



Università degli Studi di Cagliari

DOTTORATO DI RICERCA

Scienze e Tecnologie della Terra e dell' Ambiente

Ciclo XXXI

TITOLO TESI

Dinamiche gravitative, flussi canalizzati e forme di fondo in scarpata
superiore (Margine Meridionale Sardo)

Settore/i scientifico disciplinari di afferenza

GEO/04

Presentata da:	Meleddu Antonietta
Coordinatore Dottorato	Prof. Ing. Muntoni Aldo
Tutor	Prof. Orrù Paolo Emanuele
Co-tutor	Dott. Costamagna Luca Giacomo Dott. Deiana Giacomo

Esame finale anno accademico 2017 – 2018
Tesi discussa nella sessione d' esame Gennaio-Febbraio 2019

Indice

1	Introduzione	6
1.1	Pericolosità geo-ambientali e valutazione del rischio	6
1.1.1	GeoHazard in ambiente marino e costiero	8
2	Processi di instabilità in scarpata superiore	13
2.1	Frane sottomarine	14
2.1.1	Classificazione frane sottomarine	17
3	Concetti di base di Geomorfologia fluviale	21
3.1	Classificazione delle unità fisiografiche e morfologiche.....	28
4	Inquadramento geografico.....	32
5	Inquadramento geologico della Sardegna meridionale e del Sarrabus	34
6	Inquadramento geodinamico del Margine Meridionale Sardo.....	41
7	Inquadramento geomorfologico del Margine Meridionale Sardo	50
8	Metodi di acquisizione dati	58
8.1	Rilievo ecografico Multibeam Mod Seabat 8160 Reson e Reson Seabat 7160.....	59
8.2	Rilievo Sparker - Geo Marine Survey System con sorgente Geo-Spark 1000 Marine Multi-Tip Spark array da 1 kJoule.....	64
8.3	Side Scan Sonar (SSS).....	66
9	Metodi di analisi e restituzione	68
9.1	PDS 2000.....	68
9.2	Caris Hips & Sips	71
9.3	Global Mapper	74
9.4	Sonarwiz	75
9.5	Kogeo seismic toolkit.....	76
10	Processi di instabilità e sedimentazione in scarpata superiore.....	77
10.1	Flussi sedimentari.....	77
10.2	Flussi super-critici e relative forme di fondo.....	80
10.3	Cyclic Step.....	84

10.4	Caratteristiche delle forme di fondo “cyclic step”	86
11	Sistema piattaforma-scarpata superiore: strutture sedimentarie	92
11.1	Forme di fondo in piattaforma intermedia e sul ciglio della scarpata continentale (Margine Meridionale sardo)	101
12	Processi di instabilità sulla testata del Canyon Foxi (Margine Meridionale Sardo) e cyclic step	113
13	Sistema fluviale – costiero	141
13.1	Flussi iperpicnali nel Canyon Foxi	143
14	Bacino idrografico del Rio Geremeas	145
14.1	Evento alluvionale passato - 24/25 ottobre 2015	149
15	Risultati analisi geomorfologica.....	151
15.1	Dati disponibili	151
15.2	Analisi morfometrica del bacino Rio Geremeas	152
15.2.1	Suddivisione gerarchica del reticolo idrografico, carta della pendenza, carta dell’instabilità potenziale dei versanti	152
15.2.2	Caratterizzazione e classificazione delle unità fisiografiche e morfologiche	167
15.3	Carta geomorfologica	193
16	Discussione	194
17	Conclusioni	212

Abstract

The definition of natural hazards in the deep sea (submarine landslides, fluid escape, submarine canyon bedforms migration, etc.) is realized by high-resolution mapping of hazard features.

The geomorphological study of the upper slope in the Sardinian southern margin, described in this work, was carried through the analysis and interpretation of geophysical data acquired during three oceanographic cruises: Canale di Sardegna 2009, Canale di Sardegna 2010 and ARPAS2017.

The study area is located in the southern Sardinian continental margin. Morphostructural characters that control the southern Campidano affect the structure of the continental shelf in front. The southern part of the Sardinian rift, with the superimposed Campidano Graben structure, continues within the sea in the Cagliari Gulf, both in the continental shelf and in the upper slope. In this area the morphology shows important tectonic features that follow the main regional tectonics. In particular the eastern shelf edge is oriented parallel to an important tectonic feature, resulting in a steep ($> 40^\circ$) fault wall exposure. The continental shelf reaches a maximum width of about 2 km and is characterized by sub planar morphology with a slightly steep ground (about 3-4%).

Along the eastern edge, an area characterized by the short distance between the shelf edge and the coastline ($d \sim 1000$ m) has been studied.

Onshore, the Rio Geremeas is present, characterized by the presence of vast source areas in hyper fractured granites, and a steep river equilibrium profile ($L=15$ km, $H=1000$ m). Here, in case of extreme rainfall event (rainfall > 200 mm/h), an important phenomena of mud/debris-flow and debris flood can be generate. The sediment that reaches the sea, reaches the shelf edge in the form of hyperpycnal flow and trigger gravity flows to overload, putting, as a consequence, the coastal environment life at risk of abnormal waves back.

The geomorphology of the slope is characterized by submarine canyons and several tributary channels, landslides are present inside of them. The significative mass movement deposits mapped along the continental slope and within the main canyon, whose head due to retrogressive trend approach the coastline, represent extremely interesting geo environmental emergencies for local and regional assessments of geo-hazard. The bedforms that characterize both the continental shelf and the upper slope have been analyzed, like submarine creep and pockmarks. Inside Foxi Canyon head, characterized by retrogressive erosion, particular bedforms have been detected, characterized by a wave length of dozen of meters and a height of several meters, with the ridge lines arranged approximately perpendicular to maximum slope. The comparison between the

morphobatic data of 2009 and those of 2017 have shown that these sediment waves are migrating upslope in response to downslope-moving turbidity currents. Based on this morphological character, we interpret these bedforms as cyclic steps.

Riassunto

La definizione dei rischi naturali in mare profondo (frane sottomarine, fuoriuscita di fluidi, migrazione delle forme di fondo, canyon sottomarini, ecc.) è effettuata attraverso la mappatura ad alta risoluzione dei lineamenti di pericolosità.

Lo studio geomorfologico del versante superiore nel margine meridionale della Sardegna, illustrato in questo lavoro, è stato condotto attraverso l'analisi e l'interpretazione dei dati geofisici acquisiti durante tre crociere oceanografiche: Canale di Sardegna 2009, Canale di Sardegna 2010 e MS ARPAS2017.

L'area di studio si trova nel margine meridionale della Sardegna, in questa area la morfologia mostra importanti caratteristiche tettoniche che seguono la principale tettonica regionale. I caratteri morfostrutturali che controllano il basso Campidano, condizionano l'aspetto della piattaforma continentale antistante e della scarpata. In particolare, nel settore orientale il ciglio è orientato parallelamente ad un'importante lineamento tettonico che porta all'esposizione di un versante di faglia ($> 40^\circ$). Nel margine meridionale orientale la piattaforma continentale raggiunge una larghezza massima di 2 km ed è caratterizzata da una morfologia sub planare con una pendenza di circa 3-4%.

Nel settore orientale è stata studiata un'area caratterizzata da una breve distanza tra il ciglio della piattaforma e la costa (poco più di 1km).

A terra è presente il Rio Geremeas, caratterizzato dalla presenza di vaste aree con graniti iperfratturati, e da un ripido profilo di equilibrio longitudinale ($L = 15$ km, $H = 1000$ m). Qui, in caso di eventi pluviometrici estremi si possono generare fenomeni di mud/debris flow o debris flood. Il sedimento che raggiunge il mare, da origine a flussi iperpicnali che possono attraversare la piattaforma continentale e raggiungere il ciglio della piattaforma generando una condizione di sovraccarico con conseguenti movimenti di massa, ponendo l'ambiente costiero a rischio di onde di ritorno.

La scarpata continentale orientale è caratterizzata dalla presenza di canyon sottomarini e da numerosi canali tributari, al cui interno sono presenti frane. Una delle frane significative mappata

lungo il settore orientale si trova all'interno della testata del Canyon Foxi ad evoluzione retrogressiva. Sono state analizzate le forme di fondo presenti nella piattaforma continentale e nella scarpata superiore, come la superficie a creep e i pockmarks. All'interno della testata del Foxi Canyon, sono stati rilevati particolari forme di fondo, caratterizzate da una lunghezza d'onda di decine di metri e un'altezza di diversi metri, con le linee di cresta disposte approssimativamente perpendicolarmente alla massima pendenza. Il confronto tra i dati morfobatimetrici del 2009 e quelli del 2017 ha dimostrato che queste onde di sedimento stanno migrando verso l'alto in risposta alle correnti di torbidità che si spostano verso il basso. Sulla base di questo carattere morfologico e dinamico, queste forme di fondo sono classificabili quali cyclic step.

1 Introduzione

Gli obiettivi perseguiti in questa tesi sono quelli di ampliare e approfondire le conoscenze sulla tematica “pericolosità geologica dei fondali marini” in ambienti particolari come quelli interessati da canyon e frane sottomarine.

L’obiettivo principale è quello di effettuare una dettagliata analisi morfostrutturale della scarpata superiore del margine continentale sardo attraverso dati geofisici acquisiti durante le campagne oceanografiche “Canale di Sardegna 2009”, “Canale di Sardegna 2010” per il progetto Magic e “MS MS ARPAS 2017”, per poi effettuare una correlazione terra-mare tra i principali elementi geologici del versante orientale del Golfo di Cagliari. Lo studio della parte emersa è stato condotto realizzando un inquadramento geografico e geologico dell’area in esame nonché analizzando le principali caratteristiche geomorfologiche che caratterizzano il bacino idrografico del Rio Geremeas che si sviluppa da una quota leggermente superiore ai 1000 m e termina il suo percorso a mare.

La definizione dei rischi naturali in mare profondo legati principalmente a frane sottomarine, vulcani, terremoti, fuoriuscite di fluidi, evoluzione retrogressiva di testate di canyon sottomarini, con conseguenti maremoti è ad oggi effettuata in maniera estensiva prevalentemente attraverso la mappatura ad alta risoluzione dei lineamenti di pericolosità.

Tuttavia per arrivare alla reale valutazione della pericolosità e del rischio occorre studiare in maniera approfondita con tutte le tecniche e le strumentazioni disponibili, alcuni casi rappresentativi.

Questo presuppone lo sviluppo di metodologie e strumentazioni innovative per analizzare determinate caratteristiche dei fondali, grazie a strumentazioni di elevata precisione.

Di estremo interesse per un paese come il nostro è il riconoscimento di lineamenti prodotti sulla scarpata continentale da flussi gravitativi generati da frane o piene fluviali (specie in corrispondenza di fiumare) e frane principalmente localizzate in corrispondenza delle testate di canyon.

Infatti, i progressi ottenuti negli ultimi anni nel campo delle tecniche di indagine subacquee hanno aumentato le conoscenze degli ambienti sottomarini ed aiutato anche a decifrare le dinamiche geologiche subaeree ad essi connesse.

1.1 Pericolosità geo-ambientali e valutazione del rischio

L’IGC (International Geohazard Centre) definisce i geohazard “eventi causati da condizione o processi geologici che possono comportare danni alle persone, all’ambiente naturale e ai beni

materiali". Nella letteratura scientifica anglosassone per Geohazard si intende generalmente un particolare contesto o elemento geologico-ambientale che ha determinato o che potenzialmente può determinare direttamente ed indirettamente un danno o condizioni incontrollabili e rischi di danneggiamenti, riguardando aree puntiformi ma anche ampie regioni con conseguenti ingenti perdite, economiche e di persone.

Questi danni, che per tipologia e dimensione possono essere estremamente variabili, si verificano sia in ambiente subaereo che marino: nel primo caso, possono essere legati a terremoti, vulcani, frane, dissesti idrogeologici ecc., nel secondo caso sono principalmente legati a terremoti e processi di instabilità gravitativa.

Anche la scala temporale può essere estremamente variabile e riguardare fenomeni rapidi a breve termine oppure processi lenti che comunque comportano un importante degrado dei caratteri geo-ambientali.

Gli approfondimenti sulle tematiche relative alla pericolosità sviluppati soprattutto negli ultimi anni, hanno permesso di avere un quadro più specifico di tutti gli elementi sia antropici che naturali che rappresentano un pericolo geologico-ambientale-economico-sociale in un determinato territorio, in quanto in grado di determinare significative variazioni dei caratteri morfologici, fisici e chimici.

Il grado di pericolosità è stabilito dalla probabilità che un fenomeno potenzialmente dannoso possa accadere definendo un intervallo temporale di accadimento e l'estensione spaziale dell'area interessata (Varnes et al.1984, Cruden and Varnes, 1996; Sterlacchini, 2007).

La valutazione del **grado di rischio** o risk assessment viene espressa dalla seguente equazione che risulta essere il prodotto di tre fattori:

$$R = H \times V \times E$$

dove "H" è l'hazard o grado di pericolosità, di un certo evento geoambientale, la probabilità che esso si manifesti in una certa area entro un certo periodo di tempo e con una certa intensità.

La previsione comprende sia la valutazione delle condizioni d'instabilità dei versanti o di altri processi, sia la previsione del tempo di ritorno di un evento calamitoso, ovvero la probabilità che questo si manifesti con una certa intensità entro un certo periodo di tempo, Varnes & I.A.E.G.(1984).

"E" sono gli elementi a rischio o meglio, il grado di esposizione al rischio della popolazione, delle infrastrutture del valore economico, delle attività produttive, e naturalistico territoriale, cioè tutto ciò che si può perdere a seguito del verificarsi di un evento avverso in una certa area.

"V" si definisce vulnerabilità V, di un elemento a rischio, la sua capacità di resistere alle sollecitazioni indotte da un evento calamitoso; essa varia da zero, quando la sua capacità di resistenza è totale,

ad uno, quando la sua capacità di resistenza è nulla. (Varnes, 1984; Cruden & Varnes, 1996; Dikau et al., 1996; Bell & Glade, 2004).

Il rischio geologico è il prodotto dei tre valori sopraccitati. Esso quantifica il grado di perdite atteso nel caso si manifestasse un dato evento calamitoso su di una certa area.

La valutazione del rischio è lo strumento fondamentale che permette alle amministrazioni di individuare le misure di prevenzione e protettive necessarie per la salvaguardia della sicurezza (Macchia V., Marrone V., 1996)

Attraverso le misure preventive si intende ridurre gli effetti dell'evento mediante provvedimenti attuabili prima che l'evento si verifichi (P. Manciola, C. Biscarini, A. Cingolani, 2002).

Tutte le metodologie adottate per il monitoraggio di certi eventi sono limitate dalla difficoltà di definire quantitativamente sia l'intervallo di tempo in cui un determinato fenomeno possa accadere, sia la ricorrenza temporale (tempo di ritorno) di esso. Questo limite è legato principalmente ad alcuni fattori quali clima, stress tettonico o vulcanico che condizionano la dinamica dei processi attuatori degli eventi che determinano un dato rischio.

Tuttavia, anche se le forti precipitazioni atmosferiche costituiscono solo la "causa scatenante" di situazioni già precedentemente instabili e precarie, per comprendere il livello di rischio di un territorio è necessario considerare una molteplicità di fattori naturali e antropici. La penisola italiana presenta un numero elevato di dissesti idrogeologici, sia in termini di eventi franosi sia in termini di fenomeni di piena. Frane e piene sono fenomeni naturali del tutto comuni nel nostro territorio e nella dinamica del paesaggio. I cambiamenti del paesaggio avvengono spesso in modo repentino a causa di rari eventi, particolarmente intensi. Può accadere che un evento assolutamente naturale, come una frana o una inondazione, interagisca con l'uomo ed il suo ambiente provocando dei danni. In questo caso si può definire un evento di rischio idrogeologico o più in generale di rischio naturale. Anche in Italia vi sono diversi progetti come per esempio quelli finanziati dal Dipartimento della Protezione Civile che si occupano di monitorare e analizzare i processi che riguardano la pericolosità o la suscettibilità vulcanica, sismica e dei movimenti di massa sia in condizioni subaeree che subacquee.

1.1.1 GeoHazard in ambiente marino e costiero

Kvalstad (2007) ha definito il geohazard in ambiente marino, come "area locale e/o regionale e condizioni dei sedimenti marini che hanno il potenziale di svilupparsi in eventi di cedimento, rottura, collasso che causano la perdita di vite umane o danni alla salute, all'ambiente o alle installazioni antropiche".

La definizione dei rischi naturali in mare profondo (frane, vulcani, terremoti, fuoriuscite di fluidi, evoluzione retrogressiva di testate di canyon sottomarini, maremoti, etc.) è ad oggi effettuata in maniera estensiva prevalentemente attraverso la mappatura ad alta risoluzione dei lineamenti di pericolosità.

Tuttavia, per arrivare alla reale valutazione della pericolosità e del rischio (con definizione di modalità di accadimento dell'evento, tempi di ricorrenza, effetti sui beni esposti, etc.), occorre studiare in maniera approfondita, con tutte le tecniche e le strumentazioni disponibili, alcuni casi rappresentativi.

I recenti sviluppi nelle tecniche di mappatura del fondale marino hanno notevolmente migliorato la nostra capacità di identificare i geohazard marini che influiscono sui margini continentali.

I principali processi di geohazard marini sono legati al verificarsi di eventi come terremoti, eruzioni vulcaniche, condizioni di instabilità legati alla elevata pendenza della scarpata continentale che spesso è in stretta relazione con la formazione di frane sottomarine, alle faglie attive, alla risalita dei fluidi, alla migrazione di forme di fondo indicatrici di mobilità dei sedimenti sui fondali, alla elevata pendenza dei fianchi dei canyon sottomarini, depositi di flussi gravitativi e erosione retrogressiva delle testate dei canyon (Barrie J.V et al., 2005; Chiocci & Ridente., 2011). Queste caratteristiche geomorfiche vengono principalmente mappate con multibeam ad alta risoluzione e sono potenziali indicatori di geohazard per gli insediamenti umani e le infrastrutture nelle zone offshore e costiere. Il progetto nazionale MaGIC (Marine Geohazards lungo le coste italiane) ha avuto lo scopo di documentare potenziali geohazard basati sull'acquisizione di batimetria multibeam ad alta risoluzione e sulla produzione di mappe delle caratteristiche geomorfologiche relative ai geohazard per la maggior parte dei margini continentali italiani (Chiocci & Ridente., 2011).

Di estremo interesse per un paese come il nostro è il riconoscimento di lineamenti prodotti sulla scarpata continentale da flussi gravitativi generati da frane e piene fluviali (specie in corrispondenza di fiumare) e la stima della ricorrenza nel tempo e nello spazio di frane sottomarine alla testata di canyon e in zone prive di piattaforma continentale.

L'integrazione di tecniche di modellazione digitale, fornisce un valido strumento di monitoraggio e di simulazione di situazioni di rischio.

I primi studi sul geo-hazard nelle aree marine sono stati effettuati principalmente in quanto richiesti dalle compagnie di gestione dei cavi sottomarini e dalle compagnie di esplorazione e sfruttamento delle riserve di idrocarburi per analizzare le condizioni dei fondali marini, in modo da prevenire

qualunque pericolo o fenomeni di instabilità per le fondazioni di impianti di perforazione, estrazione e trasporto del gas e olio.

Quindi se da una parte la tecnologia offre strumenti sempre più efficaci per la mappatura ad alta risoluzione dei fondali marini e per la definizione delle caratteristiche delle rocce e dei sedimenti dell'immediato sottofondo, dall'altra la crescente antropizzazione delle coste e utilizzo dei fondali (estrazione di idrocarburi a profondità sempre crescenti, posa di cavi e condotte, in prospettiva impianti eolici) aumenta significativamente il valore dei beni esposti ad eventi pericolosi sia in maniera diretta (frane, cedimenti strutturali) sia indiretta (maremoti, evoluzione retrogressiva di frane sottomarine con coinvolgimento dei settori costieri).

Tutto ciò ha permesso che venissero divulgati i primi dati esplorativi, che permettevano di monitorare e analizzare la dinamica dei dissesti e i processi ad essi connessi (Ryan & Heezen 1965). Gli investimenti fatti su questi temi hanno permesso, negli anni, lo sviluppo di strumenti tecnologici ed informatici di grande dettaglio e di conoscenze che permettono di avere un ampio spettro delle discipline scientifiche a mare.

Attualmente l'interesse principale ricade sulla valutazione della pericolosità geo-ambientale elaborata da dati sismologici e macrosismici, e ci si concentra sullo studio di scenari di geohazard che riguardano principalmente, la tettonica attiva, l'attività vulcanica attuale e recente e l'instabilità gravitativa dei margini, la loro interazione con vari processi come le variazioni glacio-eustatiche o la presenza di gas nei sedimenti.

L'analisi delle aree a rischio prevede una sistematica nomenclatura e classificazione dei vari elementi morfo-strutturali che riguardano principalmente

- la loro dettagliata localizzazione e distribuzione (volume);
- i caratteri lito-crono-stratigrafici;
- la dinamica o cinematica attuale e recente, in termini quantitativi spazio-temporali.

Per la corretta definizione della pericolosità in ambiente marino profondo, sono necessarie ricerche approfondite e tecnologie avanzate per definire compiutamente il tipo di evento, i fattori che ne controllano la possibilità di avvenire, gli eventi scatenanti, i tempi di ricorrenza, gli effetti diretti e indiretti che l'evento può avere sulle infrastrutture e sugli insediamenti costieri.

Una definizione meno approfondita ma più estensiva dei geohazard marini a scala regionale o semi regionale consiste nel riconoscimento e nell'analisi comparata di lineamenti riferibili ad eventi o processi portatori di pericolosità geologica che indicano variazioni "rapide" della morfologia dei fondali (frane, crolli, fagliazioni superficiali, forme di fondo mobili, collassi per fuoriuscita di fluidi).

Tra le diverse problematiche legate ai geohazard in mare sono presenti le frane sottomarine, in quanto, l'instabilità ed il collasso gravitativo di ingenti masse sono spesso diretti responsabili di maremoti, infatti, rappresentano un nodo cruciale nello studio della morfodinamica dei margini, essendo loro stesse gli effetti più evidenti dell'attività sismo-tettonica o vulcanica di aree geologicamente attive.

Gli eventi critici in condizioni subacquee possono danneggiare strutture costiere e offshore generando maremoti di piccole e medie dimensioni.

Si è sempre risaputo che la maggior parte dei maremoti o "tsunami" (termine giapponese, la cui traduzione significa "onda di porto") vengono generati da eventi sismici, per questo negli ultimi cinquant'anni le ricerche si sono concentrate sullo studio di questo tipo di sorgente, ma recentemente è stato riscontrato che essi possono derivare anche da frane sottomarine, tuttavia, sebbene presentino un carattere più locale rispetto a quelli sismo-indotti, possono essere ugualmente pericolosi, in quanto sono caratterizzati da una elevata ampiezza d'onda vicino alla sorgente e verificandosi vicino alla costa, non consentono di poter attuare un giusto piano di allerta per la popolazione.

Nel Mediterraneo, tsunami generati da frane possono avere un forte impatto di geo-hazard dovuto soprattutto all'ambiente chiuso in cui si propagano. Noti sono i casi antichi e più recenti come la frana tsunamigenica avvenuta nel 2002 sulla Sciara del Fuoco (nord-est della Sicilia) (Bonaccorso et al., 2013) e nel 1908 la frana antistante Messima (Sicilia nord-orientale), che generò uno tsunami e quasi 6000 vittime (Billi et al., 2008).

In Italia vi sono aree più soggette a rischio, infatti, nei settori marini l'assetto sismo-tettonico e la ricorrenza di eventi tsunamogenici è maggiormente critica nel Mar Ligure, nell'Adriatico centrale nell'Arco Calabro e nei mari della Sicilia (Fig. 1).

2 Processi di instabilità in scarpata superiore

I fenomeni d'instabilità gravitativa rappresentano processi geologici fondamentali per l'evoluzione della morfologia e stratigrafia dei fondali marini, comportando trasferimento di sedimenti verso le parti più profonde dei bacini oceanici. Questi movimenti di massa sottomarini rappresentano uno dei principali geo-rischi in ambiente marino e si caratterizzano per il fatto che l'ambiente in cui si sviluppano è fluido viscoso e che il materiale coinvolto è generalmente sciolto o poco costipato (o cementato) e soprattutto saturo di acqua.

Lo studio e l'analisi di tali fenomeni è principalmente legato allo sviluppo di dati acustici morfobatimetrici (ecoscandagli, side scan sonar e multibeam) avvenuto negli ultimi dieci anni, che, permettendo la mappatura batimetrica di altissimo dettaglio dei fondali oceanici, ha aumentato le conoscenze sulle caratteristiche principali dei lineamenti di instabilità gravitativa in ambiente marino.

Questi dati hanno, quindi, permesso di ottenere una migliore comprensione dei parametri chiave che controllano lo sviluppo, innesco e messa in posto dei movimenti di massa sottomarini (McAdoo et al., 2000, Canals et al., 2004; Hunherbach et al., 2004) e rappresentano la base per analizzare la stabilità dei sedimenti lungo i margini continentali, mostrando come i processi erosivi e gravitativi siano molto diffusi ed abbondanti (Canals et al., 2004; Cochonat et al., 1990; Locat & Lee, 2002). Questi fenomeni condizionano in maniera consistente la morfodinamica dei fondali marini e la loro attivazione e estensione è legata principalmente :

alla presenza in quantità elevate di sedimento parzialmente o non consolidato, all'ambiente soprattutto deposizionale rispetto a quello sub aereo, che è principalmente non deposizionale/erosivo (Masson et al., 1996) e il diverso comportamento geo – meccanico dei materiali in acqua.

I processi gravitativi sottomarini infatti, coinvolgono grandi quantità di energia costituendo un naturale elemento di pericolosità dei fondali sia in relazione alla presenza e alla progettazione di strutture antropiche, quali condotte e cavi sottomarini, che alle conseguenze dovute alla generazione degli tsunami (Carlson et al., 1980).

Condizioni d'instabilità sui fondali marini vengono causate principalmente da due elementi morfostrutturali: i canyon e le frane sottomarine o l'interazione di entrambi.

2.1 Frane sottomarine

Le frane sottomarine sono il risultato di cedimenti lungo un pendio sommerso, che generano trasporto di sedimenti dalla piattaforma continentale e scarpata superiore verso i bacini profondi (Hampton et al., 1996; Mulder & Cochonat, 1996; McAdoo et al., 2000; Hutton & Syvitski, 2004; Lee, 2009). In generale, le frane iniziano come cedimenti di materiale, seguiti da movimenti lungo il pendio, dall'alto verso il basso di masse coerenti di sedimenti (Masson et al., 2006). Con il termine di "frana sottomarina" si indica quindi in generale un particolare corpo sedimentario o una particolare morfologia del fondale marino attribuibili ad un processo di movimento in massa di materiale verso il basso (mass movements).

La regione mediterranea è anche una delle aree più vulnerabili al mondo per i geohazard offshore, comprese le frane sottomarine. È vulnerabile perché il Mar Mediterraneo ospita un'alta densità di strutture del fondo marino (ad esempio piattaforme petrolifere, parchi eolici offshore, cavi e condotte) e le sue coste sono fortemente popolate. Uno studio condotto per conto del sottomarino Cable Improvement Group ha mostrato che il 25% di tutti i danni causati ai cavi sottomarini nel Mar Mediterraneo era dovuto a pericoli naturali (Antony et al., 2008) comprese le frane sottomarine (Urgeles, R., & A. Camerlenghi, 2013).

Le frane sottomarine si rinvergono sia in margini continentali tettonicamente attivi che in margini passive e sui fianchi di isole vulcaniche.

L'attivazione della frana avviene quando le forze gravitazionali agenti lungo il pendio oltrepassano la resistenza al taglio del materiale in esame, causando così il movimento lungo una superficie di scorrimento, seguendo il criterio di Mohr-Coulomb: $\tau = c' + (\sigma - u) \tan\phi'$, dove:

τ = resistenza al taglio del materiale; c' = coesione effettiva; σ = sforzo normale agente sulla superficie di rottura; u = pressione del fluido interstiziale; ϕ' = angolo di resistenza al taglio.

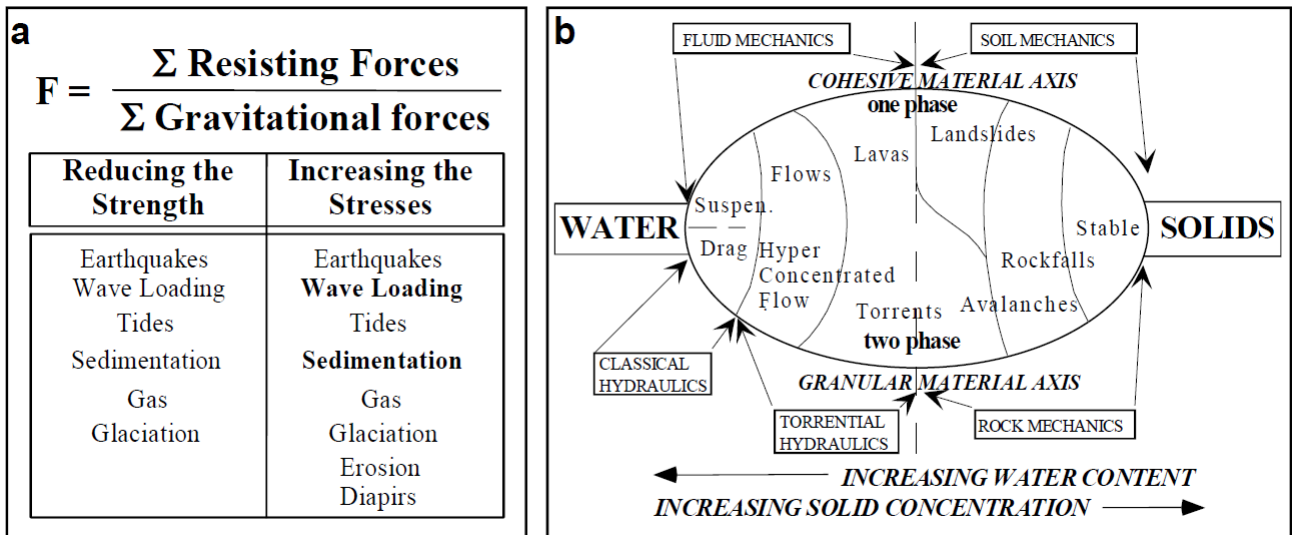


Figura 2 – (a): cause di frane sottomarine; gli elementi in grassetto sono comunemente più significativo. F = coefficiente di sicurezza di un pendio, definito come rapporto tra forze resistenti e forze gravitative agenti lungo pendio, se $F > 1$ il pendio è considerato stabile; (b): una vista schematica di movimenti di massa fatti di miscele di solido e acqua a vari stadi di miscelazione con indicazione della fisica coinvolta nei fenomeni (Modificato da Meunier 1993).

In figura 2a viene presentata una raccolta sui possibili elementi che possono avviare una frana sottomarina e in figura 2b viene mostrato un diagramma ha due assi: granulare e coesivo. In tale grafico si prende anche in considerazione la proporzione relativa di solido e acqua. A seconda del tipo di miscela (una o due fasi), il suo comportamento è condizionato dai principi della meccanica suolo / roccia, dalla meccanica dei fluidi o dall'idraulica. In ambiente marino la resistenza del materiale è legata alla storia tensionale e alla composizione mineralogica, infatti aumenta con il grado di seppellimento del materiale, tuttavia decresce all'aumentare della pressione interstiziale specialmente nei sedimenti fini (silt e argilla), (Perret et al., 1995) dove si possono instaurare condizioni non drenate a seguito di numerosi fattori tra cui i più importanti sono la presenza di gas e gli alti tassi di sedimentazione.

Invece, lo sforzo e quindi i carichi agenti sono determinati dalla gravità e dai carichi indotti da eventi sismici o di tempesta.

Malgrado lo scuotimento sismico sia tutt'ora considerato tra le cause più comuni dell'innescio di frane sottomarine, i diversi studi suggeriscono che i cambiamenti di stress indotti da cambiamenti climatici (variazione del livello del mare, cambiamenti di temperature al fondo, carico sedimentario) hanno avuto un ruolo importante nella generazione delle frane sottomarine.

Inoltre l'evidenza crescente di strutture di espulsione di fluidi in associazione con frane sottomarine indica che il movimento di fluidi abbia avuto un ruolo importante nella stabilità dei pendii sottomarini.

Tuttavia le cause o parametri che comportano l'innescò di fenomeni di instabilità gravitativa possono essere suddivise in:

- PREDISPONENTI (FATTORI A LUNGO TERMINE) - che agiscono per tempi lunghi, riducendo la resistenza del materiale, per esempio le condizioni climatiche, resistenza al taglio\coesione dei materiali coinvolti, acclività, che sono controllati dall'erosione ma anche dall'accumulo concentrato (sovraccarico differenziato), dalla sismo-tettonica, e dall'azione dell'uomo;
- DI INNESCO (FATTORI A BREVE TERMINE) - eventi impulsivi, che danno luogo al processo di rottura, come per esempio l'attività sismica, eventi climatici repentini di qualsiasi genere (in particolare; tifoni, alluvioni, eventi di piena, ed effetti connessi), sovraccarico rapido di sedimenti, o di infrastrutture (antropogeniche).

Inoltre i parametri si possono suddividere in:

- morfometrici, pendenza della scarpata, altezza tra la nicchia di distacco e l'accumulo, morfologia della superficie di distacco e morfologia del fondale attraversato dal debris flow o dalla corrente di torbida (Dykstra, 2005-2006)
- dinamici (volume, velocità, grado di viscosità e di disgregazione della massa, interazione tra granuli e fluido, tra i debris flow e l'acqua (Harbitz, 2003; De Blasio et al. 2006).
- litologici (grado di consolidamento dei sedimenti coinvolti, la pressione interstiziale, il rapporto tra sabbia\argilla degli stessi; De Blasio et al. 2006)

Tuttavia le cause sono molteplici, possono essere legate agli eventi di tempesta o eventi sismici, agli effetti di correnti di fondo o di maree, all'attività tettonica, ad alti tassi di sedimentazione, a fenomeni erosivi generali alla variazione del livello marino (eustatismo e glacialismo); all'idrodinamica (correnti litorali, correnti di fondo profonde, moto ondoso, maree); all'apporto sedimentario (tipologia, dinamica, entità, velocità e distribuzione); alla presenza di gas nei sedimenti, gas idrati o risalita di fluidi con gas, agli tsunami.

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

Lo sviluppo dei fenomeni di instabilità gravitativa appare comunemente essere il risultato di una complessa interazione di variabili che coesistono piuttosto che il verificarsi di un singolo fattore. (Prior, 1984), generando un processo di movimento di massa di grande dimensione.

È possibile riconoscere tre possibili modelli:

1) Il caso più semplice vede un corpo di frana che si muove uniformemente secondo un andamento simultaneo, che durante il trasporto la massa può disgregarsi in segmenti, o disgregarsi completamente nei casi più estremi (debris flow, mud flow, ecc).

2) Un altro modello consiste nello sviluppo retrogressivo di una frana che dalla base della scarpata trasmette il dissesto verso l'alto progressivamente per sostegno mancato, generando successivamente delle fratture disposte parallelamente alla nicchia di frana per prima formatesi.

3) Un ulteriore modello consistente nello sviluppo progressivo di una frana sottomarina che comporta la formazione di slumping o scivolamenti (slides) nella scarpata superiore, questi muovendosi verso il basso generano un sovraccarico sui depositi sottostanti che infine cedono e franano verso la base della scarpata.

Va precisato che un corpo di frana può evolvere da slides - scivolamento coerente in slumping (deformato internamente) oppure in debris – flusso granulare con deformazioni plastiche, inoltre la frana in movimento può contribuire a generare una corrente di torbida.

2.1.1 Classificazione frane sottomarine

Formulare una perfetta classificazione delle frane sottomarine, risulta un difficile compito, vista l'impossibilità di una diretta osservazione degli eventi. I processi di deformazione/rottura e i meccanismi di instabilità possono essere studiati tramite un'osservazione indiretta, sulla base delle caratteristiche delle superfici di scivolamento e di depositi associati a tali eventi.

Nonostante tutto, la morfologia finale preserva tutti i singoli e differenti meccanismi di deformazione che agiscono durante l'evento gravitativo (Prior, 1984).

Un altro problema che genera confusione per lo studio dei fenomeni gravitativi sottomarini sono le ampie classificazioni che solitamente fanno riferimento ai casi subaerei, tipo quello di Varnes del 1958 e che quindi mette a confronto e unisce due ambienti completamente diversi.

Infatti, in precedenza, i movimenti di massa sono stati analizzati per le aree emerse che presentano diverse similitudini con i fenomeni che si verificano in condizione sottomarine e inoltre esistono alcuni casi in cui lo stesso fenomeno interessa ambedue gli ambienti, come per esempio le frane costiere.

Le classificazioni finora proposte per le frane emerse e sommerse riguardano essenzialmente: tipologia e geometria del piano di distacco (planare o traslazionale; curvo o rotazionale, a blocchi);

la dinamica e i meccanismi di trasporto e la velocità; caratteri litologici e di coesione dei materiali coinvolti.

Nel corso del tempo sono state numerose le classificazioni che si sono susseguite, ognuna mettendo in risalto un determinato parametro come: meccanismo di supporto dei granuli, stato del flusso, concentrazione del sedimento e reologia, quest'ultima è a sua volta dipendente dalla granulometria, variazione del rapporto granuli/fluido interstiziale e dalla granulometria.

Uno dei primi schemi classificativi è quello di Dott (1963) che prevede una suddivisione degli eventi di instabilità, basandosi sulla reologia in: submarine falls – slides o slumps – flows e turbidity flows. Successivamente sono state presentate ulteriori classificazioni e nel 1990 Nemec propose una classificazione che riguarda principalmente i meccanismi di trasporto, caratteri morfologici, stratigrafici e sedimentologici (Fig. 3).

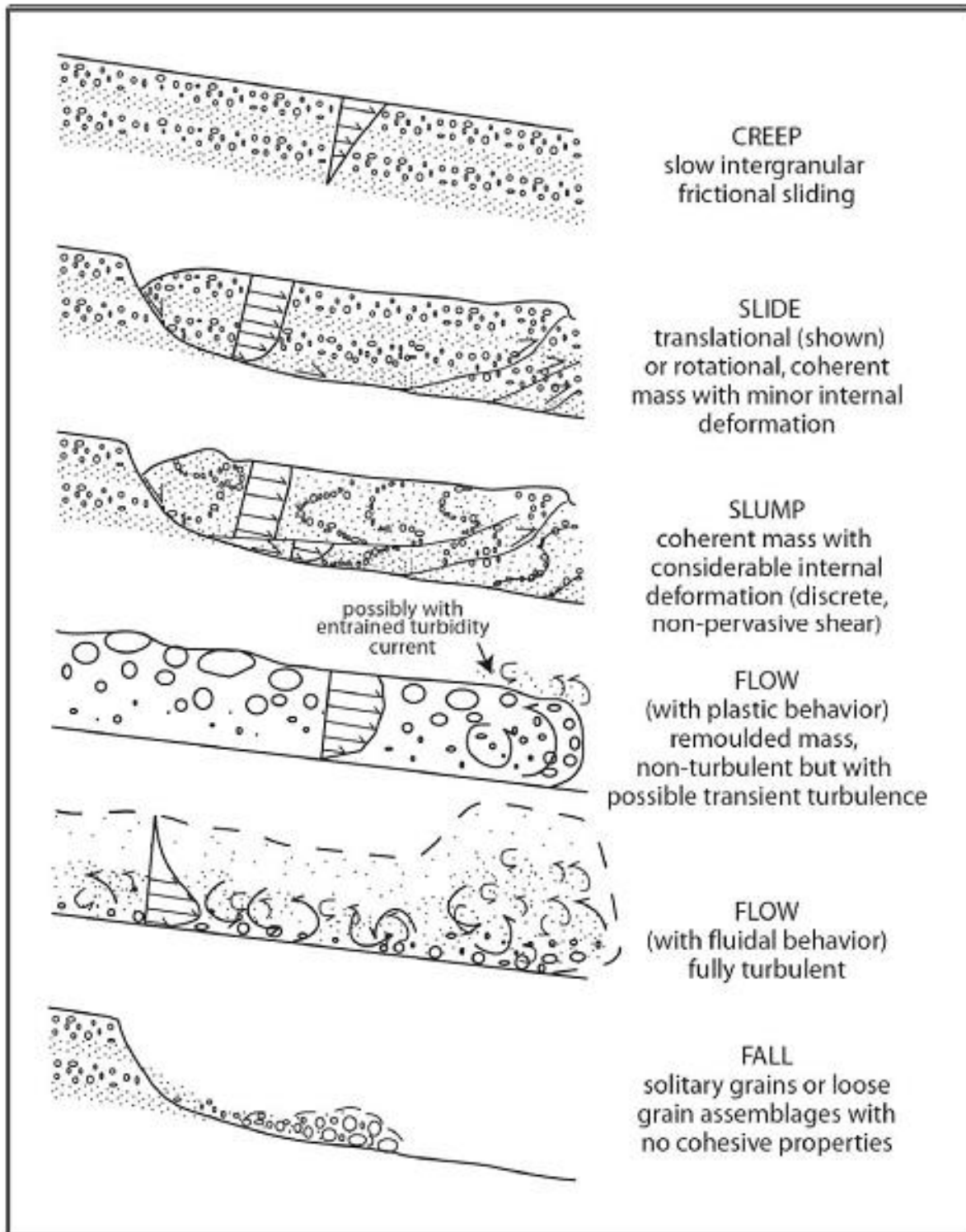


Figura 3 - Classificazione di differenti tipologie di frane sottomarine proposte da Nemeç, (1990).

Solo negli ultimi anni vennero introdotte alcune classificazioni che tengono conto delle morfologie, come quella proposta da Mulder & Cochonat (1996) (Fig.4) i quali basandosi sullo studio di eventi di instabilità accaduti nel Pliocene e Pleistocene, dividono i processi in tre categorie principali: slides-

slumps, plastic flows e turbidity currents, che a loro volta vengono suddivise in 13 sotto-categorie, definite sulla base della differente geometria delle superfici di rottura e del movimento lungo esse. Successivamente questa classificazione è stata modificata da Masson et al. (2006), che ha semplificato i fenomeni gravitativi marini in: slide - debris flow - debris avalanche e turbidity currents.

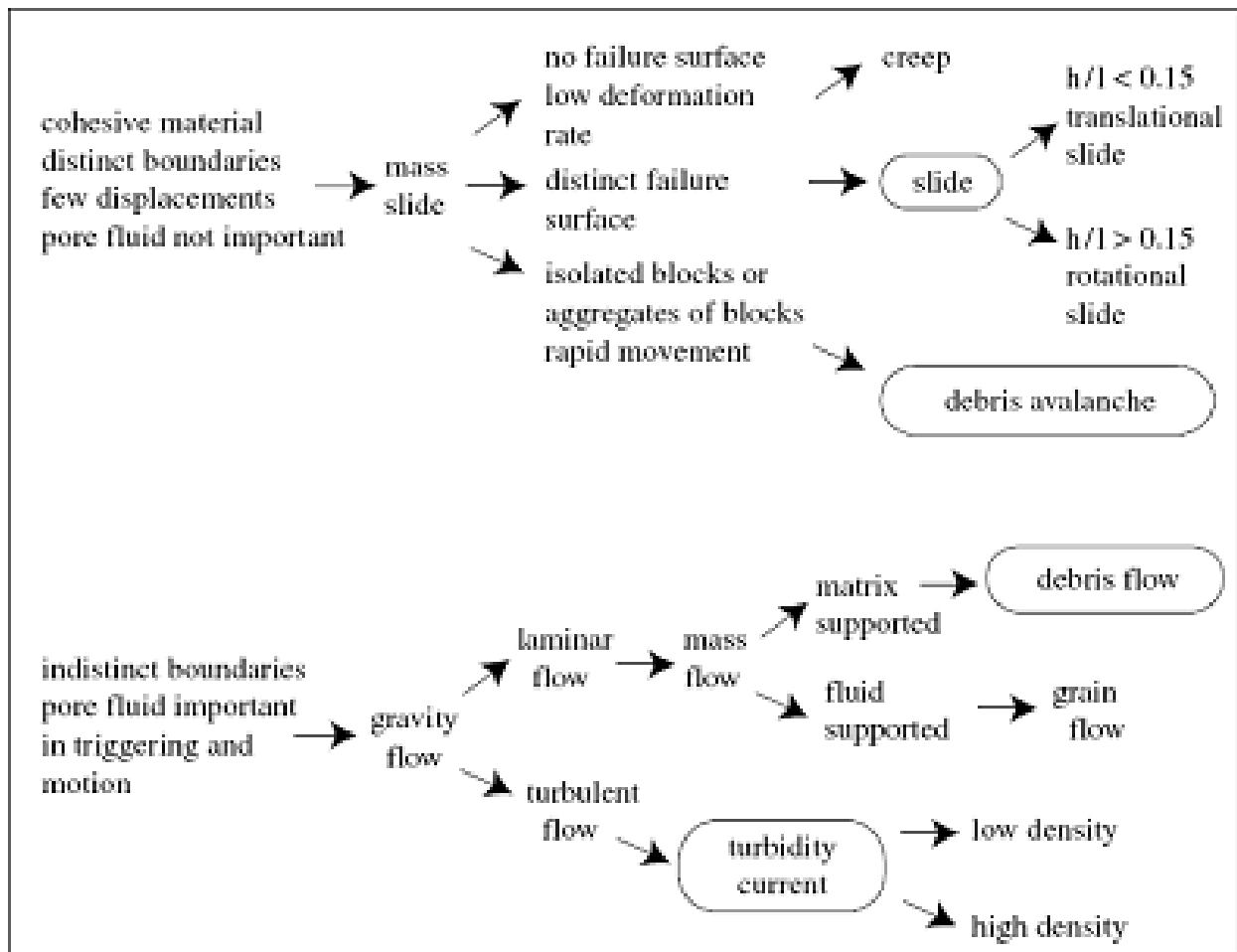


Figura 4 - Schema classificativo dei principali tipi di instabilità gravitativa sottomarina proposto da Masson et al., (2006) modificando la precedente classificazione di Mulder & Cochonot (1996).

3 Concetti di base di Geomorfologia fluviale

Il bacino idrografico, e il reticolo idrografico su di esso impostato, rappresenta un'unità spaziale ben definita e costituisce il punto di partenza di qualsiasi analisi delle caratteristiche morfologiche e dell'evoluzione dei corsi d'acqua in esso presenti (Rinaldi et al., 2016).

La geomorfologia fluviale studia i processi di evoluzione del bacino con riferimento a: evoluzione della morfologia dei bacini e degli alvei; trasporto solido (carico di fondo, carico sospeso e misto); stabilità dei corsi d'acqua.

Lo schema proposto da Schumm (1977) prevede la suddivisione di un reticolo idrografico che appartiene a un dato bacino idrografico in tre zone: nella prima, la quale rappresenta la zona sorgente quindi la porzione più alta del bacino, agiscono i processi erosivi che determinano la produzione di sedimento, nella seconda zona, agisce il trasporto solido con il trasferimento degli stessi sedimenti da monte a valle grazie all'azione dei corsi d'acqua e infine la terza zona rappresentata dalle pianure alluvionali nella quale il sedimento viene accumulato.

Le complesse condizioni dell'alveo fluviale, influenzato da massi, detriti, legno e roccia (Montgomery, D.R. & Buffington, J.M. 1997), causano tassi di trasporto del letto molto variabili (Hassan, M.A. et al., 2015) di seguito le caratteristiche dei processi dominanti nelle diverse zone:

L'**attività erosiva** di un fiume dipende dalle caratteristiche fisico-chimiche delle rocce sulla quale scorre, dalla pendenza dell'alveo, dalla portata del corso d'acqua, ma soprattutto dalla presenza nelle acque di materiali trasportati, maggiore sarà la quantità di esso maggiore sarà l'azione erosiva. Solo una parte modesta del materiale eroso nella parte alta dei bacini raggiunge il corso d'acqua ed è trasportata verso valle. I processi di erosione così come quelli di deposito si verificano in tutto il reticolo idrografico generando la sua evoluzione altimetrica e planimetrica.

Il **trasporto solido** è legato a diversi fattori come per esempio alle caratteristiche litologiche, alla geomorfologia dell'area, al clima, alle caratteristiche planimetriche e idrodinamiche del corso d'acqua e alla distribuzione granulometrica del materiale di fondo. Questo trasporto rappresenta il collegamento tra i processi erosivi che si verificano nella parte a monte del bacino e i processi deposizionali che interessano la parte a valle fino ad arrivare alla foce.

Il materiale solido può essere messo in movimento e trasportato verso valle secondo diversi fenomeni: il *fenomeno del trasporto sul fondo*, in cui il materiale di qualunque dimensione si muove sul fondo, con moti rotatori, di strisciamento e saltellamento, il movimento non è né uniforme né continuo, la forza del flusso d'acqua è abbastanza forte da superare il peso e la coesione del sedimento (EPA. - 2012, March).

In situazioni in cui la portata è abbastanza forte, alcune delle particelle più piccole possono essere spinte verso l'alto nella colonna d'acqua e muoversi per sospensione.

La proporzione del carico sul fondo al carico totale varia dal 5% al 20% nei fiumi di pianura (Walling, D.E. & Webb, B.W., 1981; Czuba, J. A. et al., 2011) raggiungere fino all'80% nei torrenti di montagna, inoltre se protratto nel tempo può causare la movimentazione di ingenti volumi di materiale e la variazione morfologica di tratti dell'alveo.

Il fenomeno del trasporto in sospensione, interessa sedimenti molto fini in cui il solido viene trascinato all'interno della corrente per effetto della propria dimensione molto limitata e a causa della turbolenza. Tale fenomeno può essere suddiviso in *trasporto in sospensione in senso stretto* nella quale il sedimento può essere sedimentato in qualunque settore dell'alveo durante i periodi di capacità minima del fiume e il *wash load* costituito dal sedimento più fine che viene trasportato per tutto il tragitto per poi essere depositato solo nell'area di sedimentazione finale per esempio direttamente a mare. Nella maggior parte degli studi, il trasporto sul fondo è convenzionalmente considerato pari al 10% del carico sospeso (Summerfield, M. & Hulton, N., 1994).

Il fenomeno del trasporto per soluzione nella quale il trasporto avviene tramite sostanze disciolte nell'acqua del fiume derivanti da processi di dissoluzione delle rocce affioranti nel bacino, rappresenta una piccolissima frazione del trasporto totale. Il fenomeno di trasporto solido per flottazione, in questo caso il materiale trasportato è di natura vegetale.

In figura 5 un riassunto dei possibili tipi di trasporto solido.

TIPO DI TRASPORTO SOLIDO TORRENTIZIO	TIPO DI DEPOSITO
<p>tipologia: colate detritico-fangose (<i>debris flow</i>)</p> <p>% in peso della frazione solida: 30-70</p> <p>modalità: trasporto in massa</p>	<p>depositi da colata detritico-fangosa (<i>debris-mud flow deposits</i>)</p>
<p>tipologia: correnti iperconcentrate (<i>debris flood</i>)</p> <p>% in peso della frazione solida: 20-30%</p> <p>modalità: trasporto in massa</p>	<p>depositi da flusso detritico-fangoso (<i>debris-mud flood deposits</i>)</p>
<p>tipologia: trasporto al fondo (<i>bed load</i>)</p> <p>portata solida: max 15%</p> <p>modalità: trasporto selettivo</p>	<p>depositi da scorrimento laminare (<i>sheet flood deposits</i>)</p> <p>depositi di canale (<i>stream channel deposits</i>)</p>
<p>tipologia: trasporto in sospensione (<i>flood creek</i>)</p> <p>portata solida: max 15%</p> <p>modalità: trasporto selettivo</p>	<p>depositi da scorrimento laminare (<i>sheet flood deposits</i>)</p> <p>depositi di canale (<i>stream channel deposits</i>)</p>

Figura 5 – Alcune delle tipologie di trasporto solido secondo Aulitzky, 1982.

Di fondamentale importanza per questo studio vi è un ulteriore tipologia di trasporto solido, il fenomeno del trasporto di detriti e fango (trasporto in massa) (fig. 6) nella quale l'insieme di questi due elementi completamente o in parte saturi di acqua si comporta come un flusso. Negli alvei confinati spesso durante eventi di piena eccezionali le dinamiche che prevalgono sono legate a fenomeni di dissesto dei versanti.

Quando i trasporti in massa sono caratterizzati da una concentrazione solida molto elevata, solitamente compresa tra i 30-70/80% in volume, si sviluppano le colate detritiche e quelle di fango,

rispettivamente "*debris flow* e *mud flow*", nelle prime vi sono con altissime concentrazioni di sedimento trasportato, dove la componente solida prevale la liquida. Affinché si verifichi tale fenomeno è necessario che siano presenti contemporaneamente la presenza di ingenti quantità di materiale detritico, elevate pendenze solitamente maggiori di 20° e quantità di acqua elevate sufficienti per la mobilitazione del materiale disponibile, se le precipitazioni sono brevi e intense la probabilità di accadimento aumentano considerevolmente (Tropeano & Turconi, 1999). Si tratta di un "trasporto in massa" (Govi, 1985) durante il quale il materiale detritico di diverse granulometrie viene preso in carico e trasportato lungo l'alveo.

Quando a seguito di precipitazione intense si verificano flussi di piena improvvisa e la concentrazione solida, solitamente compresa tra i 20-30%, arrivando anche a 60%, (Costa, J.E., 1988), è alimentata dalla presenza di ingenti quantità di clasti di elevate dimensioni si formano le cosiddette "*piene di detriti o debris floods*" flussi iperconcentrati con alte concentrazioni di sedimento trasportato ma ancora subordinato alla componente liquida. Una "alluvione di detriti" è "un flusso di acqua molto rapido che si carica pesantemente di detriti in un canale ripido (3°-17°) caratterizzata da un comportamento newtoniano o non, in base alla concentrazione dei sedimenti trasportati dal flusso (Hung et al., 2001, 233). Le barre longitudinali sono delle forme che spesso indicano il passaggio di debris flood, in genere corazzato con clasti grossolani. I clasti di ghiaia possono essere embricati (Costa, J.E., 1988).

Materiale	Contenuto d'acqua	Condizioni particolari	Velocità	Denominazione
Detrito	saturo	canale ben definito contenuto idrico; accresciuto rispetto al materiale in situ	estremamente rapido	Colata di detrito (Debris flow)
Fango	limite di liquidità o superiore	colata di detrito fine	molto rapido	Colata di fango (Mud flow)
Detrito	presenza di acqua "libera"	piena	estremamente rapido	Piena di detriti (Debris flood)
Detrito	variabile	assenza di canale ben definito; area sorgente ripida e relativamente superficiale	estremamente rapido	Valanga di detrito (Debris avalanche)
Rocce frammentate	variabile, spesso materiale asciutto	roccia intatta nella zona sorgente; grandi volumi	estremamente rapido	Valanga di roccia (Rock avalanche)

Figura 6 - Classificazione di trasporto in massa (Hungar et al., 2001).

Fisher (1983) ha discusso la differenziazione dei sedimenti all'interno dei debris flood, ha mostrato che il sedimento più grossolano viene trasportato nella parte inferiore del flusso, con i sedimenti più fini trasportati più in alto e a concentrazioni più basse. I debris floods, come descritto da Pierson (2005), rappresentano un flusso intermedio tra alluvioni e flussi di detriti (debris flow). Un'alluvione transita in un debris flood quando le particelle sul letto iniziano a muoversi insieme, in massa, e tutto il materiale in carico viene trasportato sospeso nel flusso. Secondo Pierson (2005), si ha il passaggio da debris floods a debris flow quando le crescenti concentrazioni di sedimento generano un limite di snervamento critico.

I debris flow e i debris flood aumentano tipicamente potenza e percentuale di materiale trasportato mentre si muovono verso valle, dirigendosi verso il fondovalle principale. Qui si depositano i sedimenti generando spesso danni ingenti.

In figura 7 e 8 due immagini che mostrano rispettivamente un esempio di depositi relativi a debris flow e debris flood (Wilford D. et al., 2004).



Figura 7 - Esempio di deposito legato a trasporto in massa: deposito di debris flow, evidenti i blocchi di dimensioni maggiori immersi in una matrice più fine.



Figura 8– Esempio di deposito legato a trasporto in massa: il materiale trasportato e depositato da un debris flood dalle dimensioni inferiori rispetto al debris flow.

I processi che dominano nelle diverse zone di un bacino idrografico (erosione del fondo, erosione laterale, sedimentazione) dipendono dal rapporto che si instaura tra la potenza della corrente (stream power) che trasporta i sedimenti e la potenza critica (critical power), la quale rappresenta la soglia di innesco del trasporto solido (Bull, 1979).

In figura 9 nella quale viene schematizzato tale modello, è riscontrabile come le zone più a monte del bacino siano caratterizzate da una potenza disponibile solitamente superiore rispetto alla potenza critica e ciò comporta una maggiore erosione del fondo, mentre nelle zone più vicine alla piana alluvionale la potenza disponibile è inferiore a quella critica e di conseguenza si avrà una maggiore sedimentazione.

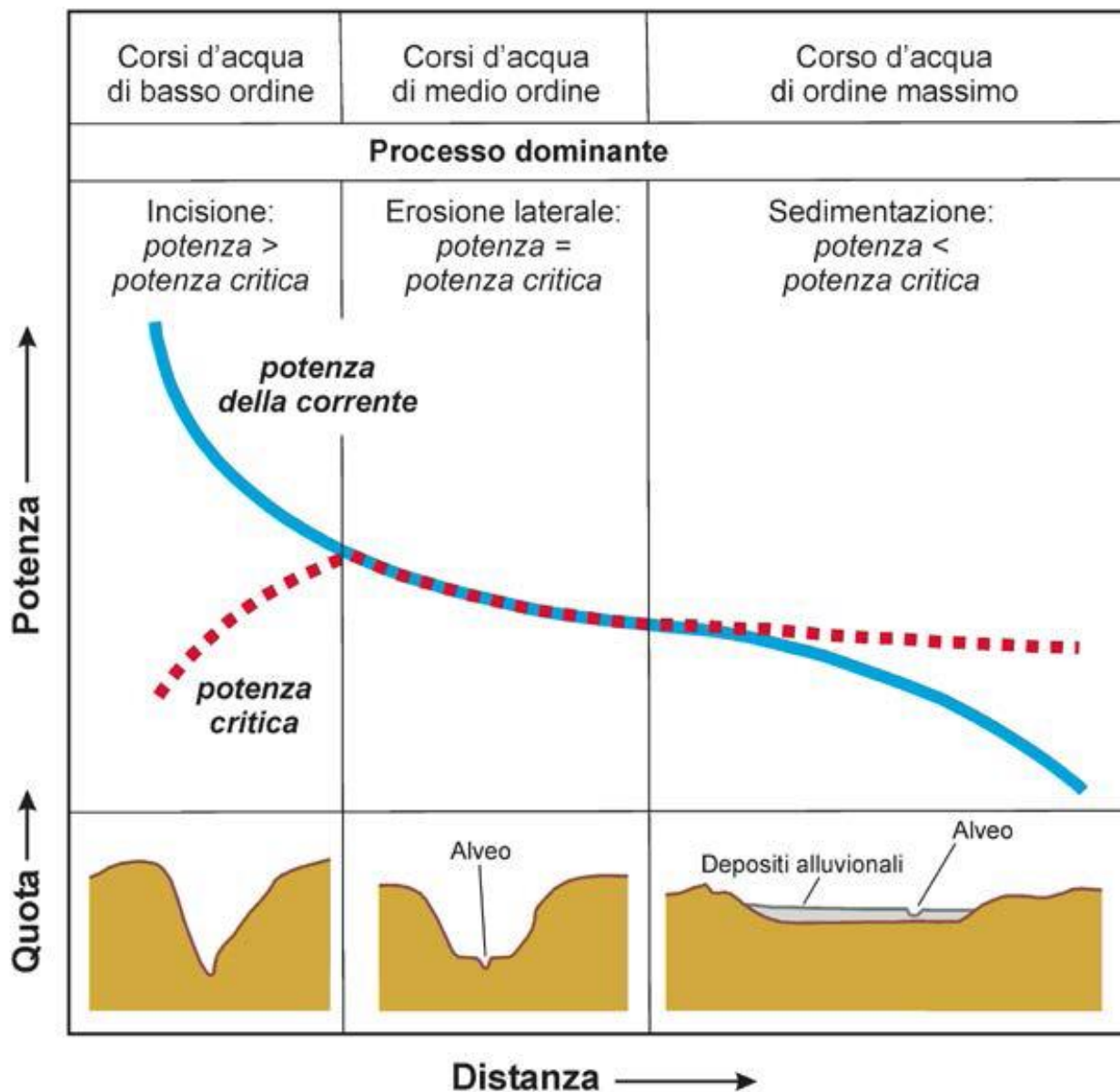


Figura 9 - Diagramma schematico del rapporto tra potenza e potenza critica della corrente (modificato da Bull, 1979).

3.1 Classificazione delle unità fisiografiche e morfologiche

All'interno del bacino o di ogni singolo sottobacino, è possibile individuare diverse unità fisiografiche e geomorfologiche sulla base della variabilità del rilievo (in termini di energia del rilievo, quote, pendenze, geologia, morfologia della valle, struttura e tessitura del substrato e pattern idrodinamici determinati dalle condizioni di flusso ecc.) (Rinaldi et al., 2016) e della morfologia dell'alveo.

Una delle classificazioni maggiormente utilizzate per la morfologia degli alvei delle zone montane è quella proposta da Montgomery & Buffington (1977) e modificata da Halwas & Church nel 2002 (Fig.

10) che prevede una distinzione tra morfologie derivanti da condizioni di eccesso di capacità di trasporto (cascade, rapid e step) e quelle generate da condizioni di deficit di capacità di trasporto (pool-riffle, glide e pool).

