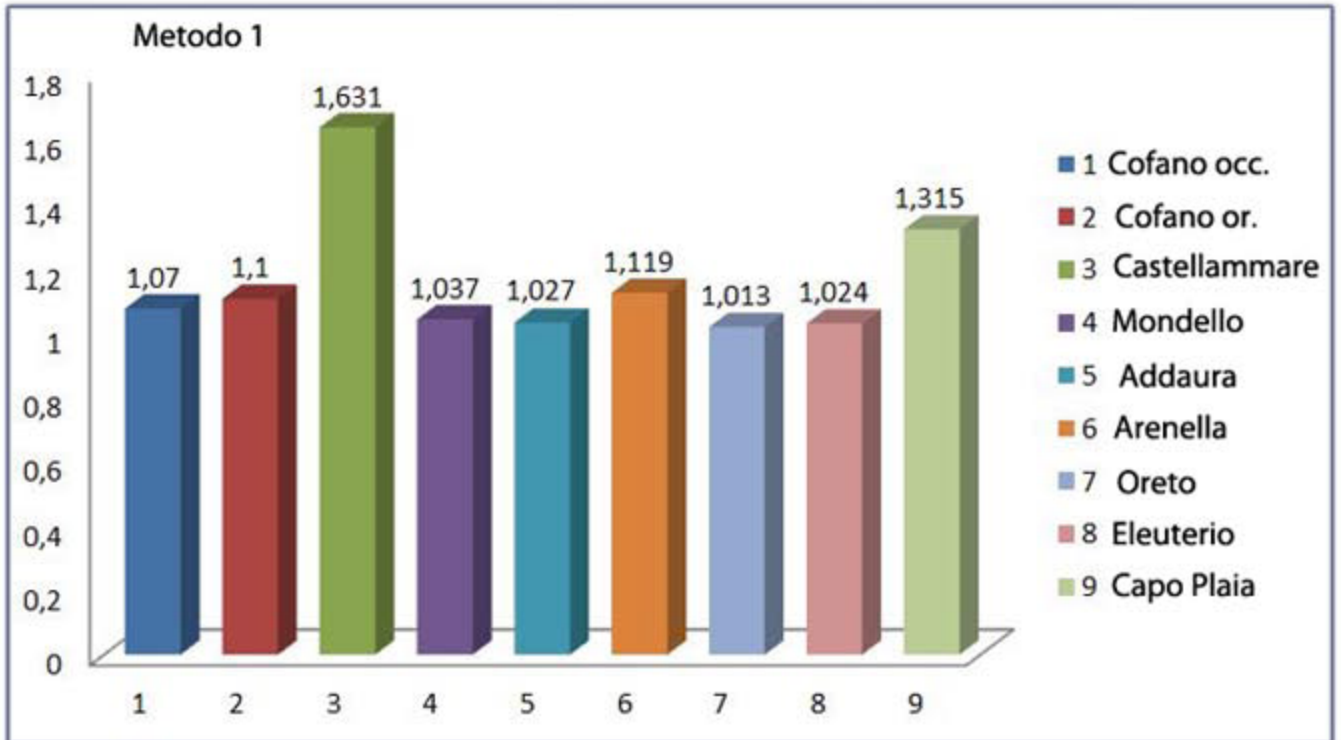
# ALLEGATO XI



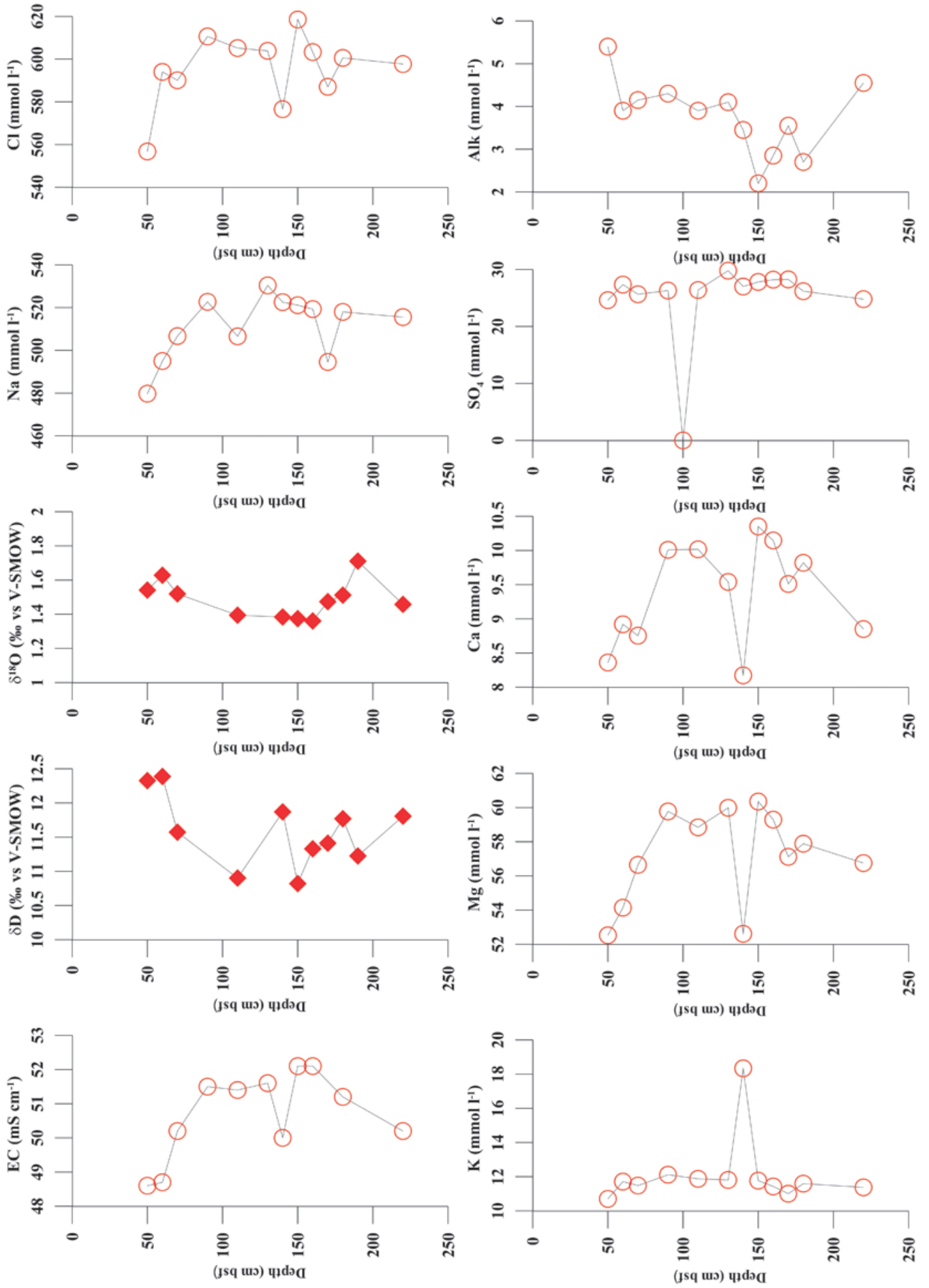
# CANYON CAPO PLAIA



## INDICE DI SINUOSITA'



# ALLEGATO XIII



# ALLEGATO XIV