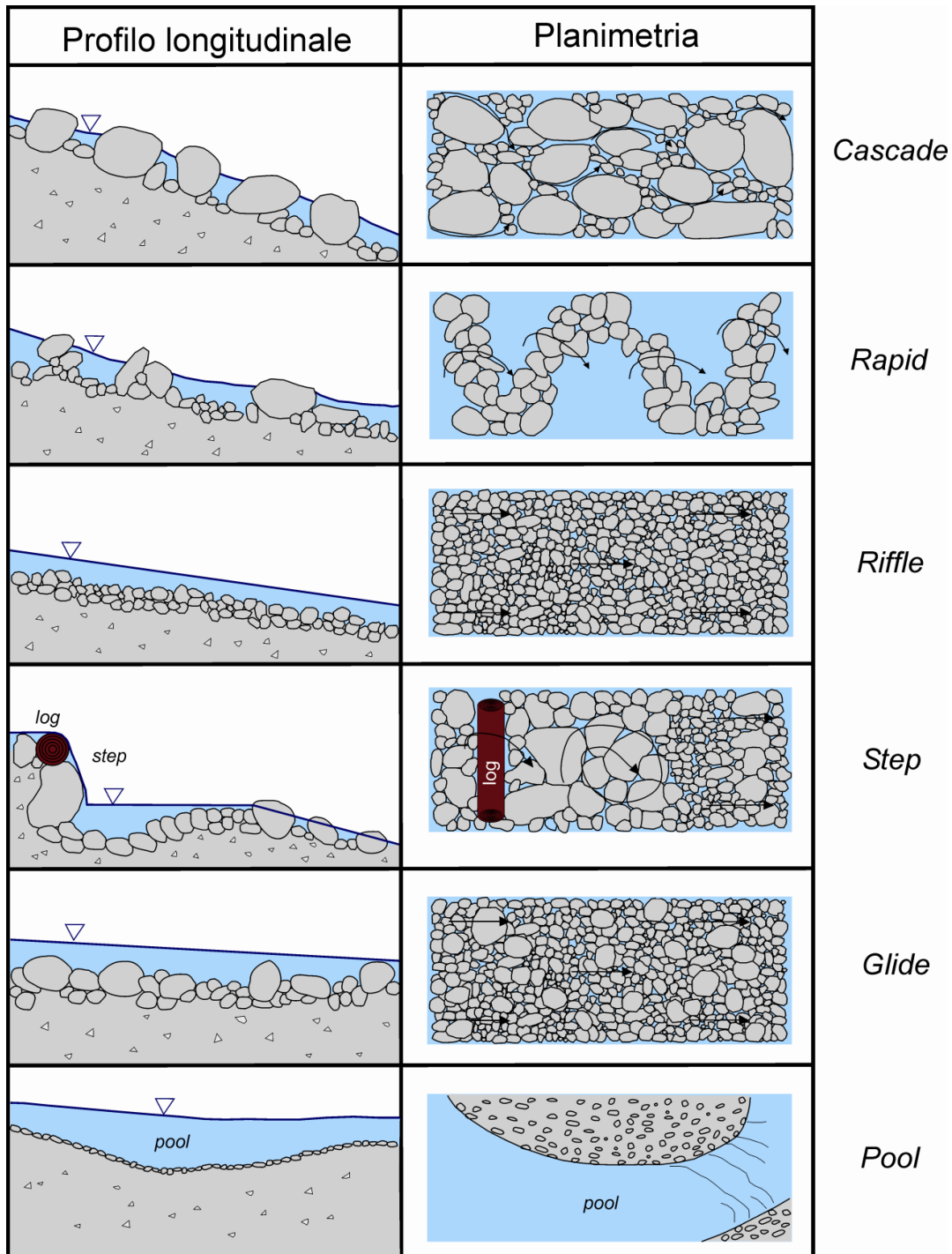


Figura 10 - Classificazione dei corsi d'acqua montani secondo le loro morfologie. (A) Cascade; (B) Rapid; (C) Riffle; (D) Step; (E) Glide; (F) Pool, (Montgomery & Buffington, 1977).

La classificazione utilizzata per descrivere la morfologia fluviale nei settori più a valle è quella proposta da Whol E. et al.,(2016)(Fig.11). Tiene conto della relativa stabilità dell'alveo, del rapporto tra il trasporto solido sul fondo e il carico totale, del carico sedimentario e della dimensione del materiale trasportato.

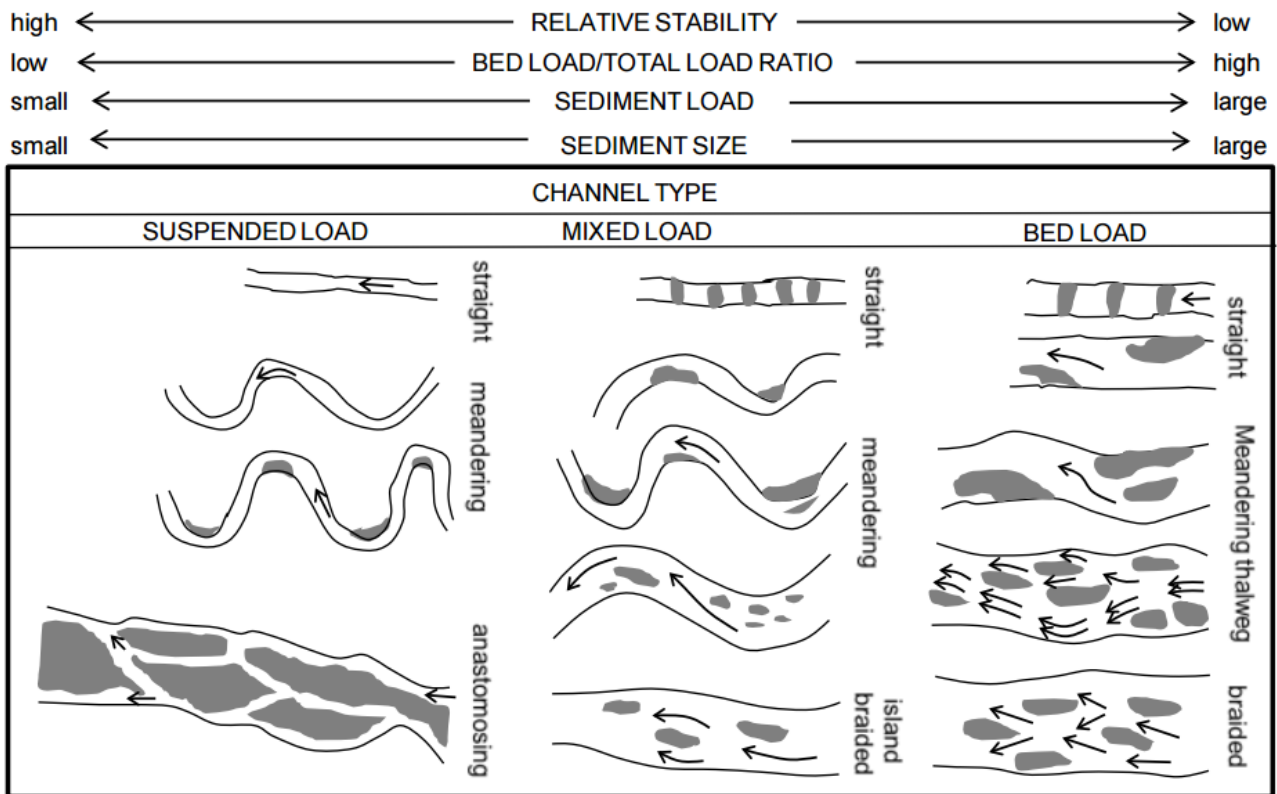


Figura 11 – Classificazione schematica delle principali morfologie di alveo in base ai principali fattori che le determinano. Illustrazione delle relazioni che sussistono tra gli alvei sub-rettilinei, meandriiformi e a canali in termini di stabilità relativa, proporzione di sedimenti trasportati come carico sul fondo, quantità relativa di trasporto di sedimenti e dimensione relativa di sedimenti. L'ombreggiatura grigia indica le aree deposizionali sotto forma di isole, barre, o riffles. Le frecce indicano i percorsi di flusso (dopo Schumm 1981)(Whole et al., 2016).

Inoltre, le superfici deposizionali tipiche degli alvei a fondo mobile che ne caratterizzano la morfologia sono le barre, in questo lavoro interpretate sulla base della classificazione di Kellerhals et al., 1976 (Fig. 12). Sono dei corpi sedimentari caratterizzati da forme e dimensioni variabili, la loro genesi è legata ai processi deposizionali, i sedimenti che vengono trasportati dalla corrente vengono depositati nella piana alluvionale a causa della diminuzione della pendenza e della velocità del flusso. Le barre possono essere distinte sulla base della loro forma, della posizione che occupano rispetto al profilo dell'alveo e del materiale della quale sono costituite.

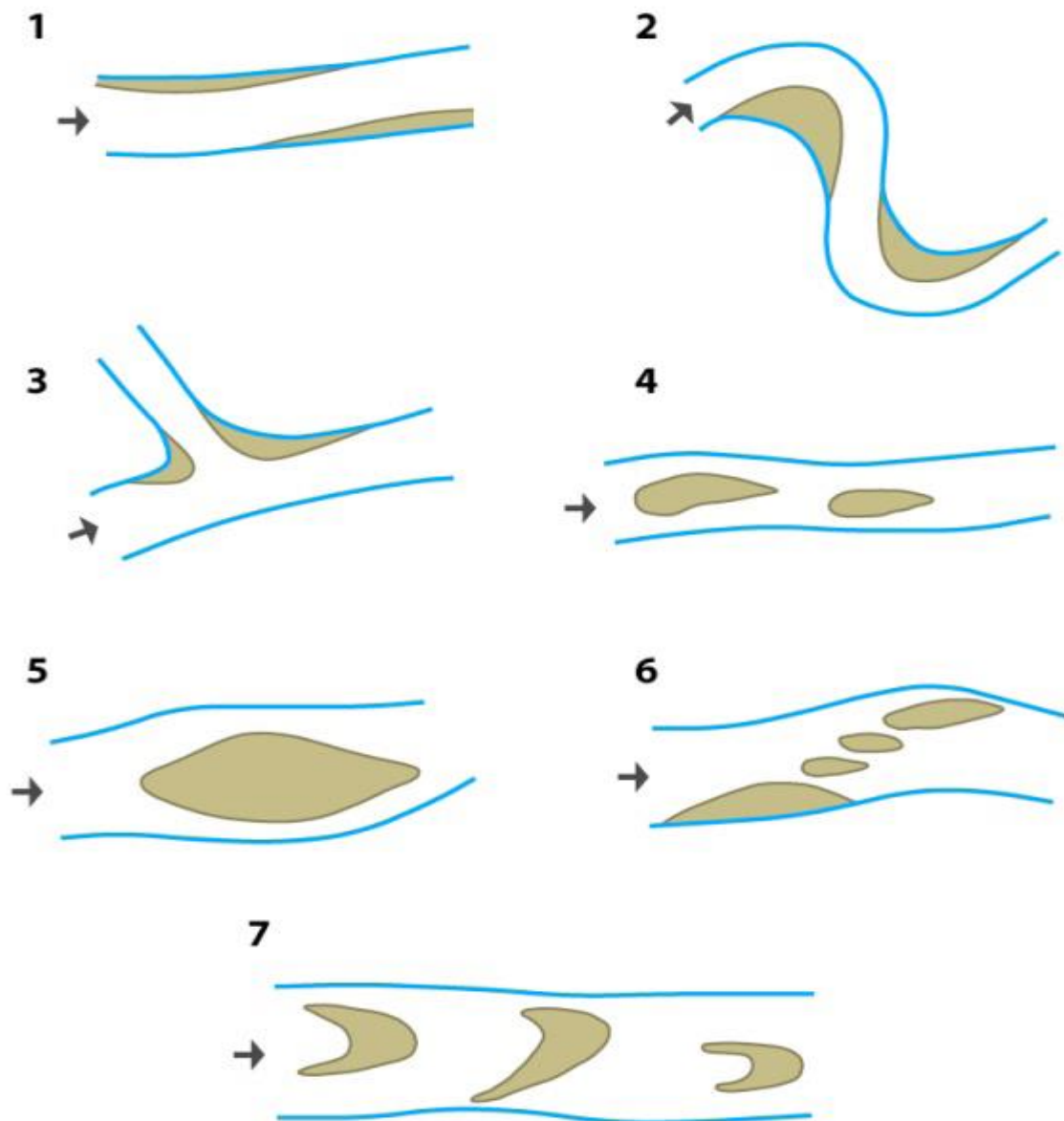


Figura 12 - Classificazione dei principali tipi di barre - 1. Barre laterali; 2. Barre di meandro; 3. Barre di confluenza; 4. Barre longitudinali; 5. Barre a losanga; 6. Barre diagonali; 7. Barre linguoidi o dune (Kellerhals et al., 1976).

Queste superfici deposizionali durante il periodo di magra emergono limitando la loro evoluzione, sono caratterizzate da sedimenti a granulometria simile a quelli presenti sull'alveo, mentre risultano sommerse durante eventi di piena, durante la quale si muovono per accrescimento o per erosione. Le barre la cui formazione dipende dal passaggio dei flussi ordinari si trovano a una quota minore e si presentano meno stabili mentre le barre a quote maggiori sono caratterizzate da maggiore stabilità in quanto modificate dalla corrente solo durante eventi di maggiore intensità (Lenzi, 2006).

4 Inquadramento geografico



Figura 13 – Localizzazione geografica dell'area oggetto di studio

L'area di studio di tale lavoro interessa il margine continentale della Sardegna meridionale (Fig. 13). L'area analizzata è interna al Golfo di Cagliari e comprende parte della piattaforma continentale e il settore superiore della scarpata continentale.

In figura 14 viene illustrato il modello digitale del terreno (DTM) del Golfo di Cagliari realizzato dai dati multibeam acquisiti durante la campagna oceanografica Magic (Marine Geohazards Along the Italian Coasts).

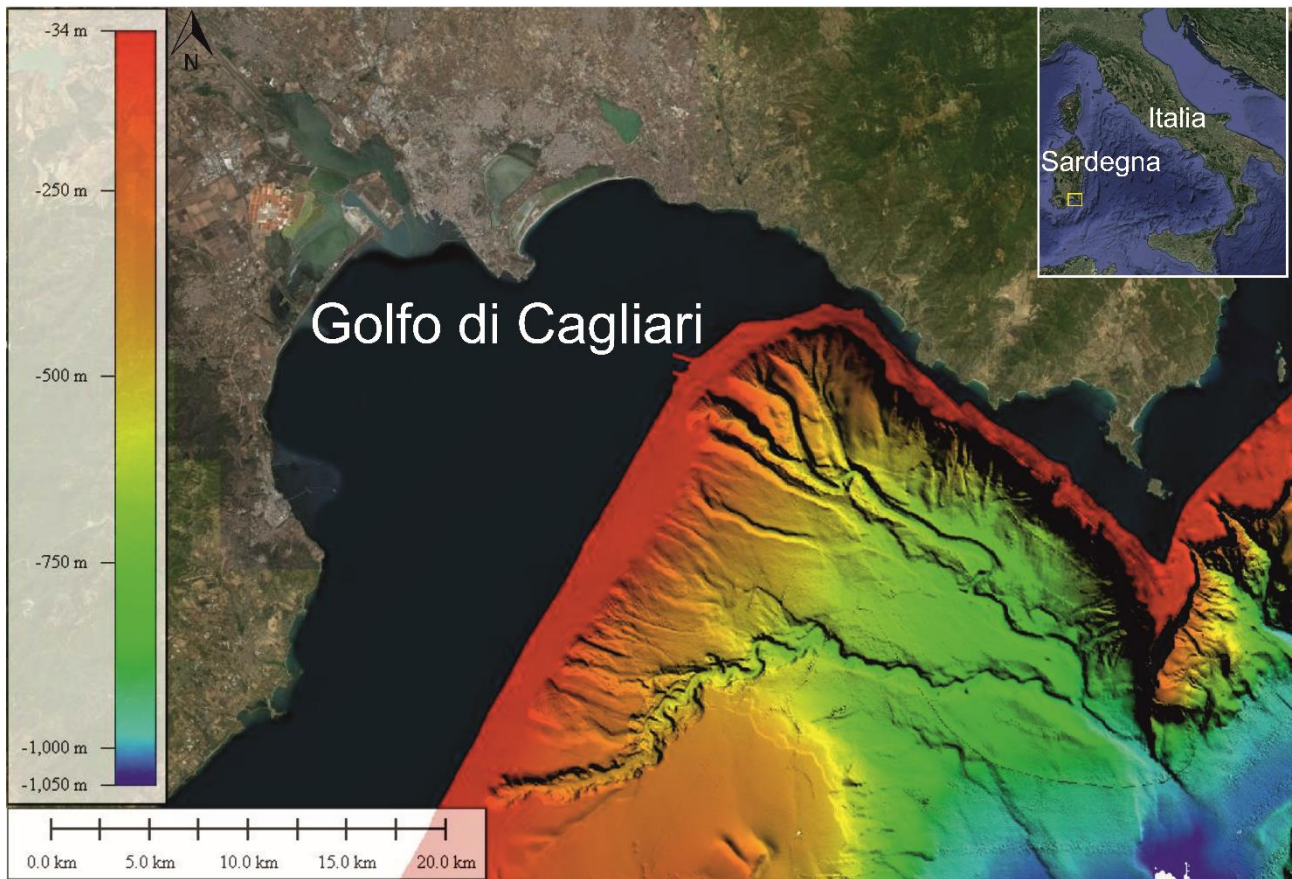


Figura 14 – Rappresentazione del modello digitale del terreno (DTM) dei fondali di Cagliari realizzato sulla base dei rilievi Multibeam.

5 Inquadramento geologico della Sardegna meridionale e del Sarrabus

Le prime conoscenze geologiche sulla Sardegna meridionale risalgono alla seconda metà del secolo scorso, a partire dal poliedrico lavoro di La Marmora (1857), seguito poi da numerosi studi di carattere sia stratigrafico (Lovisato, 1894; Testa, 1914, 1920; Gortani, 1923c; Cavinato, 1933), sia geominerario, con particolare riferimento alle mineralizzazioni del “filone argentifero del Sarrabus” (Traverso, 1890; De Castro 1890; Teichmüller, 1931; Valera, 1966; 1974) (Barca et al., 2005).

Attraverso l’analisi dei principali eventi strutturali oligo-miocenici e pliopleistocenici legati all’evoluzione geodinamica del Mediterraneo occidentale, si pone in evidenza come una variazione in polarità delle faglie principali che bordano il rift oligo-miocenico abbia originato nel Campidano una zona centrale in rilievo (horst-type twist zone), separando il bacino di Oristano da quello di Cagliari.

Negli anni 70/80 interessanti contributi integrano le conoscenze sulla stratigrafia paleozoica della Sardegna meridionale. Così Barca & Di Gregorio (1979) forniscono una prima definizione della successione delle formazioni cambro-devoniane del Sarrabus e ritengono che la fase tettonica pre-caradociana (“fase sarrabese”) sia responsabile di blandi piegamenti, con emersione ed erosione delle “Arenarie di San Vito” ed associata attività vulcanica subaerea. Barca & Maxia (1982) puntualizzano l’assetto stratigrafico e tettonico del Sarrabus occidentale, concludendo che la successione paleozoica del Sarrabus può essere riferita a due principali cicli sedimentari marini separati da una fase di continentalità durante l’Ordoviciano inferiore-medio. Spalletta & Vai (1982) descrivono il contatto tra la successione carbonatica pelagica del Devoniano ed i depositi del flysch ercinico presso Villasalto (Gerrei). Maxia (1984) segnala la presenza di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale. Barca & Spalletta (1985) puntualizzano il significato degli affioramenti flyscioidi del Carbonifero inferiore-medio presso Villasalto. Barca (1991) segnala la presenza di grandi olistoliti di varia litologia ed età entro i depositi sinorogenici ercinici del Sarrabus. Barca & Olivieri (1991) precisano mediante i conodonti l’età degli olistoliti carbonatici inclusi nel flysch ercinico del Sarrabus. Successivamente Carmignani et al., (1992) propongono un completo modello geodinamico dell’evoluzione del basamento ercinico della Sardegna che prevede una fase di subduzione di crosta oceanica dall’Ordoviciano inferiore, con sviluppo di vulcanismo di tipo orogenico nell’Ordoviciano medio e successiva collisione continente-continente (Carbonifero inferiore), con sovrascorrimento dello zoccolo armoricano e impilamento di elementi del margine del continente di Gondwana; segue, infine, il collasso gravitativo del cuneo orogenico ercinico. Conti & Patta (1998) segnalano la presenza di piegamenti ercinici a larga scala ovest-vergenti nel Sarrabus

orientale. Inoltre, Conti et al., (1999), nella Sardegna sud-orientale evidenziano un generale sollevamento durante le fasi finali dell'orogenesi ercinica, con sviluppo di faglie normali a basso angolo e di pieghe a piano assiale suborizzontale. Gli studi paleontologici hanno contribuito notevolmente alle attribuzioni stratigrafiche nel Paleozoico della Sardegna meridionale. Gli studi geopetrografici sul batolite sardo-corso hanno permesso di inquadrare anche il plutonismo della Sardegna meridionale nell'attività magmatica tardo-post-ercinica ad affinità calcalcalina (Di Simplicio et al., 1974; Bralia et al., 1981; Ghezzi & Orsini, 1982), e di riconoscere nel corteo filoniano litotipi calcoalcalini, tholeiitici e transizionali, alcalini e peralluminosi (Brotzu et al., 1978; Traversa, 1979a, b; Atzori & Traversa, 1986). Nel Sarrabus predominano i leucograniti biotitici (Bralia et al., 1981), con associati ammassi e dicchi di microleucograniti rossastri. Nel Sarrabus meridionale sono stati riconosciuti tipi granodioritici-monzogranitici (Brotzu & Morbidelli, 1974; Bralia et al., 1981), dove sono intrusi piccoli ammassi e dicchi di sieniti sodiche (Brotzu et al., 1978), la cui età di 294 ± 9 Ma (Pirinu et al., 1996) indica la quasi contemporaneità con l'intrusione dei corpi granodioritici circostanti, datati $301 \div 298$ Ma (Nicoletti et al., 1982). Il settore sud orientale della Sardegna ricade in quello che viene conosciuto come Basamento Ercinico che dal punto di vista geologico rappresenta un frammento di Catena Ercinica sud europea. Nell'area di studio sono presenti diverse litologie, quali:

COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO TARDO PALEOZOICO - UNITA' INTRUSIVA DI GEREMEAS

Facies Is Mortorius (Unità intrusiva di Geremeas) (Carbonifero Sup/Permiano) - La facies più diffusa in affioramento comprende grano dioriti inequigranulari a grana grossa, per megacristalli di feldspato-K bianchi o rosati di taglia media sui 2-3 cm, Le granodioriti (GEAc) comprendono tipologie differenti per caratteristiche tessiturali e colore. Si presentano spesso superficialmente alterate, gli affioramenti meglio esposti sono quelli osservabili in località Is Mortorius dove, a pochi metri dal mare, si può osservare un contatto intrusivo netto fra una granodiorite mesocrata equigranulare ed una tipica granodiorite a struttura inequigranulare; gli affioramenti risultano intersecati da filoni basici di spessore metrico, orientati prevalentemente secondo direzioni N130°-160°E. Nelle altre località, le granodioriti si presentano solitamente interessate da un grado più o meno intenso di alterazione e mascherate da abbondante detrito (Barca et al., 2005).

Facies Nicola Bove (UNITA' INTRUSIVA DI GEREMEAS). Leucograniti biotitici rosati, a grana medio-grossa, equigranulari, localmente porfirici per Qtz globulare e Kfs rosato di taglia centimetrica, tessitura isotropa.

GRANITOIDI E PLUTONITI BASICHE

Facies Baccu Scardu (Unità intrusiva di san Gregorio) (Carbonifero Sup/Permiano) – Monzograniti biotitici grigi, a grana media, equigranulari, localmente micro porfirici, a tessitura isotropa. Facies porfiriche al contatto con l'incassante metamorfico paleozoico. Sono infatti presenti sia monzograniti biotitici a struttura equigranulare, sia monzograniti biotitici a struttura inequigranulare di solito microporfirica. I primi sono rappresentati da facies a grana media e tessitura isotropa, struttura granulare ipidiomorfa con indice di colore del 10÷15%, spesso con adunamenti millimetrici di biotite distribuiti disomogeneamente nella roccia. Il colore, da grigio chiaro a scuro, varia a seconda della grana e/o abbondanza della biotite. Sono costituiti da quarzo, plagioclasti andesinico-oligoclastici variamente zonati, ortoclasio peritico (raramente microclino), biotite e come accessori da apatite, allanite, zircone, magnetite. La seconda litofacies è rappresentata da estesi ammassi e stocks di monzograniti biotitici a grana media porfirici.

Facies San Gregorio (Unità intrusiva di san Gregorio) (Carbonifero Sup/Permiano) – leucosienograniti biotitici a grana medio grossa, struttura equigranulare, locali porzioni sub decimetri chepegmatoidi; localmente facies micro porfiriche; scarsi inclusi microgranulari femici.

Facies Cuccuru Nuraxi Baiocca (Unità intrusiva di san Gregorio) (Carbonifero Superiore/Permiano) – microsienograniti biotitici rosso giallastri in ammassi, a grana fine, struttura microporfirica, talora micro granulare e tessitura isotropa, frequenti sacche e vene pegmatiti che a quarzo e ortoclasio. Sono frequenti le patine di ossidi di manganese nelle fratture, spesso di forma dendritica. Alla scala dell'affioramento, la colorazione d'insieme della roccia è solitamente sul rosso-rosato, o sul giallastro se molto alterata.

COMPLESSO INTRUSIVO E FILONIANO La maggior parte dei filoni di grandi dimensioni sono posteriori anche alle più recenti facies leucogranitiche e agli ammassi microgranitici, e quindi riferibili al Permiano. Il sistema filoniano, con termini acidi, intermedi e basici, è ben sviluppato:

interseca tutte le facies plutoniche ed anche i micrograniti, ed è rappresentato da numerosi corpi orientati secondo una direzione prevalente NNW-SSE.

SUCCESSIONE SEDIMENTARIA OLIGO-MIOCENICA

Formazione di Ussana (Successione sedimentaria oligo-miocenica) - La formazione di Ussana (Pecorini & POMESANO Cherchi, 1969) è costituita da conglomerati, brecce e arenarie, a matrice argilloso-arenacea rosso-violacea, nella parte alta sono presenti microconglomerati, arenarie ed argille, talora siltose e spesso fortemente piritose, talora fossilifere. Gli ambienti deposizionali (Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969) variano da quello di scarpata e di conoide alluvionale, a quello di piana alluvionale con transizione ad ambienti fluvio-lacustri, lagunari e litorali. Localmente prevalgono facies conglomeratiche massive, scarsamente stratificate, a tessitura prevalentemente clasto-sostenuta e/o matrice-sostenuta, con sporadiche intercalazioni lenticolari argilloso-siltose o arenacee. All'interno dei litotipi conglomeratici si intercalano spesso corpi arenacei lenticolari; si tratta di arenarie da fini a grossolane, in lenti di ampiezza variabile che tendono a rastremarsi lateralmente talora fino a chiudersi; localmente risultano reincise da apporti conglomeratici successivi. Tali depositi possono essere riferiti a barre sabbiose di piana alluvionale, in regimi idrodinamici maggiori (debris-flow). La base della formazione di Ussana non è più antica dell'Oligocene medio- superiore, per la presenza nei livelli conglomeratici di clasti di vulcaniti oligoceni che, inoltre, giacciono prevalentemente alla base della formazione. Il tetto della formazione è probabilmente riferibile all'Aquitaniense basale (Pecorini&PomesanoCherchi, 1969).

DEPOSITI QUATERNANI

Depositi di debris flow (Pleistocene superiore/medio) – I depositi sono costituiti da una matrice limosa che sostiene i conglomerati. I clasti sono caratterizzati da spessori misti che variano da valori decimetrici a metrici comprendendo sia ciottoli che massi con la litologia che riflette la composizione locale, mentre la matrice che varia da sabbiosa a limo-argillosa si presenta da addensata a debolmente cementata. In figura 15 un esempio di deposito di debris flow in prossimità del bacino Del Rio Geremeas.



Figura 15 - Deposito di paleo-debris flow (Pleistocene superiore-medio) in prossimità del bacino del Rio Geremeas, lungo la strada provinciale Is Mortorius-Geremeas-Villasiumus.

Subsistema di Portoscuso (Sistema di Portovesme) (Pleistocene superiore) - I depositi più estesi sono costituiti da ghiaie medio-grossolane; i clasti, che talora raggiungono la taglia dei blocchi, sono subarrotondati e subangolosi. Sono presenti anche livelli e lenti ghiaiose e sabbiose a stratificazione piano-parallela. Questi depositi rappresentano i residui di estese conoidi alluvionali terrazzate coalescenti di vaste proporzioni, che delimitavano il bordo del Campidano al raccordo con i rilievi del Sarrabus. L'elevato appiattimento delle conoidi alluvionali suggerisce l'importanza del trasporto idrico nella loro messa in posto. Dato che i depositi di questa unità sono spesso costituiti da elementi anche subangolosi, la loro messa in posto è da riferirsi al rimaneggiamento di detriti prodotti per processi di degradazione fisica dei versanti (termoclastismo, crioclastismo) in condizioni di clima arido come quelle verificatesi durante l'ultima fase fredda pleistocenica.

DEPOSITI OLOCENICI

Depositi di spiaggia cementati beackrocks (Pleistocene-Olocene) – Sono attribuiti all'Olocene i depositi di spiaggia e dei cordoni litorali antichi presenti lungo il litorale in esame alle spalle delle spiagge attuali. Sono costituiti da sabbie e ghiaie calcareniti con abbondanti frammenti fossiliferi. La loro conformazione è sempre allungata secondo una direzione di sviluppo parallela all'attuale fascia litorale.

Depositi alluvionali terrazzati (Olocene)- Si tratta di depositi alluvionali grossolani contenenti limitate lenti e livelli di sabbie e di ghiaie fini, simili a quelli che si osservano sul letto attuale. Questi depositi sono posti ai lati dei letti attuali o dei tratti di alveo regimati, o su depositi alluvionali terrazzati, ed in genere non interessati dalle dinamiche in atto. Le pianure alluvionali del passato erano molto più estese di quelle attuali ad indicare la presenza, anche con tempi di ritorno molto lunghi, di eventi idrometeorici di estrema importanza che riattivavano settori molto ampi della pianura. In molti casi questi depositi hanno rappresentato i letti di piena straordinaria fino al secolo scorso. Anche per tale motivo si sottolinea la pericolosità da esondazione in molte di tali aree. Nella maggior parte delle porzioni del foglio i materiali alluvionali sono stati depositi da corsi d'acqua incanalati entro valli già ben delineate. Ai lati delle pianure alluvionali incise dagli alvei attuali è stata riconosciuta un'unità alluvionale terrazzata principale e, localmente, alcune secondarie a quote lievemente superiori.

Depositi di spiaggia attuale (Olocene) - Si tratta di sedimenti sabbiosi medio-grossolani

Depositi alluvionali (Olocene) – sono rappresentati da ghiaie da grossolane a medie, In genere i sedimenti all'interno di questi alvei sono anche molto grossolani, con ciottoli e blocchi. Spesso allo sbocco delle valli che drenano i rilievi i corsi sono incisi all'interno di una conoide alluvionale, delimitati in genere da scarpate anche di vari metri di altezza. In seguito alla rapida infiltrazione all'interno delle proprie alluvioni, questi corsi d'acqua si attivano solo durante gli eventi idrometeorici eccezionali. I sedimenti alluvionali sono in genere rappresentati da depositi grossolani a cui localmente si intercalano in modo estremamente subordinato lenti e sottili livelli di sabbia.

In figura 16 la carta geologica del Bacino idrografico del Rio Geremeas, presente nel settore meridionale orientale della Sardegna, oggetto di studio per la parte onshore. È stata realizzata con l'ausilio del GIS utilizzando gli shapefile areali e lineari messi a disposizione dalla Regione Sardegna.

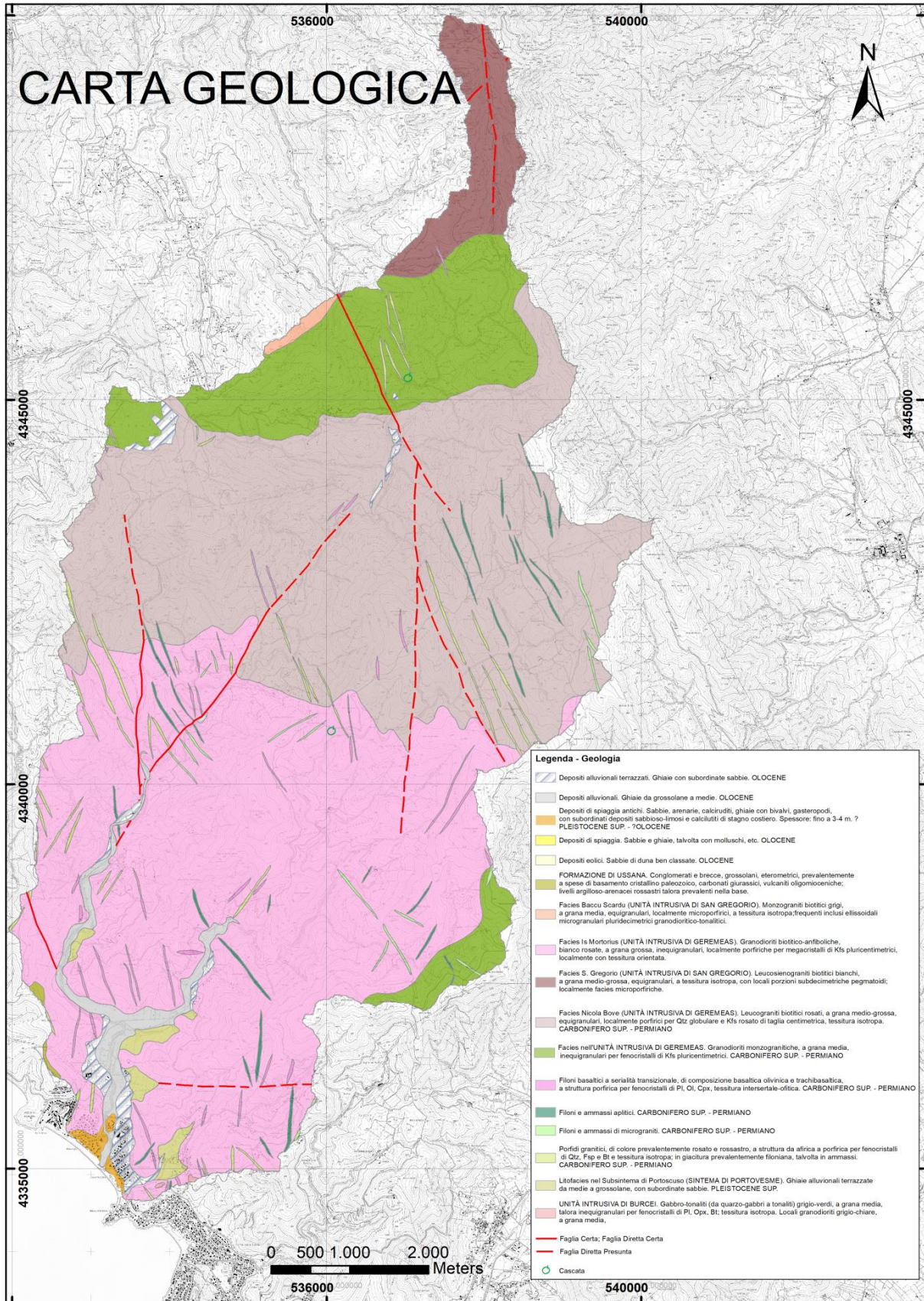


Figura 16 – Carta geologica del bacino idrografico del Rio Geremeas realizzata utilizzando gli shapefile areale e lineari della Regione Sardegna.

6 Inquadramento geodinamico del Margine Meridionale Sardo

I margini continentali rappresentano il limite fra la crosta continentale e quella oceanica e possono essere ubicati ai bordi delle placche oppure all'interno della placca stessa. Il margine continentale è costituito da una piattaforma continentale, scarpata e piana abissale nella quale avvengono precise dinamiche che ne permettono l'evoluzione. La piattaforma è ampia spianata dalla lievissima pendenza che a un certo punto si accentua bruscamente a formare la scarpata continentale e concludere il continente vero e proprio.

La scarpata continentale rappresenta la zona morfologica degli attuali margini continentali che raccorda la piattaforma continentale con la piana sottomarina. Ha una inclinazione media di circa 4° (localmente fino a 25°) e un'altezza media di 3500 m, con una larghezza variabile dai 5 ai 35 km.

Questa, insieme alla piattaforma continentale, sono elementi strutturali con origine tettonica, le fasi successive di erosione e sedimentazione l'hanno modellata, e risulta caratterizzata da un settore superiore, soggetto a processi erosivi che rimuovono sedimento sia attraverso frane sottomarine sia attraverso flussi gravitativi, e da un settore inferiore "base della scarpata" dove invece predomina l'accumulo sedimentario.

La scarpata continentale nella sua parte estrema, è a contatto con la crosta oceanica, ma la zona di contatto tra l'una e l'altra è coperta di sedimenti che, provenendo dal continente e dalla piattaforma, sono trasportati dal movimento delle onde in direzione del largo, formando l'ultima parte del margine continentale: la risalita continentale, cioè quella coltre sempre più sottile di sedimento gradati (ciottoli, sabbie, fango) che dalla scarpata continentale si assottiglia e si annulla nei fondali oceanici.

La piattaforma continentale è pertanto il naturale prolungamento sommerso del continente e l'ambiente di transizione tra la terra emersa e gli altri fondali.

Dal punto di vista strutturale essa è la parte superiore del "margine continentale" che limita in mare i continenti e dei quali è parte integrante. Qui maggiori sono le interazioni con i processi geomorfici legati alla dinamica dei fiumi e dei litorali, con i processi biologici di inter scambio terra-mare e con le attività antropiche, gli ambiti di interesse economico e gli impatti di immissioni inquinanti.

I fondali pericostieri, compresi nella piattaforma continentale prossimale, sono sede delle spiagge sommerse e delle piattaforme di abrasione in roccia, essi hanno assunto sempre più importanza man mano che la tecnologia ne permetteva l'esplorazione e lo sfruttamento.

Il margine continentale della Sardegna meridionale è caratterizzato da un sistema deposizionale sottomarino controllato dalla tettonica distensiva pliocenica suddiviso in diversi bacini marginali (Wezel et al., 1981), nei quali pervengono i contributi sedimentari dei vari segmenti di piattaforma continentale (Lecca et al., 1998).

Il Margine meridionale della Sardegna può essere distinto in tre settori, a caratteri strutturali e fisiografici differenti, il settore sud-occidentale con faglie dirette che delimitano bacini

intrapiattoformali e di intraslope; il Golfo di Cagliari, estensione a mare della fossa tettonica del Campidano e il settore orientale a piattaforma continentale poco estesa e scarpata molto ripida

La struttura del margine continentale meridionale, evidenziata in numerosi profili sismici acquisiti a partire dagli anni '70 (Morelli & Nicolich, 1990; Egger, 1992; Torelli et al., 1992; Tricart & Torelli, 1994), è caratterizzata dalla sovrapposizione di due regimi successivi di deformazione.

Il più antico corrispondente ad una fase compressiva di ispessimento crostale durante l'Oligocene – Miocene, contemporaneamente alla rotazione del blocco Sardo – Corso ed all'apertura del bacino Algero – Provenzale (Masclé et al., 2001).

La fase deformativa più recente è associata alla fase di rifting tirrenico, durante la quale si è avuta una tettonica distensiva che ha portato a un leggero assottigliamento della crosta, avvenuta prima della crisi messiniana.

L'assetto morfostrutturale del margine meridionale è articolato da valli e sea-mounts isolati.

Sotto il profilo evolutivo si distinguono due stili differenti: sulla cima del monte sottomarino di Su Banghittu si è conservata una piattaforma residuale, annegata da sedimentazione essenzialmente carbonatica - bioclastica a seguito del suo isolamento dal sistema terrigeno (Lecca et al., 1998), mentre i pendii dei rilievi strutturali (Monte Ichnusa, Su Banghittu e Horst del Sarrabus) sono ricoperti da un drappeggio emipelagico e da torbiditi distali fini (Bouma et al., 1985).

L'area di depocentro del bacino profondo è interessata da una sedimentazione in prevalenza torbiditica alternata a depositi emipelagici, che evidenzia con l'aggradazione uno spesso complesso di channel-levee (Lecca et al., 1998).

Il bacino di Cagliari costituisce la parte più interna del sistema sedimentario dell'intero margine, delimitato e controllato dai blocchi tettonici del margine continentale della Sardegna meridionale, in particolare dai movimenti dei blocchi sottomarini del Monte Ichnusa e di Su Banghittu (Fanucci et al., 1976).

Tali bacini marginali chiudono a sud il Rift oligo-miocenico (Cherchi & Montadert, 1982) della Sardegna meridionale, riattivato durante il Plio-Quaternario da movimenti estensionali correlati con l'apertura del Tirreno meridionale (Cherchi A. et al., 1978a, c; CASULA et al., 2001).

I caratteri morfostrutturali che controllano il Campidano meridionale condizionano l'assetto della piattaforma continentale antistante (Fig.17) (Fanucci et al., 1976).

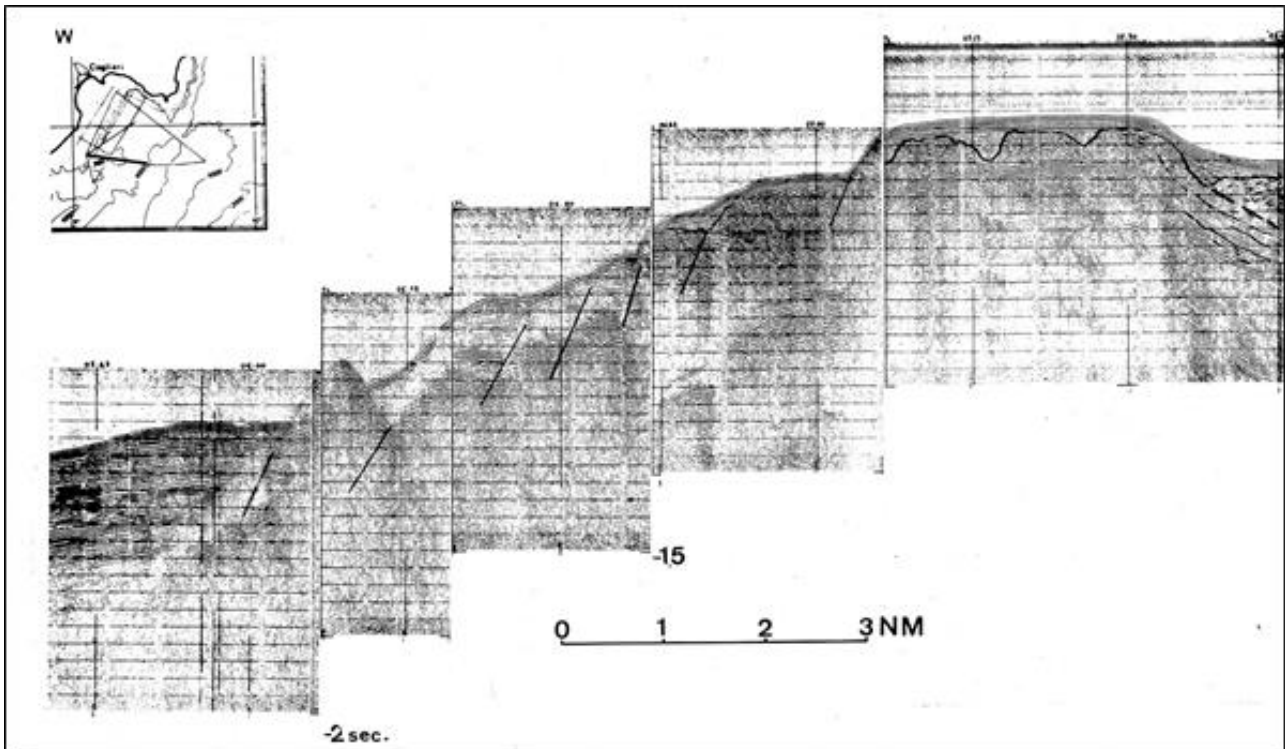


Figura 17 - Profilo Sparker 6 kj del bordo della piattaforma occidentale del Golfo di Cagliari, interessato da una successione di faglie normali a gradinata, attive (da Fanucci et al., 1976).

Le differenze morfologiche presenti sulla terra emersa sono riscontrabili anche sulla piattaforma continentale, la quale mostra un andamento regolare nell'area del Golfo di Quartu, mentre lungo la costa compresa tra il Golfo di Quartu e Capo Carbonara la sua larghezza si riduce a sole 1-2 miglia (APAT, Atlante dei terrazzi deposizionali sommersi, 2004).

L'assetto strutturale del Golfo di Cagliari è costituito da un sistema a blocchi ribassati, con faglia principale sul bordo NE, cui corrisponde una sequenza di antitetiche parallele a SW (Fig. 18)

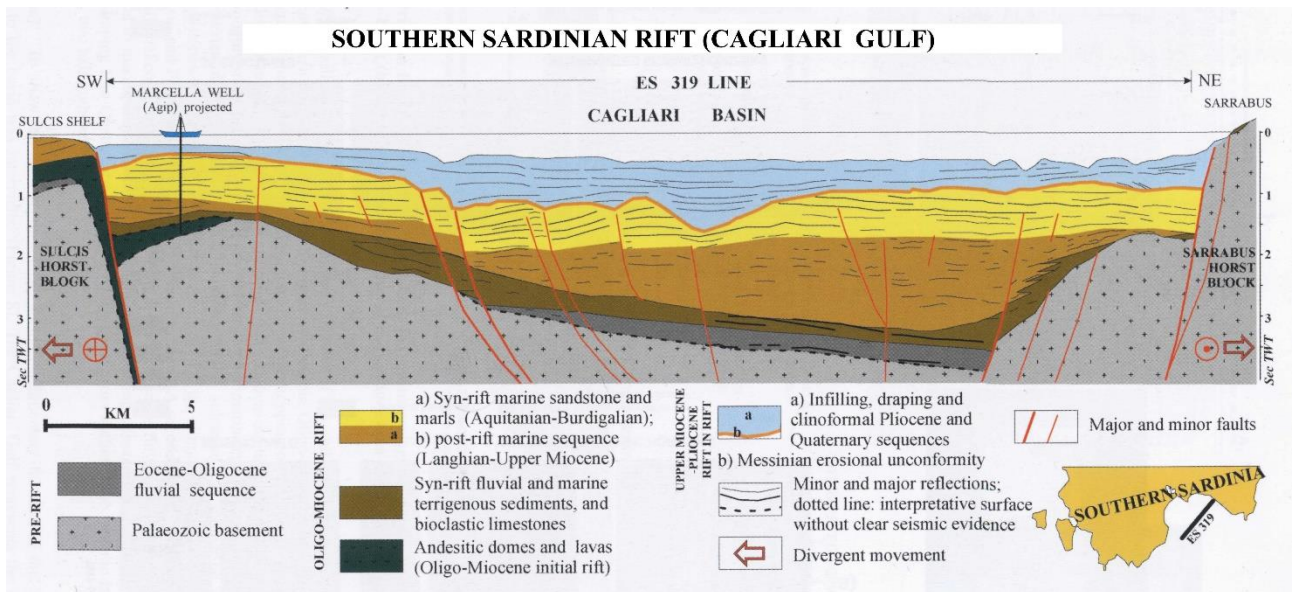


Figura 18 - Schema strutturale del Golfo di Cagliari – da Finetti et al., 2005

Le unità che precedono la fase di rifting oligo-miocenico sono rappresentati dal basamento paleozoico e da una probabile copertura marina Eocenica, oltre arenarie fluviali, marne e argille della Formazione Cixerri (Eocene superiore-inferiore Oligocene), mentre l'avvio della fase di rifting oligo-Miocenico è accompagnata dal vulcanismo andesitico superiore dell'Oligocene-Aquitano del blocco del Sulcis (Pozzo Agip. Marcella-1). Il riempimento della fossa tettonica in abbassamento è caratterizzata da sedimenti fluviali (Ussana Formazione), cui seguono le sequenze marine arenaceo-marnose e carbonatiche dall' Aquitano-Burdigaliano al Serravalliano-Tortoniano. Una fase tettonica transtensionale-estensionale è principalmente attribuibile al Miocene superiore-Messiniano, con riattivazione delle faglie marginali del bacino; durante la prima fase di riempimento plio-quadernaria corrisponde la fase di rifting del Tirreno (Fig.19).

Il settore più orientale della Sardegna meridionale che comprende la parte più a Est è legato all'evoluzione del margine orientale sardo; si tratta di un margine di tipo passivo che delimita ad ovest il bacino tirrenico e si estende dal Seamount Ichnusa a 39° N al Seamount Etruschi a 41° 30' N.

Diversi autori, basandosi sui dati acquisiti durante l'esecuzione dei sondaggi profondi (sondaggio 654), effettuati nell'ambito del progetto Ocean Drilling Program leg 107, collocano la prima attività tettonica del margine a partire dal Tortoniano (Kastens & Mascle, 1990).

Gli stessi dati evidenziano come questo settore di margine sia interessato da faglie dirette ad alto angolo con orientazione prevalente circa N-S e assottigliamento crostale che a partire dal tardo Tortoniano dislocano grandi blocchi tettonici e danno origine a bacini di intraslope.

Durante il Messiniano il punto di massima estensione è migrato verso il settore sud-orientale del bacino tirrenico (Kastens & Mascle, 1990); Il margine inferiore, rappresentato dal Cornaglia terrace, viene interessato da deposizione di sedimenti evaporitici (Spadini et al., 1995).

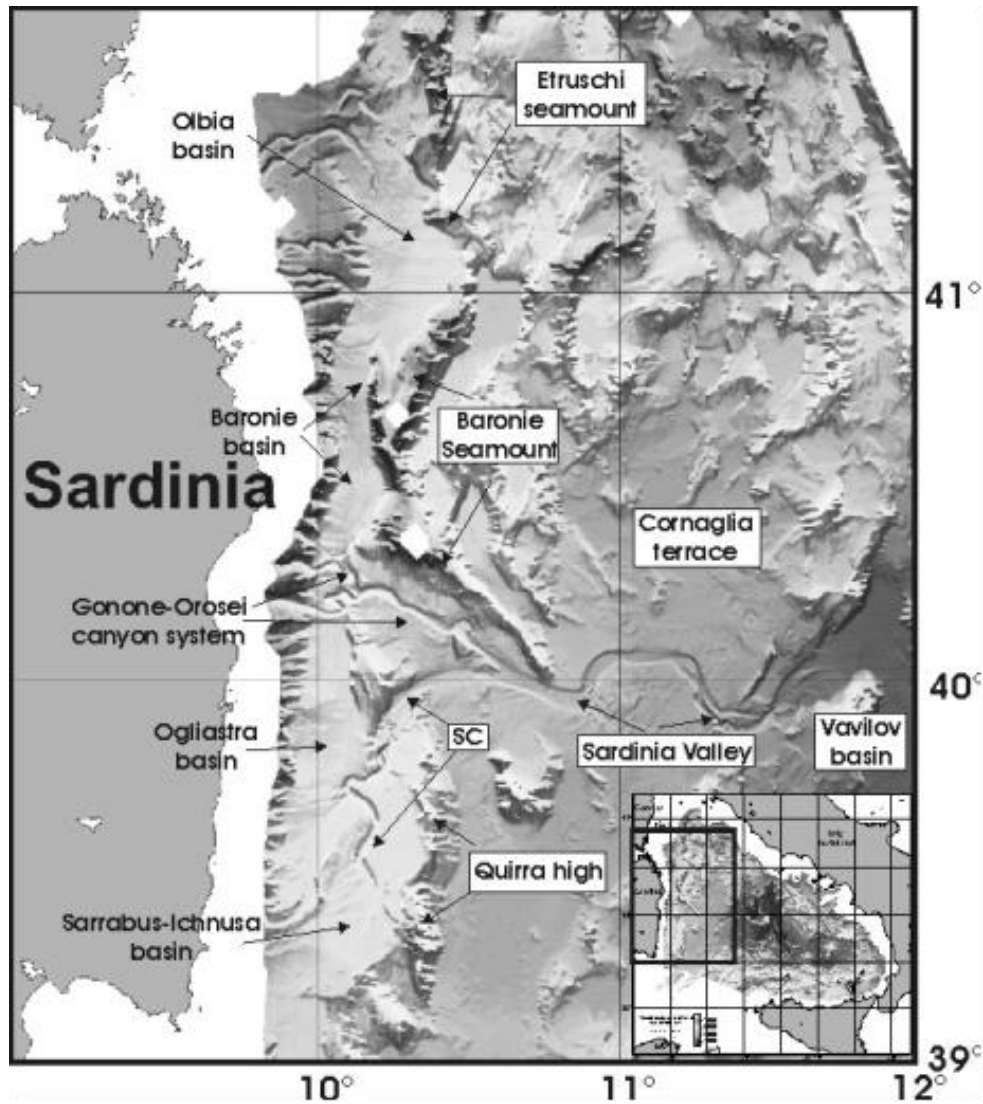


Figura 19- Modello ombreggiato del Bacino Tirrenico.

Nel Pliocene-Pleistocene, successivamente all'apertura del bacino sud tirrenico, una nuova fossa tettonica si forma tra il Golfo di Cagliari e il Golfo di Oristano noto come il Graben del Campidano, struttura che si crea in parziale sovrapposizione con la precedente Fossa Sarda.

Il Graben è bordato a ovest da faglie normali ad orientazione NW-SE ed est immergenti quali la Faglia di Sinis nel tratto più settentrionale e quella di Sarroch nel tratto meridionale, e a est dalla faglia antitettonica di Fangario e di Monastir (Casula et al., 2001) (fig.20).

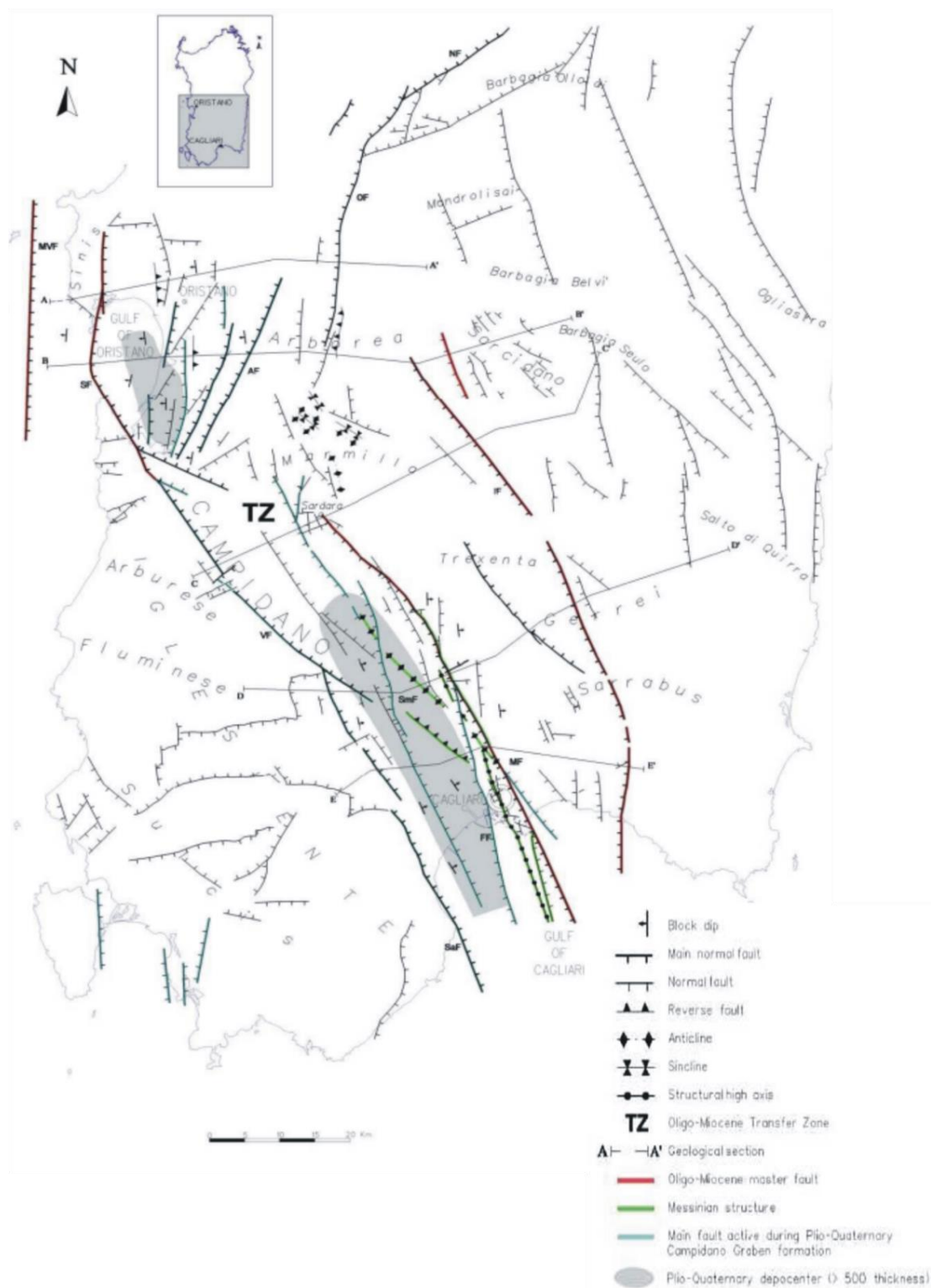


Figura 20 - Assetto strutturale della Sardegna meridionale. FF: faglia di Fangario; SaF: faglia di Sarroch; MF: faglia di Monastir (Casula et al., 2001).

I sedimenti sin-rift del margine meridionale, di età compresa tra il Messiniano e il Pliocene, indicano che in questo settore era concentrata la maggiore attività tettonica durante il Pliocene inferiore.

Per quanto riguarda l'attività sismica recente del settore relativo al Foglio 61 "Cagliari" si è fatto riferimento ai dati scaricati dai siti INGV e USGS.

Gli studi sull'evoluzione cinematica del Mediterraneo centrale, secondo qualsiasi ricostruzione, evidenziano che l'intero Blocco sardo-corso è stabile negli ultimi 7 milioni di anni; tuttavia il catalogo dei terremoti strumentali dell'INGV (sismicità degli ultimi 25 anni registrata dalla rete nazionale) riporta due eventi nella Sardegna meridionale (Fig. 21).

Entrambi gli eventi di magnitudo inferiore a 5 si sono verificati a marzo del 2006, in corrispondenza del prolungamento a mare di una importante faglia orientata NW-SE che segna il limite occidentale della fossa tettonica del Campidano.

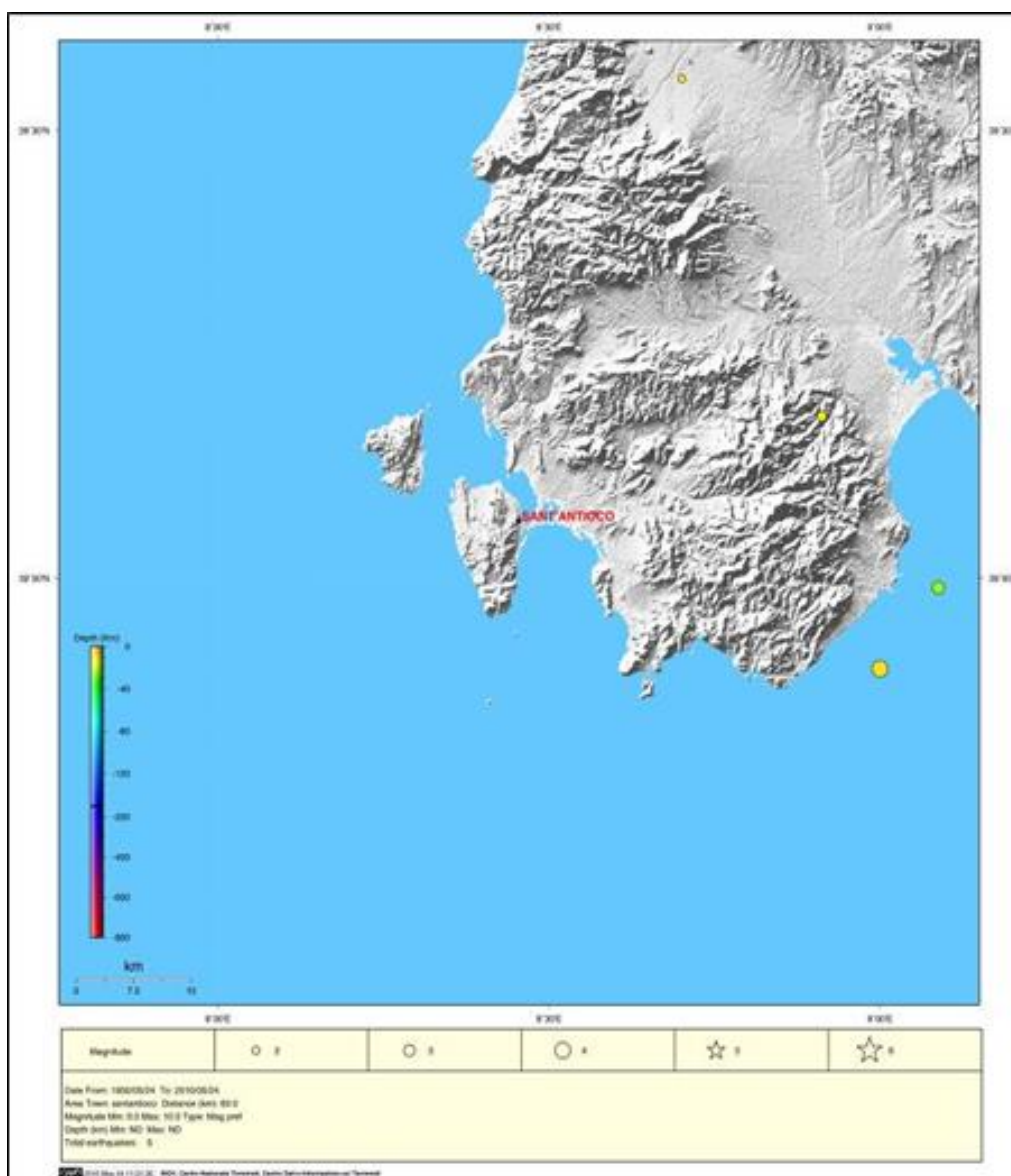


Figura 21 - Carta della Sardegna sud-occidentale con localizzazione dei terremoti strumentali rilevati negli ultimi 25 anni (INGV).

Dall'analisi degli studi esistenti, emerge che la prima impostazione del sistema di zone di faglia ad alto angolo e dei blocchi tettonici che in seguito hanno costituito il margine continentale della Sardegna occidentale può essere fatta risalire all'Oligo-Miocene, quando, nell'area di intra-back arc relativa alla Catena Maghrebide-Appenninica, si produsse un ampio sistema di rifting (Cherchi & Mantadert, 1982; Lecca et al., 1997; Casula G. et al., 2001; Faccenna C. et al., 2002).

Con diverse argomentazioni, Carmignani et al., (1994) propongono l'appartenenza del Rift Sardo al sistema dell'Appennino settentrionale, con associate transtensioni nell'Oligocene superiore-Miocene inferiore e distensione nel Miocene inferiore-medio.

Sulla base dei dati provenienti dai profili ECORS-CROP, la genesi del margine potrebbe essere individuata nell'inversione tettonica estensionale di un sistema di strutture compressionali di una diramazione occidentale della Catena Pirenaica (Fanucci & Morelli, 1997; Finetti et al., 2005) (Fig.22).

Qualsiasi sia il modello genetico, il Rift Sardo, costituisce un sistema estensionale associato alla convergenza Maghrebide-Appenninica con ubicazione, in un caso, ad alto angolo rispetto alla Catena Maghrebide, e nell'altro parallelo al segmento dell'Appennino settentrionale. Pertanto il margine, che costituiva un ramo occidentale del sistema di rifting, ha in seguito assunto le caratteristiche strutturali ed evolutive di margine divergente relativo ad un bacino estensionale associato ad un'area di convergenza (Lecca, 2000).

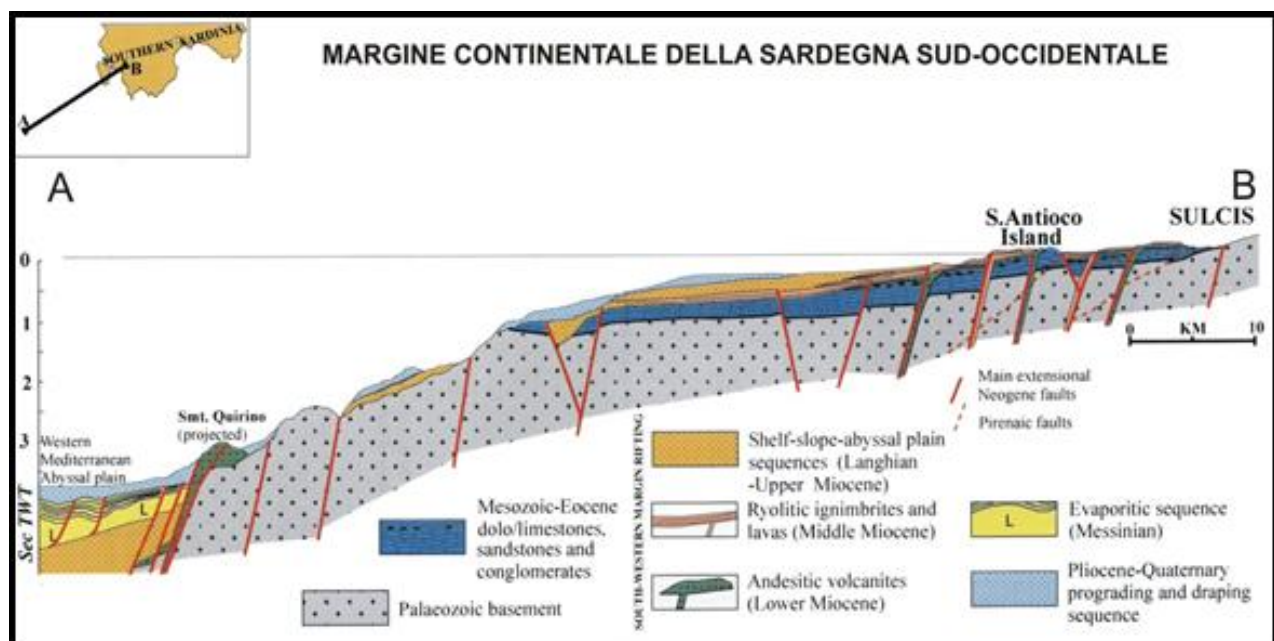


Figura 22 – Sezione geologica schematica del margine continentale sud occidentale della Sardegna (da Finetti et al., 2005 - CROP PROJECT).

In fig 23 è mostrata la struttura tettonica dei margini continentali sardi.

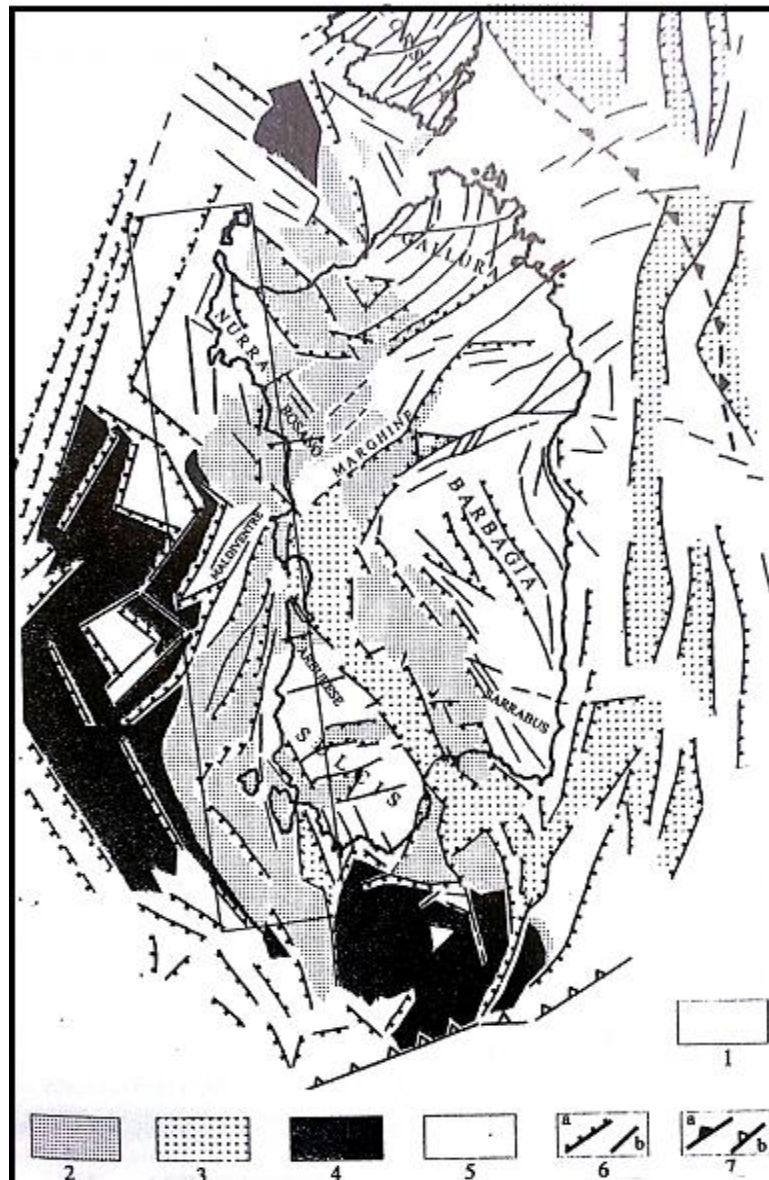


Figura 23 - Struttura tettonica e bacini della Sardegna neogenica e dei suoi margini continentali, da Lecca et al., 1997. 1) Blocchi tettonici pre-rift costituiti da basamento ercinico con limitate coperture mesozoiche e paleogeniche; 2) bacini tipo semi-graben o graben asimmetrici del Rift Sardo colmati da sequenze vulcanoclastiche e sedimentarie continentali e da sequenze epicontinentali marine, nell'Oligocene terminale-Miocene medio-superiore, dislocati da varie fasi di tettonica estensionale; 3) bacini di riattivazione estensionale associati all'apertura del Tirreno e colmati da sequenze mioceniche medio-superiori e pilo-quadernarie; 4) bacini miocenici del margine occidentale e meridionale della Sardegna, probabilmente in parte appartenenti al sistema del Rift sardo oligo-miocenico, ricoperti da sequenze plio-quadernarie; 5) piana batiale del Mediterraneo Occidentale sotto la quale sono presenti le sequenze del micene infra-evaporitico, dell'evaporitico messiniano e del pilo-quadernario; 6) zone di faglia: (a) estensionali e (b) transtensive; 7) fronte delle falde della Corsica alpina, (b): limite del Blocco Sardo con la Catena Maghrebine. Il quadro indica la posizione della piattaforma continentale della Sardegna occidentale.

7 Inquadramento geomorfologico del Margine Meridionale Sardo

Le prime indagini sulla piattaforma continentale sono state eseguite dalle Università di Trieste (1970) e di Genova (1974-75) (Fanucci et al., 1976).

Successivi dati di sismica a riflessione sono stati rilevati durante il progetto Oceanografia e Fondi Marini (Sparker-Uniboom 0,5-1 kJ, Resp. Scient. A. Ulzega, in occasione di una collaborazione Università di Parigi-Università di Cagliari e, infine, durante diverse campagne di sismica (1983-1991, Sparker 1-3,5 kJ) e di campionatura nell'ambito della ricerca Margini Continentali Sardi dell'Università di Cagliari.

Il ciglio della piattaforma continentale si trova alla profondità media di circa -120 m per risalire a quote inferiori in corrispondenza dell'arretramento per erosione regressiva delle testate dei canyon (Ulzega et al., 1986); nella zona distale delle valli sottomarine si estendono corpi sedimentari a conoide batiale, al raccordo con la piana batiale sardo-algerina.

La scarpata continentale è incisa da estesi sistemi di canyon: in scarpata superiore sono riconoscibili tracce di scivolamenti gravitativi e flussi torbidity non canalizzati che interessano le coperture a sedimenti plio-quadernari e che danno luogo ad accumuli di base di pendio. In corrispondenza del bordo sono stati rilevati in continuità corpi sedimentari interpretabili quali Terrazzi Deposizionali Sommersi (Ferraro et al., 1998) riferibili all'ultimo stazionamento basso del livello del mare a -120 m, stage isotopico 2, (Chapel & Shackleton, 1986).

La piattaforma distale del Golfo di Cagliari è sede di un importante prisma con accrezione progradante nella scarpata superiore; in quest'area i sedimenti in accumulo sono costituiti da limitati apporti terrigeni silicoclastici della Sardegna meridionale e da un'importante componente bioclastica prodotta all'interno della stessa piattaforma, inoltre, alla riduzione di energia trattiva delle correnti di fondo si associa la deposizione di sedimenti fini rappresentati da limi e limi argillosi (Lecca et al., 1998).

La piattaforma intermedia è dominata dall'accrescimento sedimentario legato alla produttività carbonatica della biocenosi a Posidonia oceanica, mentre, parte di essa nella porzione più prossimale, è interessata da morfologie erosive sepolte interpretabili quali paleoalvei fluviali (Di Napoli Alliata, 1968), il cui livello di base è rappresentato dalla linea di riva dello stazionamento basso wurmiano, stage 2 (Carboni & Lecca, 1992).

Nella piattaforma continentale esterna sono esposti sistemi deposizionali litorali relitti, dovuti alla trasgressione versiliana, stage 1 (Chapel & Shackleton, 1986), in facies di beach-rock arenaceo-

conglomeratiche, interpretabili quali linee di riva sommerse (Segre, 1968), con associate depressioni di retrospiaggia colmate da sedimenti fini, cui può essere attribuito il significato di paleolaguna (Ulzega et al., 1986).

La giacitura in "bancate" debolmente inclinate verso il largo, tipica di questi affioramenti, riprende i caratteri giaciturali del corpo sedimentario di spiaggia; le strutture sedimentarie rappresentate sono quelle tipiche di ambiente litorale (quali laminazione piano-parallela, cuneiforme, sigmoidale ed inclinata) (Orrù et al., 2004).

L'infrastruttura del margine è costituita da grandi blocchi tettonici a litologie paleozoiche, dislocati da faglie dirette ad alto angolo; il movimento relativo di questi blocchi ha prodotto una serie di alti morfologici, situati nell'attuale scarpata continentale superiore.

La scarpata continentale del settore orientale del margine meridionale sardo mostra minore estensione rispetto a quella del settore occidentale, presenta minore pendenza ed è caratterizzata da un assetto morfologico articolato.

Numerosi canyon, impostati sui principali lineamenti tettonici (che caratterizzano l'area), incidono l'intera scarpata sino al ciglio della piattaforma continentale, posto alla profondità di circa -130 m; localmente, in corrispondenza delle principali testate, i canyon incidono il ciglio della piattaforma continentale sino -110 m di profondità.

Inoltre la parte più a Ovest della Sardegna meridionale è legata all'evoluzione del margine occidentale sardo; questo margine è stato esplorato mediante indagini geofisiche e perforazioni profonde a partire dalla fine degli anni sessanta ed i primi anni settanta, (Finetti & Morelli, 1973; Ryan & Hsu, 1973).

In piattaforma interna, gli alti morfologici più significativi, sono rappresentati dalle isole del Toro e della Vacca, dalla Secca del Toro e il Banco Pomata a nord-ovest dell'isola della Vacca.

Cherchi et al., (1978) sulla base dei dati provenienti da un pozzo a carotaggio continuo profondo 300 metri, individuano all'interno del settore del Golfo di Palmas una forte subsidenza. Questo settore è infatti delimitato ad occidente da una faglia di età plio-quadernaria ad orientamento N-S che si imposta sull'allineamento isola del Toro-isola della Vacca e prosegue sul bordo orientale dell'isola di Sant'Antioco dove sono state individuate diverse sorgenti a carattere idrotermale.

In figura 24 uno schema della estensione della piattaforma continentale e della scarpata superiore circostanti la Sardegna.

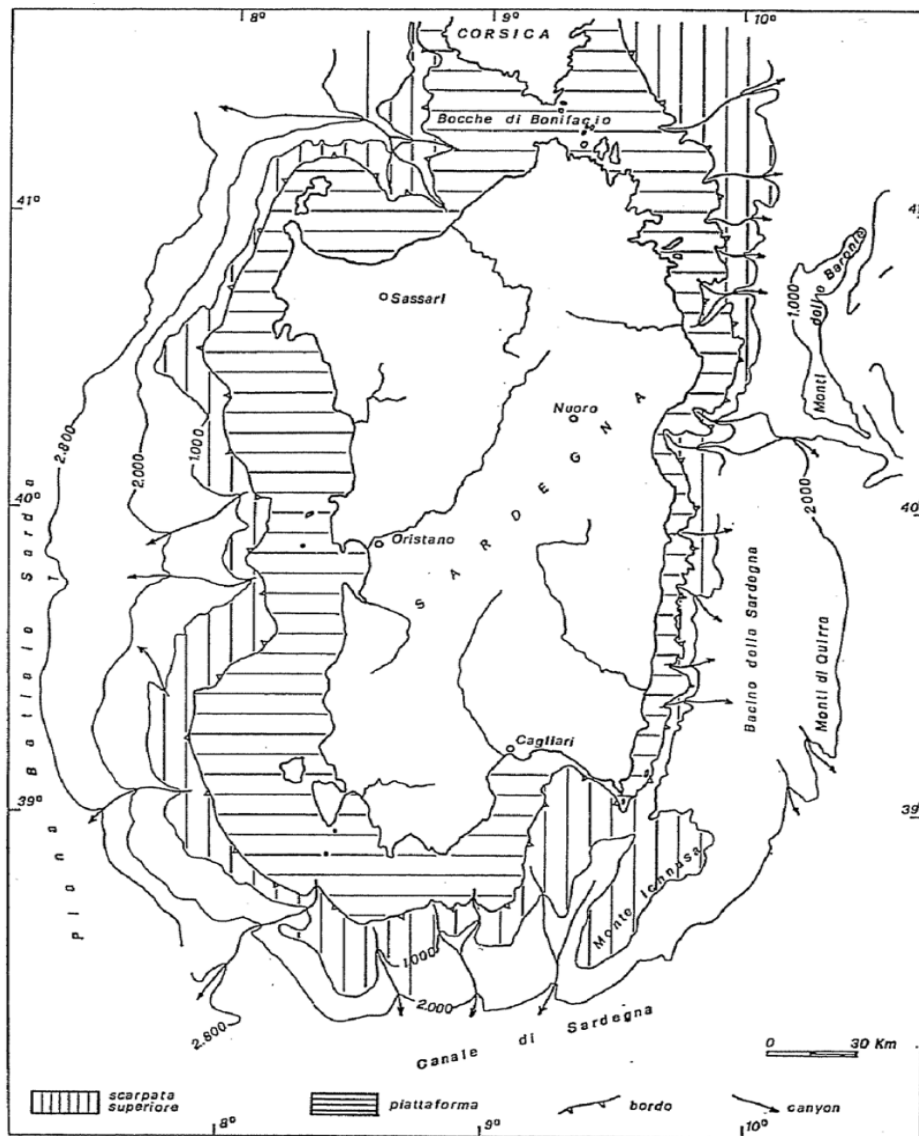


Figura 24 - Schema della estensione della piattaforma continentale e della scarpata superiore circostanti la Sardegna. La profondità del bordo varia da circa -125m a -180m (Ulzega A. 1981).

La piattaforma e la scarpata continentale della Sardegna presentano una notevole varietà di aspetti sia morfologici che strutturali.

Ulzega nel 1980, sulla base dei dati acquisiti durante le campagne oceanografiche effettuate nell'ambito del Progetto Finalizzato "Oceanografia e Fondi Marini", definisce i principali lineamenti morfologici e strutturali che caratterizzano la piattaforma continentale della Sardegna: ad una prima osservazione puramente fisiografica evidenzia le differenze tra il margine orientale e occidentale (Fig. 25).

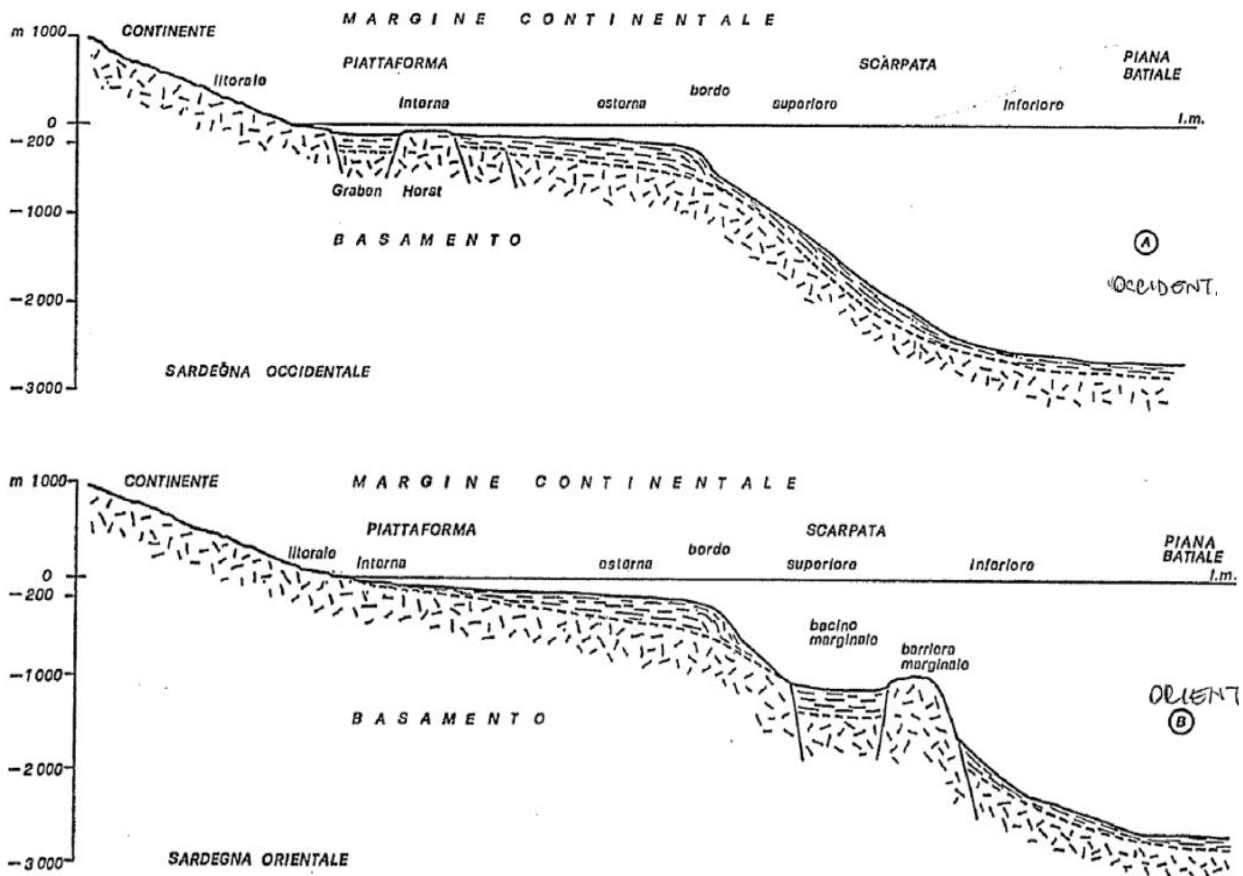


Figura 25 - Profili rappresentativi dei margini continentali della Sardegna occidentale (A) e orientale (B). Le coperture sono rappresentate da sedimenti plio-quadernari. (Ulzega A. 1980).

Il primo ha una larghezza media di qualche miglio con la scarpata molto acclive che si arresta alla profondità di circa - 100, mentre il secondo presenta una larghezza variabile fino a venti miglia e una scarpata a pendenza piuttosto debole.

Anche i margini settentrionali (Golfo dell'Asinara, Bocche di Bonifacio) e meridionale (Golfo di Cagliari) mostrano caratteri propri ben differenti (Fanucci et. al.,1976).

Nella parte superiore della scarpata continentale del margine meridionale in quasi tutti i settori sono attivi scivolamenti sottomarini (slumpings) e si rinvencono numerose nicchie di distacco che indicano la presenza di frane sottomarine, sono presenti delle tracce di scivolamenti gravitativi e flussi torbiditici non canalizzati che danno origine a un accumulo di base di pendio.

Nella Sardegna meridionale la scarpata è incisa da una serie di valli sottomarine e numerosi canali tributari, nel settore occidentale di rilevante importanza sono il canyon di Sant'Antioco- Canyon Toro – Canyon Spartivento, le cui testate mostrano l'evidente controllo tettonico secondo le lineazioni

che guidano sia la messa in posto delle vulcaniti a chimismo basico (I. Sant'Antioco, I. del Toro, I. della Vacca), sia la struttura a semigraben del Golfo di Palmas.

La piattaforma continentale del Sulcis è stata oggetto di studi di dettaglio sin dalla fine degli anni 70 (Lecca et al., 1979; Leone et al., 1981; Orrù & Ulzega, 1987).

La prima carta geomorfologica della piattaforma continentale della Sardegna sud-occidentale è stata elaborata da Carboni et al., (1979); la carta era estremamente semplificata non essendoci le metodologie accurate di ora per la rappresentazione dei fondi marini.

Nel 1989 Orrù e Ulzega realizzano la "Carta geomorfologica della Piattaforma continentale e delle Coste del Sulcis".

L'elaborato cartografico è il risultato dello studio dei fondali marini tra capo Teulada e capo Pecora; per la realizzazione della carta hanno utilizzato sia le conoscenze acquisite nell'ambito delle campagne oceanografiche effettuate nel 1976 con le navi Bannock e marsili del CNR, sia il rilevamento geomorfologico delle aree costiere.

Gli autori evidenziano come la piattaforma continentale del Sulcis si presenti nettamente suddivisa in un settore interno, maggiormente articolato in cui si concentrano i segni più evidenti di tettonica e oscillazioni di livello eustatico pleistocenico, ed una esterna che presenta una certa regolarità.

Il bordo, localmente poco pronunciato e con passaggio graduale alla scarpata superiore, è localizzato ad una profondità media di 170/180 m circa, ed è interessato, a Sud dell'Isola del Toro, dalla testata, in arretramento, del canyon di S. Antioco; l'ampiezza media dell'intera piattaforma varia intorno ai 30 Km. La piattaforma interna è caratterizzata dalla presenza d'incisioni profonde che separano i rilievi strutturali e da una morfologia a gradinata con una successione di ripiani, la parte interna è caratterizzata da dislocazioni, la principale direzione di frattura è la NNW-SSE. Sono evidenti le fasi deposizionali quaternarie, che con sedimenti fini hanno colmato le valli, mentre nella piattaforma esterna si ha la presenza di sedimenti pilo-quaternari. Nella fascia costiera emersa, un complesso detritico continentale eocenico-oligocenico (Formazione del Cixerri; Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969) è in contatto tettonico con graniti e scisti paleozoici; tale formazione è attraversata da andesiti e ricoperta da epiclastiti oligo-mioceniche (21,6-24 M.A; Savelli et al., 1979). Si ritiene che queste formazioni proseguano in mare a costituire il substrato per le sequenze della piattaforma: i graniti e gli scisti a Capo Spartivento, la Formazione del Cixerri e le andesiti a Capo Pula.

La scarpata superiore è caratterizzata in parte dalla presenza di un potente prisma sedimentario a impostazione miocenica cui segue la progradazione pilo-quaternaria.

Essa è interessata da due sistemi di faglie dirette: uno orientato prevalentemente NW-SE e uno circa ortogonale, orientato, NE-SW, queste condizionano fortemente la morfologia. In corrispondenza del ciglio è invece ipotizzabile la presenza di un importante lineamento tettonico N 135 E. La scarpata superiore è interessata da morfologie interpretabili come frane a basso angolo.

La scarpata intermedia del settore meridionale, profondità comprese tra -930 m a -1850m è interessata da un importante lineamento tettonico che ha portato all'evoluzione di un versante di faglia degradato, caratterizzato da faccette trapezoidali. Proseguendo da Capo Carbonara a Nebida la larghezza della piattaforma è di circa 10-15 miglia con il ciglio della scarpata poco pronunciato alla profondità di -175 m.

In tutta la Sardegna meridionale viene evidenziata una differenza tra la piattaforma interna e esterna: la prima presenta una morfologia complessa, ben delimitata fino alla profondità di -125m, la seconda invece presenta una morfologia molto più regolare con valori molto bassi di acclività (Arca et al., 1979).

Nella piattaforma interna sono presenti alcuni rilievi strutturali che vanno a formare le isole del Toro e della Vacca, strutture legate al vulcanismo calc-alcaino del bacino terziario del Sulcis.

Nel settore orientale del margine meridionale sono presenti i canyon Canyon Pula – Canyon Sant'Elia – Canyon Foxi – Canyon Carbonara, il ciglio si trova alla profondità media di -125m, per arrivare a quote inferiori in corrispondenza dell'arretramento per erosione regressiva delle testate dei canyon (Ulzega et al.,1986).

Sotto il profilo evolutivo si distinguono due stili differenti: sulla cima del monte sottomarino di Su Banghittu si è conservata una piattaforma residuale, ricoperta da sedimenti di origine carbonatica e bio-clastica dovuto all'isolamento del sistema terrigeno (Lecca et al., 1998) mentre i pendii dei rilievi strutturali (Monte Ichnusa, Su Banghittu e Horst del Sarrabus) sono ricoperti da torbiditi distali fini (Bouma et al.,1985).

I versanti di Banghittu sono interessati da fenomeni di instabilità, si sono verificate frane a blocchi. Il bacino di Cagliari costituisce la parte più interna del sistema di sedimentazione dell'intero margine, controllato da blocchi tettonici del margine continentale della Sardegna meridionale, in particolare dai movimenti dei blocchi sottomarini del Monte Ichnusa e di Su Banghittu (Fanucci et al., 1976). I caratteri morfostrutturali che controllano il basso Campidano, condizionano l'aspetto della piattaforma continentale antistante (Fanucci et al., 1976) e la rispettiva scarpata, infatti è possibile riconoscere la prosecuzione del Graben del Campidano, in particolare il ciglio della piattaforma è

orientato parallelamente ad un'importante lineamento tettonico disposto per N130° nel settore occidentale, questo porta all'esposizione di un versante di faglia ben definito, mentre sul versante orientale il ciglio è orientato per N40° (Fig.26).

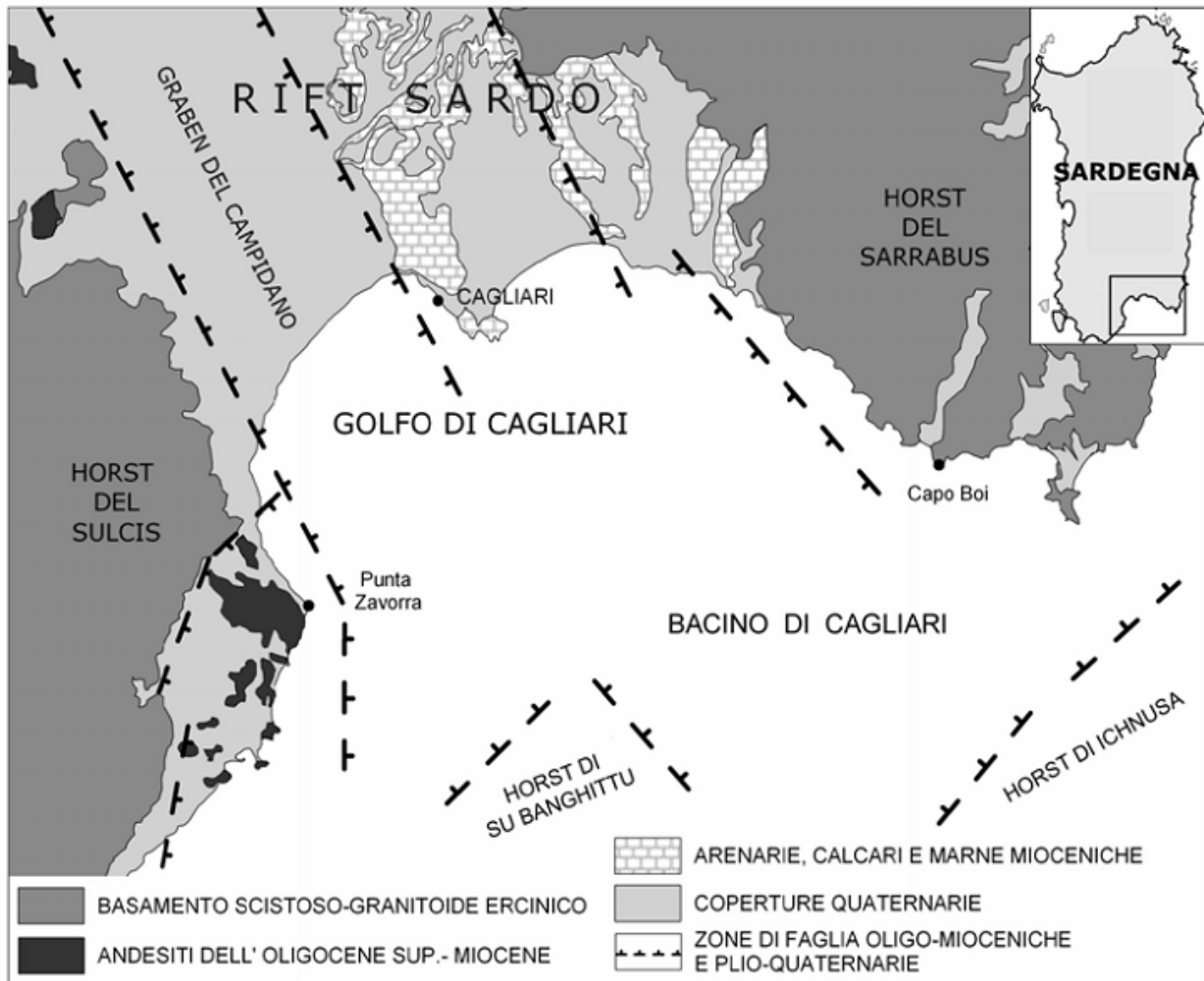


Figura 26 - Schema litologico strutturale del settore orientale del margine meridionale sardo (Golfo di Cagliari)(Tesi di dottorato di Michele Cossellu 2007).

Le differenze morfologiche presenti sulla terra emersa sono riscontrabili sulla piattaforma continentale, che presenta un andamento regolare nell'area del golfo di Quartu, mentre lungo la costa compresa tra il Golfo di Cagliari e Capo Carbonara la sua lunghezza, si riduce a 1-2 miglia. La piattaforma meridionale della Sardegna da Capo Carbonara a Capo Spartivento è di circa dieci miglia. Il bordo mantiene una profondità costante di circa -130m da Is Mortorius fino a Pula per arrivare a -180m più a Ovest, dove la sua continuità è interrotta da una serie di canyon presenti sulla scarpata continentale ma che si indentano nella piattaforma. Solo nella parte interna del Golfo sono conservate le morfologie legate alla trasgressione post-wurmiana. Dal punto di vista strutturale è stato messo in evidenza (Fanucci et al., 1976) il limite del Graben del Campidano, sia a occidente

(faglia NW-SE di Sarroch) che a oriente (elisione della piattaforma continentale da Is Mortorius a Capo Carbonara). Il basamento è presente nella parte occidentale come prosecuzione dell'Horst del Sulcis-Iglesiente. Nel Golfo di Cagliari la scarpata si trova in corrispondenza di una serie di faglie dirette NE-SW). Dal punto di vista morfologico la scarpata superiore del Golfo di Cagliari è interessata da diversi fattori che generano instabilità nei fondali.

In figura 27 è mostrato lo schema che riprende di uno scivolamento gravitativo con conseguente deformazione degli strati lungo la scarpata superiore antistante Sarroch. Infatti il processo è innescato sicuramente dall'azione erosiva del canyon Sarroch.

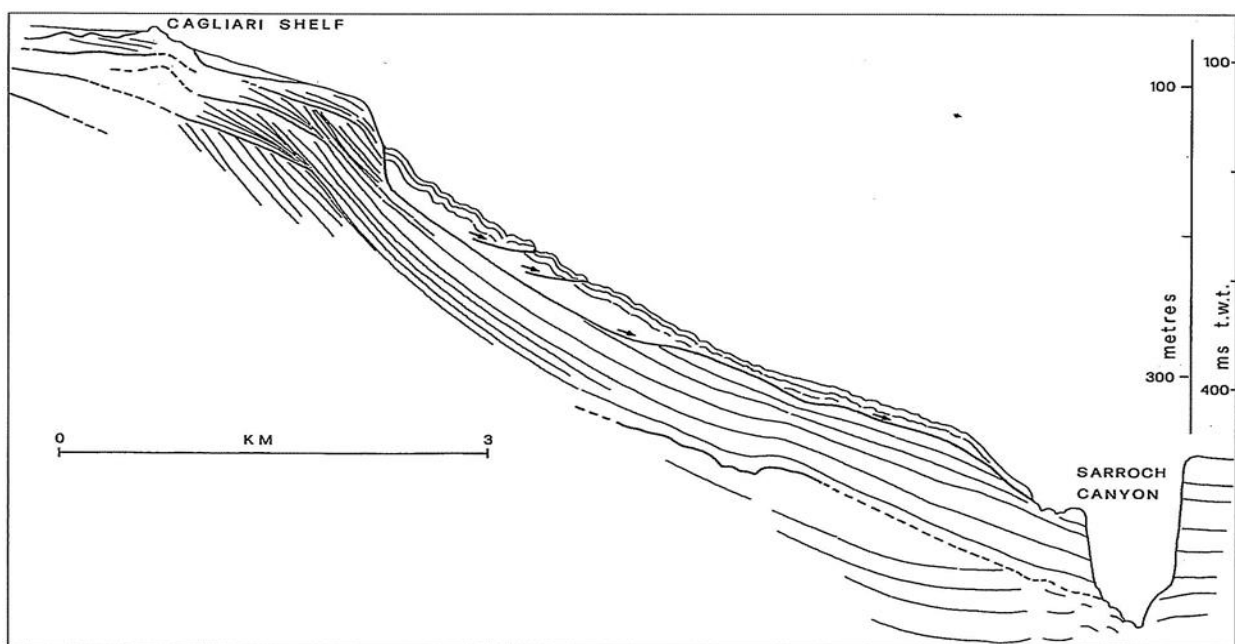


Figura 27 - Schema scivolamento gravitativo con intense deformazioni degli strati, parte alta del pendio piattaforma – bacino, il processo è innescato dall'erosione del Canyon Sarroch, interpretazione del profilo Sparker 1 Kj (1 MCS/83 tab 1) (Lecca,Panizza,Pisano 1998).

8 Metodi di acquisizione dati

Lo studio dei fondali marini viene comunemente realizzato attraverso strumentazioni geofisiche che sfruttano la propagazione di onde acustiche attraverso l'acqua, un ottimo mezzo elastico per la loro trasmissione.

Questi metodi consistono nel generare un'onda acustica di forma, ampiezza e frequenza opportuna in grado di attraversare spessori d'acqua o di altri materiali, e nel registrare i tempi di ritorno del segnale riflesso tramite trasduttori riceventi, disposti secondo geometrie prefissate.

I metodi geofisici acustici vengono utilizzati da un ricercatore che usa uno strumento per ottenere un'immagine remota del fondale marino e degli strati sottostanti.

Il risultato è una descrizione della geologia superficiale/profonda, un modello basato sulla variazione delle impedenze acustiche del sedimento e della roccia.

Gli ecoscandagli, il Side Scan Sonar, il Sub bottom Profilers e lo Sparker sono tra le classi di equipaggiamento principali che vengono utilizzate per l'esplorazione dei fondali marini.

Sono sistemi acustici che si basano sulla propagazione di impulsi sonori che attraversano una colonna di acqua e misurano il tempo trascorso tra l'emissione dell'impulso e l'arrivo del segnale riflesso e/o diffratto da sopra o sotto il fondale.

Solitamente durante l'esplorazione dei fondali marini un singolo metodo raramente fornisce informazioni sufficienti senza l'impiego di campionamenti diretti di sedimento o di dati provenienti da altri metodi (Morang et al., 1997):

I metodi acustici hanno dimostrato di essere degli strumenti di estrema utilità in numerose applicazioni come

- la determinazione della profondità.
- l'identificare dei sedimenti superficiali e della morfologia dei fondali marini.
- la misura dello spessore degli strati che caratterizzano la copertura sedimentaria presente al fondo.
- presenza di gas, affioramenti rocciosi e rischi geologici.
- l'identificazione di oggetti e strutture sepolte all'interno dei sedimenti.

I dati sismici, utilizzati in questo lavoro, sono stati acquisiti durante le campagne oceanografiche MaGIC (Marine Along Geohazard Italian Coast) Canale di Sardegna 2009 e 2010 sulla N/O Universitatis e MS MS ARPAS2017 sulla N/O Minerva1, con responsabile scientifico Dott. Giovanni De Falco del CNR-IAMC di Oristano.

Di seguito una descrizione delle strumentazioni e i software utilizzati per l'acquisizione, l'elaborazione e l'interpretazione dei dati.

8.1 Rilievo ecografico Multibeam Mod Seabat 8160 Reson e Reson Seabat 7160

Gli Ecoscandagli a fascio multiplo (Multibeam) sono il perfezionamento dei tradizionali Singlebeam e permettono la restituzione di un'immagine molto dettagliata delle strutture sottomarine e della topografia, irradiando una superficie molto ampia di fondale.

La prima campagna oceanografica è stata effettuata durante il 2009 e 2010 nell'ambito del progetto MaGIC, con strumentazione Multibeam Reson SeaBat 8160, interfacciata con piattaforma software PDS2000, che gestisce la navigazione, l'acquisizione e la fase successiva di processing e la seconda nell'ambito della campagna oceanografica MS MS ARPAS 2017 con strumentazione Multibeam Reson SeaBat 7160, interfacciata ugualmente con piattaforma software PDS2000. Il Multibeam Reson Seabat 7160 ha una copertura del fondale maggiore di 4 volte la profondità ed è in grado di registrare i dati della colonna d'acqua.

Gli ecoscandagli sono il risultato di uno sviluppo di tecnologie che combinano le risposte dei sensori di compensazione rollio e beccheggio (pitch e roll), posizionamento preciso (DGPS), integrazioni computerizzate alla navigazione con sensori e gestione computerizzata di dati (Morang et al., 1997). Il riscontro principale in termine di innovazione del sistema risiede nel fatto che il singolo dato di profondità è rilevato in corrispondenza di fasci multipli emessi dal trasduttore (proiettore) anche lateralmente alla rotta e non più solo lungo la verticale. Questo garantisce la possibilità di effettuare una mappatura batimetrica al 100% rispetto all'area selezionata per l'indagine (Hughes Clarke et al., 1996) e con un singolo impulso è possibile campionare il fondale, perpendicolarmente alla direzione di avanzamento dell'imbarcazione.

L'ecoscandaglio è formato da:

- trasduttori-ricevitori per l'emissione e la ricezione dei segnali acustici.
- un sistema di posizionamento dinamico.
- girobussola per l'orientamento del sistema (yaw).
- sensore inerziale (RMU, Reference Motion Unit) per la definizione dei parametri di assetto dell'imbarcazione (roll, pitch e heave).
- registratore che include anche i comandi del sistema.

L'ecoscandaglio è uno strumento che tramite un trasduttore genera periodicamente un segnale (sonoro) subacqueo che successivamente viene ricevuto da una serie di ricevitori (generalmente più

di 100) montati generalmente lungo un arco e infine misura il tempo di trasmissione del segnale diffratto dal fondo del mare.

Stabilita la velocità del suono in acqua, che si muove secondo determinati fronti di pressione noti come onde di compressione, l'intervallo di tempo viene convertito in distanza, che in questo caso è la profondità secondo una data formula: $\text{Profondità} = 0,5 * V \text{ del suono} * t$

La velocità del suono in acqua varia al variare della temperatura, salinità e pressione, il valore medio è di circa 1500 m/s.

Le onde sonore trasmesse sono tracciate geometricamente attraverso la colonna d'acqua sulla base della conoscenza della sonda SVP (Sound Velocity Profile) e delle misurazioni dettagliate del movimento della nave (heave, pitch, roll and yaw) (Fig. 28).

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.

Questo valore può essere calcolato con le seguenti formule:

footprint angolare (Nadir)=tg (numero di beam/ampiezza del fascio)

footprint areale (Nadir)=Profondità* footprint angolare.

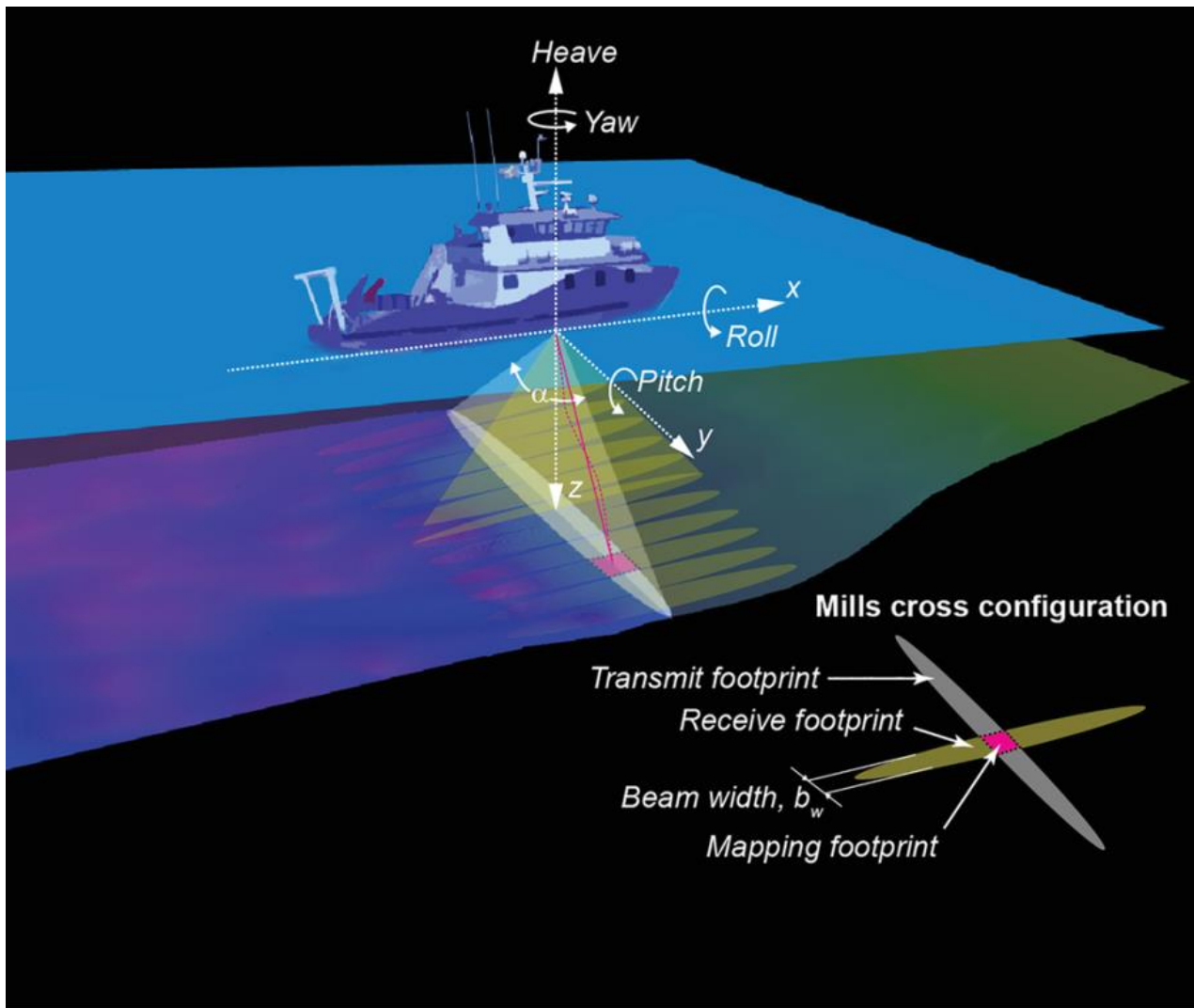


Figura 28 - Illustrazione schematica di un sistema MBES e dei movimenti della nave che devono essere presi in considerazione per acquisire una batimetria a fascia multibeam di alta qualità (Jakobsson, M. et al., 2016).

Il trasduttore converte i segnali elettrici in energia sonora, che viene trasmessa in acqua, quando l'energia sonora colpisce il fondo del mare, parte viene assorbita e parte viene diffratta e ritorna al trasduttore che li riceve in modo separato (beams) che la converte in energia elettrica, opportunamente amplificata. Viene prodotta una spazzata ("swath") la cui ampiezza dipende dalle caratteristiche strumentali, ma normalmente è diverse volte superiore alla profondità della colonna d'acqua, (generalmente di un fattore che va da 4 a 7 volte maggiore).

La registrazione, su supporto digitale, consiste quindi in un ammontare di dati relativi alla funzione d'onda di ciascun beam emesso dal trasduttore e ciò permetterà la presentazione visiva della profondità.

Per quanto riguarda le tecniche di indagine considerando che, la frequenza strumentale incide sulla risoluzione verticale del sistema possiamo dire che:

viene utilizzato un multibeam ad alta risoluzione, quando si lavora a profondità basse con frequenze da 250 a 500 KHz, in questo caso si ha una risoluzione verticale estrema ma l'insonificazione viene perduta in modo veloce con l'aumentare della profondità (in quanto l'assorbimento è maggiore per frequenze elevate), per profondità fino a 1000 m si utilizzano frequenze da 100 a 250 KHz circa e per fondali a profondità elevate (profondità maggiori di 1000m) con frequenze che vanno da poche decine di KHz.

La bassa frequenza ha una maggiore portata e penetra in modo più profondo nel sedimento, l'alta frequenza viene diffratta anche da sedimenti poco coerenti, la caratteristica dei materiali è quella di comportarsi come un filtro passa-bassa, quindi la quantità di roccia o di acqua attraversata è il parametro su cui si basa la scelta dello spettro di frequenze emesso dalla sorgente.

Occorrono software altamente specializzati sia per le fasi d'acquisizione che per quelle relative al trattamento di tali dati.

Tutto il rilievo è pianificato e gestito dal sistema di navigazione ed acquisizione equipaggiato con il software PDS2000. Tutto ciò è facilitato dai numerosi display disponibili, tra cui quelli per il controllo di qualità dei dati, di supporto alla navigazione con background di carte elettroniche, la finestra dello stato degli strumenti, ecc.

Nella finestra del display dove viene monitorata la copertura multi beam è visibile in tempo reale sia la posizione dell'imbarcazione che un modello del fondo indagato e creato man mano che procede l'esecuzione del rilievo.

Tale visualizzazione, oltre a fornire subito l'andamento batimetrico del fondale, permette la corretta prosecuzione del rilievo evidenziando la eventuale presenza di zone non indagate.

Molto importante per il giusto funzionamento dello strumento è la calibrazione, eseguita dal software attraverso un modulo per il calcolo dei parametri di compensazione.

All'interno del software PDS2000 è presente una procedura semiautomatica di calibrazione dell'intero sistema di acquisizione dati multibeam. Per eseguire l'operazione di calibrazione è necessario acquisire delle linee in un'area caratterizzata da un fondale pianeggiante su cui è riconoscibile un target sul fondo, la routine di calibrazione permette di determinare i parametri di installazione del trasduttore, la latenza temporale del sistema di acquisizione dati e di effettuare un controllo sulla qualità del profilo di velocità del suono.

Inoltre ai dati acquisiti vengono applicate, in tempo reale, delle correzioni dovute al movimento dell'imbarcazione e alle variazioni della velocità del suono dell'acqua, quindi durante l'acquisizione dei dati, ogni 24 ore circa viene eseguita la misura della velocità del suono tramite la sonda SVP

(sound velocity profile). Serve appunto per la calibrazione del multibeam, relativamente alla determinazione della velocità di propagazione acustica nella colonna d'acqua sottostante l'imbarcazione. Questo strumento viene messo a mare tramite un verricello e calato fino a 2 metri dal fondale. Durante la discesa e la risalita registra i dati di conduttività, temperatura e pressione (CTD) e li usa per calcolare la velocità del suono in acqua.

Attraverso diversi parametri permette di creare un profilo(curva) verticale della colonna d'acqua successivamente utilizzato per correggere i valori della velocità delle onde acustiche (Fig. 29).

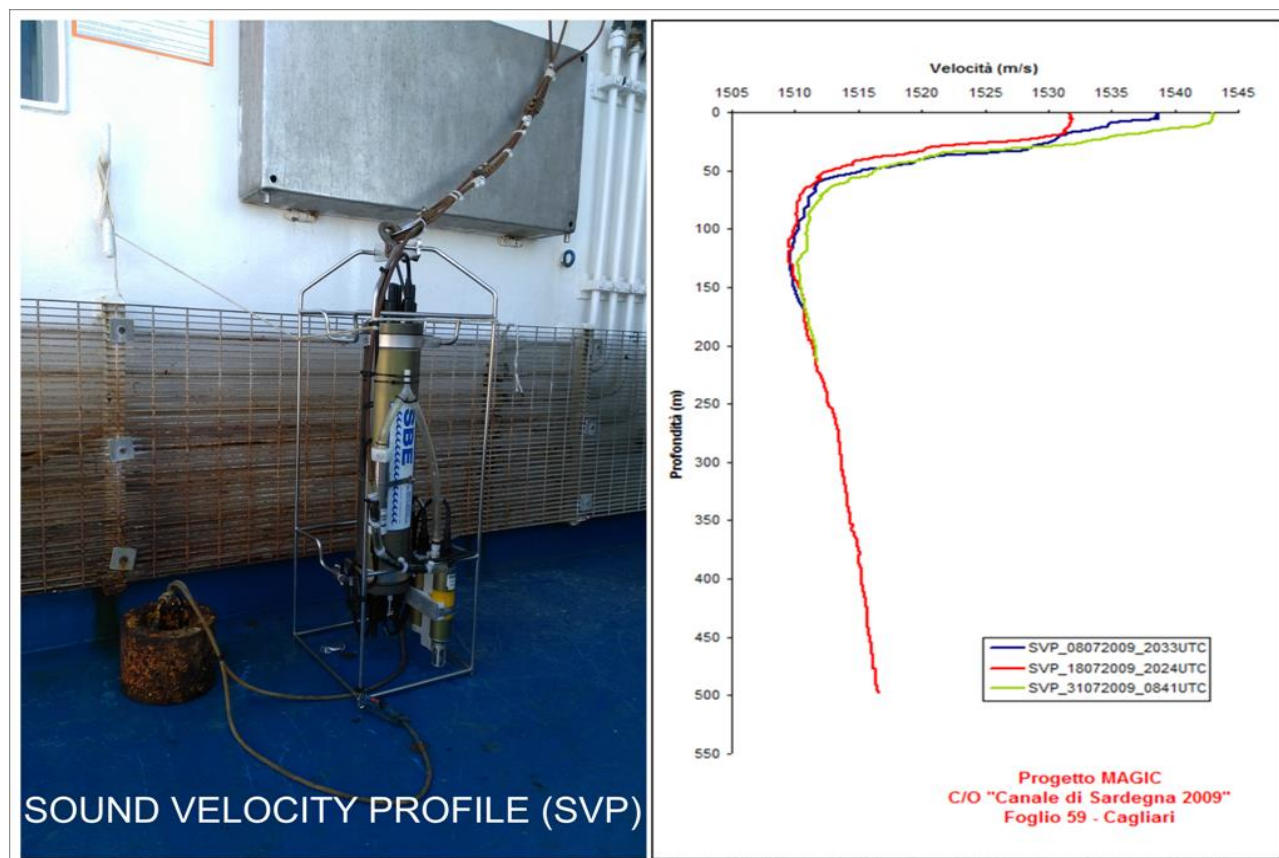


Figura 29 – Grafico sonda SVP (Sound Velocity Profile), registra le caratteristiche chimico-fisiche dell'acqua.

La sonda fornisce i valori di velocità del suono nell'acqua con una certa accuratezza. Questo strumento è indispensabile per ottenere delle misurazioni corrette con qualsiasi tipo di sonar.

8.2 Rilievo Sparker - Geo Marine Survey System con sorgente Geo-Spark 1000 Marine Multi-Tip Spark array da 1 kJoule

Lo Sparker appartiene agli strumenti che sfruttano la sismica a riflessione, permettendo la registrazione di linee monocanale ad alta risoluzione e permette di ottenere direttamente e rapidamente la stratigrafia del fondo marino, unitamente a dati sulla natura dei sedimenti e loro andamento strutturale.

Esso sfrutta la conducibilità dell'acqua di mare, dove viene fatta scoccare una scintilla tra una serie di elettrodi (portati ad una differenza di potenziale di qualche migliaio di volt) ed un'armatura.

Gli impulsi elettrici generati dagli elettrodi riscaldano l'acqua, la quale, dilatandosi e comprimendosi, genera un treno di onde acustiche, che si propagano nell'acqua e nel sottofondo.

Le onde riflesse dal fondo marino e dai vari livelli geologici sottostanti vengono rivelate da un idrofono ed il segnale trasmesso ad un ricevitore-registratore provvisto di opportuni amplificatori e filtri. La risoluzione dello sparker è dell'ordine di 1-5 metri. Questo strumento lavora in genere con un range di energia trasmessa di 0.2-30 kJ ed è caratterizzato da uno spettro di frequenza compreso tra 100 e 1000 Hz. La frequenza del segnale emesso permette comunemente una buona penetrazione del segnale al di sotto del fondale marino, ad alta risoluzione. La penetrazione è sempre in funzione delle caratteristiche del fondale marino. Lo studio delle frequenze permette di stabilire natura e compattezza dei vari orizzonti geologici.

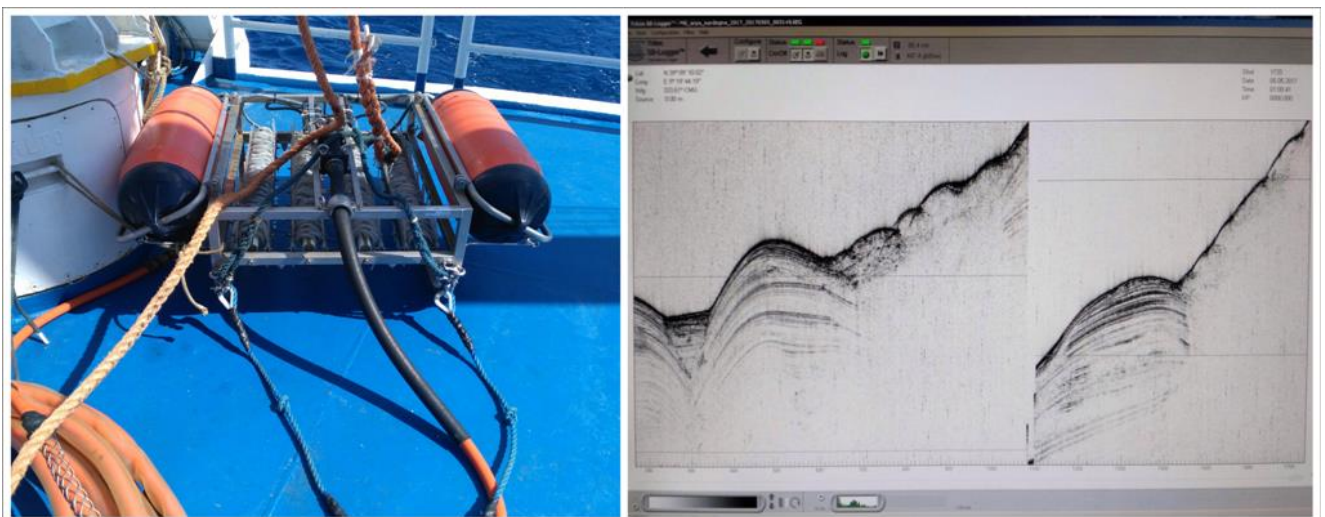


Figura 30 – A sinistra la strumentazione Sparker a bordo della Minerva 1 e a destra la schermata durante l'acquisizione dei dati sismici

In figura 30 la strumentazione utilizzata a bordo della nave Minerva 1 durante la campagna oceanografica MS MS ARPAS 2017 e in figura 31 è stata riportata la mappa della localizzazione delle linee sparker realizzate con lo scopo di poter effettuare una analisi sismostratigrafica della testata del Canyon Foxi, sono state pianificate in modo tale da poter acquisire i dati sismici sui settori più significativi.

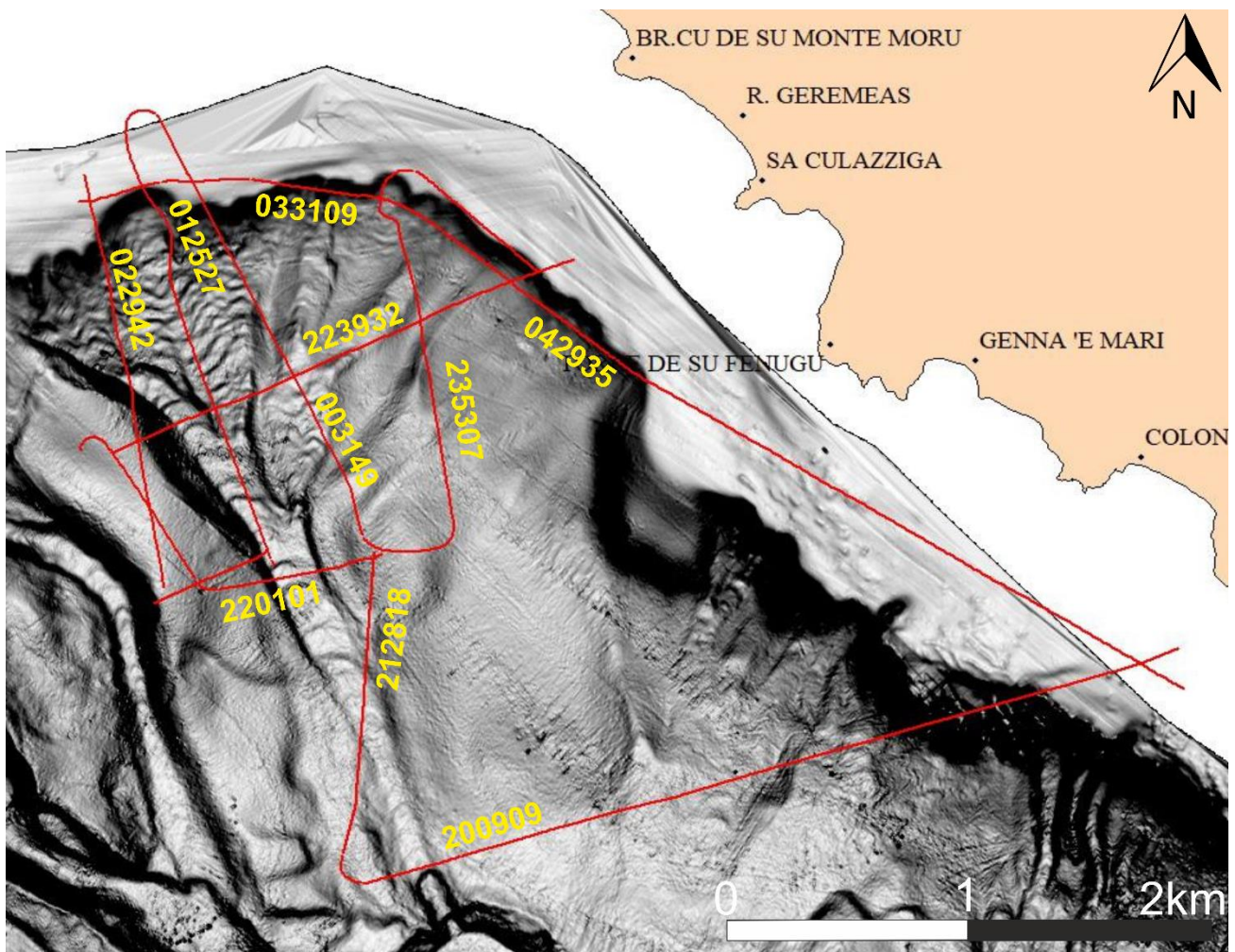


Figura 31 – Localizzazione linee sparker realizzate durante la campagna oceanografica MS ARPAS 2017 per lo studio sismostratigrafico della testata del Canyon Foxi.

8.3 Side Scan Sonar (SSS)

Il sonar a scansione laterale (SSS) viene spesso utilizzato nell'ingegneria oceanica per ottenere immagini di fondali marini ad alta risoluzione (Healy, C.A. et al., 2015; Bryant, R., 2015).

Emette impulsi sonori laterali, compresi tra i 100 e i 500 KHz, più alta sarà la frequenza utilizzata, quindi la risoluzione dell'immagine, e minore sarà l'angolo di visualizzazione. Man mano che si procede con l'analisi del fondale sarà il tecnico scegliere tra una visione più ampia o un'immagine più definita. Il side scan sonar è formato da uno strumento simile a un piccolo siluro che viene immerso nell'acqua e viene trainato dall'imbarcazione lungo rotte prefissate, da un cavo che trasporta i dati rilevati sull'imbarcazione e da un'unità di controllo dati e registrazione. Ogni anomalia dovuta alla velocità del mezzo viene corretta automaticamente. Lo strumento utilizza la diffrazione delle onde acustiche, l'impulso sonoro viene emanato da due trasduttori presenti su entrambi i lati dell'unità subacquea scansionando il fondo marino.

Come mostrato nella figura 32A, il punto 1 è la posizione del trasduttore side scan sonar, mentre il punto 2 è il fondo marino appena sotto il towfish (Wang X., 2018), il trasduttore riceve gli echi nella sequenza di 2-3-5-4-7-8-9 secondo le diverse distanze. La frequenza e la lunghezza dell'onda dipendono dalle caratteristiche del fondo. I punti 4 e 5 formeranno un eco più forte, indicato dalle aree evidenziate, a causa dell'onda riflessa dall'obiettivo sul fondo del mare, quando non si verifica l'eco, si forma un'area ombreggiata tra i punti 5 e 6. La figura 32B mostra queste aree in un'immagine side scan sonar, secondo il meccanismo di imaging l'immagine risultante è in tonalità di grigio, nella figura 32B è un'immagine caratterizzata da un pseudo colore (Wang X., 2018).

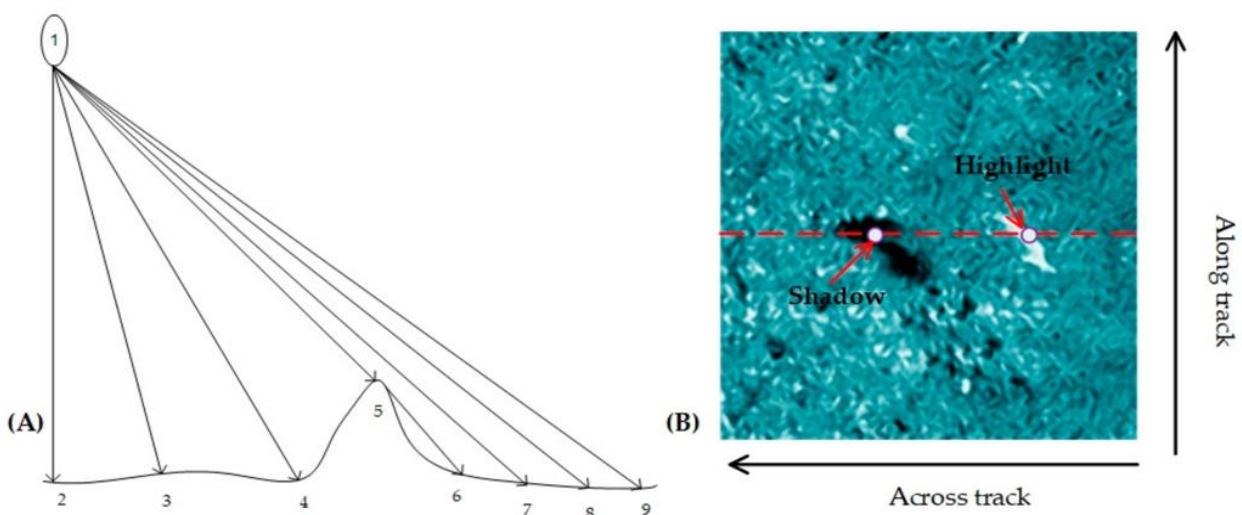


Figura 32 - (A) schema sull'acquisizione dei dati col side scan sonar SSS. (B) Aree evidenziate e ombreggiate nell'immagine (mosaico finale) side scan sonar (SSS) (Wang X., 2018).

Quindi, il ritorno dell'onda acustica viene registrato dai trasduttori e il segnale viene trasformato in una immagine costituita da una serie di righe composte da singoli punti (pixel), in base all'ampiezza del segnale di ritorno e quindi alla morfologia del fondo. Infine lo strumento permette di ottenere una immagine in toni di grigio e successivamente con l'utilizzo di software come il Sonar Wiz, che è stato utilizzato presso l'ICM/CSIC - Institut de Ciències del Mar, Consell Superior d'Investigacions Científiques, a Barcellona, è possibile elaborare e interpretare il mosaico finale.

I dati SSS elaborati durante i tre mesi di ricerca presso tale centro sono stati acquisiti nell'ambito della Campagna Oceanografica CHIANTI (strumentazione Edgetech DT-1) con responsabile scientifico il Dr. Roger Urgeles, dell'Institute of Marine Sciences (CSIC).

9 Metodi di analisi e restituzione

Per i dati multibeam, lo scopo dell'elaborazione è quello di raggiungere la più precisa rappresentazione del fondale marino sottoforma di modello digitale del terreno (DTM).

La dimensione della cella elementare principale (pixel) utilizzata deve essere relativa ai limiti della precisione imposti dalle caratteristiche dello strumento, e questo valore è dato dalla media dei beam presenti in ogni cella. I dati utilizzati per questo studio sono stati processati con due differenti software.

I dati acquisiti con il Multibeam Mod Seabat 8160 sono stati processati con il software PDS2000 mentre quelli acquisiti con il Reson Seabat 7160 con il software Caris Hips and Sips.

9.1 PDS 2000

Il Software PDS2000 della Reson è il programma dedicato alla navigazione, all'acquisizione dei dati Multibeam, al controllo qualità, all'acquisizione dei profili di velocità, di taratura, di visualizzazione grafica dei profili acquisiti, acquisizione della posizione geografica ed elaborazione di parametri quali rotta vera, rotta teorica, velocità dell'imbarcazione, tipologia GPS utilizzata (GPS, DGPS) e riferimento cronologico UTM.

Il rilievo è stato effettuato considerando il sistema geodetico di riferimento WGS 84, con proiezione UTM, zona 32 N.

La strisciata multibeam è stata sottoposta ad un editing manuale e all'applicazione di filtri statistici geometrici per l'eliminazione di rumore localizzato e non, generato da processi di interferenza acustica e di riflessioni multiple, subiti dai fronti d'onda durante la loro propagazione nella colonna d'acqua. Le strisciate così elaborate vengono integrate all'interno di un singolo mosaico, che è sottoposto ad un ulteriore editing manuale ed all'applicazione di ulteriori filtri per eliminare dai dati grezzi (raw file), anomalie o errori (spikes residui) localizzati principalmente nelle zone di sovrapposizione tra strisciate contigue.

Le correzioni per ogni singola spazzata vengono eseguite più volte affinché è possibile ottenere l'eliminazione completa di tutti gli spikes, inoltre si ha la possibilità di osservare il fondale marino da diverse angolature, per determinare le parti da eliminare e per togliere gli effetti distruttivi del rumore, in figura 33a e b sono mostrate rispettivamente le schermate sulla quale è possibile eliminare gli spikes manualmente e nella quale è possibile applicare i filtri. Gli spikes sono falsi rilievi prodotti da: 1) anomalie provenienti dal fondale; 2) errori durante l'acquisizione dei dati; 3) rumore

causato dall'imbarcazione stessa; 4) un'errata calibrazione degli strumenti che fa variare le inclinazioni reali delle spazzate; 5) incompleta correzione dell'assetto dell'imbarcazione che comporta una distorsione della contiguità delle spazzate; 6) errori legati al profilo di velocità del suono della colonna d'acqua che crea dei problemi nella parte distale della spazzata con evidenti forme concave o convesse; 7) errato posizionamento dell'imbarcazione.

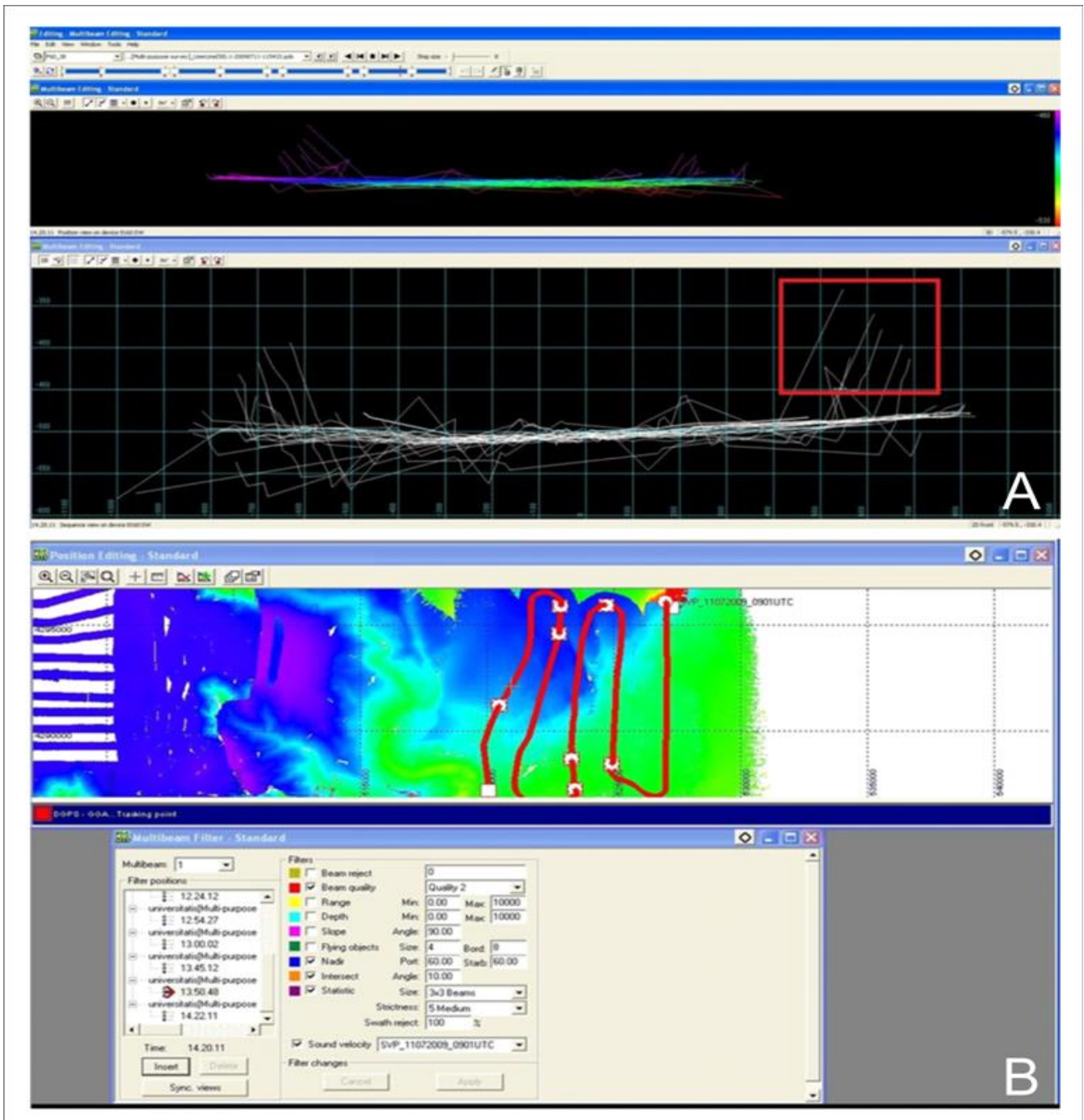


Figura 33 – A) Schermata del programma PDS 2000 in fase di processing è visibile un esempio di errori (Spikes) ottenuti durante l'acquisizione che è possibile eliminare manualmente durante la fase di processing. B) Schermata nella quale si inseriscono manualmente i valori dei filtri da applicare.

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. 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 massima dal trasduttore, cosicché le profondità fuori da questi valori di filtro vengono eliminate, quindi in automatico rifiuta i fasci che cadono al di sotto di una profondità impostata; 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.

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.

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, rifiuta i fasci che non raggiungono una qualità stabilita.

I dati sono stati processati con PDS2000 in accordo con gli standard di elaborazione dettati dall'International Hydrographic Organisation (IHO). Successivamente i dati sottoposti alla fase di processing sono stati interpolati attraverso specifici algoritmi (Kriking, inverso della distanza, ecc.) in una maglia regolare di punti (grid), la cui inter-distanza dipende della distribuzione e densità spaziale dei punti, generalmente decrescendo con l'aumento di profondità.

Questi grid sono stati visualizzati sotto forma di rilievi ombreggiati, curve batimetriche e superfici 3D tramite specifici software (Global Mapper, ecc.). L'immagine ottenuta caricando tutte le linee precedentemente editate è un modello digitale del terreno (DTM, acronimo di Digital Terrain Model), viene data tridimensionalità alla mappa, quest'ultima si presenta con una gradazione di colore in base alla profondità, permettendo una rappresentazione più accurata del fondale marino (Fig.34).

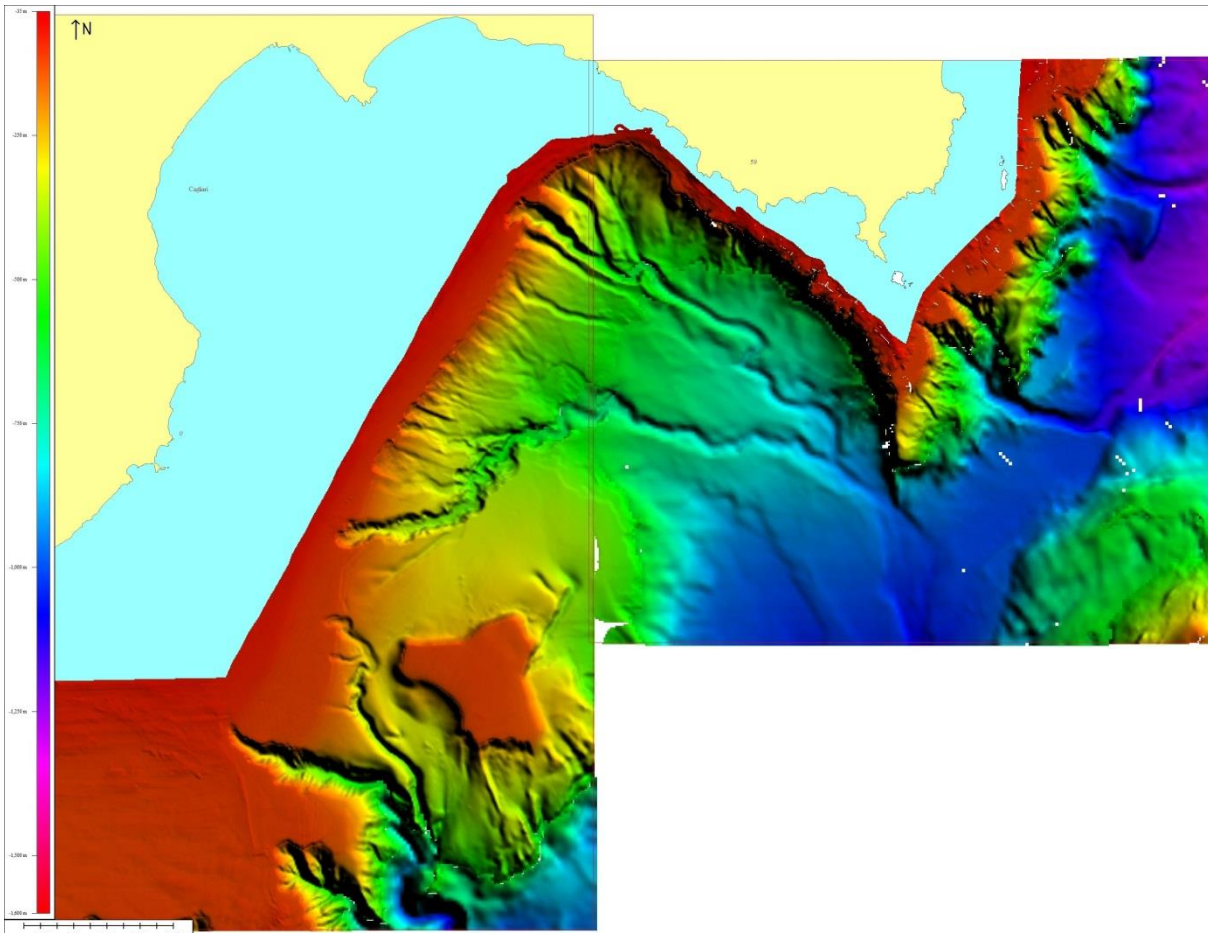


Figura 34– DTM finale del foglio 59 “Carbonara” e 60 “Cagliari”, “Canale di Sardegna 2009 e 2010” nell’ambito del progetto MaGIC.

9.2 *Caris Hips & Sips*

Questo software è stato utilizzato per processare i dati acquisiti durante la campagna MS MS ARPAS2017 alla quale ho potuto partecipare e sono stati processati durante il periodo di ricerca presso l’ ICM/CSIC - Institut de Ciències del Mar, Consell Superior d’Investigacions Científiques, a Barcellona (Fig.35).

Le linee multibeam sono state importate seguendo la procedura standard. Le linee possono essere processate con due metodi chiamati swath editor e subset editor. Con il primo metodo è possibile scorrere la linea, spazzata dopo spazzata, e rimuovere il rumore presente. Con il subset editor è possibile concentrarsi su zone specifiche (quadrati di superficie) e procedere ad una pulizia ancora più accurata del dato, la visualizzazione può essere ottenuta sia in 2D che 3D.

Lo strumento che ho utilizzato per processare il dato batimetrico è il subset editor e con un semplice rettangolo disegnato sul dtm viene selezionata l’area che si desidera processare, e una volta

effettuata l'eliminazione dell'errore deve avvenire il salvataggio e successivamente si può passare a una nuova area fino a terminare tutto il progetto.

Caris permette l'esportazione di un file che può essere visualizzato con l'aiusilio del software Global Mapper, anche in questo caso sono stati creati i DTM (Modello Digitale del Terreno) con cella a 10 metri che rispetta lo standard IHO.

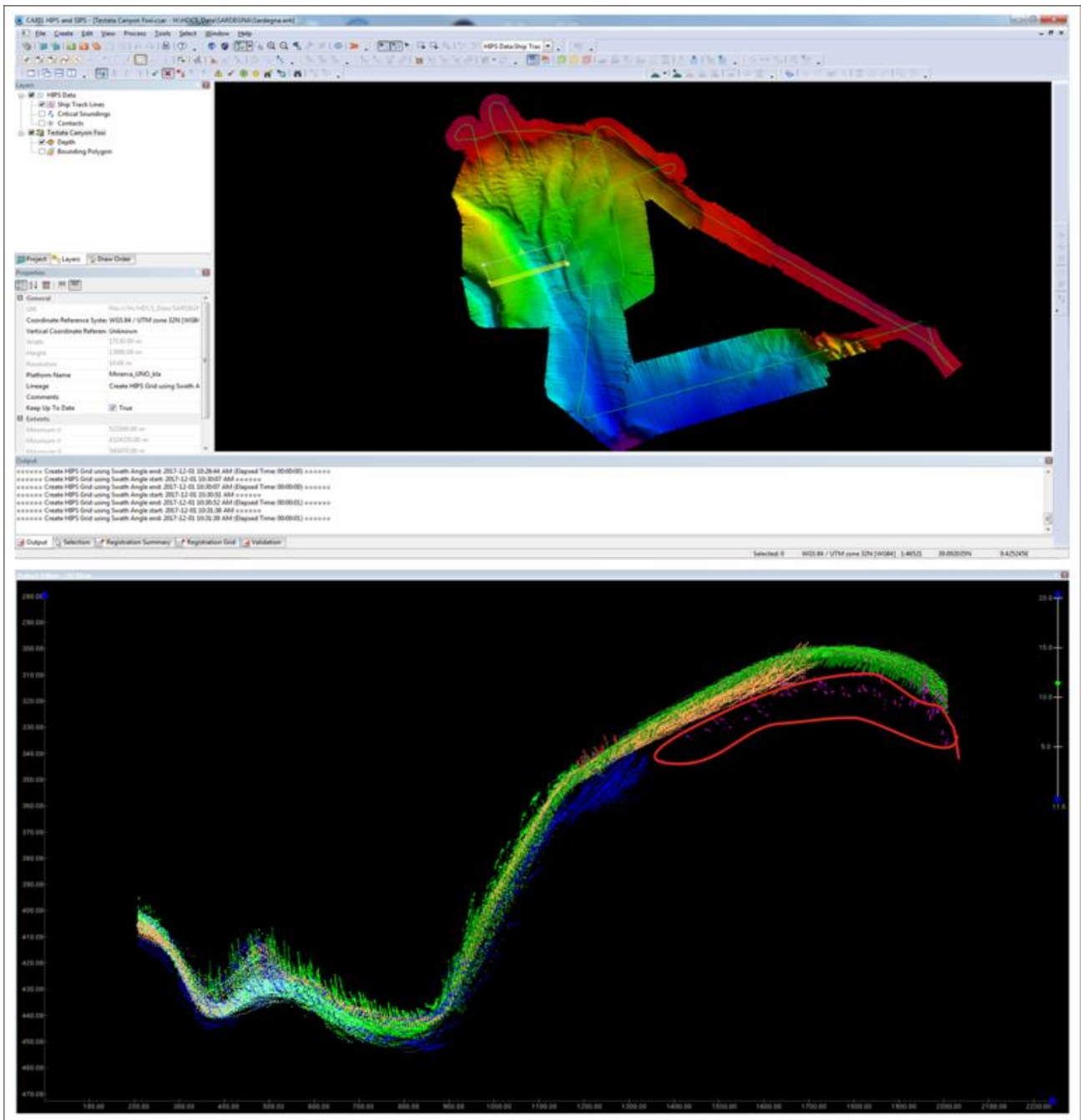


Figura 35 – Schermata software Caris Hips and Sips durante la fase del processing, alla destra viene scelta l'area del DTM da processare e alla sinistra appaiono i beam e si possono eliminare manualmente gli errori.

I dati così ottenuti sono stati gestiti dal software *Global Mapper*, che è stato utilizzato nella fase di interpretazione.

Esso sfruttando un sistema GIS, cioè un sistema creato per acquisire, memorizzare e analizzare tutti i tipi di dati di tipo geografico, permette di gestire tutte le forme presenti, 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 secondari, scarpate di faglie, e pockmark.

Uno schema riassuntivo delle diverse fasi realizzato dall'ispraambiente.com è mostrato in figura 36.

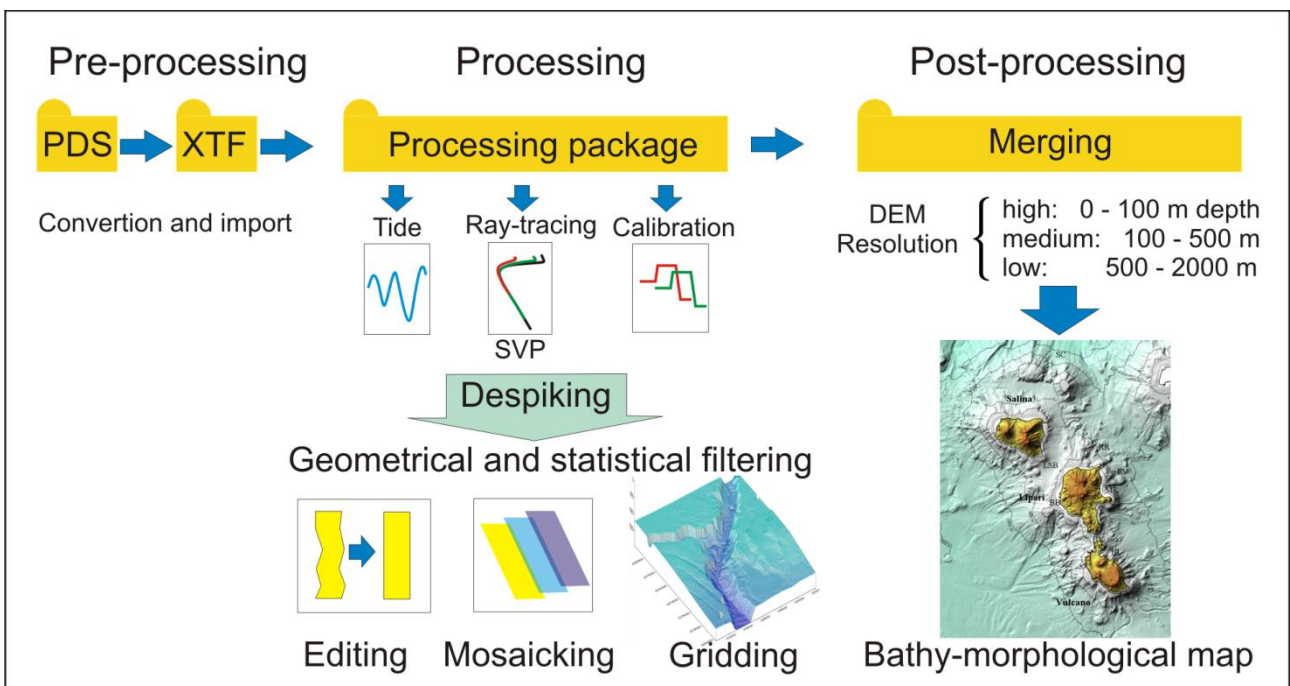


Figura 36 – Principi di elaborazione dati MBES.

9.3 Global Mapper

L'interpretazione dell'immagine dei dati morfobatimetrici e Side Scan Sonar a mare e i dati morfometrici a terra è stata resa possibile grazie all'ausilio del software Global Mapper. Esso è in grado di visualizzare, convertire e analizzare quasi tutti i dataset geospaziali in 2D e in 3D, raster o vettoriali. Inoltre oltre a supportare più di 250 tipi di dati geospaziali, integra il supporto Web Map Server per l'accesso diretto a diverse fonti di dati on line gratuite che forniscono immagini, mappe topografiche e dataset altimetrici di tutto il mondo.

Global Mapper contiene una vasta gamma di strumenti per creare e lavorare con i dati geospaziali, inoltre può importare e esportare molteplici formati sia per quanto riguarda i dati vettoriali che raster. I dati vettoriali includono punti, linee e poligoni. Le funzioni vettoriali possono anche avere attributi. Alcune funzioni vettoriali contengono anche attributi per vertice e / o valori di altezza che li convertono in vettori 3D. Le immagini includono file come immagini satellitari e immagini aeree. Global Mapper ha funzionalità incorporate che permettono diverse analisi come per esempio il calcolo di distanze e aree, il calcolo del volume "cut-and-fill", la fusione di immagini raster, la gestione della loro trasparenza, il calcolo del profilo longitudinale tra punti assegnati, la capacità di generare, partendo dal modello tridimensionale del terreno, sia delle curve di livello che le aree di intervisibilità (viewshed analysis), la comparazione tra modelli tridimensionali (inclusa la sottrazione), la triangolazione e la generazione della griglia 3D da punti tridimensionali, nonché funzionalità avanzate come la georeferenziazione dell'immagine, la delineazione del bacino idrografico ecc.

9.4 Sonarwiz

Questo software è stato utilizzato durante il periodo di ricerca presso l'ICM/CSIC - Institut de Ciències del Mar, Consell Superior d'Investigacions Científiques, a Barcellona (Fig.37).

SonarWiz semplifica il processo di indagine e semplifica il numero di programmi software che è necessario utilizzare per la fase di processing dei dati Side Scan Sonar in quanto funziona con quasi tutti i produttori di sonar, si interfaccia con tutte le marche di sonar sidescan disponibili in commercio, profilatori sub-bottom, magnetometri, ecoscandagli e interferometri batimetrici.

Permette la visualizzazione, l'elaborazione e l'interpretazione dei dati Side Scan Sonar, rileva anche piccoli errori e permette di migliorare attraverso l'applicazione di particolari filtri la risoluzione della traccia.

Preserva la piena fedeltà dei dati del sonar su più formati. Permette di esportare facilmente i dati in una varietà di formati tra cui PDF, OpenOffice, Microsoft Word e HTML.

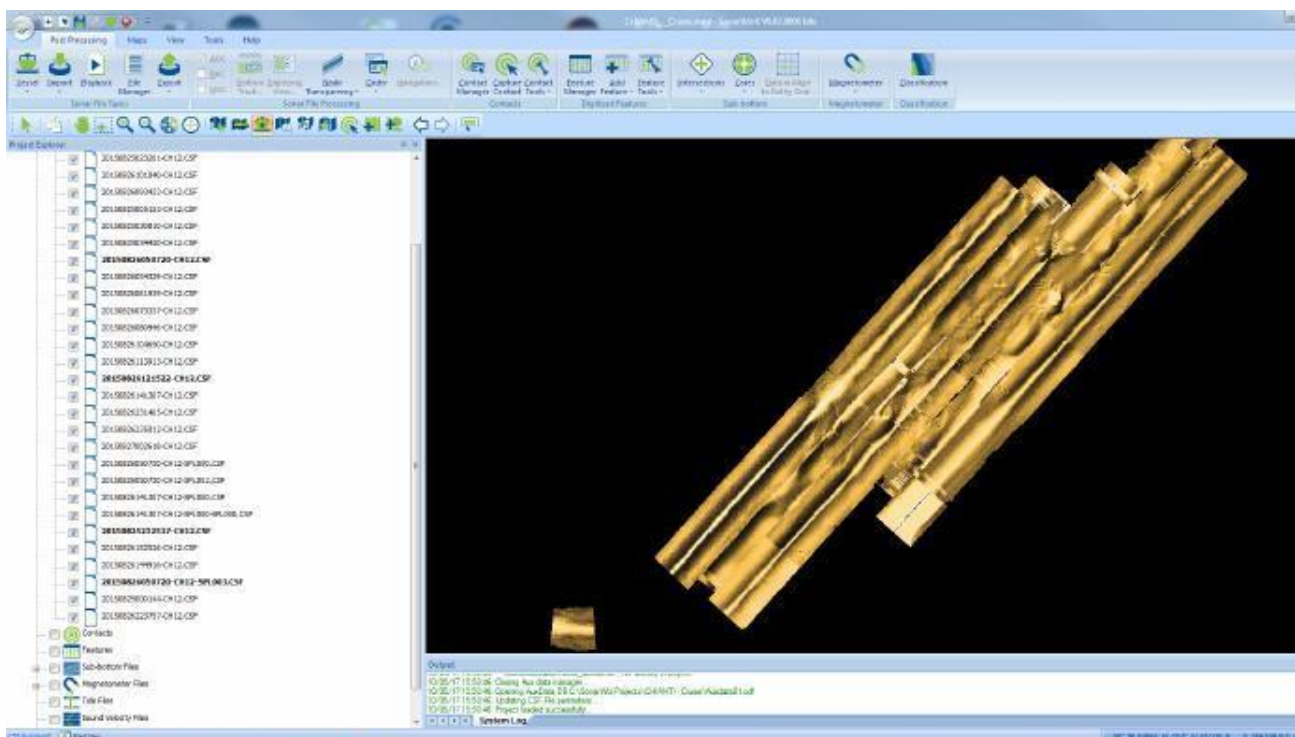


Figura 37 – Schermata del SonarWiz, software presso l' ICM/CSIC - Institut de Ciències del Mar, Consell Superior d'Investigacions Científiques, a Barcellona.

9.5 Kogeo seismic toolkit

È un software gratuito che permette di processare e analizzare le linee sismiche applicando precisi filtri. Con kogeo puoi importare, esportare, analizzare, visualizzare i dati sismici in 2D e 3D, per quanto riguarda i dati sparker utilizzati in questo lavoro è stato necessario convertirli dal formato xtf a seg-y tramite il software Seis-Prho.

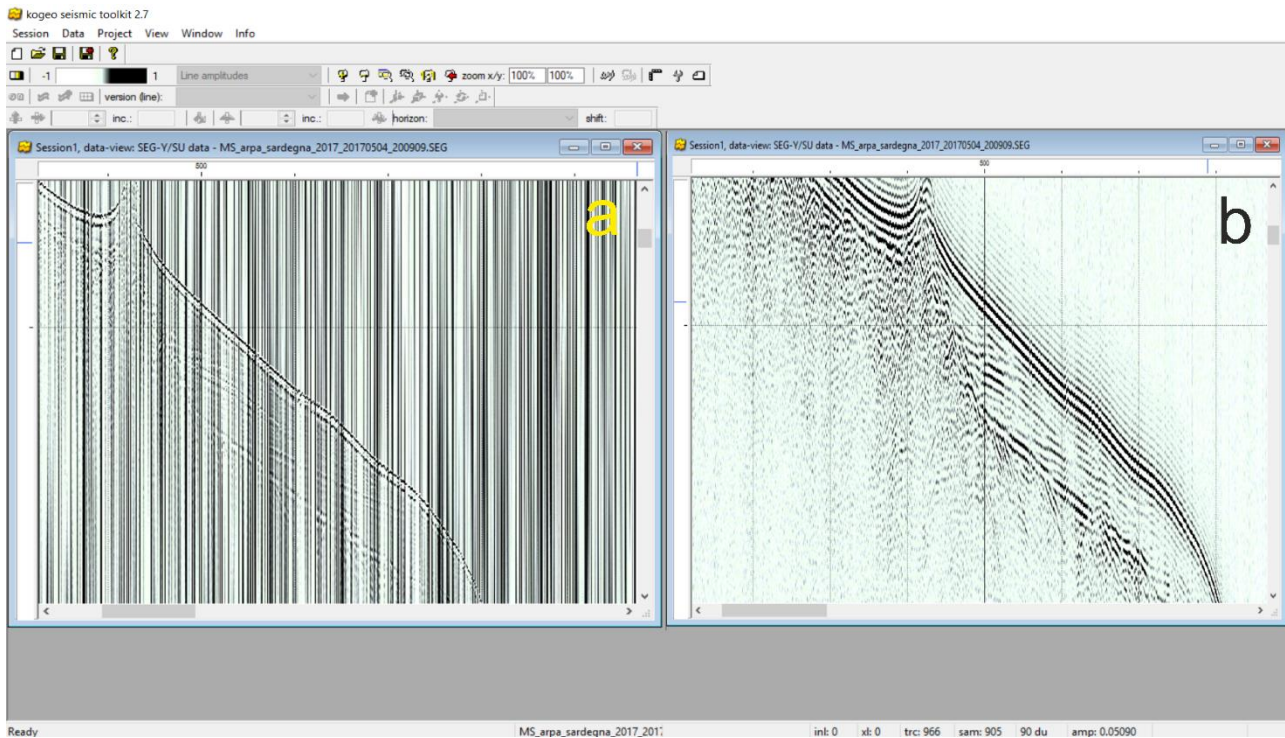


Figura 38 – Schermata del software Kogeo. A) immagine pre processing, senza l'applicazione dei filtri; b) immagine post processing, a seguito dell'applicazione di alcuni filtri che permettono di avere una lettura migliore del dato.

In figura 38 viene riportata una schermata per mostrare una immagine ottenuta dal pre e post processing, rispettivamente 38a e 38b.

10 Processi di instabilità e sedimentazione in scarpata superiore

10.1 Flussi sedimentari

I flussi sedimentari hanno origine quando all'interno della massa sul fondale marino gli attriti e le resistenze sono minori durante il movimento e la deformazione aumenta di conseguenza.

La stratificazione preesistente nel sedimento viene distrutta, i materiali meno compatti vanno a formare un flusso che scorre come un fluido e quelli più compatti subiscono una spinta verso il basso in quanto trasportati dall'intera massa.

In questo caso avremo un flusso a regime laminare con elevata eterogeneità.

Le correnti torbiditiche sono tipici flussi di trasporto in massa che avvengono in regime turbolento, sono i maggiori agenti di trasporto nelle profondità marine.

Va precisata la distinzione tra regime turbolento e laminare, questa si può spiegare attraverso l'applicazione del numero di Reynolds dato dal rapporto tra la Forza Inerziale e la Forza Viscosa.

A seconda del valore di questo rapporto possiamo distinguere due casi limite:

- il numero di Reynolds < 500 indica flussi laminari;
- il numero di Reynolds > 2000 indica flussi turbolenti;

In un regime di tipo laminare abbiamo un'unica direzione di flusso e le particelle seguono traiettorie laminari, diversamente nel flusso turbolento le particelle si muovono caoticamente, ma seguendo una direzione di flusso comune.

I flussi laminari generano depositi caratterizzati dalla totale assenza di organizzazione. Il movimento avviene una volta superata una soglia critica di stress, durante il trasporto i clasti sono immersi in matrice fine per cui quando il flusso si arresta, questi non hanno possibilità di migrare verso le porzioni inferiori del deposito.

I flussi turbolenti nascono sui pendii perché qui il sedimento si destabilizza più facilmente e generano invece depositi organizzati, con strutture sedimentarie ben riconoscibili, inoltre per mantenerli in movimento la pendenza non è necessaria, basta vi sia un gradiente laterale di densità (Ricci Lucchi, 1980).

La deposizione avviene in generale per diminuzione progressiva o improvvisa dell'energia e quindi della velocità del sistema, quando si arriva alla base del pendio, la diminuzione di energia è principalmente legata all'attrito col fondo ma soprattutto la perdita di sedimento.

Un evento torbido produce un deposito organizzato secondo una sequenza sedimentaria (Bouma) (Fig. 39).

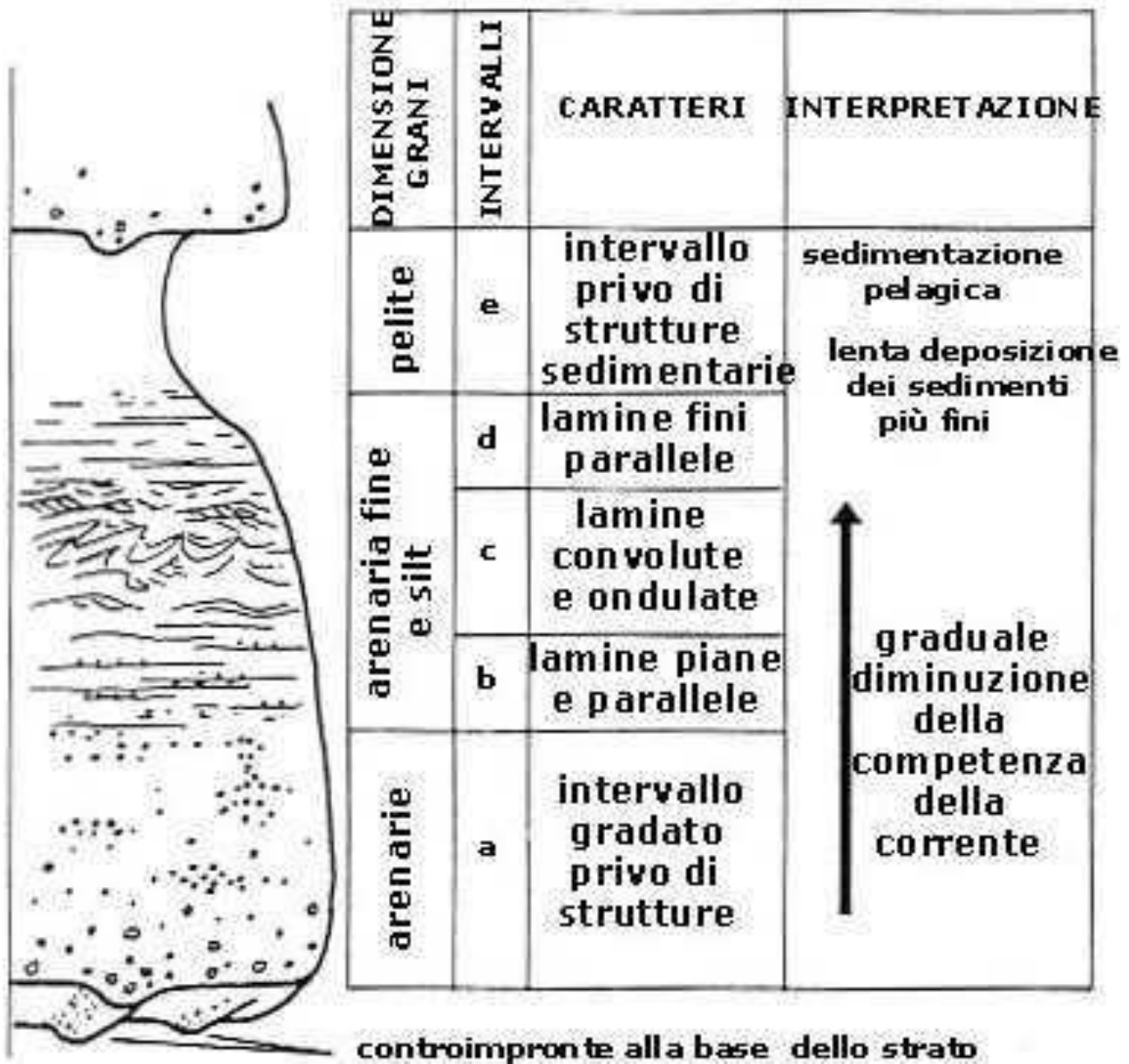


Figura 39 - Schema del deposito di una torbidite: nel complesso possiamo suddividere il deposito in una zona prossimale che conterrà prevalentemente sabbie e materiale più grossolano, una zona intermedia in cui la torbidite presenta il suo classico sviluppo verticale con la suddivisione interna detta "sequenza di Bouma", e una zona distale in cui prevalgono le componenti più fini.

In generale con il termine "density current" si intendono correnti innescate da differenze di densità esistenti tra la corrente stessa ed il fluido circostante, in generale troviamo densità più elevate all'interno della corrente.

Le differenze di densità sono generate da variazioni di temperatura o di salinità, o come nel caso delle torbiditi dalla presenza di sedimento in sospensione in regime turbolento.

Le correnti torbidityche essendo una miscela di acqua e sedimento risultano avere densità superiore a quella del fluido circostante, creando un gradiente di pressione che innesca il movimento. Il sedimento eroso e incorporato nella corrente fa aumentare la densità e, di conseguenza la velocità e la turbolenza. Sono sufficienti anche piccole inclinazioni dello slope e differenze di densità dell'ordine di 0,0001 g/cm³.

I sedimenti torbiditychi sono messi in posto da flussi gravitativi intermittenti, mentre gli altri sedimenti sono depositi da altri processi che comprendono prevalentemente la decantazione.

Come già accennato nel capitolo uno i canyon appartengono al complesso sistema scarpata-canyon-conoide-piana sottomarina (Ricci Lucchi, 1980).

Questo sistema deposizionale comprende la parte profonda dei margini continentali e parte del fondo oceanico; i vari componenti sono tra loro legati anche se uno può essere ridotto o mancante. Il sistema può essere attivo in diversi margini continentali e richiede tre condizioni base:

- 1 - Una fonte adeguata di sedimenti che può essere fornita dalla connessione diretta con un sistema fluviale, da sabbie litorali, o da piattaforme carbonatiche (shelf continentale) come è stato ipotizzato per il canyon Carbonara nel settore occidentale del margine meridionale sardo, caratterizzato da una testata in retrogressione interessata da fenomeni di instabilità gravitativa;
- 2 - Una zona di transito a forte pendenza e con asperità, tale da permettere l'accelerazione dei flussi gravitativi e l'erosione dei canali e valli sottomarini (slope continentale);
- 3 - Una diminuzione di gradiente alla base del pendio tale da promuovere la deposizione (piana abissale).

10.2 Flussi super-critici e relative forme di fondo

Le strutture sedimentarie primarie riflettono le complesse interazioni tra carico sedimentario e flussi portanti, come ampiamente dimostrato dalla ricerca in meccanica dei fluidi, geologia sedimentaria e ingegneria in contesti naturali, sperimentali e numerici (Kennedy, 1963; Leeder, 1983; Allen, 1985; Best, 1993, 1996).

Nei flussi supercritici, l'inerzia domina sulla gravità; questo è espresso dal **NUMERO DI FROUDE** che è definito come il rapporto tra la velocità media della corrente e la celerità delle onde infinitesime:

$$F = \frac{U}{\sqrt{gA/B}} \text{ si riconosce immediatamente che: } F^2 = \frac{Q^2 * B}{g * A^3}; h = A/B$$

Dove: **F** = numero di Froude; **U** = velocità di flusso; **g** = l'accelerazione di gravità; **A** = area della sezione; **B** = larghezza superficiale; **Q** = portata; **h** = altezza del flusso.

Pertanto, una corrente per la quale il numero di Froude sia unitario ($F = 1$) si dice in **STATO CRITICO**; si dice inoltre che:

- la **CORRENTE** per la quale $F > 1$ è **SUPERCRITICA** o veloce,
- la **CORRENTE** per la quale $F < 1$ è **SUBCRITICA** o lenta.

Tali flussi possono essere ulteriormente caratterizzati da:

- il numero di Vedernikov, che distingue flussi uniformi stabili da quelli non uniformi instabili (Chow, 1959; Koloseus & Davidian, 1966).

Il numero di Vedernikov per canali ampi è definito come $Ve = x * Fr$ (Chow, 1959), dove il coefficiente x descrive la dipendenza della velocità del flusso sulla profondità del flusso come utilizzato nella formula di flusso uniforme (Chézy, $x = 1/2$ o Manning, $x = 2/3$). Questa affermazione implica una transizione dal flusso stabile a quello instabile a $Fr = 1 * 5$ a 2 . In flussi stabili e uniformi ($Ve < 1$), le onde a superficie libera (onde nell'interfaccia superiore del flusso) saranno soppresse, mentre in flussi uniformi instabili ($Ve > 1$) a superficie libera le onde sono amplificate (Fig. 40) (Cornish, 1910; Koloseus & Davidian, 1966; Brock, 1967; Karcz & Kersey, 1980).

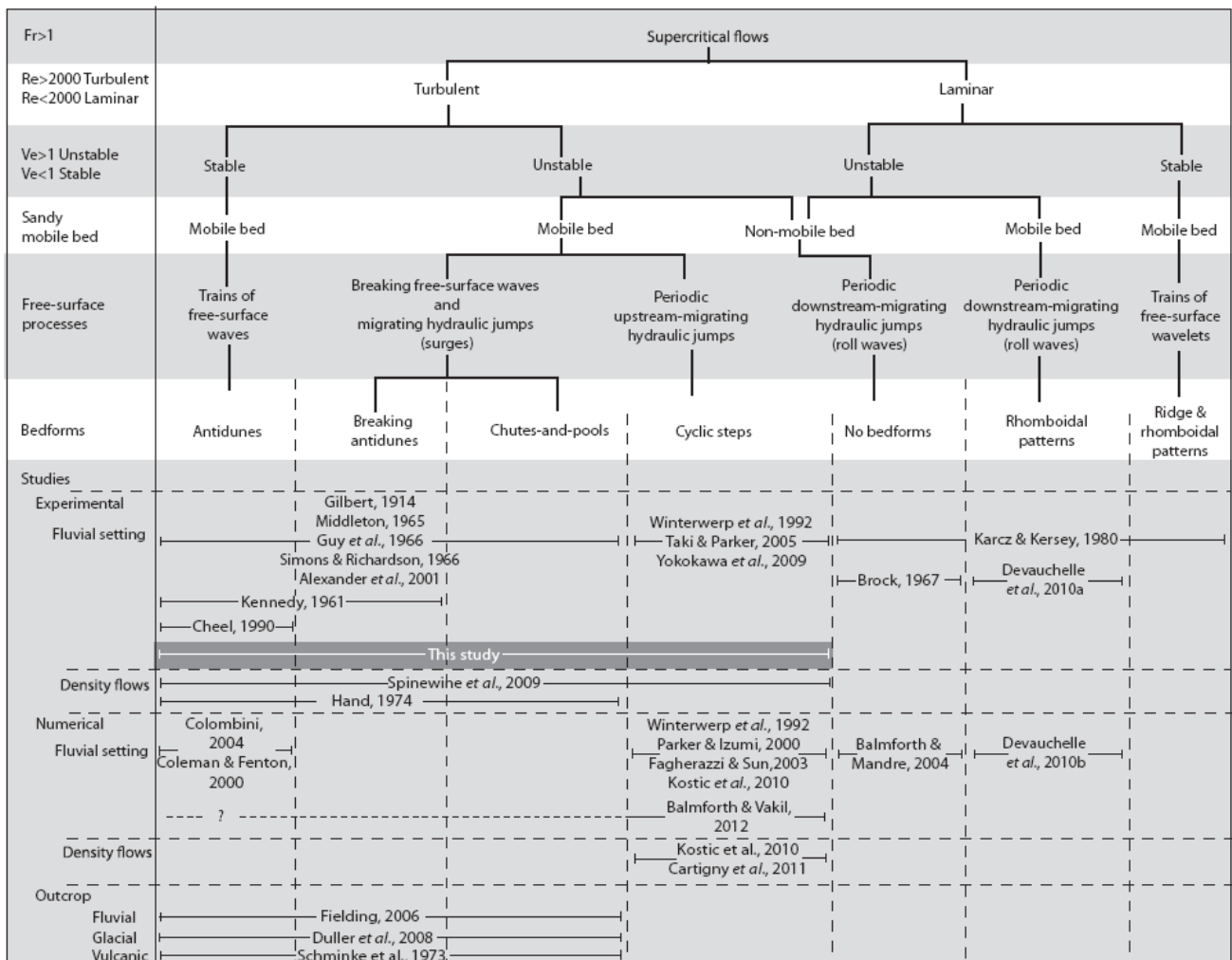


Figura 40 - Suddivisione concettuale dei fenomeni di flusso supercritico sulla base del numero di Reynolds e del numero di Vedernikov; la mobilità del fondo sedimentario fornisce un ulteriore criterio. (M.J.B. Cartigny et al., 2014)

L'influenza di un fondo erodibile sulla transizione tra flussi supercritici stabili e flussi turbolenti supercritici instabili è ancora scarsamente vincolata; in particolare, le relazioni morfodinamiche tra flussi supercritici e forme di fondo tipiche di questi flussi sono poco conosciute.

Una transizione fisica tra flusso supercritico e subcritico forma un salto idraulico, caratterizzato da un improvviso aumento della profondità e da una diminuzione della velocità del flusso, accompagnata da una sostanziale perdita di energia. Gli esperimenti hanno dimostrato che la configurazione geometrica dei salti idraulici varia a seconda della loro forza (Bradley & Peterka, 1955; Chow, 1959; Lennon & Hill, 2006).

Forme di fondo—Questi flussi supercritici su sedimenti mobili conducono a una grande varietà di morfologie di fondo (Gilbert, 1914, Simons et al., 1965, Allen, 1982), a seconda delle condizioni del flusso e della granulometria del sedimento (Guy et al., 1966). Le forme di fondo generate da un flusso supercritico includono: antidune, chutes-and-pools e fasi cicliche (cyclic step). (Fig. 41)

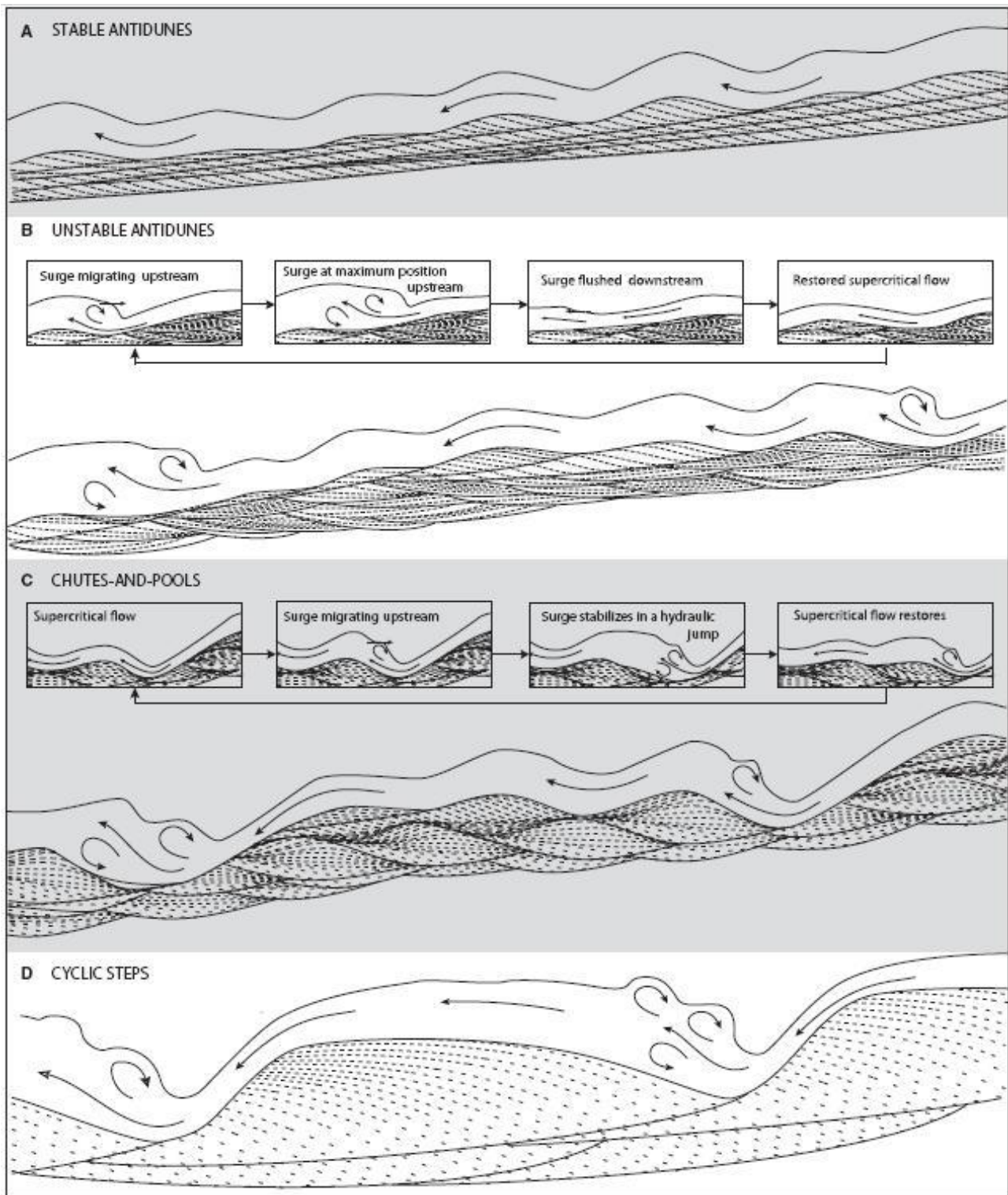


Figura 41 - Panoramica ideale rappresentativa di quattro stadi relativi ai flussi supercritici unidirezionali, corrispondenti allo sviluppo dei diversi tipi di forme di fondo: antidune, chutes and pools e cyclic step (M.J.B. Cartigny et al., 2014).

Le *antidune* sono forme di fondo geometricamente e dinamicamente in fase con onde superficiali non interrotte e mostrano tassi di migrazione variabili a seconda dell'energia di flusso e della dimensione del grano (Alexander et al., 2001; Carling & Schvidchenko, 2002; Yokokawa et al., 2010).

Le osservazioni sperimentali descrivono spesso lo sviluppo delle antidune (Simons et al., 1965, Guy et al., 1966, Yokokawa et al., 2010) che tendono a migrare a valle, indipendentemente dalla direzione della migrazione delle singole forme di fondo.

I *Chutes-and-pools* sono costituiti da tratti in cui il flusso viene accelerato rapidamente (scivoli), terminando in un salto idraulico seguito da un lungo tratto in cui il flusso è tranquillo, ma sempre in accelerazione (Simons et al., 1965).

Le *fasi cicliche* o *cyclic step* sono simili alle strutture di *chutes-and-pools* e sono state descritte come una serie di gradini ciclici che migrano lentamente verso monte, in cui ogni step o gradino si manifesta come una zona di flusso supercritico che scende velocemente verso valle passando per un salto idraulico (Parker, 1996). I *cyclic step* sono associati morfologicamente alle onde di sedimenti (Fildani et al., 2006; Kostic & Parker, 2006; Lamb et al., 2008; Kostic et al., 2010; Cartigny et al., 2011; Kostic, 2011).

Nei canyon sottomarini le onde di sedimenti a grana grossa sono state interpretate come antidune (Normark et al., 1980) o *cyclic step* (Cartigny et al., 2011) formate da correnti di torbida, spesso la distinzione tra le fasi cicliche e i *chutes and pools* non è sempre chiara.

Le *cyclic step* sono caratterizzate da un lato erosivo (*lee side*) e un lato deposizionale (*stoss side*). Il sedimento viene depositato principalmente sullo *stoss side* modellato da flussi subcritici (numero di Froude < 1) mentre l'erosione è prevalente sul lato sottovento (*lee side* – Numero di Froude > 1) (Parker, 1996).

Quindi con l'aumento dei numeri di Froude, le forme di fondo denominate "antidune" caratterizzate da lunghezza d'onda piccola si trasformano gradualmente in forme di fondo a lunghezza d'onda più lunga, generando le cosiddette *cyclic step* (M. J. B. Cartigny et al., 2014).

10.3 Cyclic Step

Queste particolari forme di fondo sono caratterizzate da una migrazione verso l'alto che può essere riconosciuta sia attraverso la loro struttura interna (per esempio Migeon et al., 2000) che mediante confronto con successive mappe batimetriche (Smith et al., 2007). In passato, diverse combinazioni di simmetria e la direzione della migrazione ha portato a interpretazioni diverse sulla loro origine. Onde sedimentarie con asimmetria discendente e pendenza discendente la direzione della migrazione è stata interpretata come dune formate da flussi subcritici (Piper et al., 1988; Xu et al., 2008), mentre altre forme caratterizzate da geometrie simmetriche combinate con direzioni di migrazione verso l'alto sono descritte come antidune formate da flussi da transitori a supercritici (Normark et al., 1980). Più recentemente, Fildani et al., (2006); Lamb et al., (2008) e Spinewine et al., (2009) hanno suggerito che grandi forme di fondo presenti nel Canyon di Monterey, nel Canyon di Lee e nel Canale di Toyama, possono essere chiamate "**cyclic step**".

Il termine *cyclic step* fu coniato da Parker (1996) per descrivere un tipo di forma di fondo che si verifica nel regime di flusso superiore. Studi numerici e sperimentali hanno dimostrato che queste forme sono controllate dall'alternanza di condizioni subcritiche e supercritiche all'interno di correnti di torbidità (Kostic and Parke 2006; Fildani et al., 2006; Spinewine et al., 2009; Postma & Cartigny 2014), questo processo porta alla formazione di una serie di forme di fondo asimmetriche che migrano verso l'alto (spesso a forma di mezzaluna) (Clarke et al., 2014) e per questo denominate da alcuni autori "crescent shaped bedforms" (Casalbore et al., 2013; Paull et al., 2010). Questi passaggi ciclici sono una serie di forme di fondo (step) che migrano lentamente verso monte, dove ciascuno step rivolto verso il basso (il lato sottovento della forma di fondo) è manifestato da un flusso interessato da un salto idraulico prima di riaccelerare sul lato caratterizzato da una pendenza inferiore ogni passaggio modifica il flusso d'acqua sovrastante e crea salti idraulici proprio a valle della parte più ripida delle forme di fondo.

A monte di questi salti idraulici, il flusso rimane supercritico e l'erosione (che aumenta con la velocità dell'acqua) è maggiore; immediatamente a valle di essi, il flusso è subcritico e l'erosione è minima, in figura 49 è rappresentato lo schema di erosione che guida la migrazione a monte delle fasi cicliche (N. J. Balmforth A. Vakil, 2012).

Queste forme di fondo derivano da un'instabilità lineare generata dall'interazione tra la dinamica del flusso e il fondo erodibile e sono previste una volta che il flusso diventa supercritico (Parker & Izumi 2000).

Studi di monitoraggio hanno dimostrato che queste onde di sedimento migrano verso l'alto in risposta al movimento verso il basso di correnti di torbidità (Hughes Clarke et al., 2012, 2014).

Recentemente è stato mostrato che queste forme di fondo che migrano verso monte sono molto abbondanti e si verificano su una vasta gamma di dimensioni (Symons et al., 2016). In generale la migrazione verso l'alto di queste forme di fondo come antidune (Kennedy 1963) e passi ciclici (Taki & Parker 2005) sono caratteristiche dei flussi supercritici di Froude (Simons 1960; Cartigny et al., 2014). Gli studi numerici e sperimentali hanno dimostrato che i passaggi ciclici sono controllati da l'alternanza di condizioni subcritiche e supercritiche all'interno delle correnti di torbidità (Kostic & Parke 2006; Fildani et al., 2006; Spinewine et al., 2009; Cartigny 2011 ;Postma & Cartigny 2014) (Fig.42).

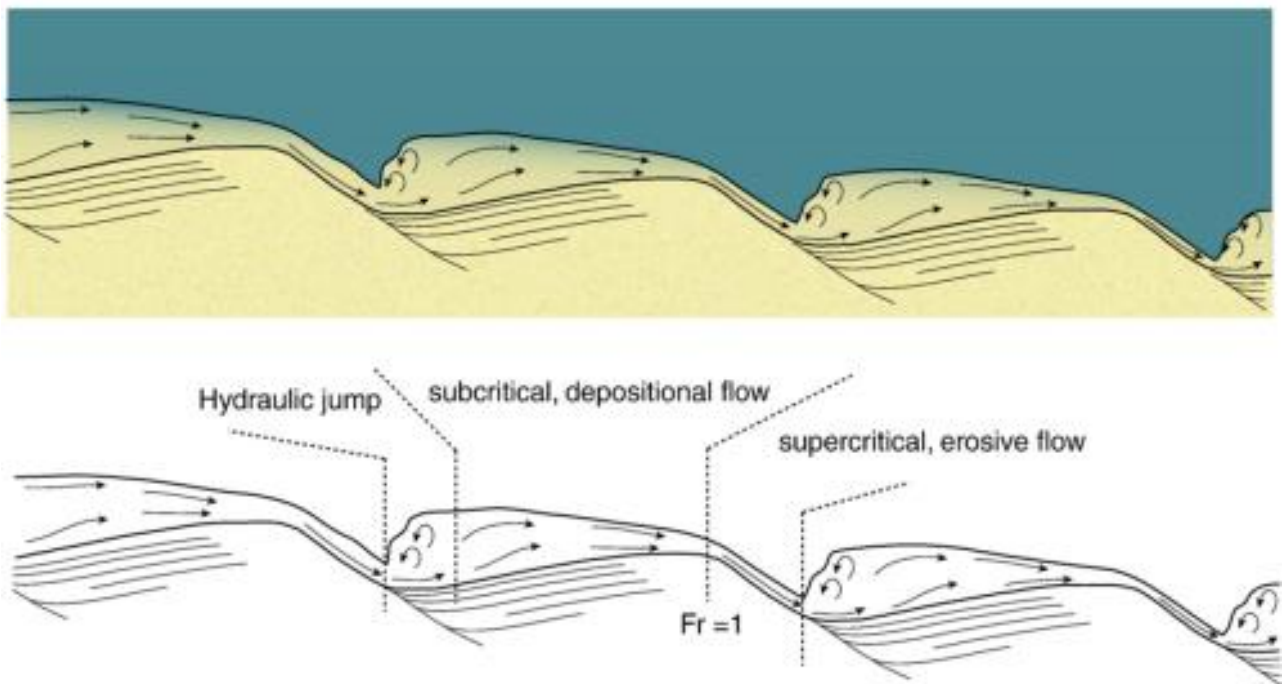


Figura 42 - Disegno schematico di un treno di passi ciclici (flusso da sinistra a destra), al di sotto di una corrente di torbidità. L'acqua ambientale è blu e il letto è giallo con frecce che indicano la struttura interna del flusso della corrente di torbidità. La corrente di torbidità accelera passando da condizione subcritica sul lato sinistro, raggiungendo il numero di Froude critico ($Fr = 1$) sulla cresta prima della sua ulteriore accelerazione lungo il lato sottovento della forma di fondo. Il salto idraulico si trova sul lato sottovento. Sul lato di scarico le profondità del flusso sono elevate e le velocità basse causano deposizione e assestamento della lettiera. Sul lato sottovento, la profondità del flusso inferiore e le più alte velocità di flusso portano all'erosione o alla deposizione limitata. Lo squilibrio tra i lati di lee e di stoss innesca la migrazione a monte combinato con l'eventuale aggravamento. (M.J.B. Cartigny et al., 2011).

Negli anni 70 queste particolari forme erano già state riconosciute sia da De Koning (1970) su ecoscandagli durante lavori di dragaggio che da Van den Berg et al. (2002) che citava la presenza di cyclic step formati dalla corrente di torbidità causata dall'instabilità del pendio.

Inizialmente vennero eseguiti esperimenti che ricreavano le condizioni subaeree, dimostrando che i passaggi ciclici si formano in condizioni subaeree su un canale inclinato se le pendenze sono abbastanza ripide da generare flussi supercritici con numeri di Froude superiori a quelli necessari per formare antidune.

Proprio come molti altri schemi di particolari forme di fondo nella geomorfologia, questi passaggi sono stati razionalizzati da una prospettiva teorica in termini di instabilità lineare del flusso spazialmente uniforme, che si verifica a causa dell'interazione tra il fondo erodibile e la fluidodinamica sovrastante (Parker & Izumi 2000).

Queste forme sono formate o modificate da frequenti variazioni di pendenza e relativi flussi sedimentari, la cui presenza è favorita dalla presenza concomitante di diversi meccanismi predisponenti e scatenanti, come un'alta velocità di sedimentazione dovuta alla vicinanza alla costa e connessione con fiumi che hanno lo sbocco a mare, a forti tempeste e eventi sismici (A. Bosman et al., 2017).

Mastbergen (1989) e in seguito Kostic e Parker (2006) iniziarono a usare alcuni modelli numerici per studiare questi passaggi ciclici generati da flussi subacquei, come osservato in esperimenti su larga scala di Jorritsma (1973) e Mastbergen con Bezuijen (1988). Fildani et al., (2006) ha usato il modello di Kostic e Parker (2006) per collegare le onde dei sedimenti al di fuori del Shepard Bend nel Canyon di Monterey ai cyclic step formati dalle correnti di torbidità.

Tuttavia, per interpretare con sicurezza queste particolari forme di fondo come passi ciclici sarebbe auspicabile confermare la migrazione delle forme di fondo nel tempo, mediante mappatura ripetuta (Smith et al., 2005; Conway et al., 2012; Hughes Clarke et al. 2014) come è stato effettuato nella testata del Canyon Foxi, nel margine meridionale sardo, settore orientale per questo lavoro.

10.4 Caratteristiche delle forme di fondo “cyclic step”

I passaggi ciclici sono caratteristiche erosionali che migrano verso monte segnalate sui fondali marini e legate a correnti di torbidità (Kostic et al., 2010). Recenti studi relativi alle onde di sedimenti oceanici ha dimostrato che queste particolari forme di fondo sono molto abbondanti e si verificano su una vasta gamma di dimensioni (Symons et al., 2016).

La granulometria del sedimento ha un impatto significativo sulla geometria delle fasi cicliche e sui processi che regolano le loro dinamiche, per questo, sono state raggruppate sul base della granulometria in onde di sedimenti a grana fine e grana grossa da Wynn e Stow (2002). Le onde dei sedimenti a grana fine si sviluppano più comunemente in aree in cui le correnti di torbida scorrono non confinate. Gli esempi attuali sono disponibili nel Fan di Monterey (Normark et al., 1980, 2002), sul Var Sedimentary Ridge (Migeon et al., 2000, 2001) e sul Fan di Amazon (Flood et al., 1995; Normark et al., 2002). Le lunghezze d'onda dei sedimenti a grana fine sono caratterizzati da valori che superano il chilometro con altezze fino a 80 m (Migeon et al., 2001; Wynn et al., 2002). Queste dimensioni appaiono strettamente correlate alla pendenza e alla distanza dalla zona di origine (Carter et al., 1990; Ercilla et al., 2002; Migeon et al., 2000; Normark et al., 2002). Le onde di sedimenti a grana fine consistono di fango su sabbia fine, con le granulometrie più grossolane depositate sul lato dello stoss (Ercilla et al., 2002).

I cyclic step che si formano in sabbie fini producono intervalli di sabbia privi di struttura depositati dalla deposizione diretta delle particelle immediatamente a valle del salto idraulico (Leclair & Arnott, 2003; Postma et al., 2009). Le onde dei sedimenti a grana fine caratterizzano le fasi cicliche "up-slope asymmetrical", anche se sono state trovate geometrie "down-slope asymmetrical" che sembrano caratterizzare le ambienti confinati e ad alta energia, mentre le fasi cicliche "up-slope asymmetrical" sono apparentemente più rappresentative per le forme di fondo a grana fine in ambienti non limitati e a energia intermedia.

Le onde del sedimento a grana grossa si trovano spesso nella parte prossimale dei sistemi di fan sottomarini, come nei canyon e canali inferiori (Wynn et al., 2002). Le lunghezze d'onda di sedimenti a grana grossa raggiungono fino a 1 km con altezze delle onde fino a 10 m. Solitamente sono costituiti da sabbia e / o ghiaia e mostrano una migrazione verso l'alto. Esempi di onde di sedimento a grana grossa possono essere trovate nel Canyon Monterey (Smith et al., 2005, 2007; Xu et al., 2008), nel Canyon Var (Piper e Savoye, 1993) e sul settore orientale della Valley sul Fan Laurentian (Hughes Clarke et al., 1990; Piper et al., 1985).

Le uniche forme di fondo che presentano una gamma così ampia di asimmetrie sono fasi cicliche. La Fig. 43 mostra profili trasversali delle onde sedimentarie sia del Monterey Canyon che del Var Canyon

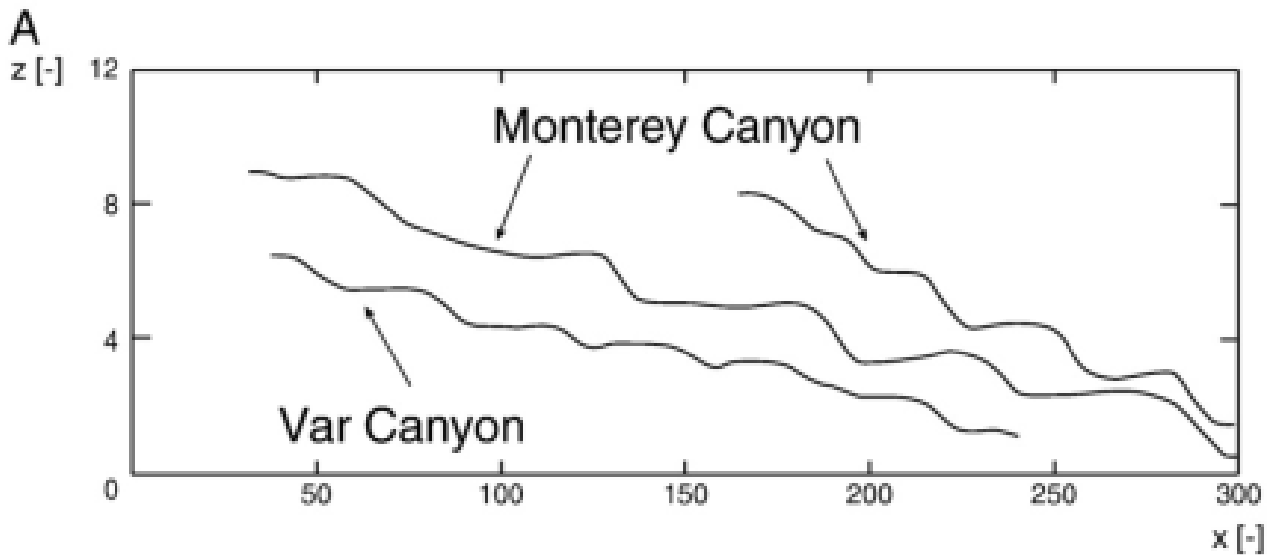


Figura 43 -A) Profili del fondo marino caratterizzato da cyclic step nel settore superiore del Canyon Monterey (Smith et al., 2005) e nel settore superiore del canyon Var (Malinverno et al., 1988).

La preservazione delle strutture interne può essere generalmente intesa in termini di combinazione di tassi di aggradazione e migrazione, con l'aumento dei tassi di aggradazioni, i cyclic step possono avere:

Tipo 1) aggradazione sul lato sopravento con erosione più estesa sul lato sottovento; tipo 2) aggradazione sul lato sopravento con una quantità simile di erosione sul lato sottovento; tipo 3) aggradazione su entrambi i lati, con fondi più spessi e più grossolani sul lato sopravento e fondi più sottili e sedimenti più fini sul lato sottovento (climbing cyclic steps).

Inoltre, Mastbergen (1989) e Winterwerp et al. (1992) hanno semplificato la forma dei cyclic step in tre parti geometricamente definite (figura 44).

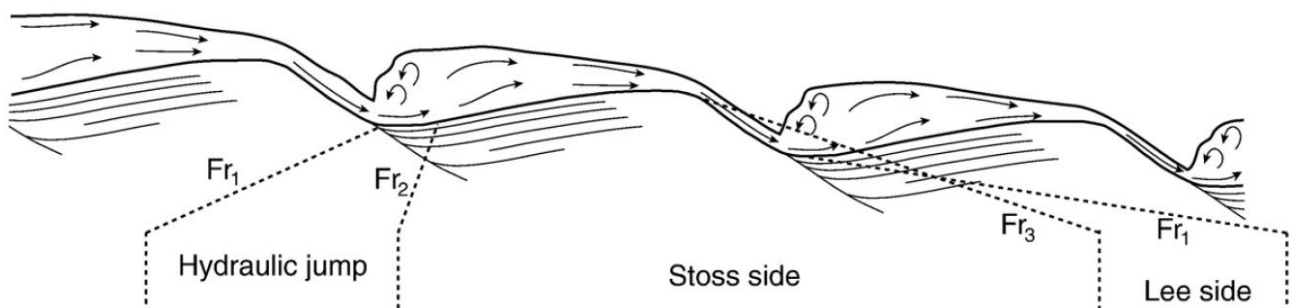


Figura 44 -Disegno schematico di una serie di tre passaggi ciclici. (M.J.B. Cartigny et al., 2011).

Queste tre parti definiscono un cyclic step e dividono il passo ciclico in tre parti: la prima parte è la posizione del salto idraulico, dove il flusso decelera e si espande, la seconda parte è il lato sopra vento (stoss side), in cui il flusso accelera da subcritico fino a una condizione critica sulla cresta del gradino ciclico. La terza parte è il lato sottovento (lee side) della forma di fondo dove il flusso supercritico accelera di nuovo fino alla depressione dove la pendenza è fortemente ridotta e il successivo salto idraulico è maggiore.

Queste tre parti sono una diretta conseguenza della variazione del numero di Froude.

La geometria di un cyclic step è completamente determinata dalla lunghezza del salto idraulico, dalla lunghezza del lato stoss side, dalla lunghezza del lee side e dalle pendenze dei lati di stoss e lee side. I flussi carichi di sedimenti hanno numeri di Froude più alti a causa delle minori differenze di densità, pertanto, hanno maggiori probabilità di formare bedforms supercritici.

Tutte le interpretazioni dell'onda dei sedimenti, le loro strutture interne e le condizioni di formazione sono ricapitolate in figura 45.

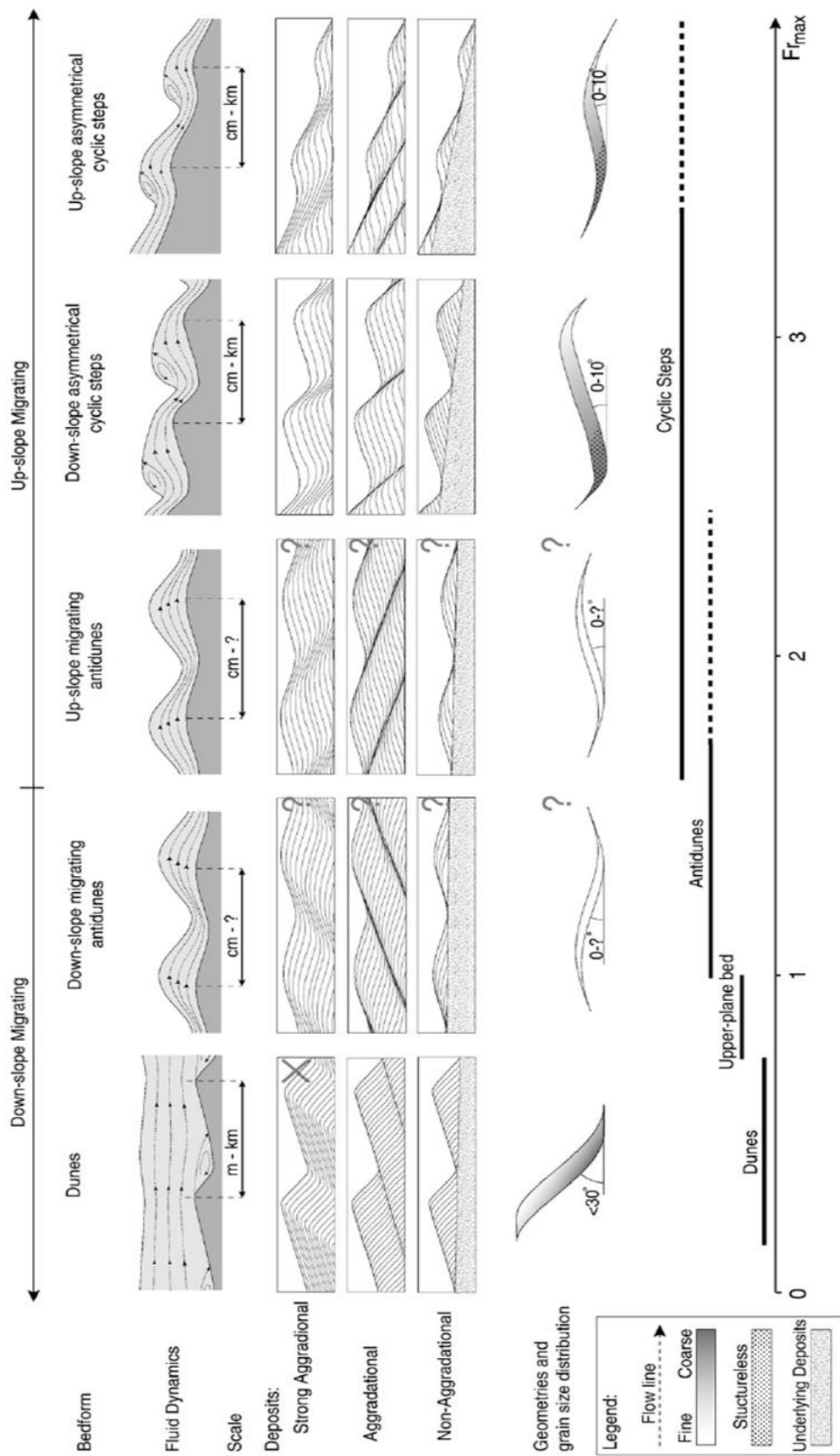


Figura 45-Confronto tra le proprietà di tre possibili interpretazioni di forme di fondo: dune, antidune e cyclic step. La riga superiore indica la direzione della migrazione e la fluidodinamica. La riga centrale mostra le strutture interne teoriche delle diverse forme di fondo. Le forti dune aggradazionali sono indicate da una croce, poiché non sono in grado di formarsi a causa dello smorzamento della turbolenza. Le strutture interne degli anti dune sono contrassegnate da un punto interrogativo, poiché un'evidenza sperimentale (Alexander et al., 2001) ha dimostrato che le antidune hanno una natura instabile che impedirebbe loro di formare strutture interne così stabili. Le distribuzioni della granulometria e la pendenza tipica del fondo sono mostrati sotto le strutture interne. Le barre del grafico più basso mostrano le diverse forme di fondo relative alle loro condizioni di formazione espresse dal valore massimo del numero di Froude su ogni forma di fondo. (M.J.B. Cartigny et al., 2011).

Le dune migrano verso il basso mentre le fasi cicliche migrano verso l'alto (M.J.B. Cartigny et al., 2011). Sfortunatamente, le indicazioni sulla migrazione non sono sempre facilmente osservabile, solo se ci sono diverse misure nel tempo come quelli raccolti da Smith et al., (2007), o se le creste delle forme di fondo possono essere tracciate su tutta la larghezza del canale o del canyon, può essere dedotta la migrazione. Per tutte le forme di fondo, la velocità di migrazione è correlata alla velocità del flusso, per le dune comporta una velocità più elevate ai lati del canale, mentre per i cyclic step ciò indica velocità massime nell'asse del canale. Maggiore profondità di flusso e minore attrito rendono più probabile la presenza di velocità massime nell'asse del canale.

La pendenza del lee side può essere un indicatore per il tipo di forma di fondo, per esempio le cyclic step possono formare una vasta gamma di angoli sul lato lee side (sottovento) e elevate pendenze sono possibili solo se il lato sotto vento viene eroso (Van den Berg et al., 2002). L'erosione sul lato sottovento della forma di fondo è un forte indicatore per i cyclic step o le antidune, perché nelle dune l'erosione agisce solo sul settore stoss side.

Un'altra indicazione per distinguere le dune dai cyclic step si trova nel comportamento di arrampicata che si vede spesso nelle forme di fondo, dove i depositi si formano su entrambi i settori di stoss e lee side.

Le dune non sono in grado di mostrare il comportamento di arrampicata a causa dello smorzamento delle turbolenze alle alte concentrazioni sul fondo che invece caratterizzano le correnti di torbidità. (Bagnold, 1966; Bridge and Best, 1998; Van Den Berg et al., 2007).

Gli esperimenti hanno dimostrato che i passaggi ciclici sono in generale di un ordine di grandezza più grande delle antidune (Cartigny et al., 2009) e la loro formazione è regolata da flussi dominati dal carico sospeso (Jorritsma, 1973; Mastbergen e Bezuijen, 1988).

11 Sistema piattaforma-scarpata superiore: strutture sedimentarie.

Negli ultimi decenni sono state rilevate onde di sedimenti caratterizzate da una vasta gamma di impostazioni sottomarine, con grandi varietà nelle dimensioni e nella granulometria del sedimento, spesso in ambiti geodinamici differenti.

A seconda della loro origine, le onde dei sedimenti possono essere classificate come onde di sedimento legate a una corrente di fondo, onde di sedimenti legate a correnti di torbida o solo onde di sedimento, se l'origine è sconosciuta (Wynn & Stow, 2002).

Le differenti strutture, la loro disposizione e le dimensioni variano in funzione della velocità della corrente, dell'intensità delle onde, della profondità, della distribuzione granulometrica, del grado di rugosità del fondo, della composizione e della disponibilità del sedimento.

In base alla velocità di flusso si può fare una suddivisione delle strutture sedimentarie tra strutture sedimentarie trasversali al flusso caratterizzate da valori di velocità compresi tra 0.5 m/s e 1.5 m/s e le strutture sedimentarie longitudinali con valori di velocità di flusso compresi tra 1.5 m/s e 2 m/s (Soulsby, 1997; Stow et al., 2009), una rappresentazione schematica delle strutture sedimentarie presenti in specifiche condizioni di velocità e granulometria viene riportata in figura 46.

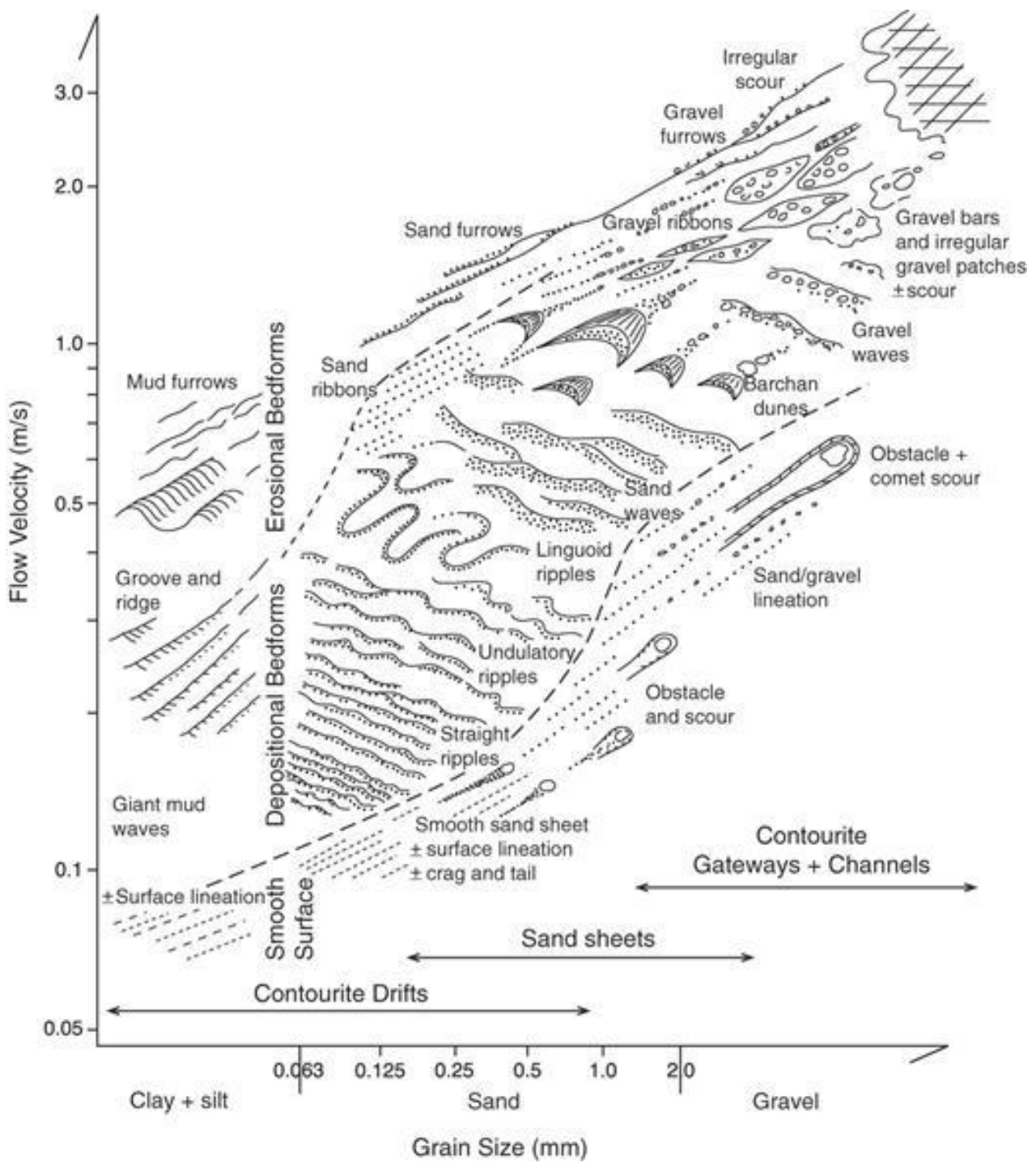


Figura 46 – Rappresentazione schematica delle strutture sedimentarie presenti in specifiche condizioni di velocità e granulometria (Stow et al., 2009).

- Strutture sedimentarie trasversali

Le strutture sedimentarie si formano su sedimenti sciolti e si sviluppano perpendicolarmente alla direzione delle correnti (Fig.47). Si formano a causa di correnti trattive le quali rimuovono e depositano continuamente sedimenti. Questo processo crea delle increspature caratterizzate da un'alternanza di creste e depressioni nel senso della corrente, che danno origine alla tipica espressione delle strutture trasversali, i *ripples* e le *dune* sottomarine, simili morfologicamente, ma con ordini di grandezza distinti.

I ripple marks sono increspature del fondo, con dimensioni da centimetriche a decimetriche, essi non si sviluppano su sedimenti di granulometria superiore a 0,7 mm. Le dune hanno dimensioni che vanno dal metro alle centinaia di metri (Middleton & Southard;1984).

Le strutture sedimentarie trasversali possono essere sia simmetriche che asimmetriche. Le strutture asimmetriche presentano il lato esposto controcorrente più lungo e con una pendenza minore, mentre il lato orientato nel verso della corrente si presenta più corto e più pendente; le forme simmetriche, invece, hanno i fianchi con uguale pendenza.

L'identificazione del verso del lato più inclinato permette la determinazione del verso prevalente della corrente di fondo responsabile della formazione della struttura.

Le strutture sedimentarie trasversali vengono classificate da alcuni autori in funzione della lunghezza d'onda che si misura fra cresta e cresta o fra valle e valle. Il valore standard della lunghezza d'onda che distingue i ripples dalle dune è 0.5 m, per cui si definiscono come ripple subacquei le forme di fondo con altezza centimetrica con $\lambda < 0.5$ m e come dune subacquee quelle di altezza anche di decine di metri e con $\lambda > 0.5$ m. Middleton e Southard (1984); Amos e King (1984), descrivono le dune sottomarine suddividendole in *megaripples 2D* e *megaripples 3D*.

Le *prime* si formano da correnti a bassa velocità (40-60 cm/s) con granulometria sabbiosa, creste lineari, altezza di 0.1 – 0.2 m e lunghezza d'onda pari a 0.2-0.5m.

I *megaripples 3D* si formano in sabbie medio-grossolane da correnti a velocità maggiori di 1.5 m/s. Essi hanno lunghezze d'onda inferiore ai *megaripples 2D* (Reineck & Singh, 1980).

Le *sand waves* sono un'altra tipologia di strutture trasversali caratterizzate da altezze comprese tra 0.5 e 12 m, le quali si formano in sedimenti di tipo sabbie medio - grossolane, ghiaia, ad opera di correnti o onde con velocità di 40 – 100 cm/s, esse sono forme di fondo a grande scala, e presentano forme composite.

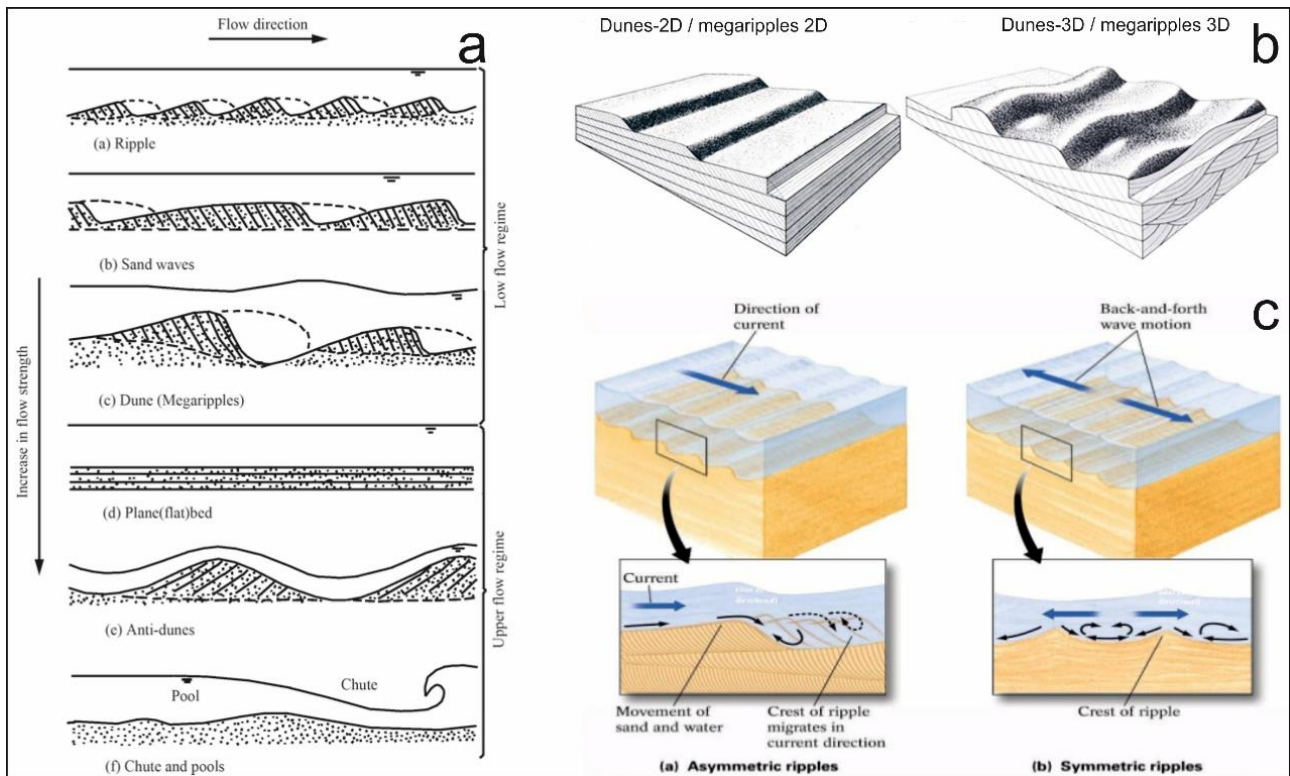


Figura 47 – a) Schema grafico di alcune strutture sedimentarie trasversali; b) megaripples 2D e 3D (Reineck e Singh, 1980); c) evoluzione ripple marks asimmetrici e simmetrici.

- **Strutture sedimentarie longitudinali**

Le strutture sedimentarie longitudinali sono strutture che si sviluppano parallelamente alla direzione delle correnti (Fig.48). Esse possono essere divise in strutture longitudinali ad azione erosiva e strutture longitudinali deposizionali. Esempi delle forme erosive sono: i *comet marks*, strutture di fondo costituite da lunghe scie con all'origine ostacoli rocciosi, massi, accumuli conchigliari ecc; solitamente la scia è in depressione rispetto al fondo circostante e all'interno vi sono sedimenti più grossolani (Werner et al., 1975,1980). Si verificano a velocità di flusso relativamente alte (da 0,4 a > 1 m s⁻¹) e sebbene possano includere code deposizionali e sono principalmente di origine erosiva (Stow et al., 2009). Appartengono al primo gruppo anche i *furrows* (solchi) e le *tasche d'erosione*. I furrow sono strutture caratterizzate da ampiezza e profondità rilevanti (larghezza 5-150 m, lunghezza 1-10 km), che possono incidere o tagliare completamente gli strati sottostanti la superficie su cui si impostano, la loro origine è legata per esempio alle correnti di torbida. I furrows sono tratti allungati, principalmente erosivi, con spaziatura regolare o irregolare

e una planimetria da parallela a leggermente sinuosa. In genere sono riconosciuti tra le forme di fondo a più alta velocità, con velocità di flusso stimata come $> 0,3 \text{ m s}^{-1}$ per i solchi di fango, $0,6-1,5 \text{ m s}^{-1}$ per i solchi di sabbia e $> 0,75 \text{ m s}^{-1}$ per i solchi di sabbia e ghiaia (Stow et al., 2009). Le tasche d'erosione sono cavità che si differenziano dai canali per la mancanza di una direzione preferenziale. La transizione tra forme di fondo erosive e deposizionali è graduale, caratterizzata da forme di fondo ibride come "groove" (scanalature) e "ridge" (ondulazioni longitudinali, Flood, 1981) e strutture combinate di nastri di sabbia e / o solchi di sabbia i rispettivi sand ribbons e sand furrows.

Appartengono alle strutture longitudinali deposizionali, i "sand shadows" (*obstacle shadow*) (Werner et al., 1975,1980), corpi sabbiosi allungati dietro a un ostacolo nel senso della corrente in leggero rilievo sul fondo circostante, i "ridges" (*lineazioni longitudinali*), micro rilievi allungati in direzione delle correnti che si formano in seguito all'azione dei granuli che tendono a raggrupparsi in nastri o bande allungate parallelamente alla corrente e i "sand ribbons" (Kenion, 1970) lunghi e sottili nastri alti meno di 1 m formati da un velo di sedimento sabbioso giacente su substrati ghiaiosi o rocciosi. Sono forme di fondo ad alta velocità (generalmente $0,7-1,5 \text{ m s}^{-1}$) che comportano vagliatura ed erosione di un substrato di sabbia o ghiaia accoppiata con la redistribuzione del materiale in cumuli di nastro allungati (Stow et al., 2009). Vengono considerate forme irregolari in quanto sia deposizionali che erosive e si formano in ambiente di piattaforma continentale. Infine vi sono i "sand patches", depositi da correnti deboli che si possono presentare sia sotto forma di chiazza che allungati disposti trasversalmente o parallelamente alla corrente. Possono raggiungere elevate dimensioni e solitamente si formano ad una profondità compresa tra i 30 m e i 90 m.

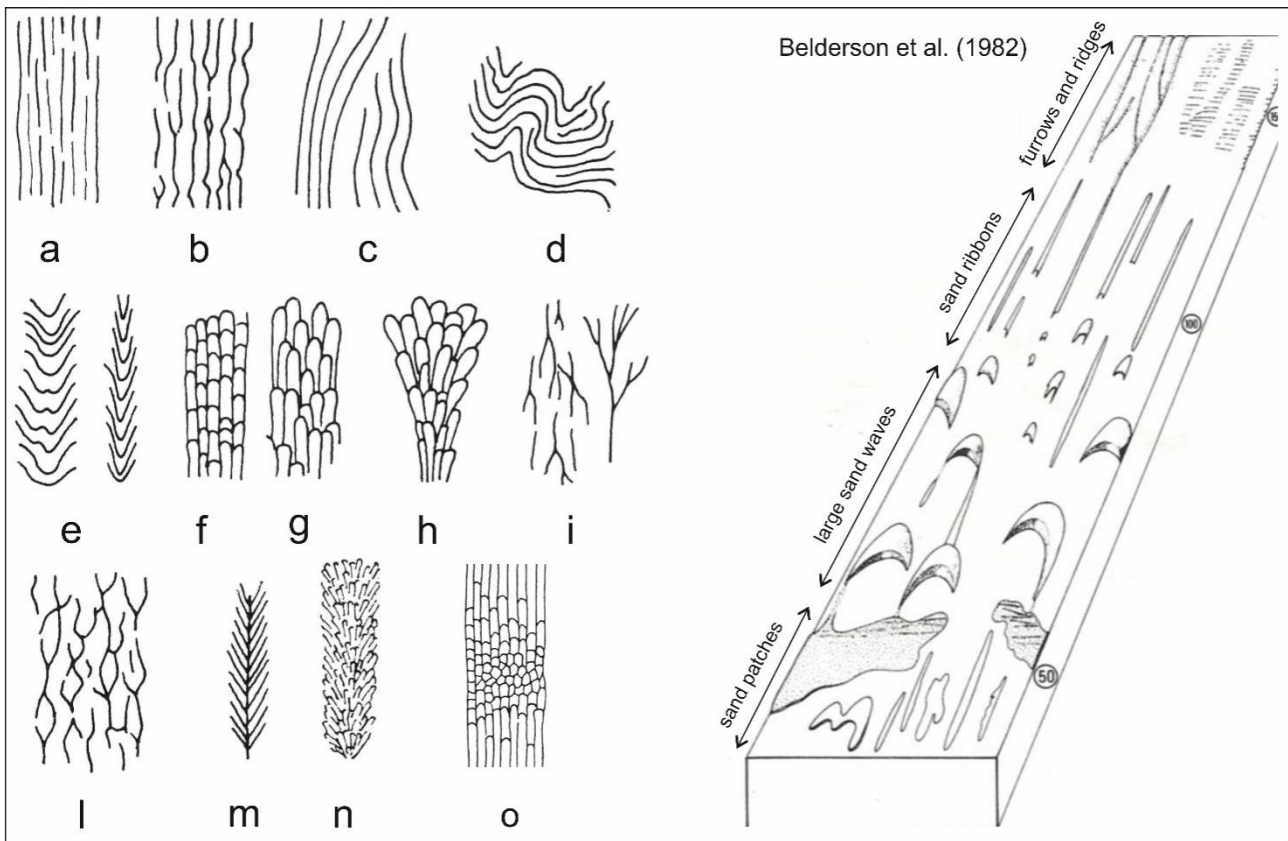


Figura 48 – Tipologie di strutture sedimentarie longitudinali (Belderson et al., 1982): (A sinistra) tipi di creste e solchi – a) solchi continui, rettilinei, uniformi; b) solchi continui, rettilinei, strozzati; c) solchi continui, leggermente sinuosi; d) solchi continui, fortemente sinuosi; e) solchi continui, spinati; f) solchi discontinui, paralleli, a righe affiancate; g) solchi discontinui, paralleli, alternati; h) solchi discontinui, convergenti (struttura a fiordaliso); i) solchi discontinui, creste dendritiche; l) solchi discontinui, creste anastomizzate; m) solchi discontinui, pennati; n) solchi discontinui, a coda di gatto; o) passaggi da impronte tipo a, a impronte tipo f, a impronte poligonali e viceversa. (A destra) ulteriori tipologie di strutture longitudinali.

Esempi di strutture longitudinali come comet marks che non è stato possibile riconoscere nel margine meridionale sardo, sono stati mappati nelle Bocche di Bonifaccio nella Sardegna settentrionale. I comet marks singoli si individuano nei sonogrammi come lunghe scie alle spalle di un ostacolo, più scure rispetto alle aree circostanti. Una delle forme più caratteristiche (Fig. 49) è localizzata nell' ampia e piatta depressione antistante Capo Testa, l'omonima Piana di Capo Testa e raggiunge una lunghezza di 1,5Km e una larghezza di 100 metri.

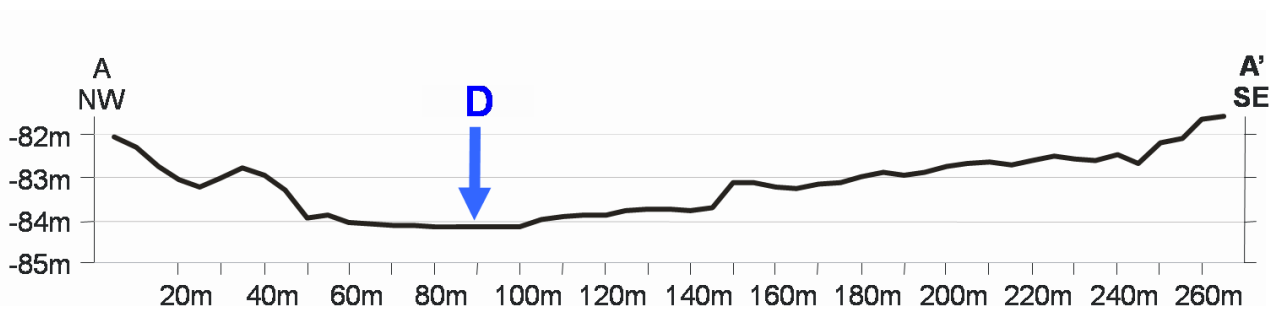
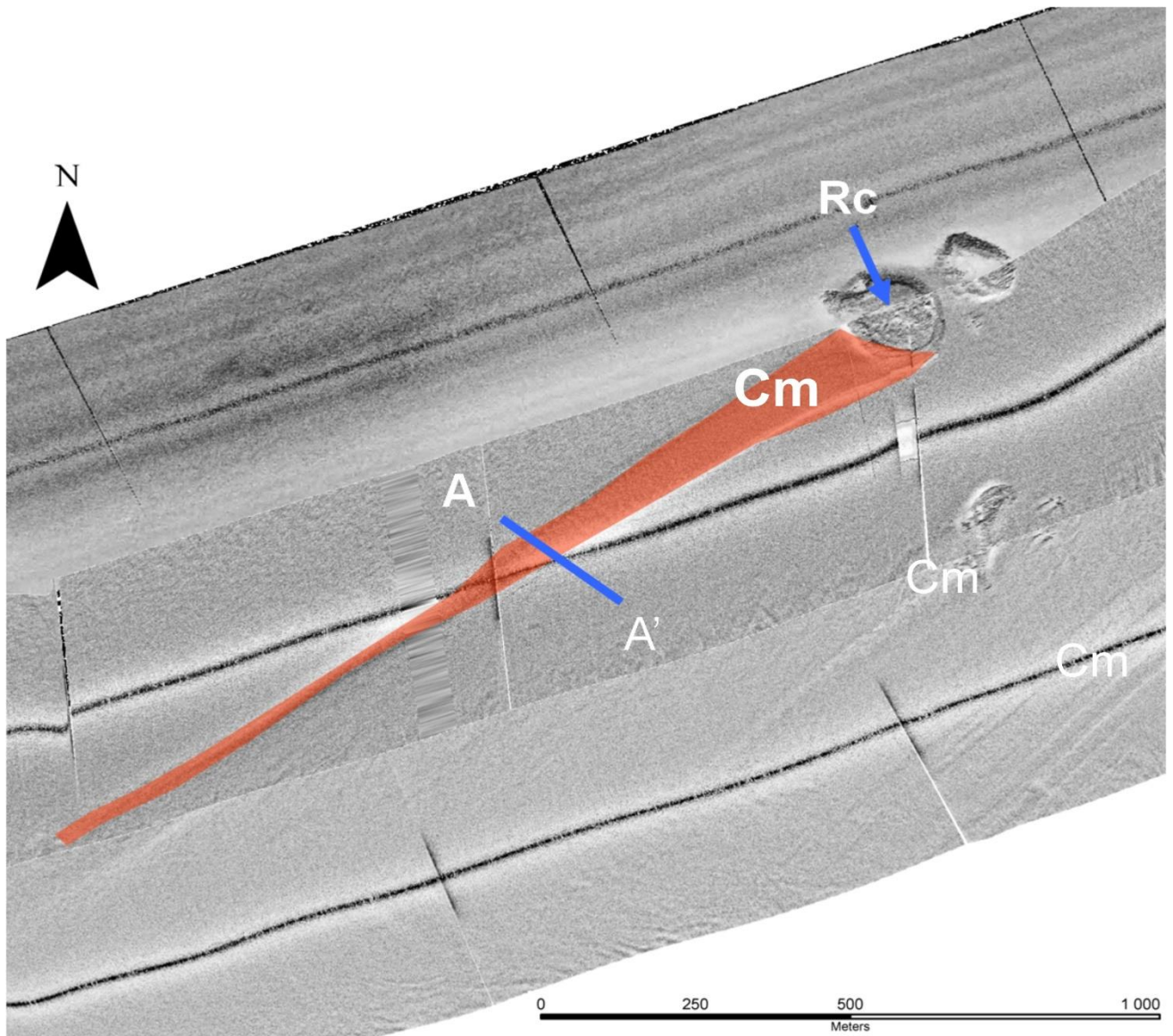


Figura 49 - Mosaico registrazioni Side Scan Sonar 100 KHz, a W di Capo Testa. Comet marks di grande dimensioni - Cm: scia comet marks; Rc: ostacolo roccioso affiorante; La forma più grande rappresentata lungo la diagonale dell'immagine è lunga 1500m e larga 100m l'ostacolo si erge sul fondo di 1,5m Sezione A-A' trasversale al comet marks. D: depressione di natura erosiva, dislivello medio di circa 1m rispetto al fondale, nella depressione giacciono materiali grossolani residuali.

- Pockmark

Un'ulteriore tipologia di forme di fondo sono quelle legate all'emissione di fluidi lungo i margini continentali. Nei margini continentali la presenza della risalita di fluidi nei fondali marini, si manifesta con la presenza di strutture in rilievo come i vulcani di fango oppure con strutture depresse come i pockmark (Fig. 50). I primi sono strutture in rilievo costituite da fango misto a gas, acqua e olio. La loro formazione è dovuta a risalite di materiale argilloso (diapiri di fango) a causa di emissioni di fluidi ricchi in acqua, gas e idrocarburi. I secondi sono crateri che si trovano su fondo marino fangoso che si formano a causa della risalita di fluidi (King & MacLean, 1970; Hovland et al., 1987; Hovland & Judd 1988). Sul margine meridionale sardo, li troviamo sia come strutture isolate che di gruppo.

I pockmarks furono descritti per la prima volta da King e MacLean (1970) come depressioni morfologiche del fondale marino, sono generalmente interpretati come l'espressione di una migrazione fluida verso l'alto e di infiltrazioni nei fondali marini di metano, o altri fluidi (Judd & Hovland 2007) sotto pressione. Lungo i margini continentali, molti settori di scarpata continentale mostrano una stretta relazione tra le dinamiche sedimentarie, la stratigrafia del sottosuolo, l'impostazione strutturale, i percorsi di migrazione dei fluidi nel sottosuolo e le infiltrazioni nei fondali marini (Gay et al., 2006). Recentemente, tali morfologie sono state mappate in corrispondenza di lineamenti tettonici (Geletti et al., 2008, Andersen and Huuse 2011).

Sui fondali marini la densità dei pockmark può variare in base alle caratteristiche geologiche, del flusso dei fluidi e la natura dei sedimenti dei fondali. Dal punto di vista geologico, alla base della migrazione dei gas vi sono i fenomeni di degassamento della Terra in relazione ai processi geodinamici. Il fenomeno di risalita di fluido si manifesta in ambienti geodinamici differenti, sia in quelli 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 si manifesta con morfologie differenti in funzione dell'entità dell'emissione, del tipo di fluido e dei sedimenti attraversati.

I fluidi grazie alla presenza di canali preferenziali, che offrono una minore resistenza al moto, possono subire una migrazione in direzione verticale quando si trovano in zone interessate da discontinuità tettoniche (es. faglie e fratture) e in direzione orizzontale quando sia hanno zone di elevata permeabilità in un'unica successione litologica (es. livelli sabbiosi all'interno di una successione argillosa).

I **processi di migrazione** sono variabili nel tempo, per questo 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).

Inoltre per utilizzare questa terminologia è necessario che i gas si presentino in concentrazioni abbastanza elevate da formare un dominio di gas (Gold & Soter, 1980). Gli idrati del metano si formano spontaneamente lungo i margini continentali quando vi è acqua e gas in sufficienza, è stato osservato che, in condizioni di gradienti geotermici tipici, i gas idrati si formano a partire da 300-500 m (Kvenvolden & Barnard, 1983); a profondità minori infatti l'acqua ha temperature troppo alte per la loro formazione.

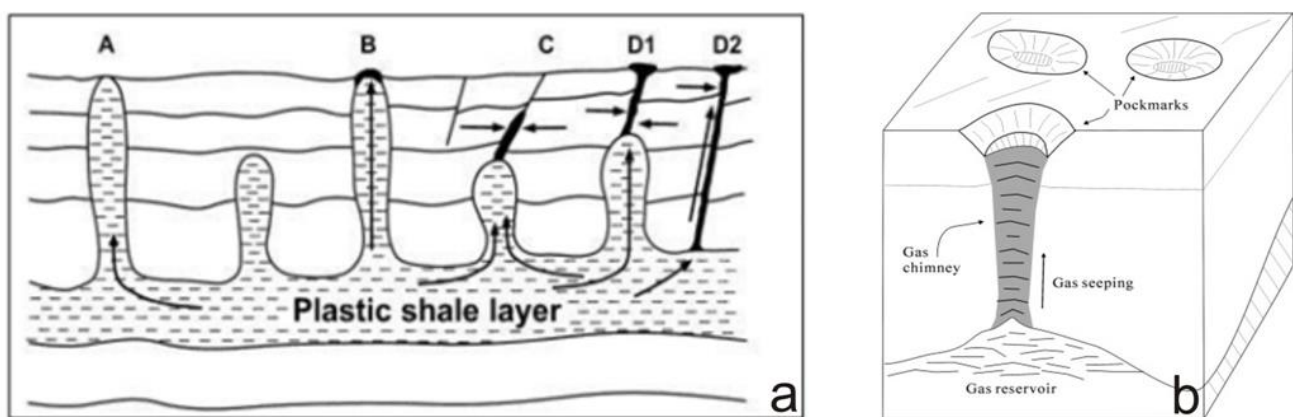


Figura 50 - Evoluzione vulcani di fango e pockmarks: a) schema che mostra la formazione dei vulcani di fango sottomarini: (A) risalita diapirica senza espressione morfologica sul fondo del mare (B), un vulcano di fango si forma sul fondo del mare; (C) emissioni sul fondo marino; (D1, D2) vulcani di fango si formano a causa della migrazione lungo le faglie. Le frecce indicano i percorsi di migrazione dei fluidi (Milkov, 2005). b) la formazione di un pockmark: I pockmarks si trovano spesso in cima rispetto ai camini di gas. Le fughe di gas lente e continue attraverso tali camini generano degli sprofondamenti, generando tali morfologie.

La destabilizzazione dei gas idrati conduce alla liberazione di enormi volumi di gas e acqua in tempi brevi e ciò può causare sovra-pressione interstiziale, diminuzione della resistenza al taglio dei sedimenti, processi di deformazione, scivolamenti e franamenti.

Tra gli esempi più noti in letteratura della relazione tra dissociazione dei gas idrati e instabilità sedimentaria, è nota la Storregga slide, in cui una serie di mega-slumps e slides lungo il margine norvegese innescate dalla destabilizzazione dei gas idrati ha coinvolto depositi del Terziario e del Quaternario (Bugge et al., 1987; Jansen et al., 1987; Kvalstad et al., 2005; Archer, 2007).

Anche nel Mediterraneo sono stati osservati legami tra gas idrati, formazione di carbonati autigeni e instabilità sedimentaria con formazione di slides, slumps e brecce caotiche (Bohrmann et al., 1998; Aloisi et al., 2000).

11.1 Forme di fondo in piattaforma intermedia e sul ciglio della scarpata continentale (Margine Meridionale sardo)

La piattaforma continentale del margine meridionale sardo è caratterizzata da numerose strutture sedimentari sia del tipo trasversale che longitudinale. Attraverso l'analisi dei dati Side Scan Sonar e multibeam alcune delle forme di fondo riconosciute sono state suddivise in:

- forme di fondo di ambiente di piattaforma intermedia
- forme di fondo sulla scarpata superiore continentale.

Piattaforma intermedia

La prima tipologia è legata alle correnti di fondo presenti in piattaforma continentale intermedia– 50 /– 70 m che è sede di processi deposizionali in genere poco condizionati da fattori idrodinamici.

Tuttavia, sono presenti alcune strutture sedimentarie rielaborate da correnti di fondo come le dune di selezione granulometrica che riorganizzano i depositi a ghiaie biogeniche a maerl e Pralines come quelle riconosciute a largo di Capo Altano e nel Golfo di Cagliari.

- Ghiaie biogeniche rielaborate da correnti

I depositi a ghiaie biogeniche ad alghe rosse di tipo rodolitico, tipiche “facies a praline” della biocenosi del detritico costiero, sono presenti nella piattaforma continentale intermedia (Fig.51). Si tratta di sedimenti le cui tessiture sono spesso eterogenee, talora molto grossolane e favoriscono processi di selezione granulometrica dovuti alle correnti trattive di fondo. Sono presenti anche le “facies a maerl” ove la minore influenza idrodinamica consente una crescita più irregolare.

Questa facies si stabilisce su sedimenti costituiti da frammenti di conchiglie in cui la frazione fangosa è sempre ridotta; oppure si sviluppa a partire da un deposito di smantellamento biohermale. Le ghiaie biogeniche sono costituite da noduli irregolari (pochi centimetri di diametro) che si formano per sovrapposizione di talli di Rodoficee calcaree, come ad esempio *Lithothamion valens* e *Spongites fruticulosus*.



Figura 51 -Ghiaie biogeniche in facies di Maerl e Pralines.

Spesso, nella parte centrale di questo nodulo è possibile riconoscere il nucleo iniziale: un piccolo litoclasto o un frammento di guscio calcareo. Poiché l'alga rossa vive su tutta la superficie del nodulo, queste masse sferoidali sembrano essere soggette a, seppur modesto, spostamento sul fondale da parte delle correnti di fondo.

Queste facies vengono individuate nelle registrazioni side scan sonar grazie al forte backscatter che conferisce all'immagine un aspetto granuloso e grigio scuro. Si tratta di depositi che rappresentano la frazione più grossolana delle ghiaie biogeniche, che sotto l'azione di correnti di fondo si organizzano secondo dune di selezione granulometrica; nelle registrazioni side scan sonar sono definite da una facies acustica scura e contrasto elevato rispetto ai sedimenti circostanti. Queste strutture sono rilevabili nella piattaforma continentale a nord e a nord ovest di Capo Altano, settore occidentale del margine meridionale sardo a profondità comprese tra -40 m e -50 m, in aree caratterizzate da morfologia sub-pianeggiante o a debole pendenza.

Anche a largo del Golfo di Cagliari, in piattaforma intermedia sono stati distinti morfotipi delle piane sedimentarie, caratterizzate da strutture sedimentarie a facies a maerl e pralines.

Sono presenti in aree caratterizzate da morfologia a debole pendenza e mostrano un allungamento prevalente in direzione circa nordovest-sudest (Fig. 52).

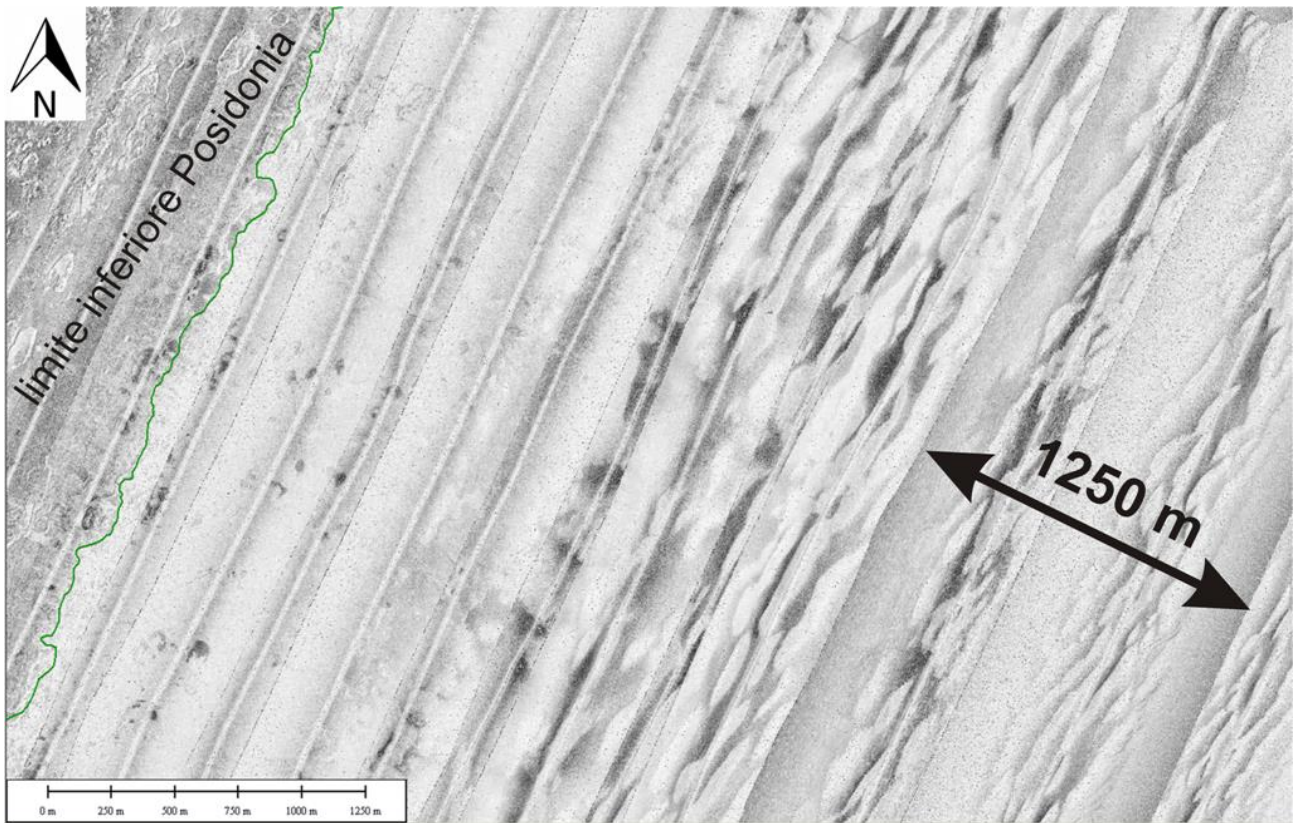


Figura 52 -Mosaico registrazioni Side Scan Sonar 100 KHz, campagna “Mappatura della Posidonia oceanica lungo le coste della Sardegna” – Fondali nel settore occidentale del Golfo di Cagliari -50m – 60m circa dominate da facies a mearl e pralines.

Un'altra tipologia di strutture sedimentarie è stata individuata 2,8 mn a nord ovest di Capo Altano; in questo settore assumono morfologia irregolare, probabilmente a causa di fenomeni di interferenza tra le correnti di fondo e le cornici nette degli affioramenti ad arenarie conglomeratiche in facies di beach rock; in questo caso le strutture sedimentarie a dune di selezione granulometrica sono correlabili con sistemi di tipo dune 3D (Fig. 53).

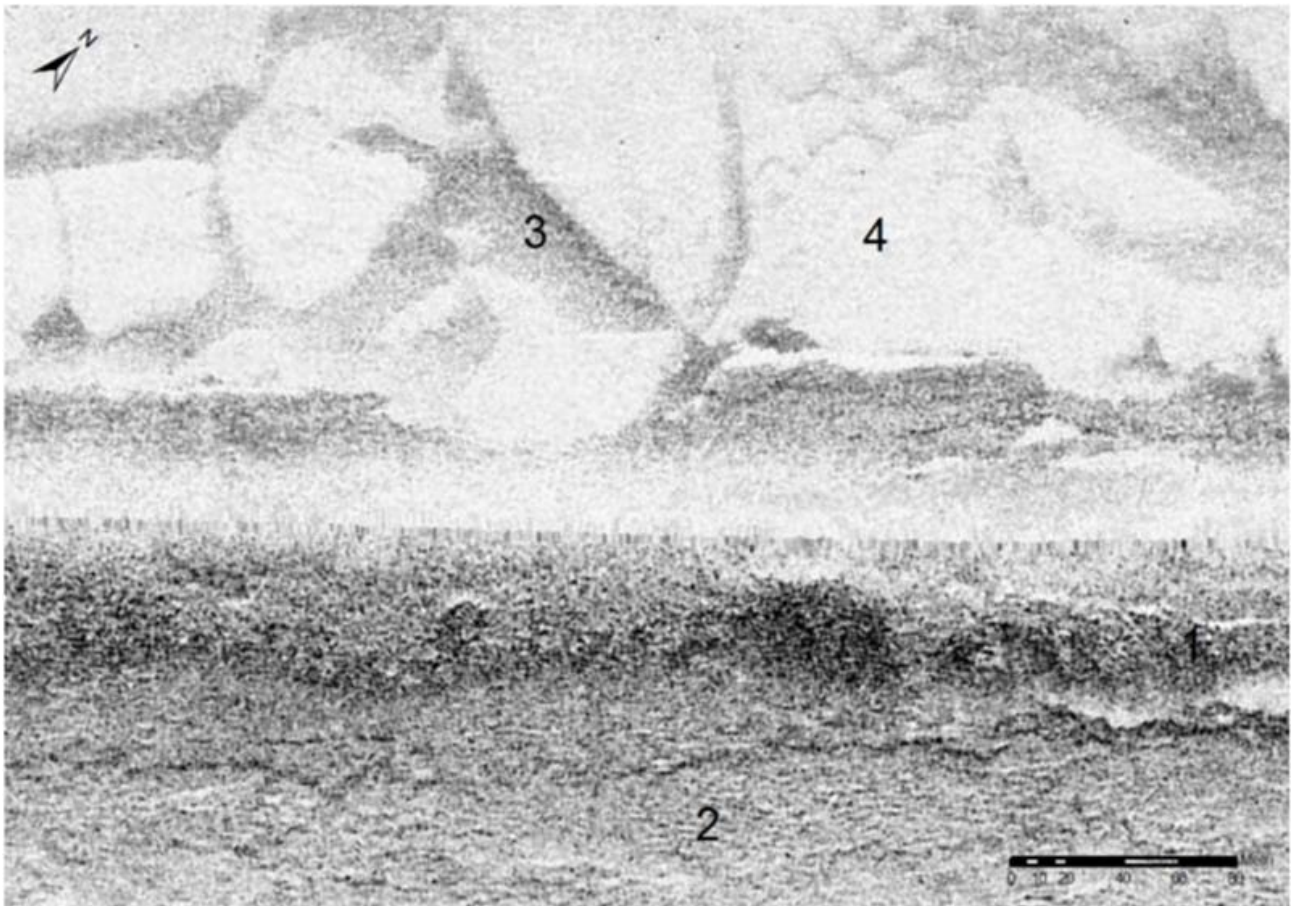


Figura 53 - Mosaico registrazioni Side Scan Sonar 100 KHz, campagna "Mappatura della Posidonia oceanica lungo le coste della Sardegna" – Fondali 2,8 Mn a nord-ovest di Capo Altano. 1) arenarie conglomeratiche cementate in facies di beach rock; 2) Sabbie grosse ghiaiose bioclastiche; 3) Ghiaie biogeniche interessate da strutture sedimentarie a dune di selezione granulometrica; 4) Sabbie grosse a ghiaie biogeniche.

Nel settore del Golfo di Cagliari a sud est di Capo Sant'Elia sono presenti strutture trasversali a diversa scala che si estendono a profondità variabili dai - 30 ai - 55 m.

La presenza, la distribuzione e le dimensioni delle forme di fondo sono legate all'azione del moto ondoso e risulta essere di fondamentale importanza la profondità (Fig. 54).

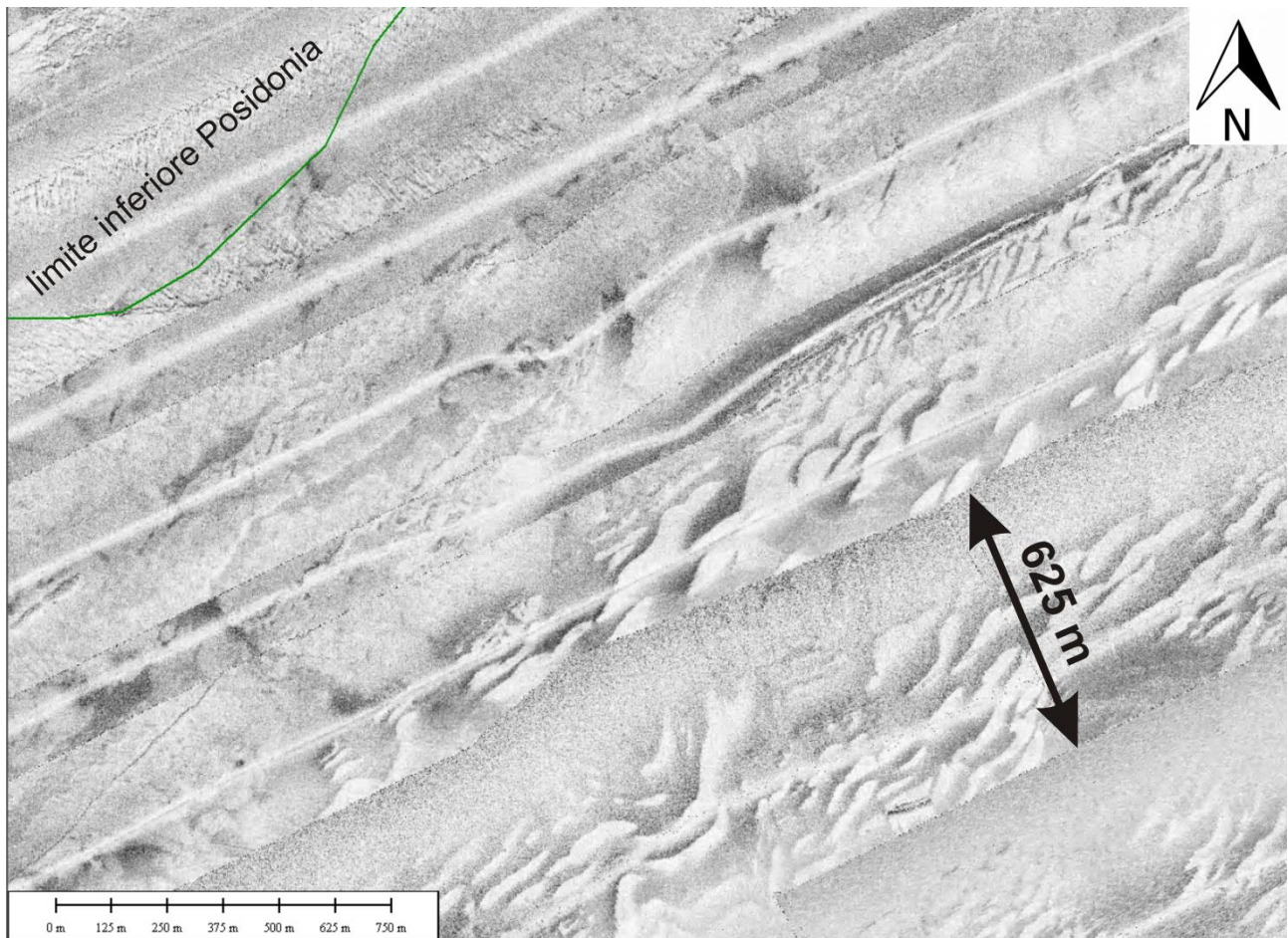


Figura 54 - Mosaico registrazioni Side Scan Sonar 100 KHz, campagna “Mappatura della Posidonia oceanica lungo le coste della Sardegna” – Fondali a sud est di Capo Sant’Elia, strutture sedimentarie a dune 3D e di selezione granulometrica.

Le strutture più grandi si incontrano a profondità minori dove l’andamento delle creste è generalmente sinuoso e talvolta linguoide mentre si presenta più rettilineo a profondità maggiori dove si osservano solo piccole *sand waves*, con dimensione minime a decrescere fino alla loro scomparsa a largo.

Le forme di dimensioni maggiori sono localizzate a -50 metri circa, sono caratterizzate da lunghezze d’onda di decine di metri, altezze di qualche metro e creste orientate da SE.

Il cambiamento tessiturale tra cresta e dosso è evidenziato dalla diversa risposta acustica, rispettivamente chiara e scura, in quanto risulta più semplice la presa in carico del sedimento più fine che va a costruire la sommità delle strutture, mentre il sedimento più grosso subisce limitati movimenti.

Inoltre, attraverso l'analisi del DTM acquisito durante le campagne Magic 2009 e Magic 2010 sono state riscontrate strutture sedimentarie longitudinali che si sviluppano parallelamente alla direzione delle correnti (Fig. 55).

Si presentano organizzate in nastri e bande allungate con lunghezze che variano dai 500m ai 1400m e larghe in media 250m, l'evoluzione e il trasporto di queste forme è unidirezionale.

Sono state individuate a sud ovest del Golfo di Palmas e assumono morfologia irregolare, anche in questo caso le strutture sedimentarie sono correlabili a dune di selezione granulometrica.

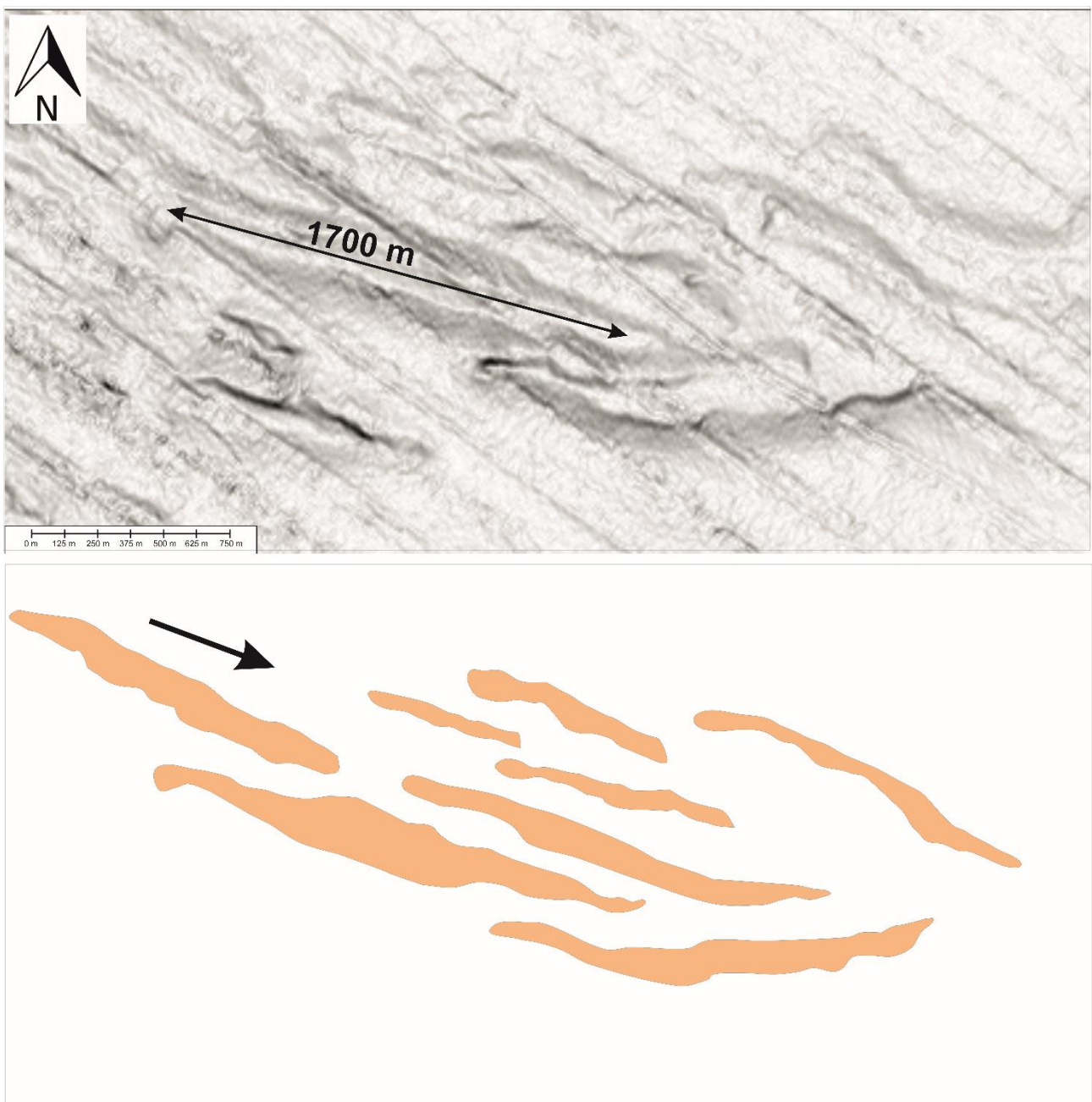


Figura 55 - DTM settore meridionale Golfo di Palmas. -145m/-160m. Forme di fondo longitudinali a evoluzione unidirezionale.

Scarpata continentale superiore

Nella scarpata continentale superiore le diverse forme di fondo sono state rilevate principalmente all'interno di frane sottomarine. Attraverso l'analisi dei dati morfobatimetrici è stato riconosciuto nella scarpata superiore a circa 13 km da Sarroch e Pula (Golfo di Cagliari), un fenomeno gravitativo. La frana è caratterizzata da un'unica nicchia di distacco e il deposito derivante genera una morfologia superficiale interpretata come creep indice di movimenti viscoso plastici. Si sviluppa da una profondità minima di -110 m a una profondità massima di -320m e il volume complessivo di sedimento interessato è intorno ai 50 mila mc.

E' presente un duplice meccanismo destabilizzante, da un lato vi è il collasso gravitativo che ha sede nel bordo della piattaforma, dall'altro vi è un importante processo di scalzamento alla base del deposito ad opera del Canyon Sarroch sottostante per erosione di meandro.

Il sedimento interessato dall'evento gravitativo mostra delle strutture di fondo a forma sinuosa che sono il risultato dell'interazione tra il movimento del fluido e delle particelle. Presentano lunghezze d'onda di decine di metri e altezze di qualche metro (Fig. 56).

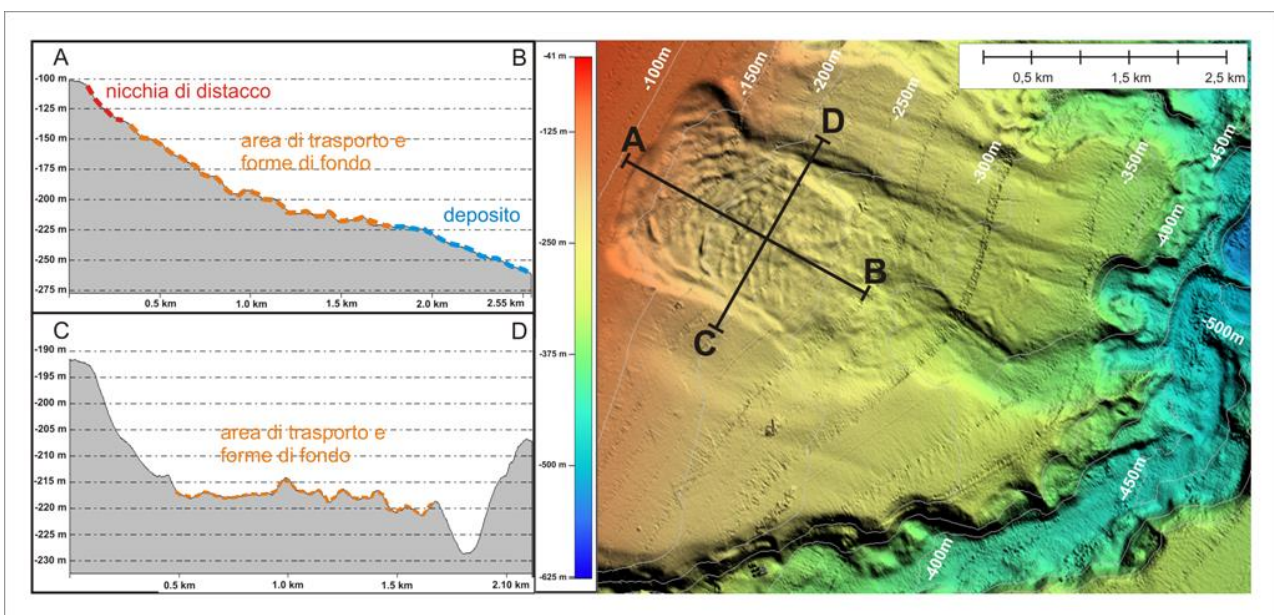


Figura 56– Frana sottomarina antistante Sarroch (Golfo di Cagliari) caratterizzata da un'unica nicchia di distacco e il deposito derivante genera una morfologia superficiale interpretata come creep.

In figura 57 è riportata l'interpretazione realizzata su una sezione sismica acquisita da Lecca et al., 1988. Il profilo è stato realizzato longitudinalmente rispetto alla frana per questo è stato possibile mettere in evidenza il terrazzo deposizionale sommerso di low-stand 1, la deformazione a creep 2, la frana significativa 3, il talweg del Canyon Sarroch responsabile dello scalzamento alla base 4, la serie deposizionale Plio-Pleistocenica 5 e 6.

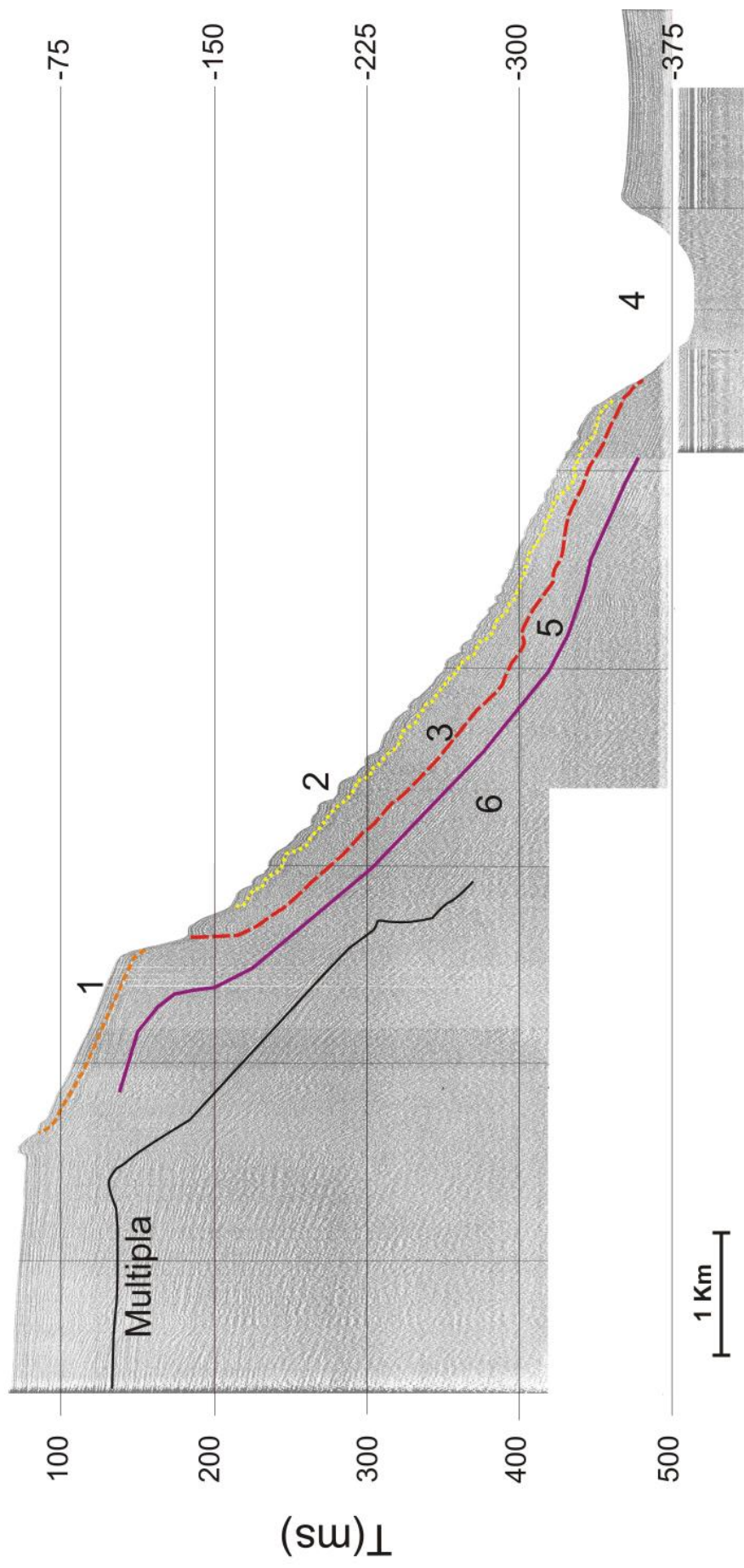


Figura 57 – Sezione sismica del sistema piattaforma scarpata nel margine occidentale del Golfo di Cagliari in corrispondenza della frana significativa antistante Sarroch. Il profilo è stato realizzato longitudinalmente rispetto alla frana per questo è stato possibile mettere in evidenza: 1) Il terrazzo deposizionale sommerso di low-stand; 2) La deformazione a creep; 3) La frana significativa; 4) Il talweg del Canyon Sarroch responsabile dello scalzamento alla base; 5) e 6) La serie deposizionale Plio-Pleistocenica.

Inoltre nel settore orientale del margine meridionale sardo, sulla scarpata superiore sono state mappate delle particolari forme di fondo interne a una frana sottomarina di elevate dimensioni sviluppatesi all'interno della testata del canyon Foxi, nel settore nord-orientale del Golfo di Cagliari, compreso tra una profondità minima di -140m e una massima di -380m (Fig. 58).

La porzione superiore del deposito è caratterizzata dalla presenza di numerose forme di fondo a forma di mezza luna caratterizzate da una lunghezza d'onda variabile dalle decine alle centinaia di metri e altezze di alcuni metri con le linee di cresta disposte approssimativamente perpendicolari alla massima pendenza. La genesi e la morfologia di queste forme di fondo verranno presentate di seguito, classificate come cyclic step.

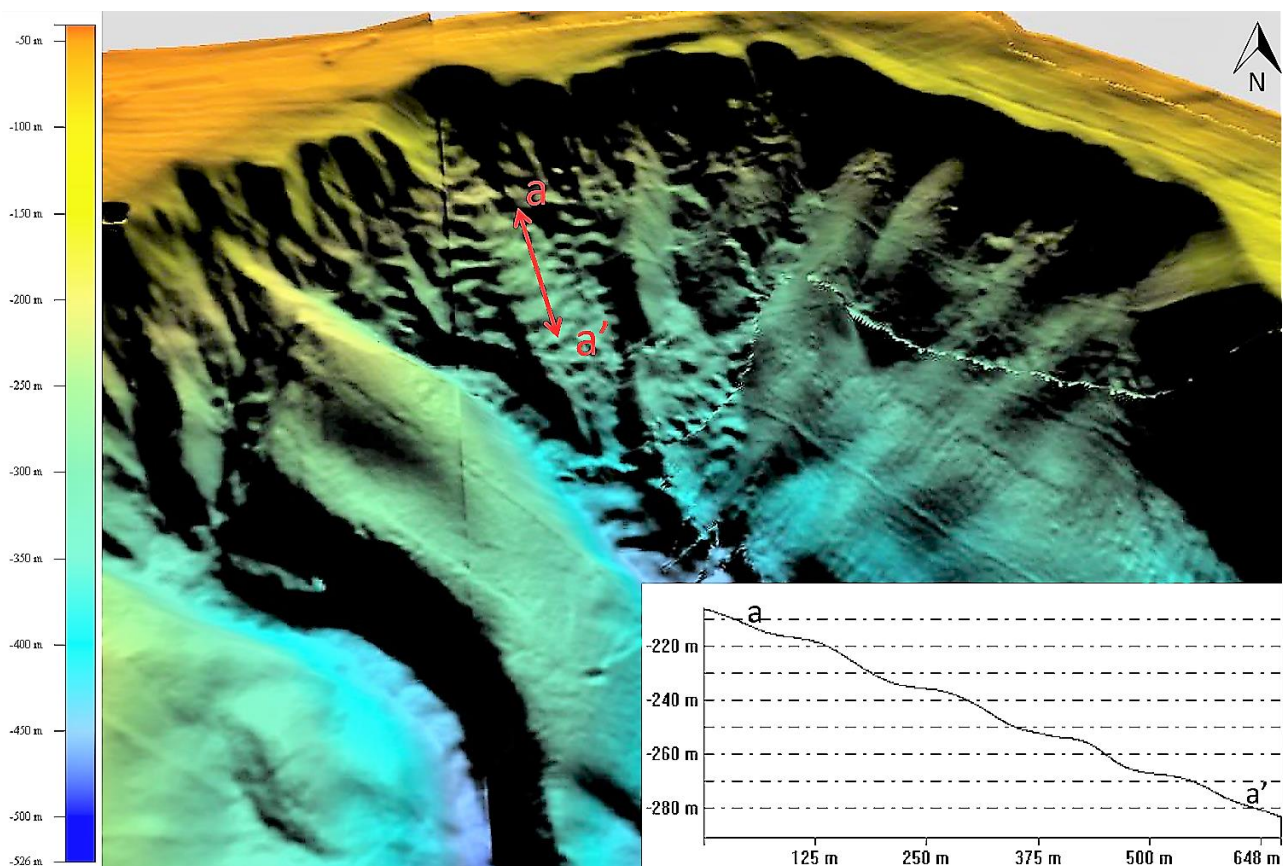


Figura 58 – Cyclic step mappate all'interno della frana sottomarina di elevate dimensioni sviluppatesi sulla testata del canyon Foxi, nel settore nord-orientale del Golfo di Cagliari, compreso tra una profondità minima di -140m e una massima di -380m.

Un ulteriore fattore che sembra condizionare la stabilità dei fondali, per degrado dei caratteri geotecnici (minore resistenza agli sforzi di taglio) è la risalita o presenza di gas nei sedimenti.

Nella scarpata superiore continentale della Sardegna meridionale (settore occidentale) durante la C/O "Canale di Sardegna 2009" sono state riscontrate delle forme legate alla risalita di fluidi e/o gas

idrati, creando un peggioramento delle caratteristiche geotecniche dei materiali e una diminuzione dei valori di resistenza al taglio di essi.

Questo fenomeno è riscontrabile dall'analisi dei dati multibeam dove è evidente la presenza di depressioni di forma circolare in prossimità della testata del Canyon Toro, provocate dalla fuoriuscita di fluidi e gas idrati (Fig. 59).

Si può affermare quindi che l'innescò di movimenti gravitativi sia controllato non solo dalla tettonica e dalla dinamica sedimentaria che con le correnti profonde crea scalzamento al piede dei versanti destabilizzando i materiali ma anche dalla fuoriuscita di fluidi e di gas idrati dal fondo del mare.

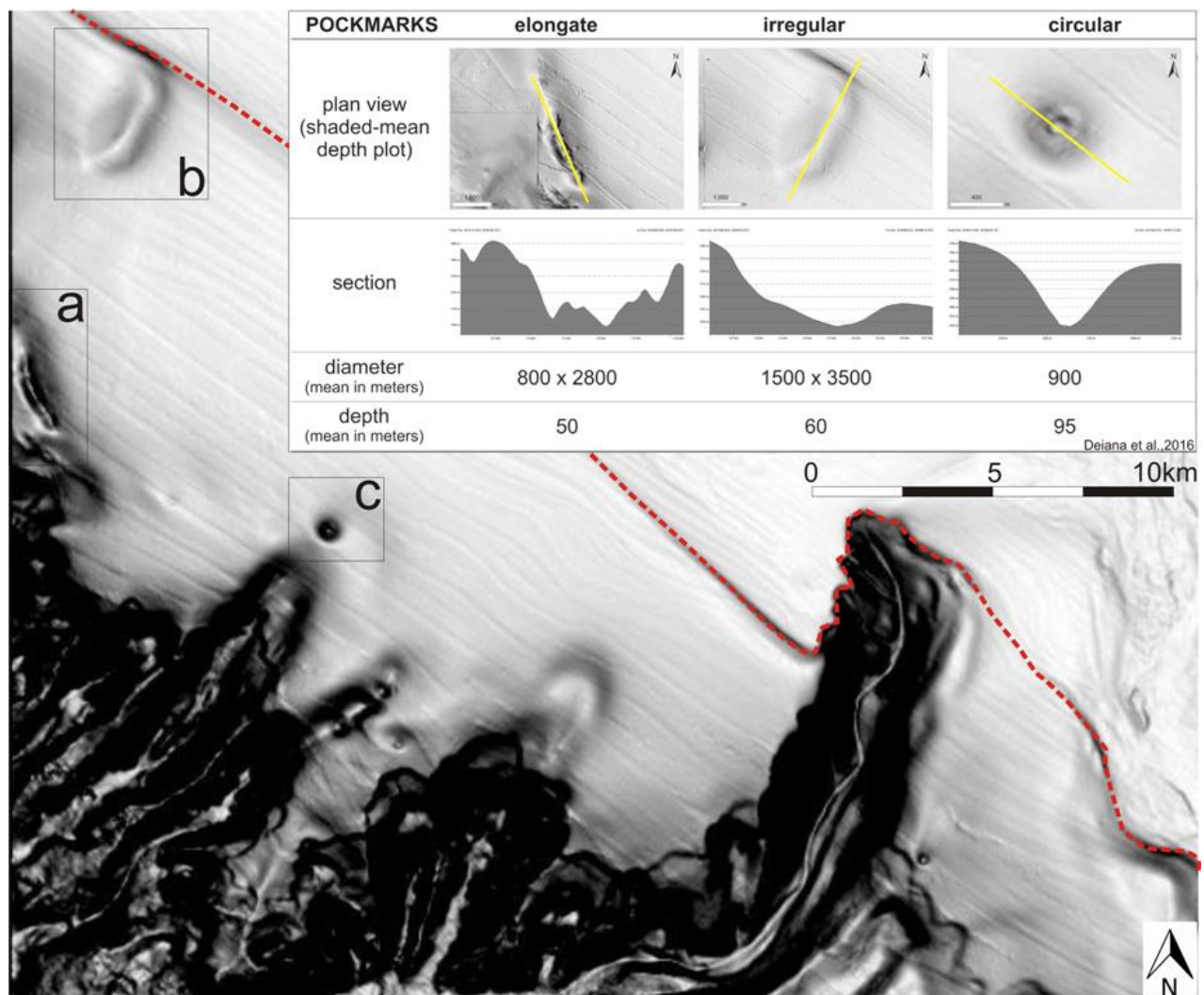


Figura 59 - Pockmarks sul ciglio della testata del Canyon "Toro", Sardegna meridionale, (Foglio 62 – Progetto Magic), la linea tratteggiata rappresenta il ciglio della piattaforma continentale.

Morfologie simili sono state riscontrate anche sul Foglio 61 "Teulada" sulla scarpata continentale. Si tratta di numerose morfologie depresse con forma circolare, localizzate sul limite occidentale del

Canyon di Teulada, si presentano profonde sino a 40 metri e con diametro compreso tra 100 e 500 metri riconducibili a pockmarks (Fig. 60a). L'origine di queste morfologie in area di scarpata superiore può essere messa in relazione con subsidenza per fuoriuscita di fluidi dai sottostanti sedimenti fini del corpo di progradazione plioquaternario o da livelli a dominante frazione organica della sottostante sequenza miocenica. L'esame della stratigrafia del dettaglio dei pockmarks rilevati (60b e c) è stato effettuato sulla base di una risoluzione molto alta di registrazioni sismiche acquisite da GeoChirp durante le campagne oceanografiche MAGIC.

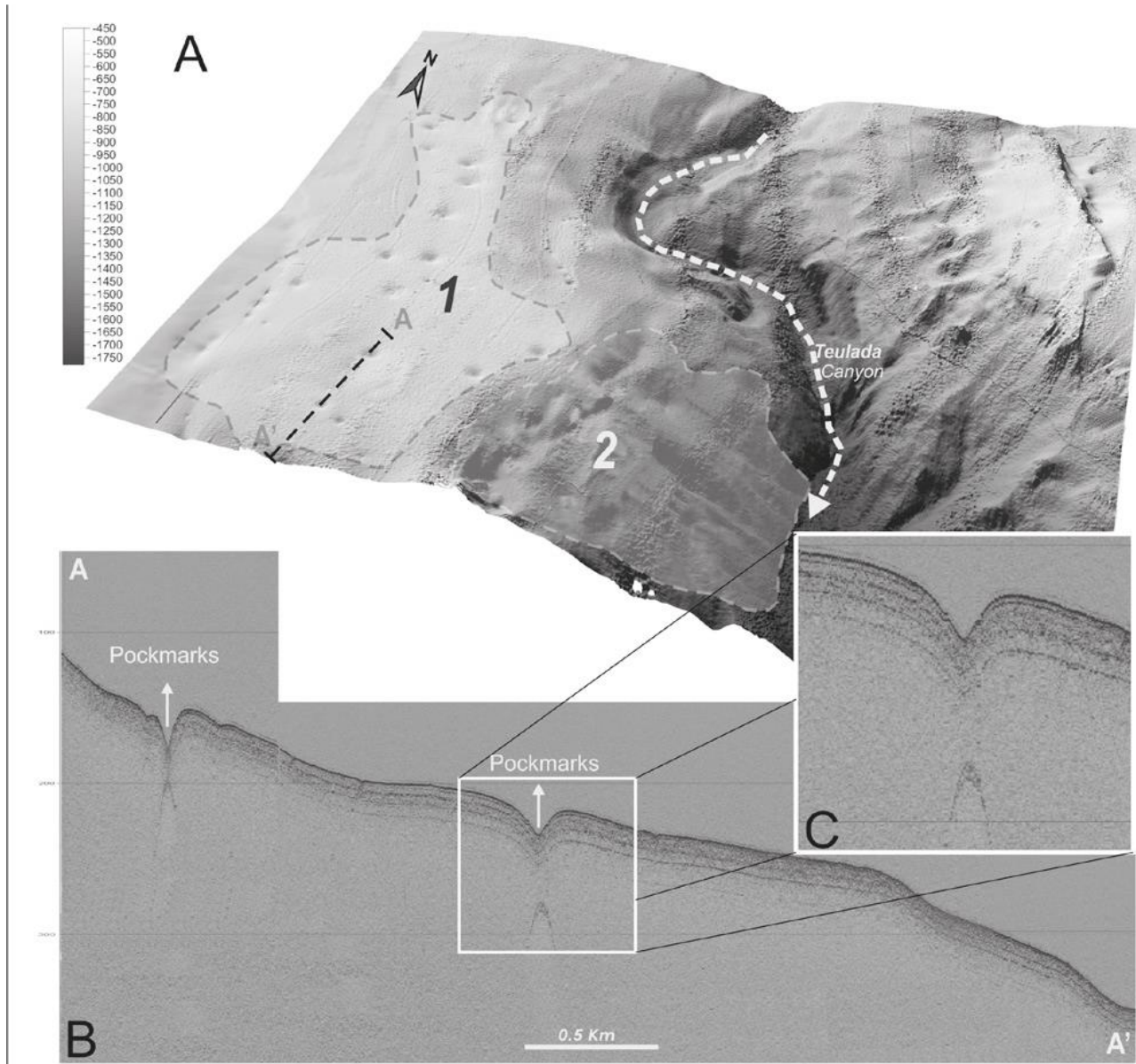


Figura 60 - A - Modello 3D del margine meridionale continentale superiore del Sulcis. 1 - area Pockmarks associata a processi di risalita di liquidi; 2 - lato sinistro del canyon Canyon di Teulada affetto da smottamenti. Predisponenti fattore è la caduta delle proprietà dei sedimenti geomeccanici come risultato del processo di fuga fluido. B - Registrazione GeoChirp: due pockmarks; C) sismico i riflettori sono interrotti e al di sotto della depressione chiusa è rilevabile risposta a un segnale sismico trasparente correlato alla presenza di liquidi fuoriusciti. La registrazione sismica che mostra lo stato attuale di attività di queste morfologie (Deiana et al.2016).

Queste forme di fondo riconducibili a pockmarks presenti nel margine meridionale sardo settore occidentale sono state mappate anche nella scarpata superiore del Golfo di Cagliari, nella testata del Canyon Sant'Elia.

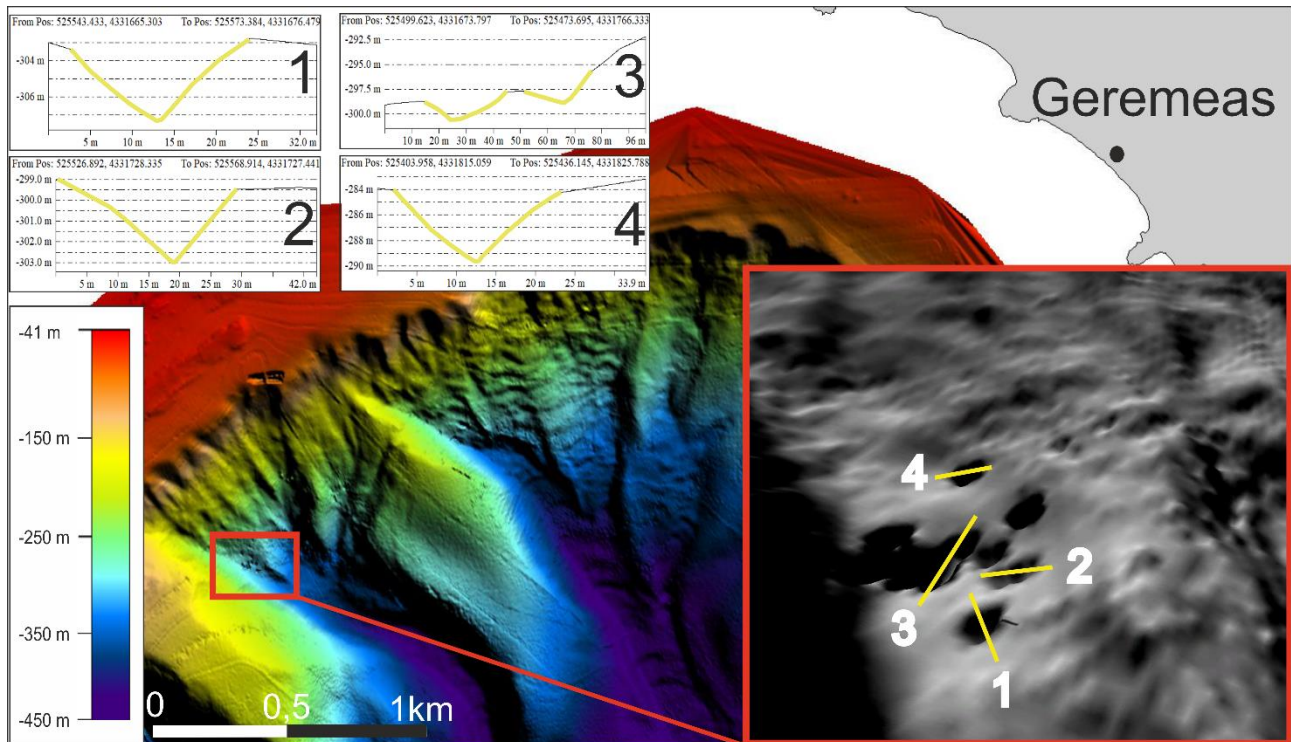


Figura 61 – Pockmarks sulla testata del Canyon Sant'Elia nella scarpata superiore antistante il Golfo di Cagliari.

In figura 61 vengono mostrati i pockmarks mappati sulla testata del Canyon Sant'Elia nella scarpata superiore antistante il Golfo di Cagliari. Su quattro di queste forme di fondo sono stati misurati diametro e profondità, sono caratterizzate da valori inferiori rispetto a quelle rilevate a largo di Teulada, precedentemente descritte. Il pockmark numero 1 è caratterizzato da un diametro di circa 20x30m e una profondità di circa 4,5m; Il pockmark numero 2 è caratterizzato da un diametro di circa 30x40m e una profondità di circa 4m; Il pockmark numero 3 è caratterizzato dall'unione di due pockmarks vicini, entrambi caratterizzati da un diametro di circa 20x35m e una profondità di circa 3m; Il pockmark numero 4 è caratterizzato da un diametro di circa 30x45m e una profondità di circa 4m.

12 Processi di instabilità sulla testata del Canyon Foxi (Margine Meridionale Sardo) e cyclic step

Il Canyon Foxi è localizzato nel settore più settentrionale del margine meridionale sardo all'interno del Golfo di Cagliari.

Si colloca in corrispondenza del prolungamento a mare del Graben del Campidano che influenza non solo l'evoluzione della testata del canyon ma tutto il settore orientale della scarpata continentale.

Una delle caratteristiche più importanti di questo canyon che lo differenzia dagli altri presenti nel Golfo di Cagliari e nel resto della Sardegna è che questo dista dalla linea di costa poco più di 1000 m e si presenta in evoluzione retrogressiva, è il secondo settore più vicino alla costa, dopo il Canyon Gonone nel Golfo di Orosei.

La mappatura batimetrica della scarpata continentale antistante il Golfo di Cagliari ha rivelato la presenza di particolari forme di fondo, tali forme sono state mappate nel settore nord-orientale del margine meridionale sardo (Sardegna, Mediterraneo centrale/occidentale) e sono localizzate nella testata del canyon che ha avuto origine da processi di instabilità e successivamente si è evoluta in una regione canalizzata, caratterizzata da una fitta rete di canali interessati da larghezze comprese tra i 50 m e i 500 m e una lunghezza media di 2,5 km.

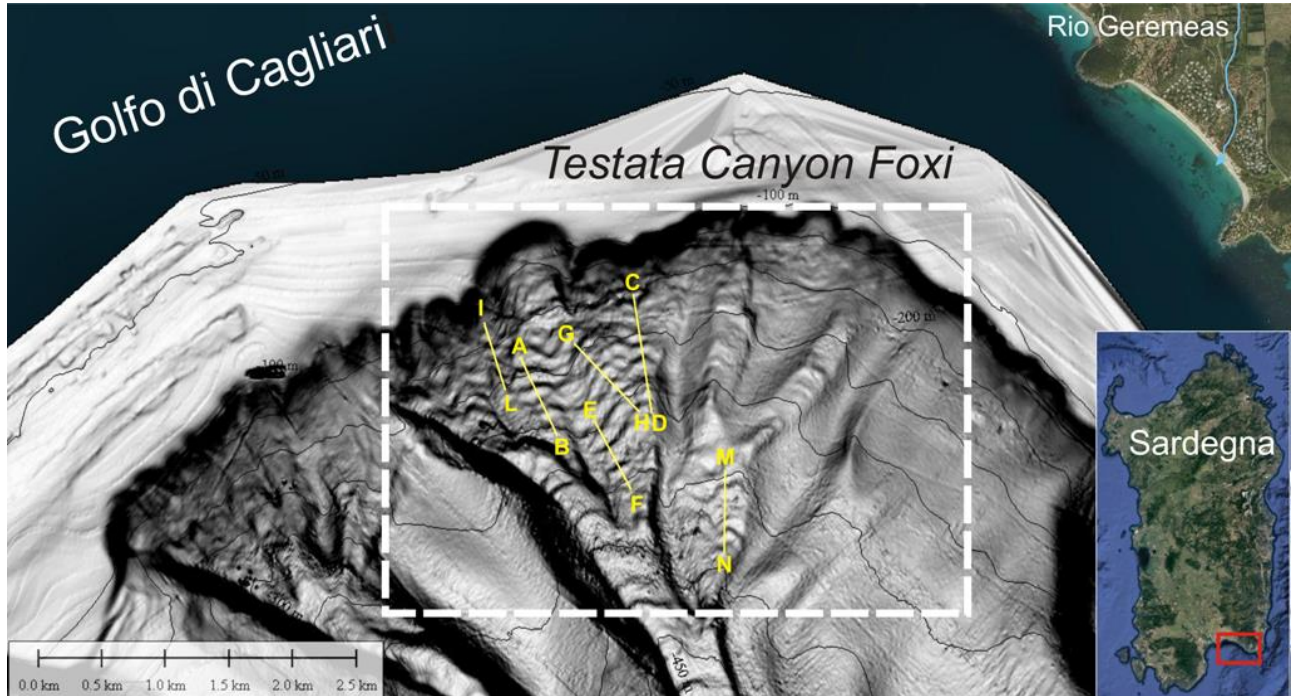


Figura 62 – Modello digitale del terreno della testata del Canyon Foxi con la localizzazione dei profili longitudinali utilizzati per analizzare le forme di fondo – cyclic step.

In figura 62 è possibile vedere un inquadramento della testata del Canyon Foxi e la rispettiva localizzazione dei profili longitudinali fondamentali per l'analisi delle forme di fondo.

La testata del Canyon ha una morfologia denominata a cavolfiore, all'interno della testata è stata rilevata una frana sottomarina caratterizzata da elevate dimensioni, interessando un volume di circa 4,5 milioni di metri cubi, le cui principali caratteristiche morfologiche sono riportate in figura 63.

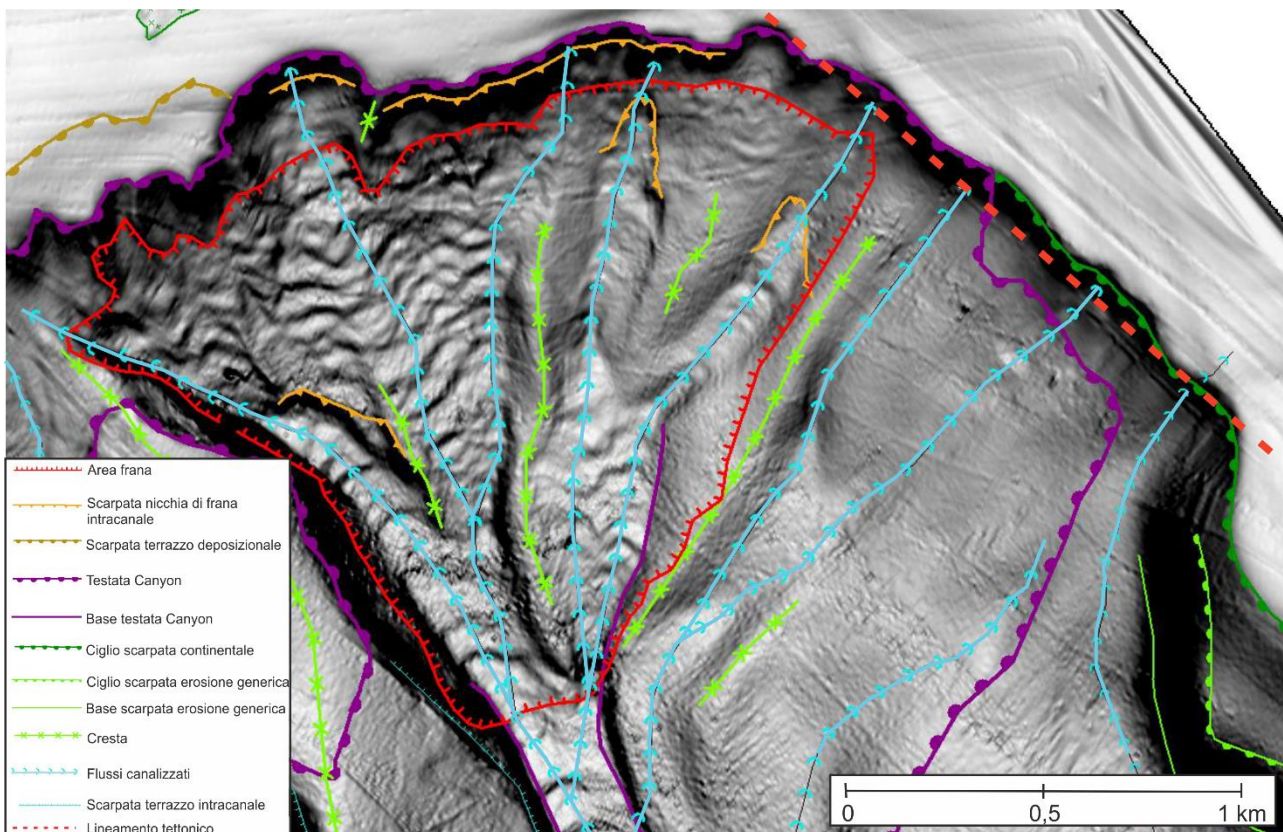


Figura 63 – Caratteristiche morfologiche principali rilevate della testata del Canyon Foxi che presenta una morfologia a cavolfiore, in questo settore il ciglio della piattaforma è orientato parallelamente ad un'importante lineamento tettonico e si sviluppa lungo la faglia bordiera orientale del graben del Campidano.

Sono state rilevate a una profondità compresa tra -140 m e -540 m delle particolari forme di fondo, esse interessano la testata del canyon che racchiude un'area lunga circa 7 km e larga 3 km nella parte sommitale della testata del canyon e circa 450m nel settore basale.

Il canyon incide il bordo della piattaforma continentale meridionale a una profondità media di - 75 m e attualmente a causa della mancanza di dati in piattaforma non è possibile dimostrare una diretta connessione con l'ambiente costiero.

Il canyon è stato mappato fino a una profondità di 600 m tributario del Canyon Sant'Elia che invece è stato mappato fino alla profondità di 900 m. Le forme di fondo all'interno del canyon mostrano lunghezze d'onda con valori che variano da poche decine di metri a valori che superano il centinaio di metri e altezze dell'ordine del metro con le linee di cresta disposte approssimativamente perpendicolari alla massima pendenza. Le bedforms più grandi con movimenti più evidenti sono state mappate nel settore occidentale della testata e si verificano lungo un tratto canalizzato con pendenza media di circa 9°.

L'analisi morfometrica effettuata sui profili più significativi dell'area di studio è stata eseguita con il software Global Mapper, sono stati misurati per ogni step alcuni parametri quali, la pendenza dello stoss side, la pendenza del lee side, la lunghezza d'onda e l'altezza. I dati rappresentano una media dei valori misurati sui profili relativi al 2009 e al 2017.

Inoltre per ogni profilo è stata calcolata la migrazione in metri comparando i profili misurati sui dati morfobatimetrici del 2009 e del 2017, analisi effettuata con l'ausilio del software autocad.

Tramite i modelli digitali del terreno sono stati creati dei profili longitudinali, con la linea blu viene rappresentato il profilo realizzato tramite il modello digitale del terreno (DTM) relativo al 2009 e con la linea rossa quello relativo al 2017.

Di seguito, vengono riportate le misure effettuate, distinguendo il settore occidentale da quello orientale.

Settore occidentale:

Tabella 1 – Caratteristiche morfometriche dei cyclic step del profilo A-B localizzato in figura 62.

PROFILO A-B	n°step	Pendenza stoss side (°)	Pendenza lee side (°)	Lunghezza d'onda (m)	Altezza (m)
step 1	1	12		148	10
step 2	1,02	13		127	8
step 3	1,04	10		100	6
step 4	2	9		107	3
step 5	1,04	12,05		137	8
media	1,22	11,21		123,8	7

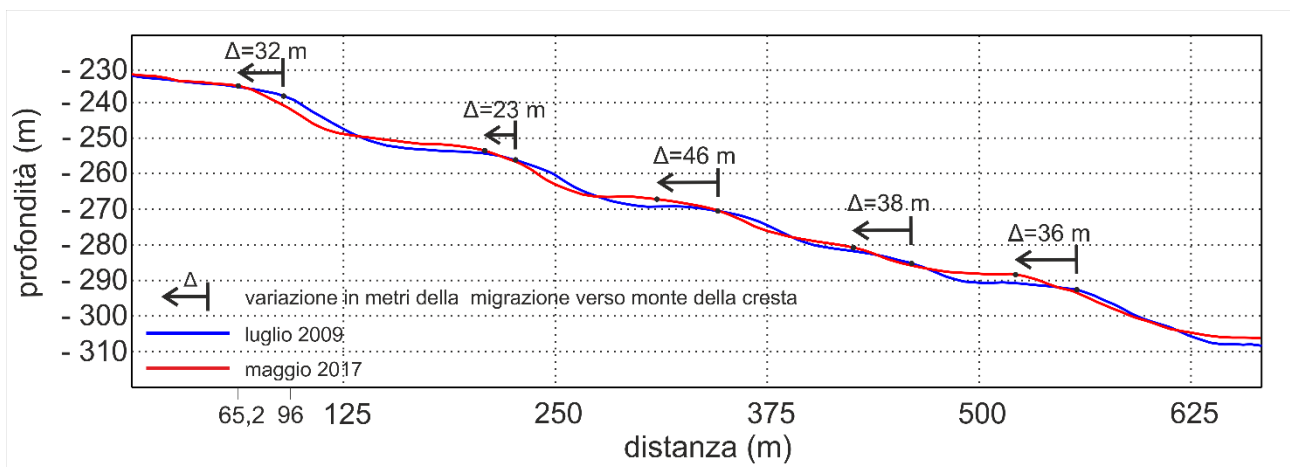


Figura 64 – profilo A-B sulla testata del Canyon Foxi; sovrapposizione delle sezioni batimetriche trasversali delle forme di fondo più pronunciate dell'area di studio (vedi Fig. 62 per la posizione), la linea blu indica il profilo eseguito sui dati morfobatimetrici del 2009 e con la linea rossa quelli relativi al 2017 dalla quale è possibile vedere una migrazione verso monte.

Tabella 2 - Caratteristiche morfometriche dei cyclic step del profilo C-D localizzato in figura 62.

PROFILO C-D	n°step	Pendenza stoss side (°)	Pendenza lee side (°)	Lunghezza d'onda (m)	Altezza (m)
step 1	3,5	13		105	7
step 2	1	11		135	9
step 3	3	13		103	8
step 4	1	14		134	9
step 5	3	13		205	9
media	2,3	12,8		136,4	8,4

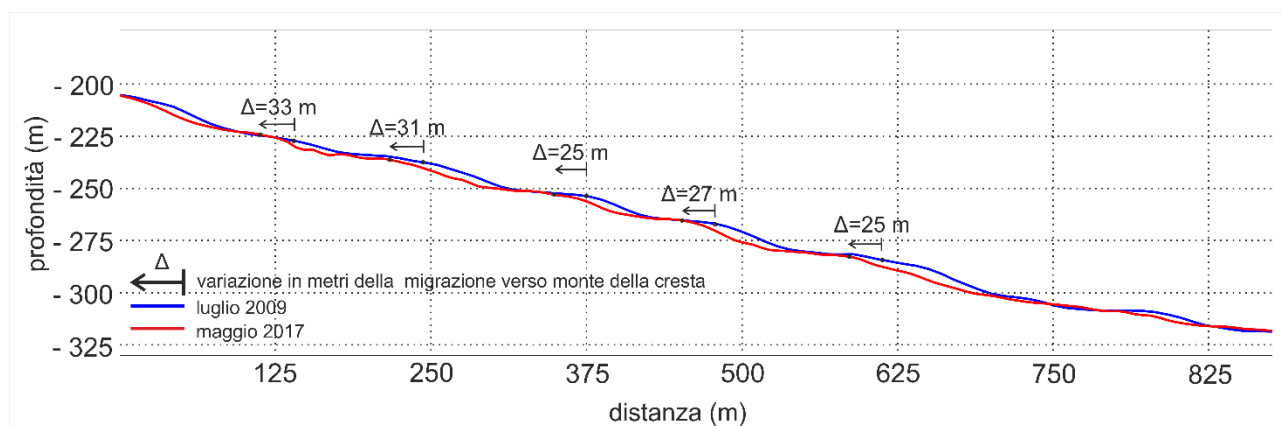


Figura 65 – profilo C- D sulla testata del Canyon Foxi; sovrapposizione delle sezioni batimetriche longitudinali delle forme di fondo più pronunciate dell'area di studio (vedi Fig.62 per la posizione), la linea blu indica il profilo eseguito sui dati morfobatimetrici del 2009 e con la linea rossa quelli relativi al 2017 dalla quale è possibile vedere una migrazione verso monte.

Tabella 3 - Caratteristiche morfometriche dei cyclic step del profilo E-F localizzato in figura 62.

PROFILO E-F	n°step	Pendenza stoss side (°)	Pendenza lee side (°)	Lunghezza d'onda (m)	Altezza (m)
step 1	4	12	150	7	
step 2	1	14	161	9	
step 3	2	14	115	8	
step 4	2	10	93	9	
step 5	2	11	74	9	
media	2,2	12,2	118,6	8,4	

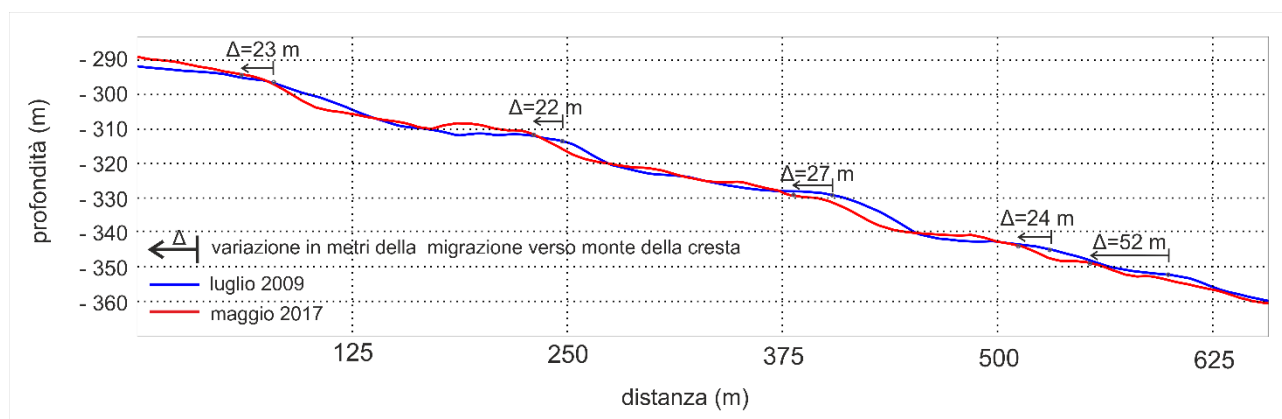


Figura 66 - profilo E-F sulla testata del Canyon Foxi; sovrapposizione delle sezioni batimetriche longitudinali delle forme di fondo più pronunciate dell'area di studio (vedi Fig. 62 per la posizione), la linea blu indica il profilo eseguito sui dati morfobatimetrici del 2009 e con la linea rossa quelli relativi al 2017 dalla quale è possibile vedere una migrazione verso monte.

Tabella 4 - Caratteristiche morfometriche dei cyclic step del profilo G-H localizzato in figura 62.

PROFILO G-H	n°step	Pendenza stoss side (°)	Pendenza lee side (°)	Lunghezza d'onda (m)	Altezza (m)
step 1	3	14	72	12	
step 2	2	11	94,5	4,5	
step 3	1	10	80	6	
step 4	1	10	107,5	5	
step 5	1	11	106	7	
step 6	0,5	11	85,5	6,5	
step 7	1	11	72	2,5	
step 8	1,5	9	95	4,5	
media		1,375	10,875	89,0625	6

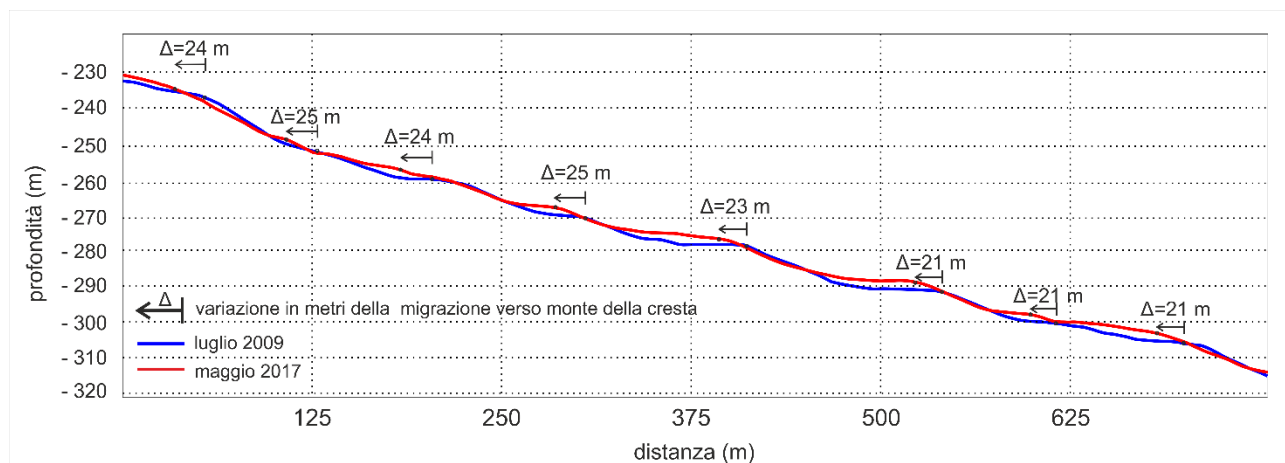


Figura 67 - profilo G-H sulla testata del Canyon Foxi; sovrapposizione delle sezioni batimetriche longitudinali delle forme di fondo più pronunciate dell'area di studio (vedi Fig. 62 per la posizione), la linea blu indica il profilo eseguito sui dati morfobatimetrici del 2009 e con la linea rossa quelli relativi al 2017 dalla quale è possibile vedere una migrazione verso monte.

Tabella 5 - Caratteristiche morfometriche dei cyclic step del profilo I - L localizzato in figura 62.

PROFILO I-L	n°step	Pendenza stoss side (°)	Pendenza lee side (°)	Lunghezza d'onda (m)	Altezza (m)
step 1	4,5	15		116	6
step 2	3,5	14		122	5
step 3	7	14		107	4
media	5	14,4		115	5

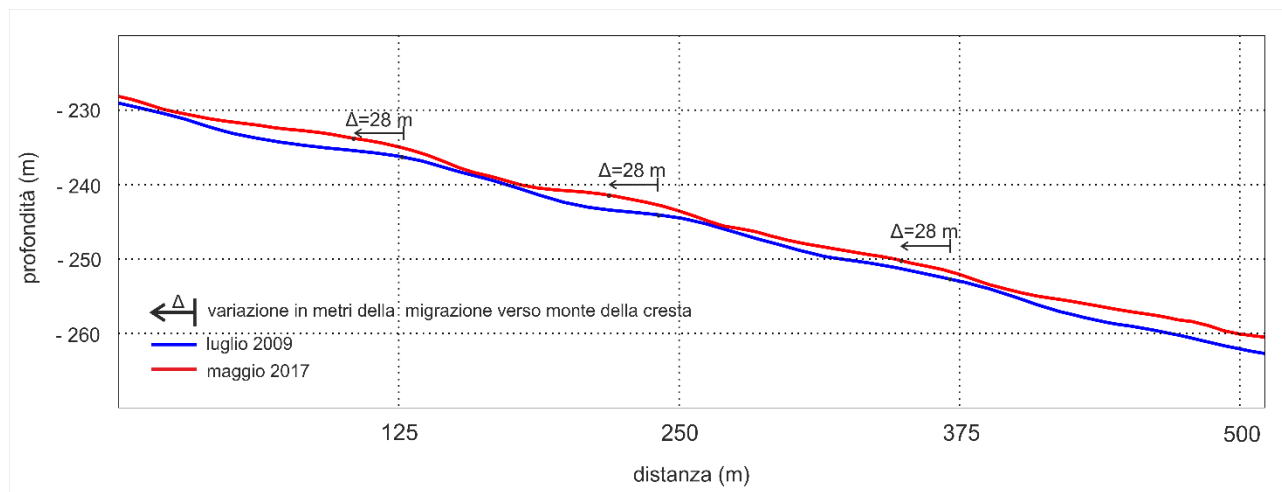


Figura 68 - profilo I-L sulla testata del Canyon Foxi; sovrapposizione delle sezioni batimetriche longitudinali delle forme di fondo più pronunciate dell'area di studio (vedi Fig. 62 per la posizione), la linea blu indica il profilo eseguito sui dati morfobatimetrici del 2009 e con la linea rossa quelli relativi al 2017 dalla quale è possibile vedere una migrazione verso monte.

Dalle ripetute indagini multibeam condotte nel 2009 e nel 2017 è stato possibile osservare un'evoluzione morfologica significativa con la formazione o la migrazione verso l'alto di particolari forme di fondo.

È possibile osservare come queste forme di fondo subiscano una migrazione verso monte con dei valori compresi in un range che va da un minimo di 21 m a un massimo di 52 m. Presentano lunghezze d'onda con valori medi di 117 metri e una altezza media di 7 metri.

Per ogni profilo trasversale misurato perpendicolarmente rispetto alla testata sono stati calcolati i valori di velocità massima, minima e media di ogni step. Per poi ottenere un valore medio totale di velocità di migrazione delle forme di fondo in tutta la testata del Canyon Foxi. In tabella 6 vengono riportati tali valori di velocità.

Tabella 6 – Tabella velocità massima, minima e media dei singoli profili trasversali ai cyclic step e la velocità media di migrazione nella testata del Canyon Foxi.

Profilo	Velocità massima m/a	Velocità minima m/a	Velocità media m/a
A - B	5,1	2,6	3,85
C - D	3,7	2,8	3,25
E - F	5,8	2,4	4,1
G - H	2,8	2,3	2,55
I - L	3,1	3,1	3,1
M - N	2,7	2,7	2,7
Velocità media dei cyclic steps nella testata del Canyon Foxi			3,258333333

Durante la campagna oceanografica MS ARPAS 2017 sono stati realizzati dei profili sparker lungo la testata del Canyon Foxi.

In figura 73 viene riportato un profilo sparker realizzato in corrispondenza delle cyclic step più significative. Tali forme si sviluppano all'interno della frana sottomarina presente nella testata del Canyon Foxi, infatti da tale profilo è rilevabile anche il corpo di frana alla base della testata. É stato evidenziato il terrazzo deposizionale sommerso di low-stand con il ciglio localizzato a una profondità di circa – 75 m in evoluzione retrogressiva e alla base di questo un deposito che a causa della elevata pendenza si trova in una condizione di instabilità.

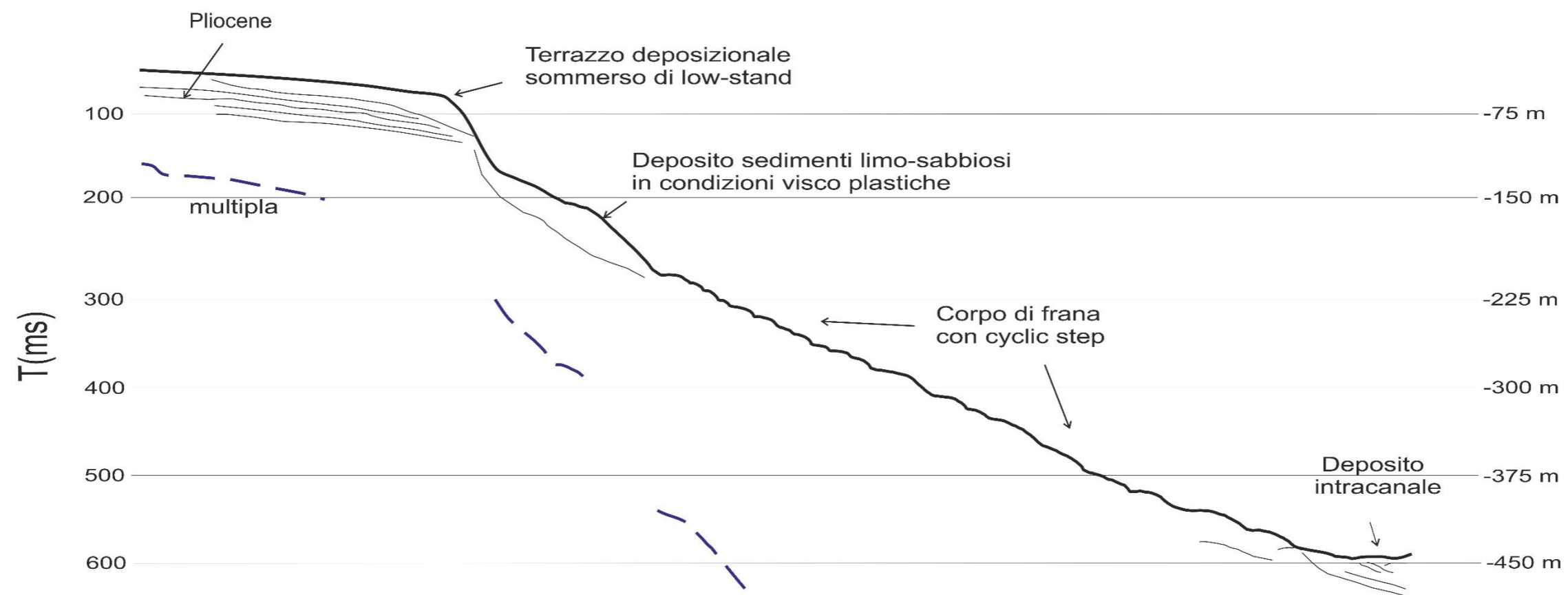
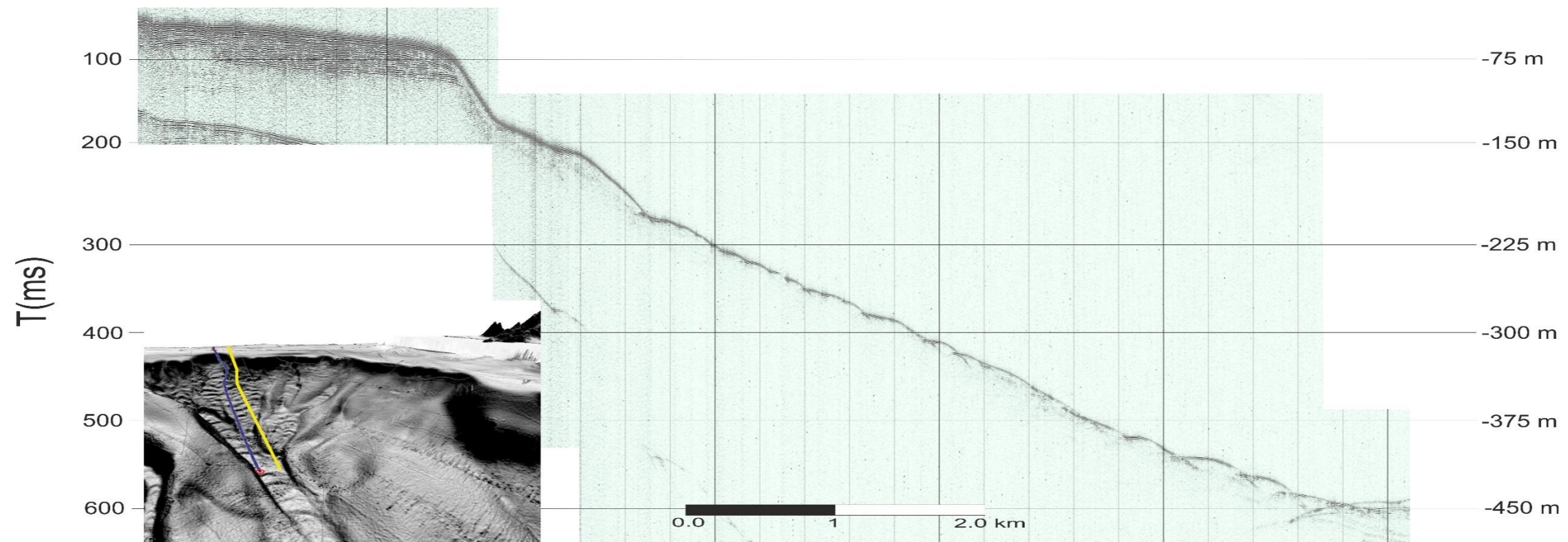


Figura 69 - Profilo sparker 1KJ N°012527 acquisito durante la campagna oceanografica MS ARPAS 2017. Nella sezione sono evidenziati; il terrazzo deposizionale sommerso di lowstand; un deposito in condizioni di instabilità a causa della elevata pendenza; le cyclic step che si sviluppano lungo quasi tutta la testata del Canyon foxi; un deposito di frana localizzato alla base della testata. In basso a sinistra un 3D della testata del Canyon Foxi con la relativa localizzazione del profilo sparker.

Inoltre è stato realizzato un ulteriore profilo sparker in corrispondenza dei profili longitudinali A-B e M-N precedentemente analizzati. Tale profilo mette in evidenza il terrazzo deposizionale sommerso, con il ciglio della piattaforma a una profondità di circa -75m, i due corpi di frana attraversati caratterizzati dalla presenza delle cyclic step (Fig. 74)

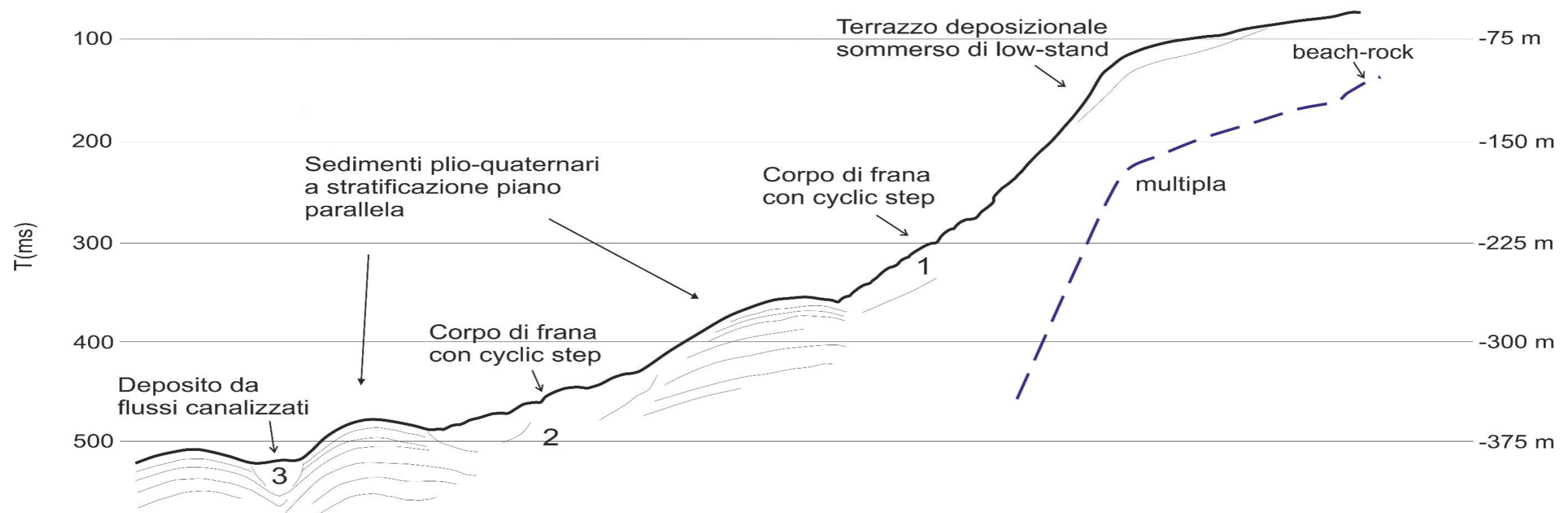
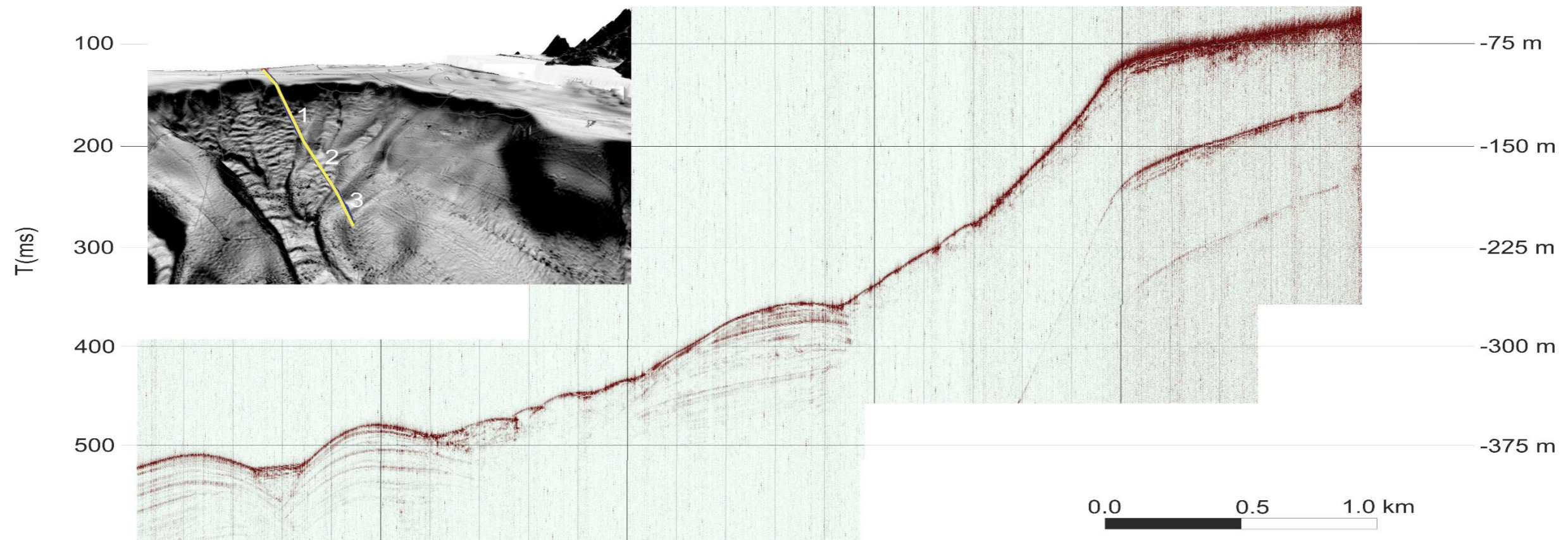


Figura 70 - Profilo sparker 1KJ N°003149 acquisito durante la campagna oceanografica MS ARPAS 2017. Nella sezione sono evidenziati; il terrazzo deposizionale sommerso di lowstand i due corpi di frana 1 e 2 interessati dalla presenza delle cyclic step e un deposito legato alla canalizzazione dei flussi in testata. In alto a sinistra un 3D della testata del Canyon Foxi con la relativa localizzazione del profilo sparker.

Settore orientale

Mentre il settore occidentale finora descritto è caratterizzato da una certa omogeneità con le fasi cicliche caratterizzate da parametri molto simili nella parte sommitale e in quella basale, il settore orientale presenta due situazioni differenti.

Nella parte sommitale, compresa tra una profondità media di - 104 m corrispondente al ciglio della scarpata continentale e una profondità media circa - 330 m, è stato possibile mappare diversi depositi presumibilmente risultanti dall'erosione del ciglio e differenziare due aree canalizzate nella quale è stata rilevata la presenza di tre piccole nicchie di frana intracanal, caratterizzate da una larghezza di circa 200 m, tali corpi di frana sono anche visibili nel profilo sparker in figura 76. Le forme di fondo rilevate in questo settore si presentano poco accentuate e prive di ciclicità per tale motivo non è possibile parlare di fasi cicliche come nel settore occidentale.

In figura 75 sono mostrati i risultati dei profili realizzati lungo queste aree e da questi è possibile notare come vi sia l'assenza di fasi cicliche e la presenza di piccole nicchie.

Nei profili O-P e S-T si osserva una leggera retrogressione della nicchia, si rilevano settori in cui si sono verificati processi erosivi cui corrispondono decrementi batimetrici e viceversa aree caratterizzate da aumenti batimetrici dove si sono verificati processi deposizionali. Invece, nel profilo Q-R la nicchia subisce un avanzamento correlabile con un maggiore apporto sedimentario, è evidente alla base della nicchia, a una profondità di circa - 292 m una morfologia erosiva seguita da una morfologia deposizionale.

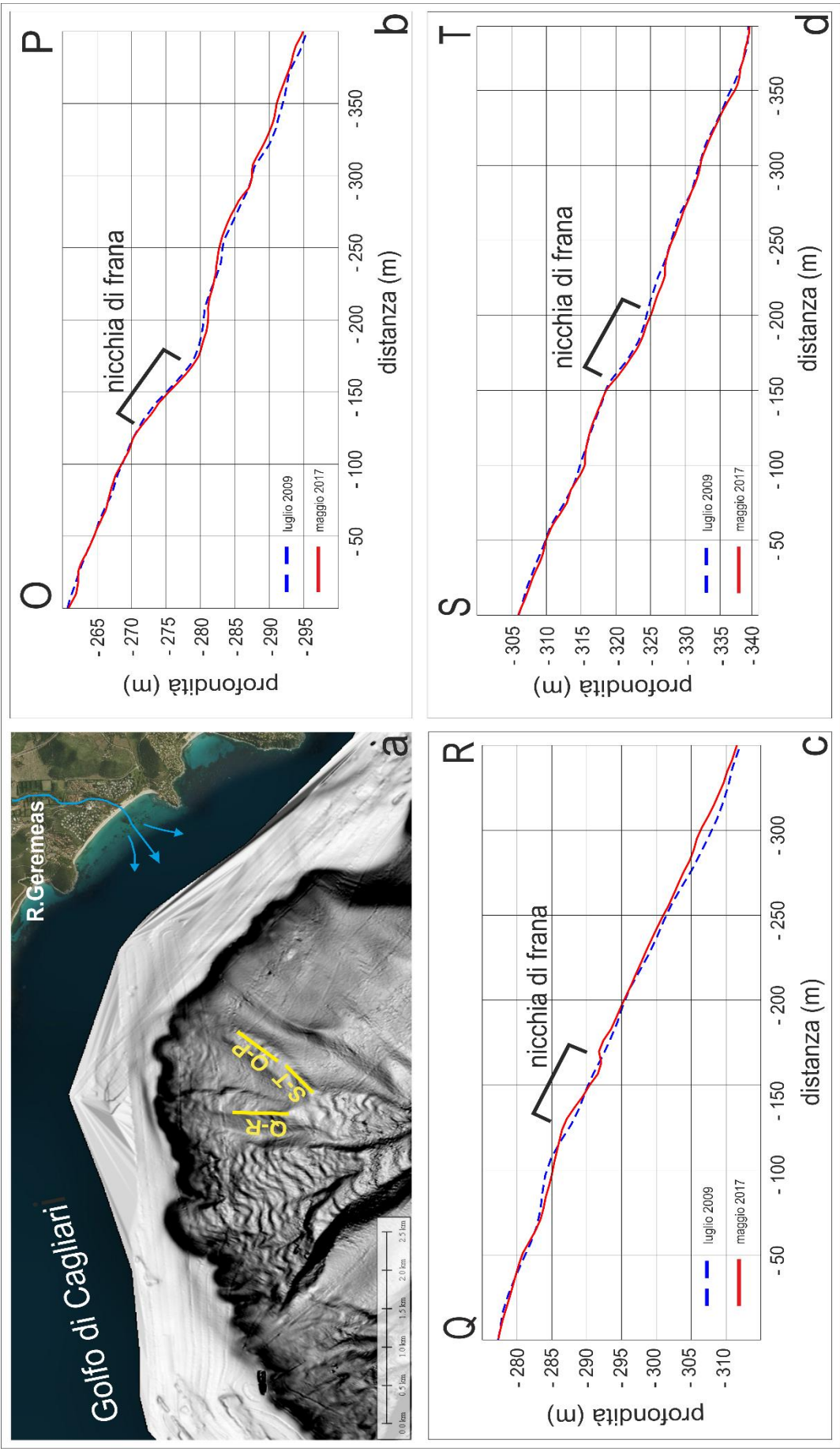


Figura 71– a) inquadramento area di studio con la localizzazione dei profili longitudinali del settore orientale (parte sommitale); b) profilo longitudinale O-P; c) profilo longitudinale Q-R; d) profilo longitudinale S-T.

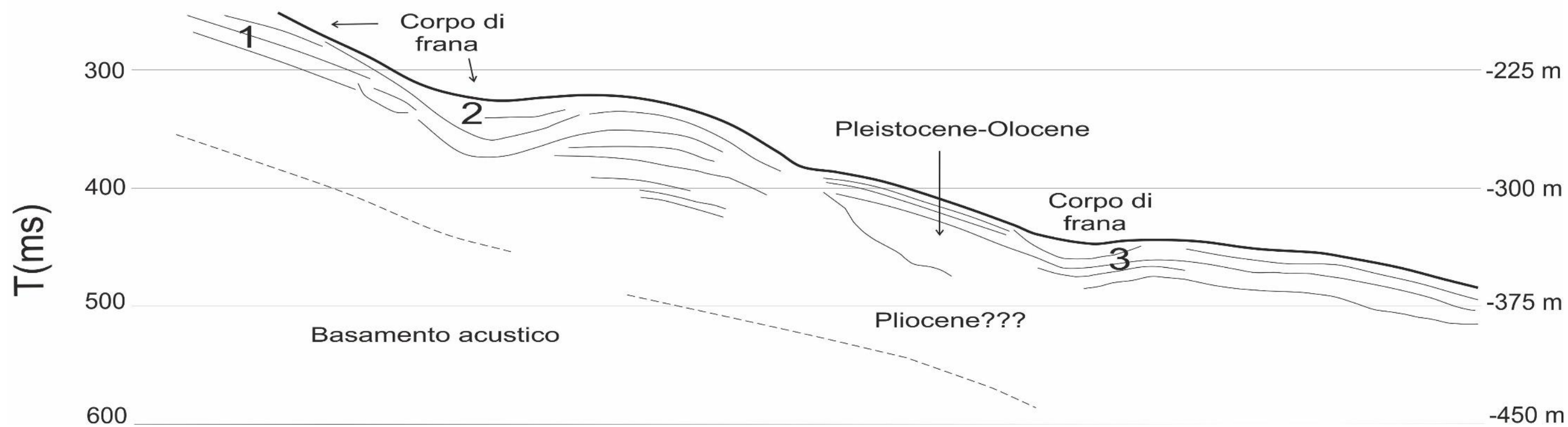
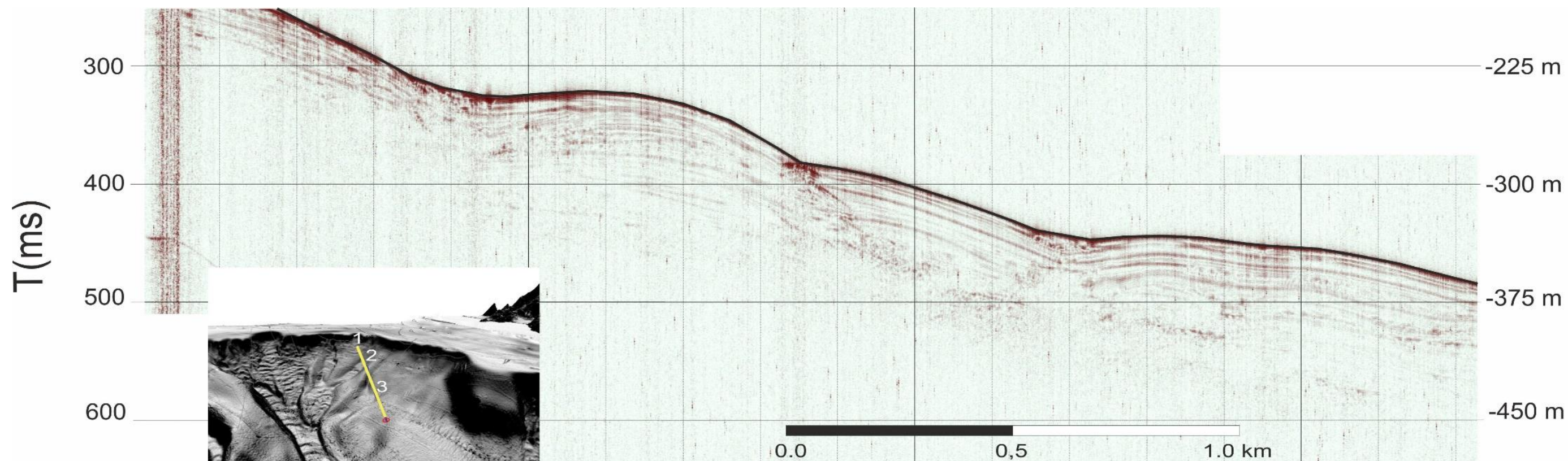


Figura 72 – Profilo sparker 1KJ N°235301 acquisito durante la campagna oceanografica MS ARPAS 2017. Nella sezione sono evidenziati i diversi corpi di frana presenti sul settore sommitale orientale della testata del Canyon Foxi. In basso a sinistra un 3D della testata del Canyon Foxi con la relativa localizzazione del profilo sparker.

Col congiungimento di questi due canali a profondità maggiori, si passa in un settore basale che va da una profondità media di circa – 330m a circa - 430 m, esso è caratterizzato da forme riconducibili a fasi cicliche mappate nel profilo M-N, i dati riguardanti i parametri morfometrici mostrati in tabella 7, permettono di mostrare come queste forme siano le stesse riscontrate nel settore occidentale con valori molto simili, è stata riscontrata solo una piccola diminuzione nella pendenza sia dello stoss side che del lee side. Mentre per quanto riguarda il movimento, possiamo confermare che la migrazione è verso monte, e anche in questo settore lo spostamento delle creste è di circa venti metri come mostrato in figura 73.

Tabella 7 - Caratteristiche morfometriche dei cyclic step del profilo M-N localizzato in figura 53.

PROFILO E-F	n°step	Pendenza stoss side (°)	Pendenza lee side (°)	Lunghezza d'onda (m)	Altezza (m)
step 1	0,85	10		129,5	7
step 2	1,4	5,5		122,5	3,5
step 3	0,8	6,5		88,5	3
step 4	1,65	6,5		122	2,5
step 5	1,15	7,75		133	4
media	1,17	7		120	4

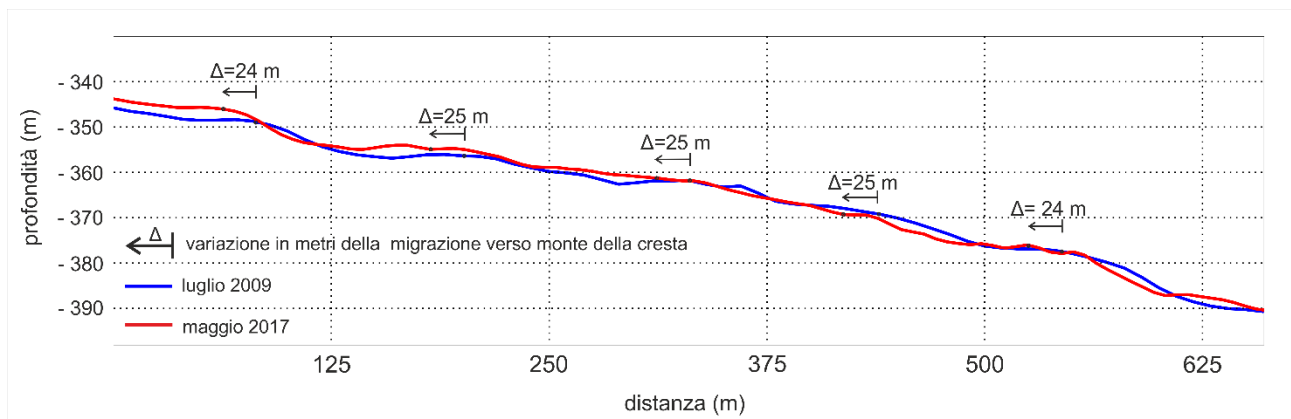


Figura 73 – profilo M-N sulla testata del Canyon Foxi, settore orientale; sovrapposizione delle sezioni batimetriche longitudinali delle forme di fondo più pronunciate dell’area di studio (vedi Fig. 62 per la posizione), la linea blu indica il profilo eseguito sui dati morfobatimetrici del 2009 e con la linea rossa quelli relativi al 2017 dalla quale è possibile vedere una migrazione verso monte.

In base alla loro posizione, alle loro dimensioni, alla migrazione verso l'alto e alle somiglianze con morfologie presenti in altre testate di canyon attive, le forme mappate all'interno della testata del Canyon Foxi, possono essere interpretate come cyclic step, cioè la classe di onde di sedimento che migra verso l'alto regolate dai flussi torbidity. In figura 74 è possibile vedere una schematizzazione dell'evoluzione verso l'alto delle cyclic step più pronunciate, che sono state osservate a una profondità compresa tra 230m e 310m. Le rispettive caratteristiche morfometriche del profilo sono quelle presentate nella tabella 1. Dopo aver riconosciuto come cyclic step le forme di fondo presenti lungo la testata del canyon, quindi associate sia alla frana sottomarina che al passaggio di flussi torbidity, sono stati tracciati e analizzati alcuni profili trasversali per poter misurare delle possibili variazioni morfologiche lungo tutta la testata e i risultati vengono riportati nelle figure 75, 76, 77 e 78.

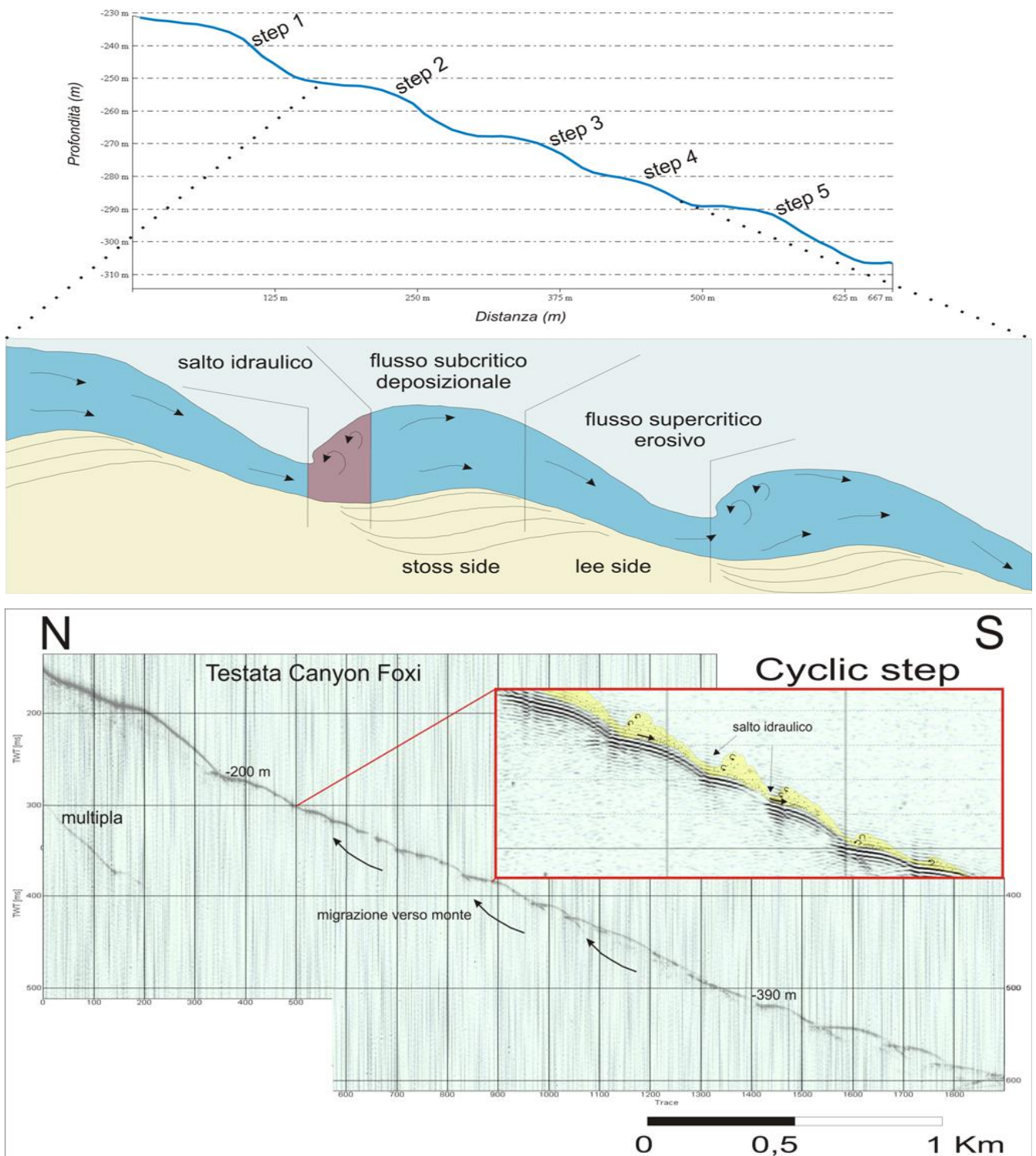


Figura 74–Transetto batimetrico longitudinale delle fasi cicliche più pronunciate nell’area di studio (vedi Fig.62 per la posizione) con disegno ciclico idealizzato (A) e in (B) la realizzazione dell’ipotetica evoluzione dei processi di erosione e sedimentazione sulle cyclic step sarde, su un profilo Sparker realizzato secondo un profilo longitudinale rispetto alla testata del Canyon .

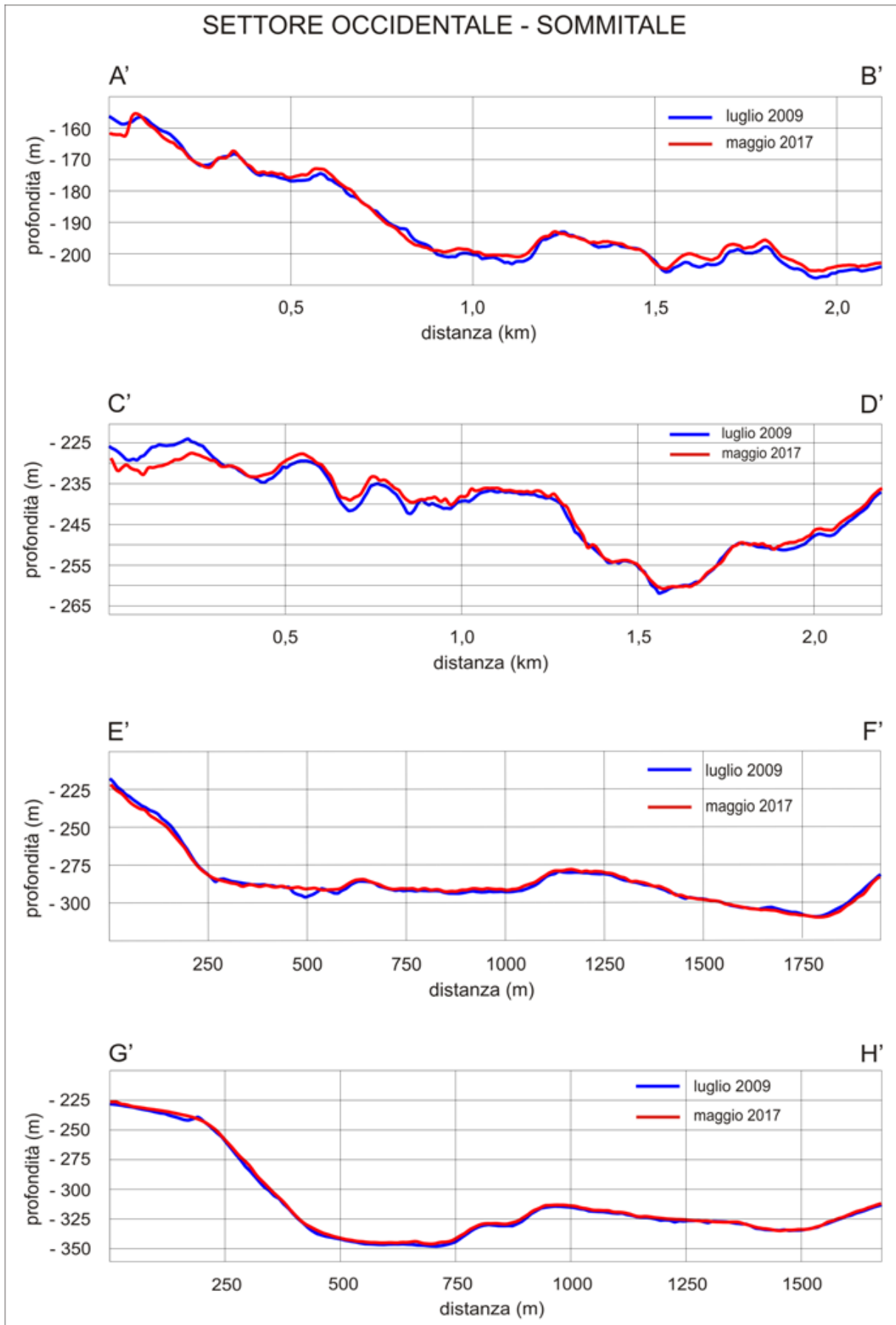


Figura 75 – Profili trasversali in corrispondenza delle cyclic step, settore occidentale – sommitale della testata del Canyon Foxi.

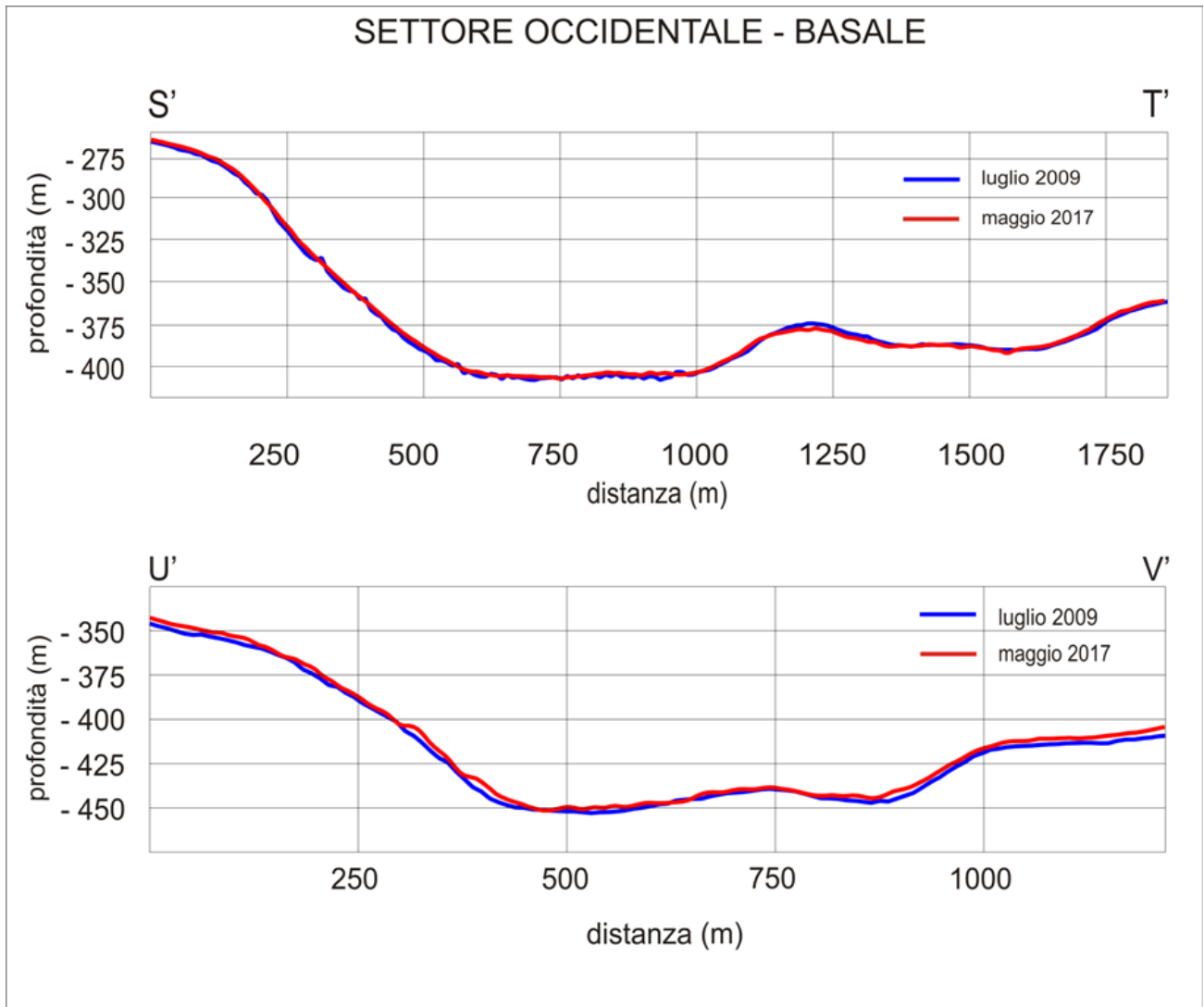


Figura 76 - Profili trasversali in corrispondenza delle cyclic step, settore occidentale – basale della testata del Canyon Foxi.

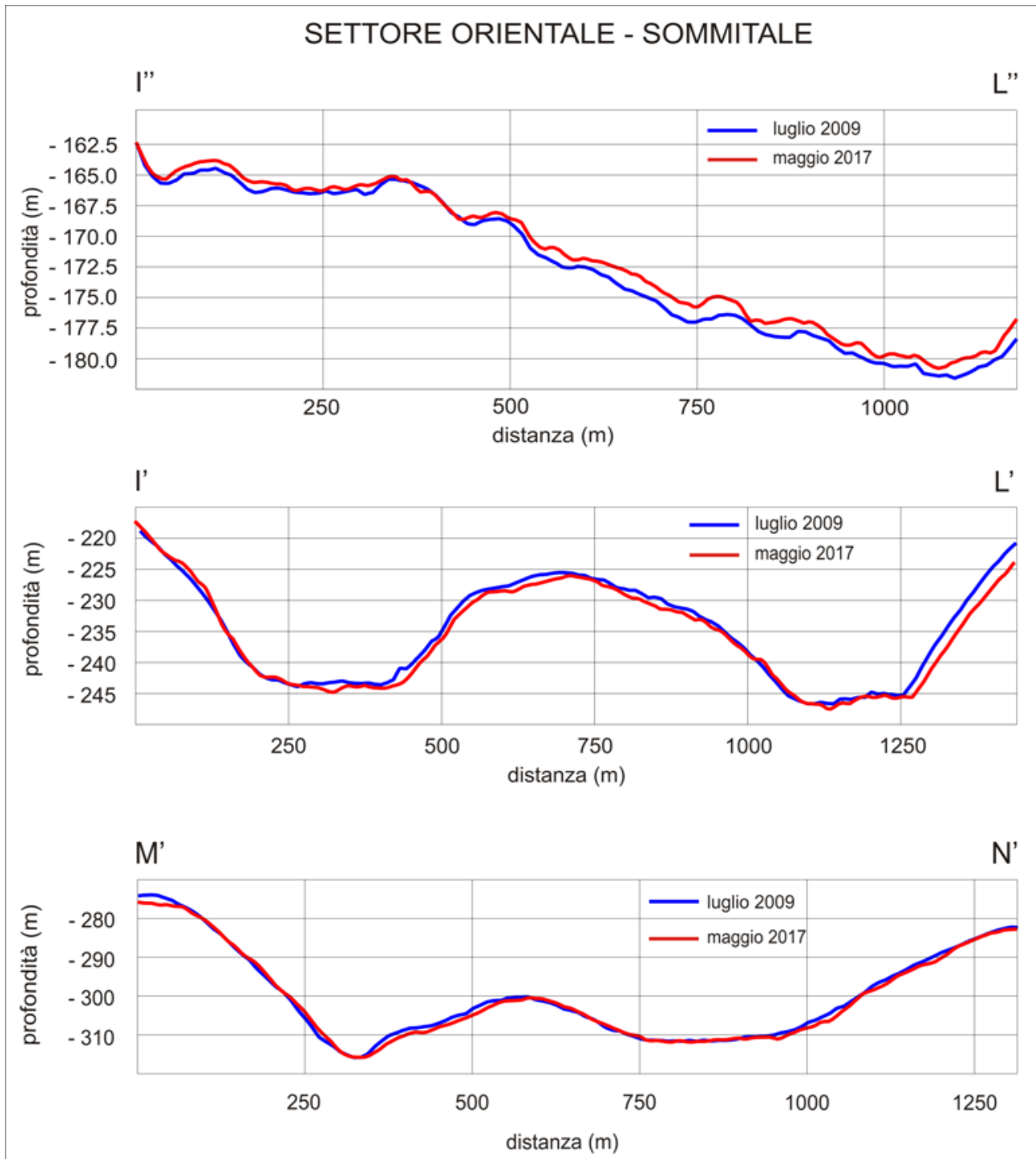


Figura 77 - Profili trasversali in corrispondenza delle frane intracanal, settore orientale – sommitale della testata del Canyon Foxi.

Analizzando i profili nel settore orientale riportati in figura 77 è possibile riconoscere una variazione volumetrica nel profilo I'' – L'' ai piedi del ciglio della scarpata nella quale vi è la presenza di accumuli di sedimenti riconducibili a processi gravitativi legati all'arretramento del ciglio della scarpata. Viene mostrata una piccola migrazione del canale verso est, evidente sia nella sezione I' - L' che in

M' – N' e un leggero allargamento del talweg nel profilo I' – L'. Mentre nel settore basale si possono riconoscere aree in cui si sono verificati fenomeni di deposizione.

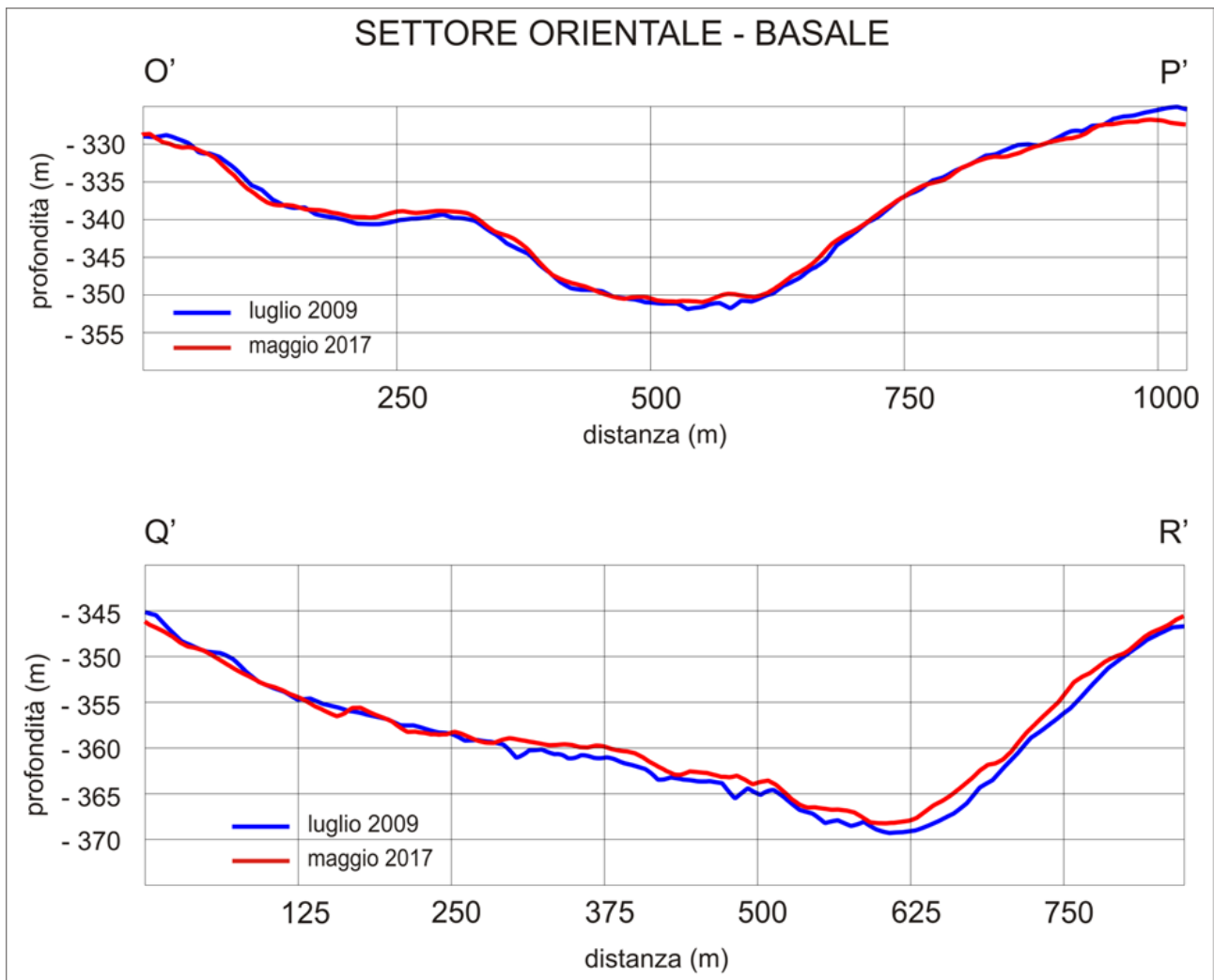


Figura 78 - Profili trasversali in corrispondenza delle cyclic step, settore orientale – basale della testata del Canyon Foxi.

Nelle figure 79 e 80 sono riportati due profili sparker, rispettivamente il profilo N° 200909 e il profilo N°223932. Il primo attraversa trasversalmente la testata del Canyon Foxi evidenziando il terrazzo deposizionale sommerso, con il ciglio della piattaforma continentale a circa -90m che si sviluppa lungo la faglia bordiera orientale del graben del Campidano. Nella sezione sismica vengono evidenziati i due corpi di frana relativi alle frane intracanalate precedentemente descritte nei profili O-P e Q-R caratterizzate dall'assenza di fasi cicliche che invece sono state riconosciute nella frana che interessa centralmente la testata del Canyon Foxi e il talweg di quest'ultimo colmato da sedimenti che vengono trasportati dai flussi canalizzati da profondità minori a quelle maggiori.

Il secondo profilo permette di analizzare il settore orientale del margine meridionale sardo, di significativa importanza in quanto il ciglio della piattaforma è influenzato dalla tettonica regionale della Sardegna, il ciglio si trova alla profondità di circa -80m e si sviluppa lungo la faglia bordiera orientale del Graben del Campidano, ai piedi della scarpata si rileva un deposito di frana e infine il talweg del Canyon Foxi con il sedimento trasportato dai flussi canalizzati che trasportano il sedimento a profondità maggiori confluendo con il Canyon Sant'Elia.

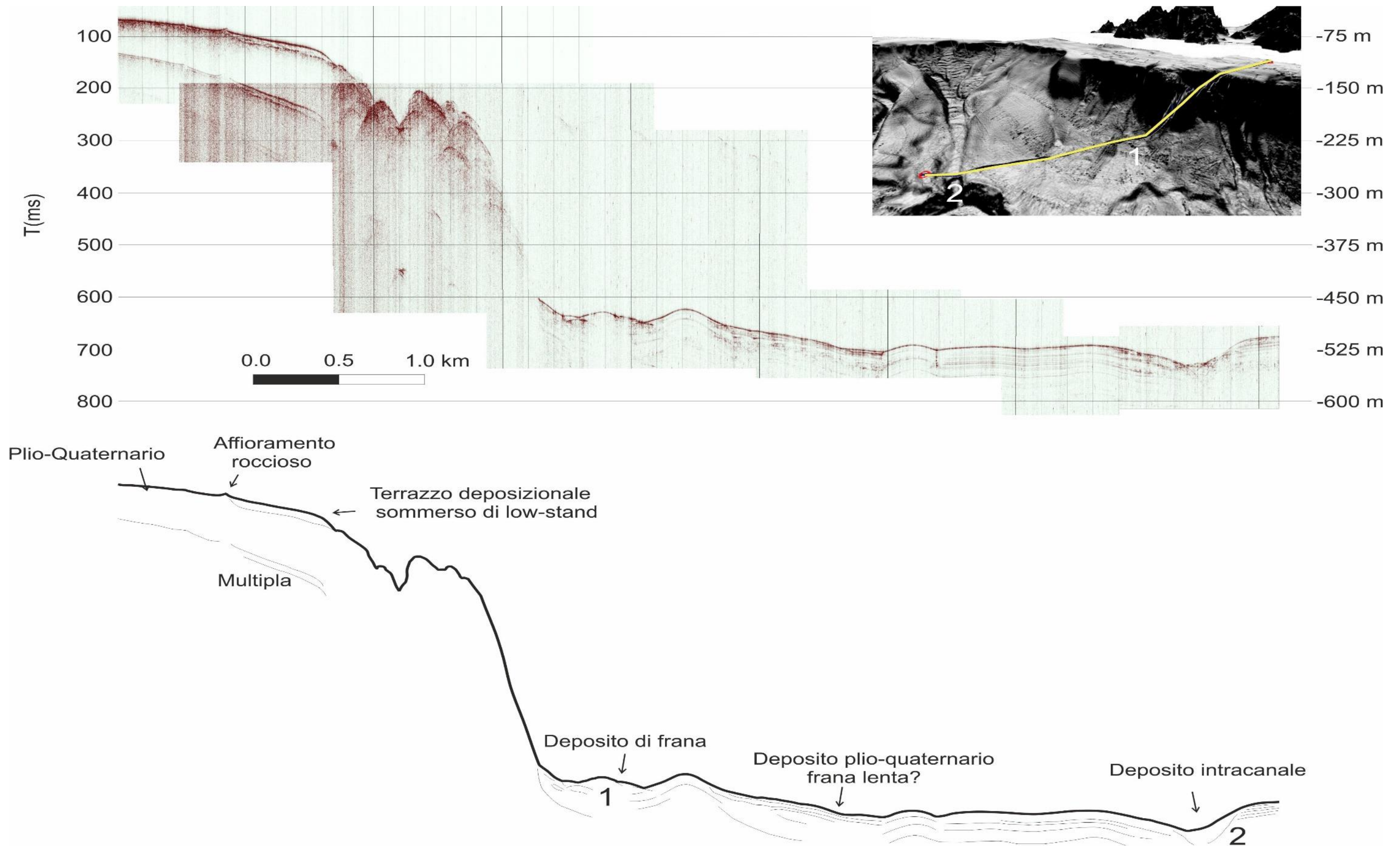


Figura 79 - Profilo sparker 1KJ N°200909 acquisito durante la campagna oceanografica MS ARPAS 2017. Nella sezione è evidenziato un affioramento roccioso situato nella piattaforma esterna, il terrazzo deposizionale sommerso, il ciglio si trova alla profondità di circa -80m e si sviluppa lungo la faglia bordiera orientale del graben del Campidano, ai piedi della scarpata si rileva un deposito di frana e infine il talweg del Canyon Foxi con il sedimento trasportato dai flussi canalizzati. In alto a destra il 3D della testata del Canyon Foxi con la relativa localizzazione del profilo sparker.

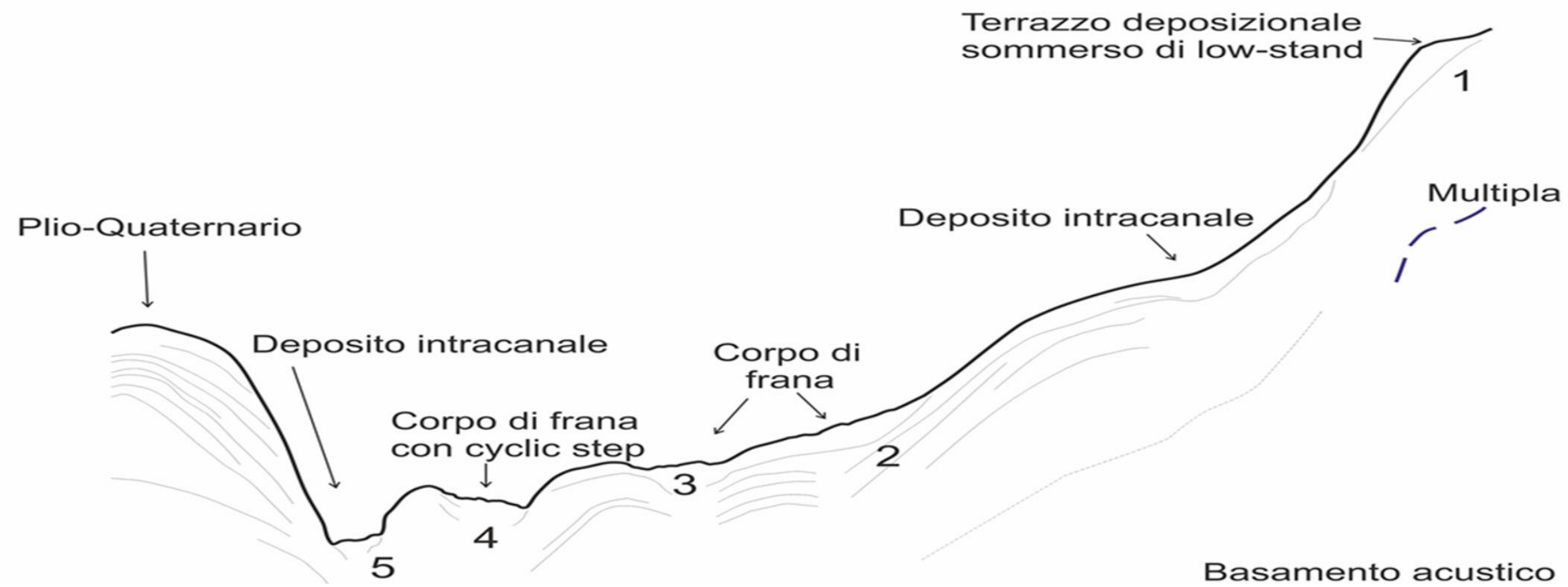
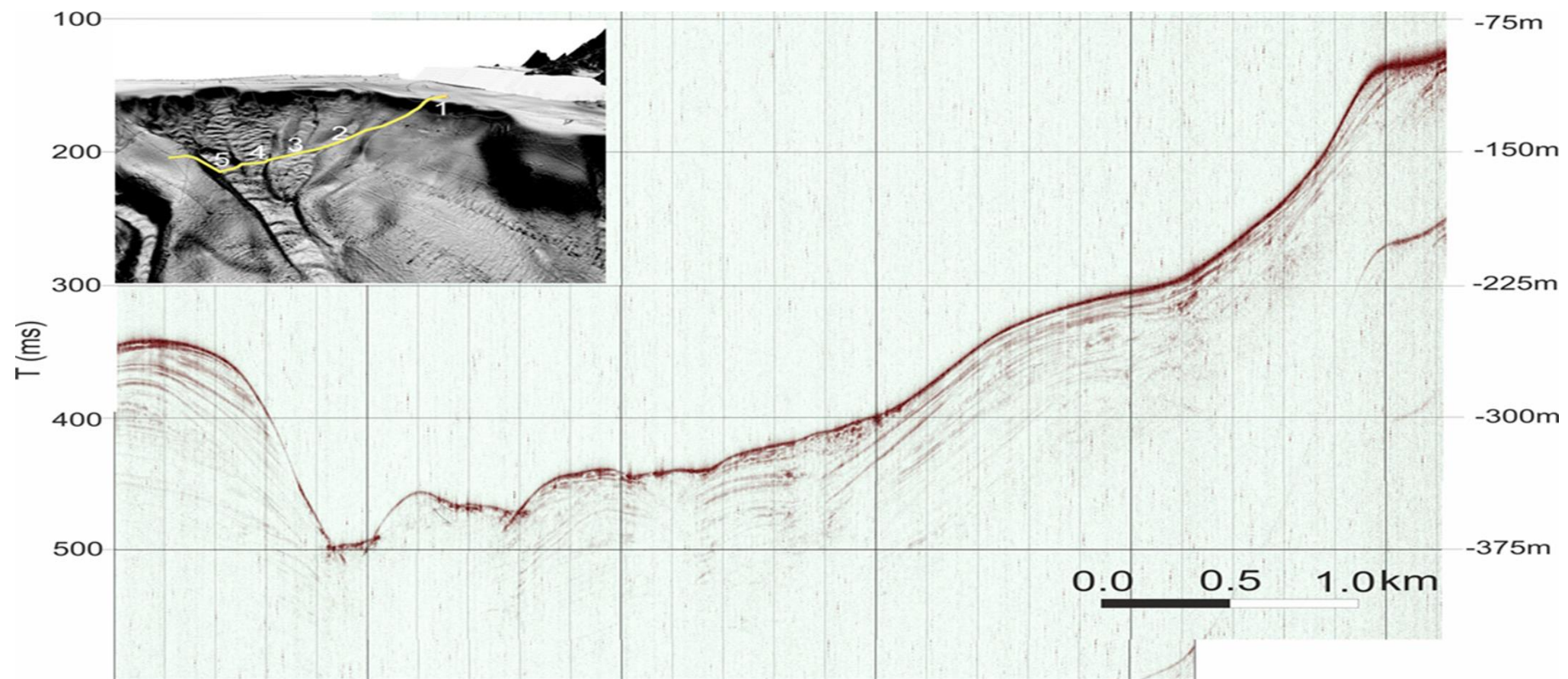


Figura 80 – Profilo sparker 1KJ N°223932 acquisito durante la campagna oceanografica ARPAS 2017. Nella sezione è evidenziato il terrazzo deposizionale sommerso, con il ciglio della piattaforma continentale a circa -90m che si sviluppa lungo la faglia bordiera orientale del graben del Campidano. Vengono evidenziati i due corpi di frana relativi alle frane intracanalale precedentemente descritte nei profili O-P e Q-R e un settore della frana significativa caratterizzata dalle fasi cicliche. Infine il talweg del Canyo Foxi colmato da sedimenti che vengono trasportati dai flussi canalizzati da profondità minori a quelle maggiori. In alto a sinistra il 3D della testata del Canyon Foxi con la relativa localizzazione del profilo sparker.

Con l'ausilio del GIS tramite il confronto tra il modello digitale del terreno relativo al 2009 e quello relativo al 2017 è stata realizzata una mappa (Fig. 81) nella quale vengono mostrate le variazioni volumetriche, sono state registrate variazioni negative fino a -5 m indicate con i colori caldi, è evidente come i processi erosivi interessino la maggior parte della testata, di particolare interesse il ciglio della piattaforma continentale in evoluzione retrogressiva e variazioni positive fino a +5 m indicate con i colori freddi, che interessano aree più limitate, tra cui i settori interessati dalle cyclic step.

VARIAZIONI VOLUMETRICHE TRA DTM 2009 E DTM 2017

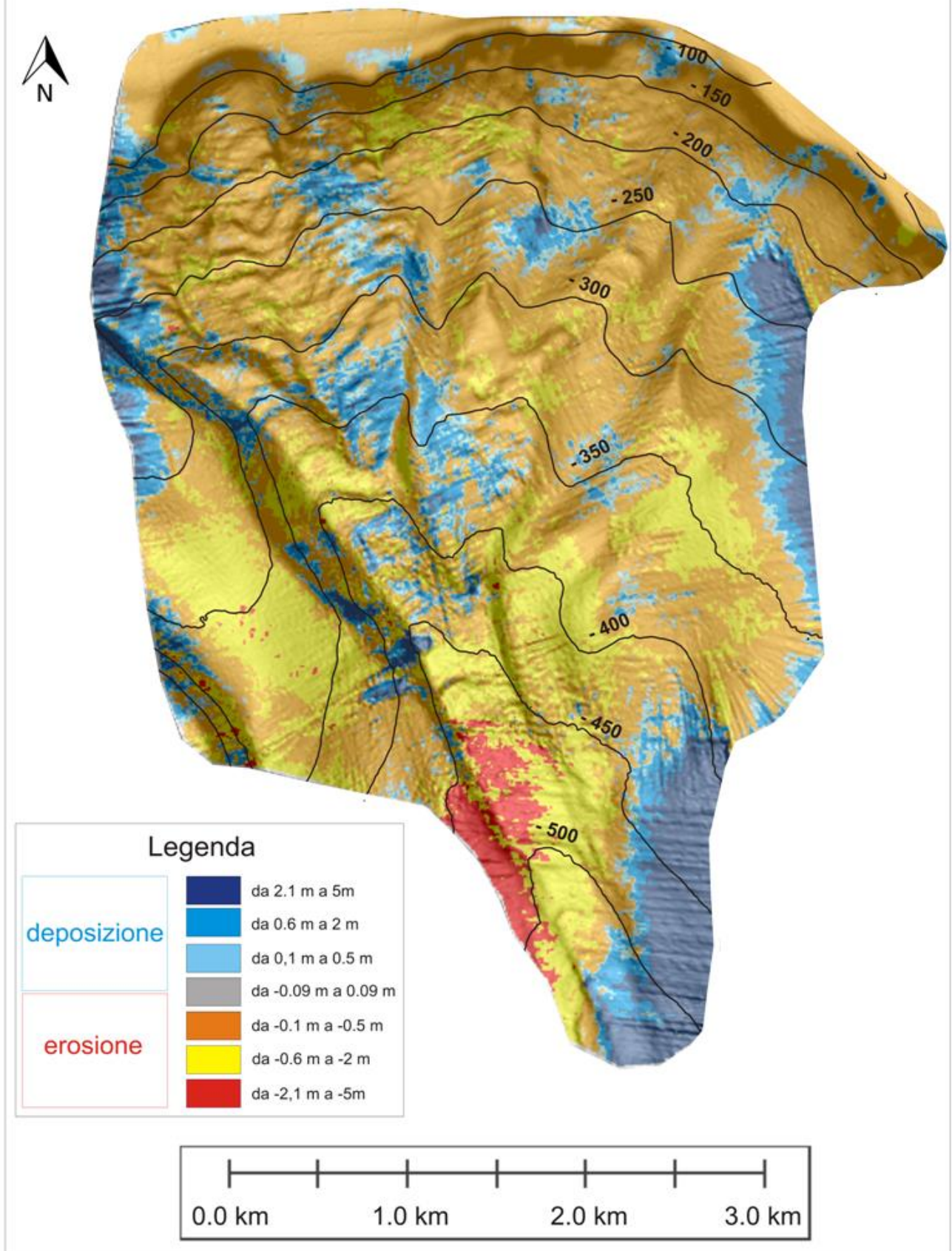


Figura 81 - Sottrazione raster del DEM relativo al 2017 dal DEM 2009 che mostra i settori di scarpata interessati da significativa erosione e deposizione all'interno della testata del Canyon Foxi.

Per quantificare le variazioni volumetriche ottenute dal 2009 al 2017, è stata calcolata con l'ausilio del software Surfer la differenza volumetrica a partire dai due DTM. In tabella 8 vengono riportati i valori relativi variazione volumetrica totale misurata tra i due DTM.

Tabella 8 – Variazione volumetrica testata Canyon Foxi.

VOLUMI "CUT & FILL"	VALORI
Riduzione volumetrica m ³ [Cut]	- 2680019.5257361
Incremento volumetrico m ³ [Fill]	+ 725335.67073613
Variazione volumetrica totale m ³ [Cut-Fill]	- 1954683.855

La differenza volumetrica calcolata tra il DTM relativo al 2017 e quello relativo al 2009 è pari alla erosione di ~ 2 miliardi di m³.

13 Sistema fluviale – costiero

Di fondamentale importanza nel settore piattaforma/scarpata continentale è la fornitura di sedimenti. Il complesso sistema d'interazione tra fiume e costa è dovuto all'equilibrio tra il supporto di sedimenti fluviali e l'accumulo in area costiera, con interazioni dovute al moto ondoso ed alle maree. Questi sistemi possono essere in generale definiti come delta e possono avere estensioni e caratteristiche molto differenti.

Il modo in cui i sedimenti e l'acqua defluiscono dal fiume verso il mare è determinato da molteplici fattori tra loro interdipendenti, quali: differenza di densità tra acqua dolce fluviale e salina di mare; il tipo e la concentrazione di sedimento; altezza e volume dell'acqua defluita; velocità del fiume; temperatura dei flussi.

L'interazione tra questi diversi fattori condiziona a sua volta: la spinta di galleggiamento determinata dalla differenza di densità dei fluidi e/o dalla differenza della temperatura; l'attrito tra acqua defluente, letto e rive del canale del delta e fondale del mare immediatamente a valle della foce; l'inerzia del flusso del fiume, che è la capacità dell'acqua del fiume di continuare a muoversi nel mare prima di rallentare od arrestarsi.

Bates (1953) ha introdotto una classificazione razionale dei delta, considerando la relazione tra la densità del flusso in entrata (river discharge D_r) rispetto a quello del corpo idrico ricevente (lago o mare, D_w). La foce del fiume è stata storicamente considerata la zona in cui si accumulano la maggior parte dei sedimenti terrigeni, a causa della drastica decelerazione e della perdita del confinamento dei flussi dei fiumi quando si raggiunge la costa. Molti sedimenti possono oltrepassare questa zona costiera durante le piene del fiume, consentendo il trasferimento di un enorme volume di sedimenti per centinaia di chilometri verso profondità maggiori. Questa situazione è possibile perché la maggior parte dei fiumi, almeno una volta all'anno (Mulder & Syvitski, 1995) scarica una miscela di acqua e sedimenti con una densità apparente superiore a quella del corpo idrico ricevente generando i flussi iperpicnali (Bates nel 1953).

La spinta di galleggiamento è fondamentale nella definizione di regime di flusso, in quanto in base a questa si possono riconoscere tre differenti condizioni:

- **flusso ipopicnale**
- **flusso omopicnale**
- **flusso iperpicnale**

Il flusso **ipopicnale** (fig. 82a) si verifica quando l'acqua fluviale è meno densa di quella del corpo idrico ricevente. In questa situazione il flusso ha subito una rapida decelerazione e perdita di

confinamento alla foce del fiume, con il conseguente accumulo delle frazioni più grossolane nelle aree costiere (formando delle barre) mentre i sedimenti di grani fini sospesi sono trasportati al largo con il flusso galleggiante.

Il flusso **omopical** (fig. 82b) si verifica quando la densità dell'acqua fluviale e quella del corpo idrico di ricezione sono praticamente uguali. I sedimenti vengono sottoposti al miscelamento turbolento alla foce del fiume e la maggior parte del sedimento viene deposto in questa area, il prisma sedimentario si presenta grosso e allungato. Questa condizione è più comune in ambiente di laghi di acqua dolce mentre è più difficile che si verifichi in ambiente marino.

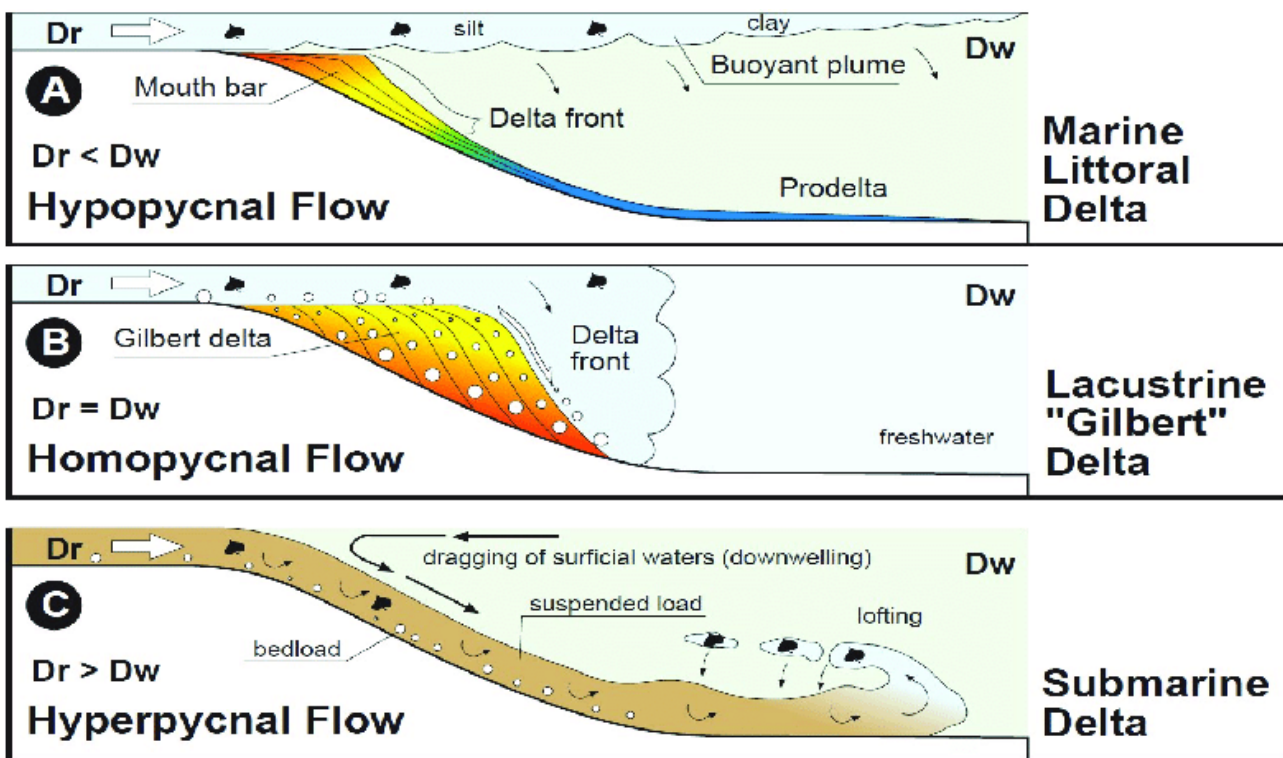


Figura 82 - a) Flusso omopical, densità fiume = densità mare; b) Flusso ipopical, densità fiume < densità mare; c) Flusso iperpicale, densità fiume > densità mare (Zavala C. & Pan S. X., 2018)

Il flusso **iperpicale** si verifica quando l'acqua fluviale ha una densità maggiore rispetto al corpo idrico di ricezione (fig. 82c), si verificano queste condizioni quando il flusso in ingresso è carico di sedimenti e l'acqua presenta una temperatura inferiore rispetto a quella del lago o del mare alla quale si unisce. Quando si verifica questa situazione, e si genera un flusso iperpicale, il flusso ricco di sedimenti alimentato da un fiume in piena può percorrere notevoli distanze trasportando grandi volumi di sedimenti direttamente sulla piattaforma e scarpata continentale superiore.

Nel mondo esistono alcuni casi studio inerenti la relazione tra dinamica a terra e a mare che studiano le dinamiche di trasporto e sedimentazione dei flussi iperpicnali nella scarpata superiore, per esempio gli studi effettuati nel Canyon Var, localizzato nel settore occidentale della Baia degli Angeli, SE della Francia.

Qui il materiale proveniente dal settore emerso è stato trasportato mediante flussi iperpicnali direttamente sulla testata del canyon vista la ridotta estensione della piattaforma continentale e ha generato fenomeni gravitativi sul ciglio di essa e innescato correnti di torbida. (Mulder et al., 1998). Analoghi studi, basati sull'interpretazione di dati sismici sono stati eseguiti anche a Kaoping nel settore SW del Taiwan (margine continentale tettonicamente attivo) (Chiang C.S e Yu H.S 2008). In questo caso, con l'ausilio di sezioni sismiche e di dati batimetrici è stato possibile riconoscere come alla base delle morfologie presenti, quali elevata incisione assiale e numerosi fenomeni gravitativi sulle pareti del canyon, vi fosse l'azione dei flussi iperpicnali.

Questi, a causa della ridotta ampiezza della piattaforma sono in grado di raggiungere il ciglio della scarpata e incanalarsi all'interno della testata dei canyon mediante flussi canalizzati.

13.1 Flussi iperpicnali nel Canyon Foxi

La testata del Canyon Foxi occupa una posizione di notevole interesse dal punto di vista geomorfologico, in quanto dista poco più di mille metri dalla costa. In questo settore l'estensione della piattaforma è minima e la testata si presenta in evoluzione retrogressiva (Fig.83).

Considerata la minima distanza dalla costa è stato deciso di analizzare il bacino idrografico del Rio Geremeas che ha lo sbocco a mare in direzione della testata, partendo proprio dal presupposto che in caso di evento pluviometrico estremo, parte del materiale trasportato lungo il bacino idrografico e sulla piattaforma interna possa essere depositato in prossimità del ciglio della piattaforma aumentando il sovraccarico e quindi la condizione di instabilità dell'area interessata.

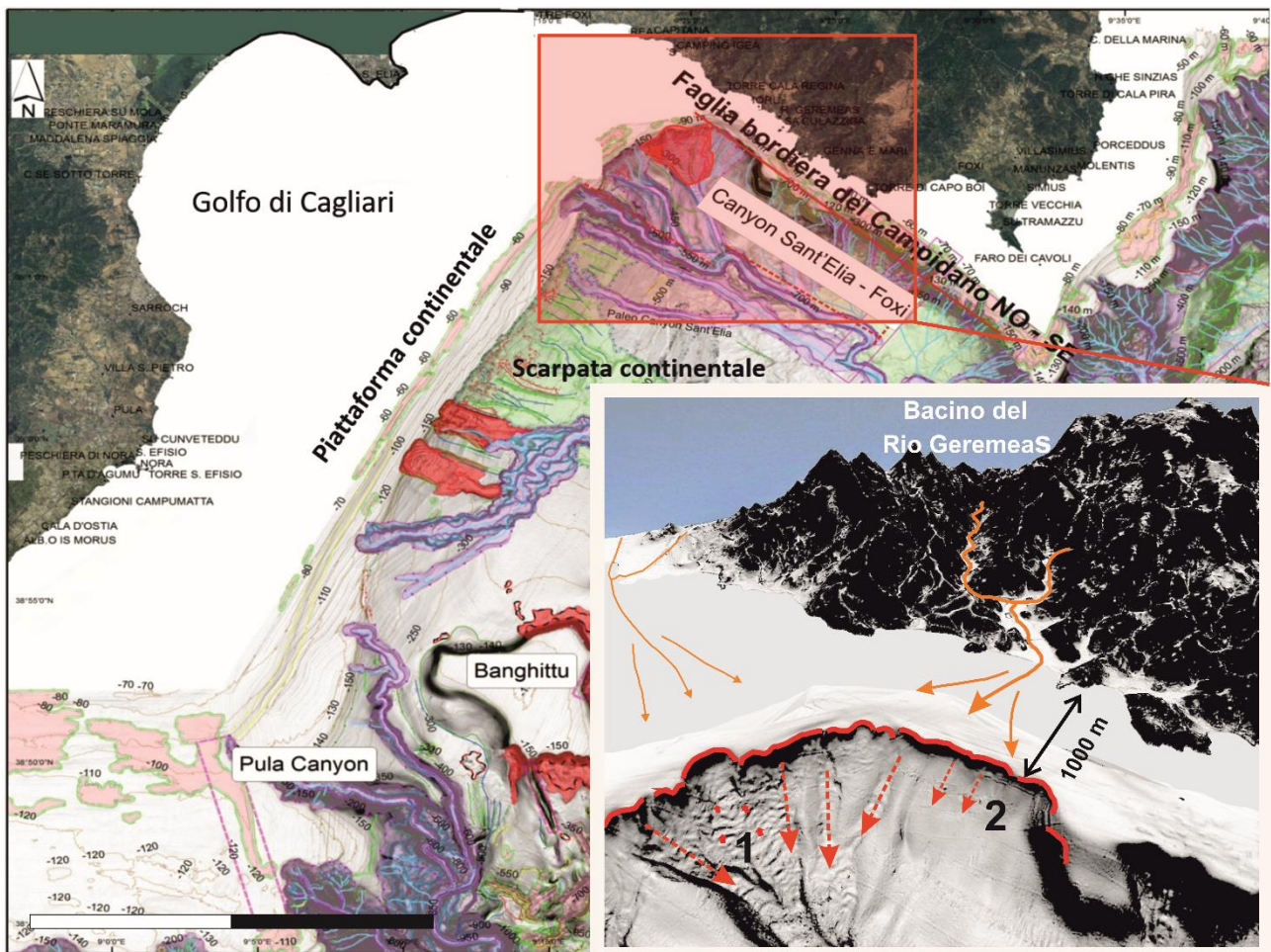


Figura 83 - Si osserva l'assetto della piattaforma continentale sul lato orientale del Golfo di Cagliari; il ciglio si trova alla profondità di circa - 75m. All'interno della testata del Canyon Foxi è possibile rilevare: 1) forme di fondo generate dalla ripetizione di fenomeni di erosione e deposizione dovuti al carico sedimentario dei flussi gravitativi e flussi torbidity, caratterizzate da una lunghezza d'onda di decine di metri ed una altezza di alcuni metri, con le linee di cresta disposte circa perpendicolari alla massima pendenza; 2) Aree favorevoli al potenziale innesco di movimenti gravitativi rapidi in settori di scarpata superiore. I corsi d'acqua presenti a terra sono capaci di dare origine a importanti fenomeni di mud-flow, debris-flow e debris flood, ponendo l'ambito costiero a rischio di onde anomale di ritorno a causa della ridotta distanza tra il ciglio e la linea di costa ($d > 1000m$).

Partendo da tale presupposto è stato deciso di analizzare il settore emerso antistante la testata del Canyon Foxi, lo studio è stato condotto realizzando un inquadramento geografico e geologico dell'area in esame nonché analizzando le principali caratteristiche geomorfologiche e morfometriche che caratterizzano il bacino idrografico del Rio Geremeas e i versanti compresi in esso, partendo dai concetti base della Geomorfologia fluviale fondamentale per l'interpretazione delle morfologie presenti nell'area di studio.

14 Bacino idrografico del Rio Geremeas

Il bacino del Rio Geremeas scorre su un basamento granitico drenando le acque della parte meridionale del massiccio del Sarrabus, nel settore orientale della Sardegna Meridionale; si sviluppa in direzione N-S perpendicolarmente alla linea di costa, e sfocia in prossimità dell'area residenziale-turistica di Geremeas.

Il bacino idrografico analizzato per il lavoro di dottorato comprende i seguenti corsi d'acqua: Rio Sa Ceraxa, Rio Dominigheddu, Rio Suergiu Mannu, Rio Meriagu Mannu, Rio Geremeas (Fig. 84).

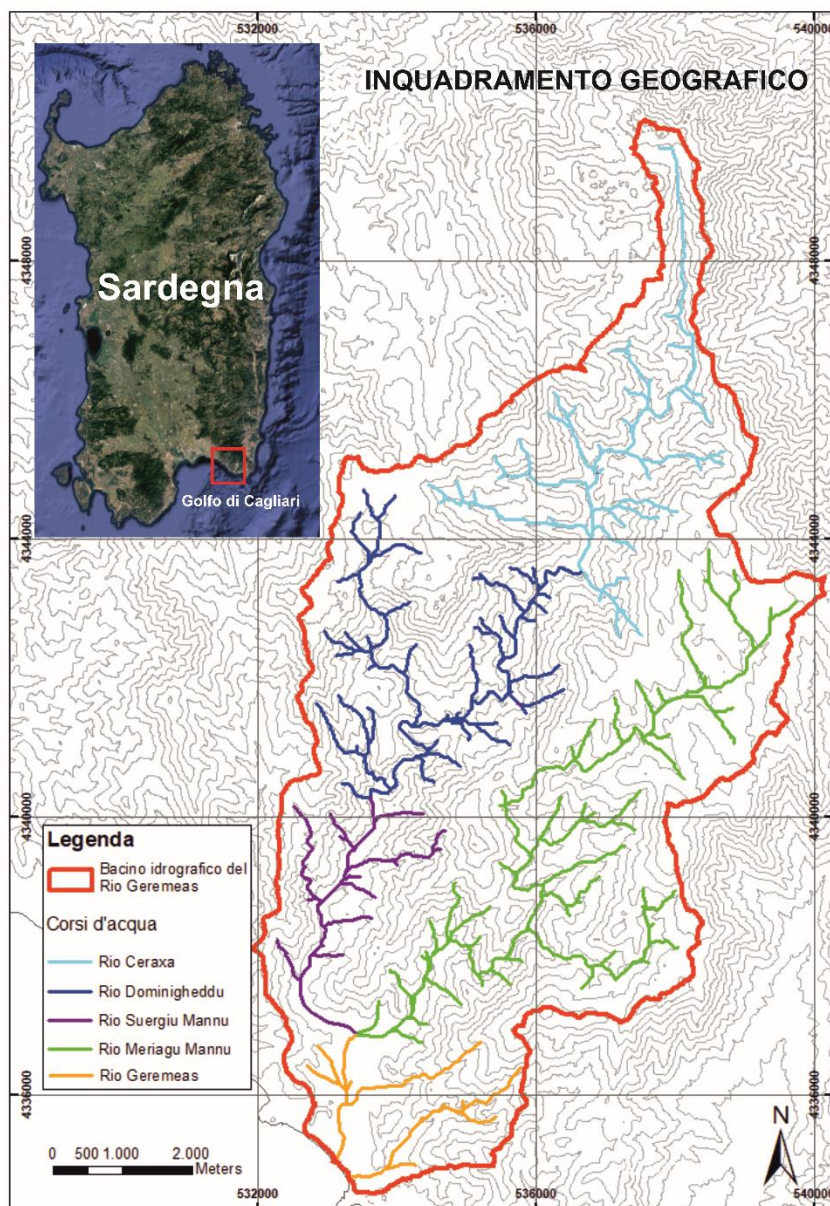


Figura 84 – Inquadramento geografico Bacino idrografico Rio Geremeas.

La morfologia dei corsi d'acqua presenti nella parte alta del bacino è condizionata dalla forte interconnessione tra processi fluviali e di versante. Questi ultimi, in genere, ne limitano la mobilità trasversale, di conseguenza le forme fluviali sono meno sviluppate planimetricamente rispetto ai fiumi presenti nella piana alluvionale. Le dinamiche geomorfologiche che interessano il settore costiero sono strettamente connesse con quelle che interessano le zone più interne, durante i periodi di piena i processi di dilavamento dei versanti e di deflusso dei torrenti agevolano il trasporto di un ingente quantità di frazione solida a valle con uno sversamento della stessa a mare.

La Spiaggia di Geremeas nella quale sfocia il Rio omonimo è localizzata nel settore orientale del Golfo di Cagliari con un entroterra caratterizzato dal massiccio granitico dei Sette Fratelli. Il settore di spiaggia sommersa si presenta particolarmente esteso indicando un ingente volume sedimentario disponibile. Pertanto, se da un lato è possibile riconoscere una spiccata continuità delle dinamiche marino litorali nel settore sommerso, dall'altro il settore emerso evidenzia, per i diversi ambiti di spiaggia, situazioni morfologiche discontinue e variegata in senso longitudinale, con sviluppo di spiagge sabbiose, di spiagge ciottolose o ancora di affioramenti rocciosi (PIANO DI GESTIONE DEL SIC "Brunco de su Monte Moru-Geremeas (Mari Pintau)" (ITB040051) - 2013. Inoltre di elevata importanza è la presenza in corrispondenza dell'ultimo tratto del Rio Geremeas di una intensa antropizzazione che attraverso il danneggiamento della vegetazione determina una accelerazione dei processi erosivi.

Il clima regionale è tipicamente mediterraneo. La stagione invernale è caratterizzata da frequenti depressioni che si spostano dall'Atlantico all'interno, in direzione est, provocano precipitazioni elevate con tempo variabile umido. Il regime pluviometrico è mediamente compreso fra i 500 e i 900 mm annui di pioggia, sostanzialmente concentrati da ottobre ad aprile. Questa condizione determina uno sbilancio idrico con surplus di acqua nel periodo di maggiore piovosità e un deficit accentuato nel periodo caldo (PIANO DI GESTIONE DEL SIC "Brunco de su Monte Moru-Geremeas (Mari Pintau)" (ITB040051) - 2013.

Il trasporto di acqua e sedimenti lungo il bacino è controllato dai suoi caratteri morfometrici, ed in particolare dalla forma del reticolo idrografico che lo drena. I versanti hanno un andamento per lo più acclive con pareti rocciose scoscese e talvolta sub verticali, i rilievi presentano valli strette e incassate con pareti molto acclivi. Di particolare spicco nei rilievi risultano quelle forme, dette "inselberg" e "Tor", costituite da cime che si presentano molto pronunciate. La loro forma è a volte arrotondata mentre altre volte assume l'aspetto di un torrione, le cui pareti possono essere lisce o scanalate e soggette ad erosione.

Punta Sa Ceraxa (1016 m s.l.m.) domina il versante dei Sette Fratelli che si affaccia verso la piana di Castiadas, non distante dalle Creste dei Sette Fratelli vi sono Sa Conca Sa Trubixedda (971 m s.l.m.), Punta Su Baccu Malu (1016 m s.l.m.), Bruncu Su Mitzargiu (951 m 20 s.l.m.) e Monte Lampara Manna (848 m s.l.m.).

È presente una rete idrografica ramificata, in cui il substrato roccioso, formato da terreni scistosi paleozoici nella parte settentrionale e da terreni granitici ercinici nella porzione meridionale, condiziona fortemente il regime dei corsi d'acqua.

L'ossatura geologico-strutturale dell'area è costituita dal basamento granitoide del batolite ercinico, caratterizzato da granodioriti e monzograniti, iniettate da corpi filoniani acidi e basici, estesi prevalentemente in direzione NW-SE.

I versanti che degradano verso il settore costiero sono caratterizzati dalle consuete morfologie granitiche, in cui aspre emergenze litoidi si alternano a superfici di spianamento dal substrato fortemente arenizzato. L'assetto morfologico è contraddistinto dalla presenza dei bacini idrografici costieri di limitata estensione ma con pendenza media elevata.

Il bacino nasce con il Rio Sa Ceraxa e verso sud la valle segue il corso del Rio Domenigheddu, del Riu Suergiu Mannu che insieme al Rio Meriagu Mannu si fondono per generare il Rio Geremeas, la cui foce è ubicata nell'omonima località.

In figura 85 viene mostrato il profilo longitudinale del Rio Geremeas, si distinguono due parti quella a elevata pendenza e il settore alluvionale caratterizzato da una pendenza minima quasi separate da un limite netto. Tale limite si trova a poca distanza dalla costa, in tale profilo è evidente l'elevata pendenza del profilo di equilibrio superiore caratterizzato dalla presenza di vaste aree sorgente a graniti iperfratturati, unitamente al notevole sviluppo longitudinale 15 km cui corrisponde un forte gradiente altitudinale 0 – 1000 metri.

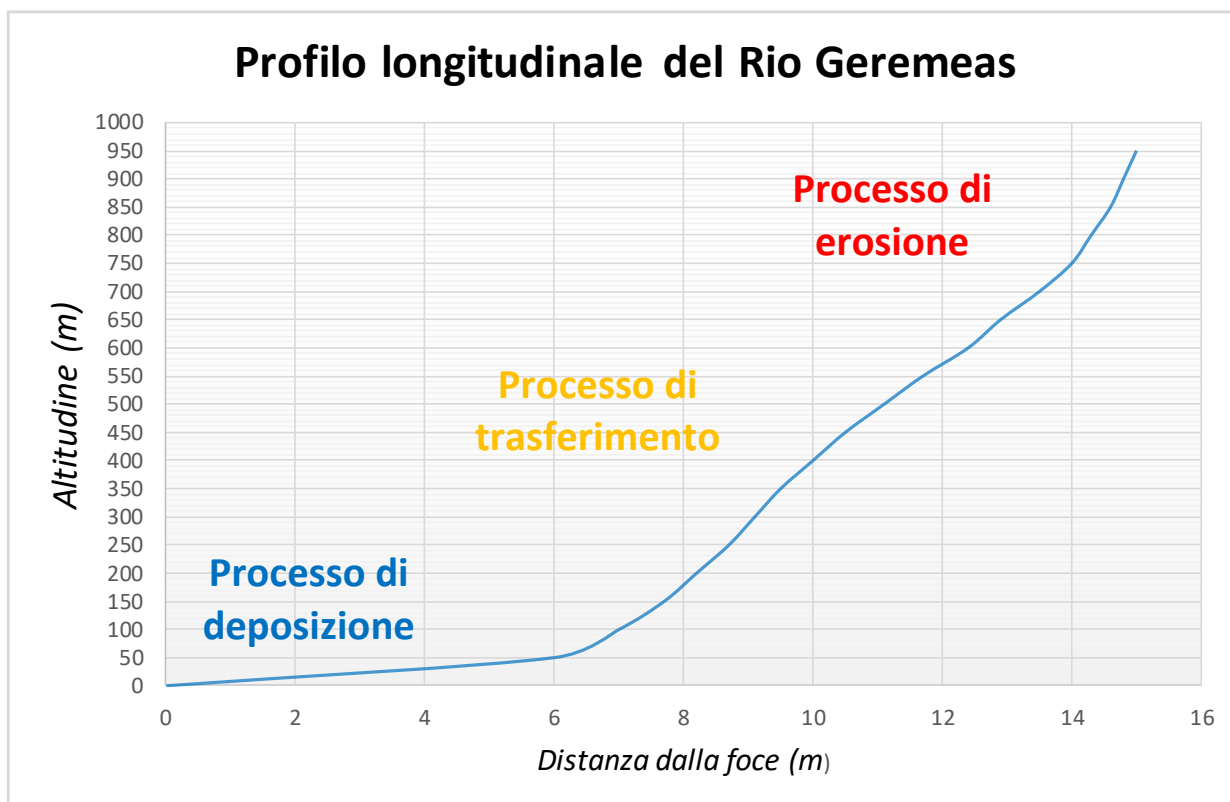


Figura 85- Profilo longitudinale del Rio Geremeas.

Il Distretto Idrografico di Capo Carbonara, compreso nella Provincia di Cagliari, è composto da tre Sub-Distretti: il Sub-Distretto del Rio Solanas, il Sub-Distretto del Rio Geremeas e il Sub-Distretto del Rio Murtaucci.

Le problematiche rilevanti nel Sub Distretto Idrografico del Rio Geremeas, già messe in evidenza da precedenti studi sono:

- pericolo di fenomeni alluvionali e di esondazione che coinvolgono il fondovalle e la piana costiera del Rio Geremeas, legati al regime pluviometrico caratterizzato da bassi valori dell'altezza pluviometrica ma elevati valori dell'intensità pluviometrica, soprattutto nei periodi compresi tra settembre e dicembre. Questi eventi possono avere effetti distruttivi, coinvolgendo periodicamente l'area costiera a causa anche dell'ostruzione detritica dei canali dovuti alla prolungata inattività degli alvei a regime torrentizio.
- naturale predisposizione del sistema orografico del bacino imbrifero del Rio Geremeas ai processi di erosione diffusa e concentrata, dovuta all'accentuata acclività dei versanti e all'elevata intensità pluviometrica.

- estesi fenomeni di diradamento del manto vegetale, nel sistema idrografico meridionale del Rio Meriagu Mannu e del Rio Suergiu Mannu e nel settore costiero meridionale, anche causati dall'espansione insediativa.

14.1 Evento alluvionale passato - 24/25 ottobre 2015

Tra i processi geomorfologici maggiormente responsabili dell'evoluzione del rilievo emergono quelli riconducibili alle dinamiche delle acque incanalate, conseguenza di un substrato litoide prevalentemente impermeabile e di una pendenza media dei versanti accentuata nel settore montano. Inoltre, la relativa vicinanza della fascia costiera ad un sistema orografico dalle altitudini elevate, favorisce un deflusso idrico ad alta energia, lungo i principali assi di drenaggio fino alla foce, che, insieme ai bassi tempi di corrivazione dei bacini, rende i territori a valle e in prossimità della costa particolarmente esposti ai fenomeni alluvionali, come per altro confermato dagli eventi passati per esempio l'evento verificatisi il 24/25 ottobre 2015 che ha coinvolto il settore più a valle del bacino idrografico del Rio Geremeas. Tra il 24 e il 25 ottobre sono caduti 150 mm di pioggia su tutti i versanti meridionali del massiccio dei Sette Fratelli complicando la situazione perché i suoli si presentavano già saturi a causa delle incessanti piogge dei giorni e settimane precedenti. I danni maggiori si sono verificati lungo il Rio Meriagu Mannu in prossima della confluenza con il Rio Geremeas nella quale la strada è stata trasformata in un greto sassoso a causa dell'esondazione del fiume. In figura 86 è possibile vedere alcuni dei processi che si sono verificati a seguito dell'evento alluvionale, in si vede come la potenza del fiume ha provocato un'elevata erosione di sponda e vediamo come il trasporto solido del fiume era caratterizzato da ciottoli di diverse dimensioni, in b 89e 89 c si denota come il fiume abbia esondato interessando la strada e trasformandola in un greto sassoso con blocchi di dimensioni decimetriche, in 89d il punto di confluenza tra il Rio Meriagu Mannu e il Rio Suergiu Mannu durante la piena, in e lo s89bocco a mare e in f un inquadramento dell'area che permette di localizzare le precedenti immagini.

La morfologia che caratterizza il sistema litorale è data dalla relazione con le dinamiche evolutive del contesto interno/montano in particolare, con i processi di dilavamento dei versanti e i deflussi torrentizi dei corsi d'acqua che, in occasione di eventi di piene, determinano un importante trasporto della frazione solida a valle e un possibile loro sversamento nelle acque marine antistanti.



Figura 86—a) erosione di sponda dovuta al passaggio di una piena di detriti (vista da monte a valle); b) e c) evidente esondazione del fiume che ha trasformato la strada in un greto sassoso con blocchi di dimensioni decimetriche (vista da valle a monte); d) punto di confluenza tra il Rio Meriagu Mannu e il Rio Suergiu Mannu durante la piena; e) barra sabbiosa generata dallo sbocco del fiume a mare; f) inquadramento dell'area con relativa localizzazione delle precedenti immagini.

15 Risultati analisi geomorfologica

15.1 Dati disponibili

Lo studio geomorfologico è stato condotto con l'intento di individuare i processi morfogenetici che regolano l'evoluzione attuale dell'area di studio. L'analisi geomorfologica e morfometrica è stata realizzata grazie all'utilizzo dei seguenti dati messi a disposizione sul Geoportale dalla Regione Sardegna:

modelli digitali del terreno (DTM) che rappresentano in formato raster la morfologia del terreno tramite una struttura a griglia con maglie regolari quadrate, sono stati utilizzati DTM di precisione, con passo di campionamento di 1 m per la zona costiera e di 10 m per il resto dell'area.

ortofoto del 1954, 1964, 1977, 1998, 2003, 2006, 2008, 2010 e 2013, l'analisi e il confronto tra la cartografia del passato e quella attuale è fondamentale per fornire informazioni sull'evoluzione del territorio.

la Carta Tecnica Regionale (CTR), che rappresenta la cartografia contenente la rappresentazione dei dati di base della Regione Sardegna alla scala 1:10.000.

layer in formato shapefile della geologia, relativi ai tre tematismi: areale, lineare, puntuale in scala al 1:25000.

layer in formato shapefile dell'uso del suolo, suddivisa in classi di legenda (Corine Land Cover) in scala 1:25000.

Rilevamento in loco.

15.2 Analisi morfometrica del bacino Rio Geremeas

Con lo scopo di mostrare la pericolosità in ambiente costiero e sottomarino è stata condotta un'analisi di tipo geomorfologica e morfometrica del bacino idrografico. Di fondamentale importanza per lo studio di un bacino è il calcolo dei parametrimorfometrici che lo caratterizzano, per poter realizzare il calcolo di essi è stato necessario effettuare una analisi tramite il Gis. Quelli relativi al bacino del Rio Geremeas sono riepilogati in tabella 9.

Tabella 9 – parametri morfometrici del Rio Geremeas

PARAMETRI MORFOMETRICI	VALORI
A: superficie planimetrica del bacino (km ²)	63,8
P: perimetro (km)	60,3
hmax: quota massima (m s.l.m.)	1014
hm: quota media (m s.l.m.)	434
hmin: quota minima (m s.l.m.)	0
L: lunghezza dell'asta principale (km)	6
Ls: lunghezza del collettore estesa fino allo spartiacque (km)	14
im: pendenza media (%)	19,5
pm: pendenza media dell'asta principale (adimensionale)	23

15.2.1 Suddivisione gerarchica del reticolo idrografico, carta della pendenza, carta dell'instabilità potenziale dei versanti

Per la realizzazione delle carte utilizzate per lo studio dell'area dal punto di vista idrologico geologico e geomorfologico è stato utilizzato un software GIS che è integrato da numerose estensioni tematiche che comprendono vari algoritmi tramite i quali è possibile effettuare precisi analisi territoriali. Uno di quelli utilizzati per calcolare i parametri morfoidrometrici è l'estensione Spatial Analyst. Partendo da un modello digitale del terreno (DTM) è possibile, tramite la funzione "hydrologictools", seguendo una serie di step operativi, delimitare il bacino idrografico con gli inerenti sottobacini.

La gerarchizzazione del reticolo idrografico è stata ottenuta tramite l'algoritmo "Stream Order Tool", attraverso il quale è stato assegnato un ordine a ciascun ramo del reticolo idrografico in modo da

classificare i diversi tratti del reticolo sulla base del numero di rami tributari. Il reticolo idrografico è organizzato secondo uno schema ad albero con una biforcazione che si sviluppa verso monte.

In letteratura esistono diversi metodi per la gerarchizzazione ma attraverso ArcGIS è possibile utilizzare il metodo proposto da Horton - Strahler (1957) e quello proposto da Shreve (1966), in questo lavoro la gerarchizzazione delle aste è stata realizzata secondo il primo metodo (Fig. 87).

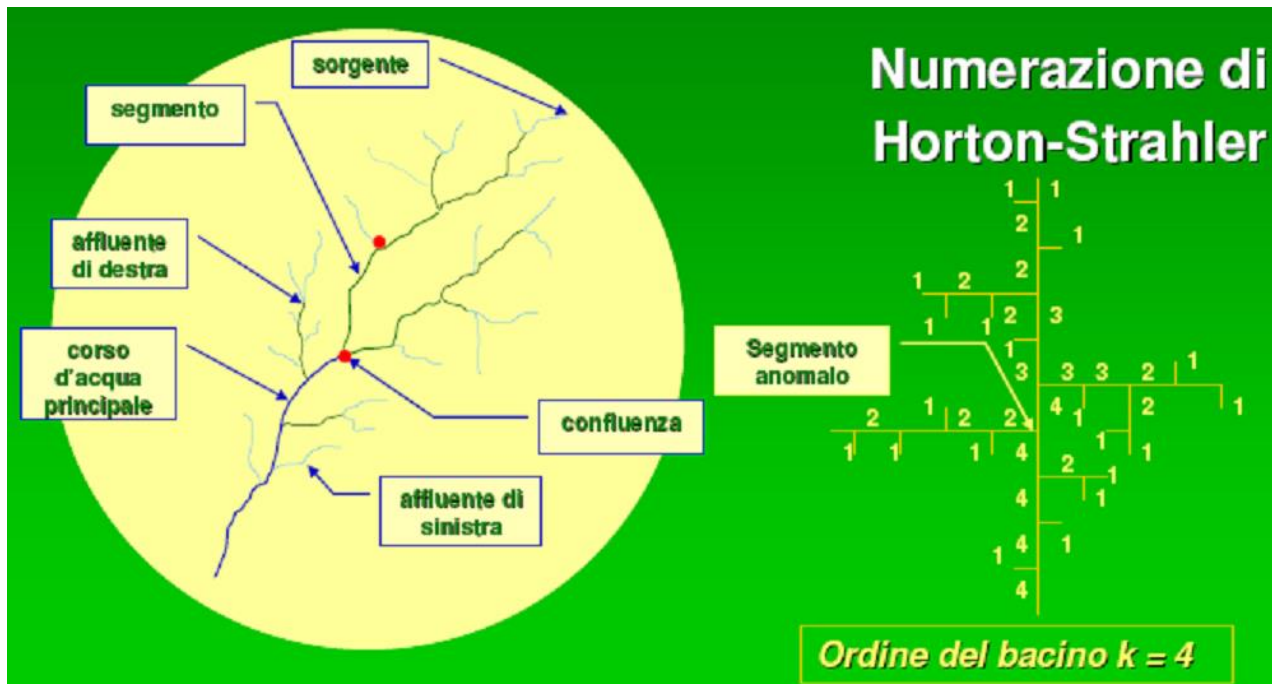


Figura 87 - Sistema di classificazione degli ordini del reticolo idrografico secondo Strahler.

Secondo questo metodo, la rete è costituita da aste: ogni asta ha un ordine: il primo ordine è costituito dalle aste che derivano direttamente dalle sorgenti, quando due aste del medesimo ordine i si incontrano, l'asta che si origina dalla confluenza assume l'ordine $i+1$ assumendo un ordine maggiore. Da due aste di ordine uno si formerà un ordine due, da due ordini di ordine due un terzo ordine e così via, fino a individuare un ordine massimo che rappresenta il collettore principale dell'intera rete idrografica. Nel caso in cui due aste di ordine diverso si incontrano, l'asta che si origina dalla confluenza assume l'ordine dell'asta confluyente di ordine maggiore. L'ordine del bacino è quello rappresentato dall'ordine massimo della rete.

Va però tenuto presente come la gerarchizzazione di Horton – Strahler sia dipendente dalla scala di origine della cartografia sulla quale è stato tracciato il bacino.

In figura 88 e 89 viene riportata la gerarchizzazione del bacino del Rio Geremeas che ha generato la presenza di 4 ordini. Tale analisi è stata realizzata tramite GIS con l'ausilio del modello altimetrico digitale (DEM) a maglia 10 x 10 metri della Regione Sardegna.

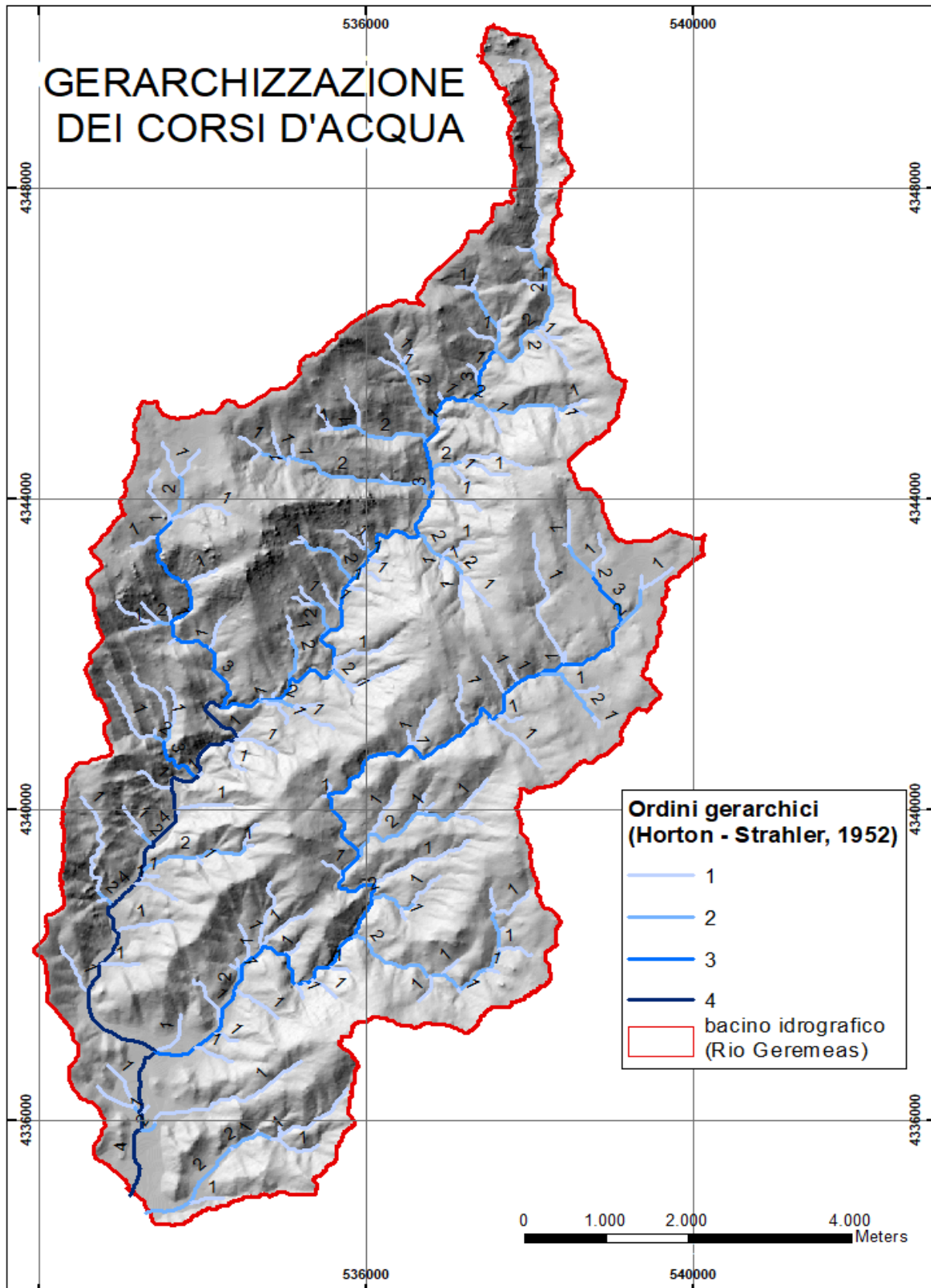


Figura 88 – Gerarchizzazione dei corsi d’acqua che compongono il Bacino del Rio Geremeas, Sardegna Sud orientale su base hillshade. La gerarchizzazione è stata realizzata tramite GIS, con l’ausilio del modello altimetrico digitale DEM fornito dalla Regione Sardegna con passo 10 m e sono stati riconosciuti 4 ordini.

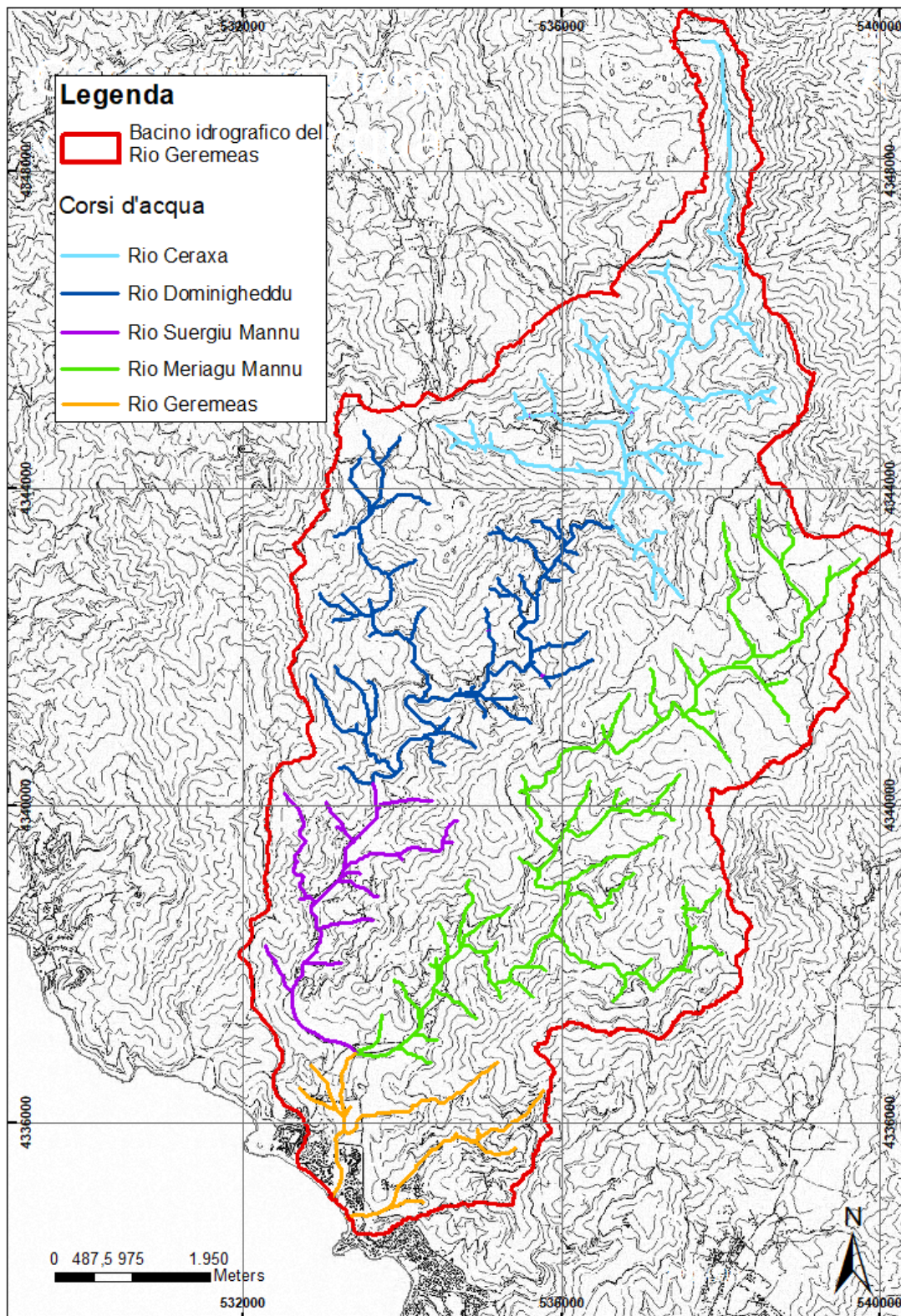


Figura 89 - Gerarchizzazione dei corsi d'acqua che compongono il Bacino del Rio Geremeas, Sardegna Sud orientale su base topografica. La gerarchizzazione è stata realizzata tramite GIS, con l'ausilio del modello altimetrico digitale DEM fornito dalla Regione Sardegna con passo 10 m e sono stati riconosciuti 4 ordini.

Sempre con l'ausilio del GIS, tramite il modello altimetrico digitale (DEM) è stata realizzata la carta delle pendenze (slope) che rappresenta l'acclività del terreno misurata in gradi, essa è una delle prime mappe che vengono realizzate quando si deve eseguire una analisi sulla stabilità dei versanti (Fig. 90).

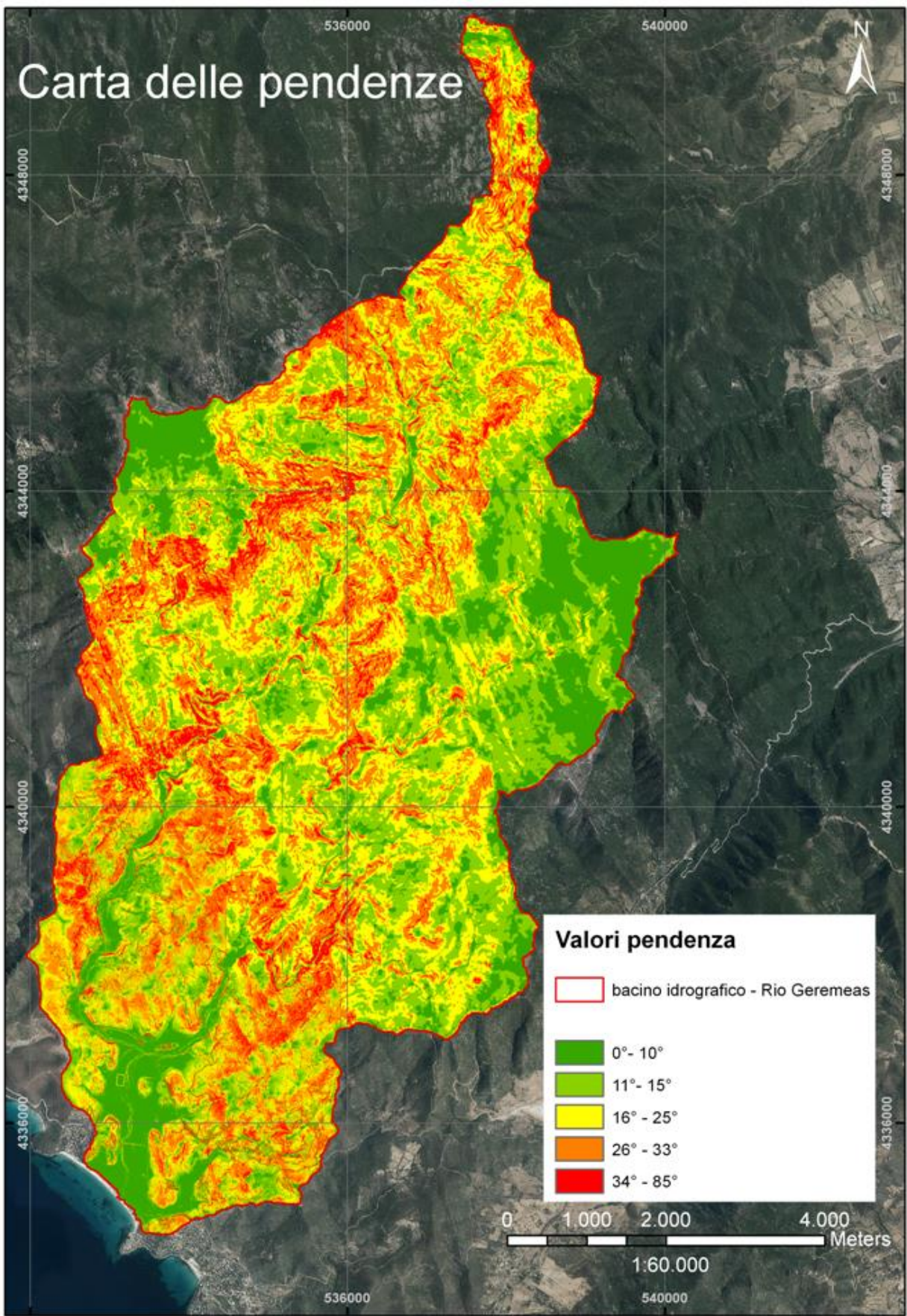


Figura 90 – Carta delle pendenze del bacino idrografico del Rio Geremeas.

Questa mappa fornisce una rappresentazione a colori della pendenza generata applicando una data funzione (slope tool) con operazioni di spatial analysis sul modello tridimensionale del terreno. Per quando riguarda il grado di pendenza si è scelto di effettuare una classificazione secondo 5 classi rappresentando superfici con pendenza da 0° a 10° con il verde scuro, pendenze con valori compresi tra 10,1° e 15° con il verde chiaro, pendenze da 15,1° a 25° con il giallo, pendenze con valori compresi tra 25,1° e 33° con l'arancione e pendenze ripide con valori tra 33,1° e 85° con il rosso.

Per avere una visione più precisa della distribuzione delle pendenze è stata realizzata una riclassificazione considerando nove classi, in figura 91 si riporta tale distribuzione sotto forma di istogramma. Si può vedere come il range di pendenze più diffuso sia quello compreso tra 20° e 30° con un valore massimo di 37%, mentre il 35% dell'area ha una pendenza compresa tra 10° e 20°, il 16% ha pendenza compresa tra 0° e 10°, il 10,75% ha pendenza compresa tra 30° e 40°, l'1% ha pendenza compresa tra 40° e 50°, lo 0,2% ha pendenza compresa tra 50° e 60°, lo 0,03% ha pendenza compresa tra 60° e 70°, lo 0,01% ha pendenza compresa tra 70° e 80° e lo 0,01% ha pendenza compresa tra 80° e 90°.

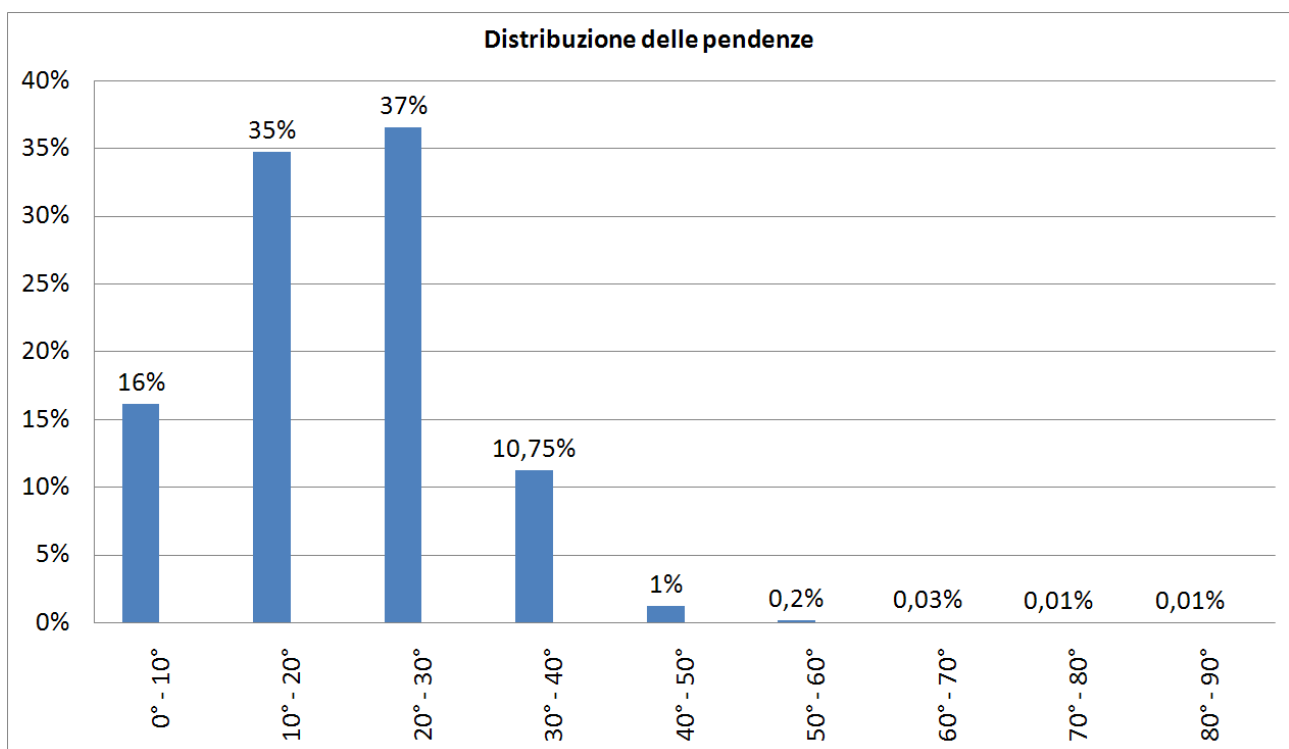


Figura 91–Rappresentazione della distribuzione delle pendenze nell'area di studio, in forma di istogramma.

Infine, è stata realizzata la carta dell'instabilità potenziale dei versanti inclusi nel bacino idrografico di interesse, il grado di instabilità di una data area è il risultato dell'interazione di diverse cause. Per la realizzazione di questa carta è stato necessario individuare i principali elementi che giocano un ruolo primario nella propensione al dissesto dei versanti, per questo è stato fondamentale disporre delle informazioni riguardo la composizione litologica, la geomorfologia, l'esposizione dei versanti e le condizioni di copertura vegetale.

Per la progettazione della carta sono state seguite le linee guida dell'ATTIVITA' DI INDIVIDUAZIONE E DI PERIMETRAZIONE DELLE AREE A RISCHIO IDRAULICO E GEOMORFOLOGICO E DELLE RELATIVE MISURE DI SALVAGUARDIA DL. 180 e Legge 267 del 3-08-1998 LINEE GUIDA (2008) – REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA a cura del Dott. Geol. Daria Dovera, del Prof. Ing. Marco Mancini e del Prof. Ing. Marco Salis.

I seguenti fattori di analisi: pendenza dei versanti, litologia e uso del suolo sono stati classificati e a ogni classe è stato attribuito un peso in base al grado di influenza nella stabilità del versante è stata applicata una somma algebrica dei valori assegnati e ottenuto un valore finale che rappresenta l'influenza che ha il dato elemento sulla stabilità.

Il primo elemento analizzato è stata la pendenza dei versanti che si presenta direttamente proporzionale alla tendenza al dissesto per effetto della gravità e inoltre maggiore è l'inclinazione maggiore sarà l'azione degli agenti atmosferici sui versanti privi di vegetazione. I pesi utilizzati per questo studio sono riportati in tabella 10 e rientrano in un range compreso tra +2 e -2.

Tabella 10 - Pesi delle diverse classi di pendenza dei versanti.

Classi di pendenza	Peso
0- 10%	2
11-20%	1
21-35%	0
36-50%	-1
>50%	-2

Il secondo elemento considerato è la litologia che considera sia la natura dei terreni sia le caratteristiche fisico-meccaniche relative come la stratificazione, la compattezza e il grado di cementazione. I pesi vengono riportati in tabella 11.

Tabella 11 - Attribuzione dei pesi alle classi litologiche.

classe	Descrizione	peso
1.	detrito di falda, con detritici e conoidi di deiezione	1
2.	Depositi lagunari, lacustri e palustri	4
3.	Alluvioni ghiaiose recenti ed attuali degli alvei fluviali	5
4.	Alluvioni ghiaiose, antiche e terrazzate	5
5.	Alluvioni prevalentemente sabbiose	6
6.	Depositi alluvionali prevalentemente limoso-argillosi	5
7.	Depositi argillosi	2
8.	sabbie eoliche	2
9.	sabbie, anche grossolane con livelli ghiaiosi ed intercalazioni di arenarie	3
10.	arenarie, arenarie conglomeratiche	
11.	marne	4
12.	calcari, calcari marnosi	7
13.	dolomie, dolomie calcaree e calcari dolomitici	8
14.	Calcescisti, micascisti, argilloscisti	4
15.	anfiboliti	7
16.	gneiss con elevata densità di giunti di fratturazione	5
17.	gneiss massicci e con giunti di fratturazione radi	8
18.	tufi, tufi conglomeratici	3
19.	ignimbriti	7
20.	basalti,	8
21.	trachiti, fonoliti	7
22.	andesiti	5
23.	rioliti massicce	7
24.	graniti, granodioriti alterati con potenti coperture di sabbioni arcocici	2
25.	graniti, granodioriti massicci privi di copertura ed alterazione	9

In questo caso i parametri rientrano in un range compreso tra 1 e 10 nella quale i pesi con valori più alti corrispondono a litologie più compatte e resistenti, con un grado di alterazione basso mentre i pesi con valori più bassi si riferiscono a litologie sciolte e maggiormente fragili.

L'ultimo parametro è l'uso del suolo, importante in quanto la presenza di vegetazione può esercitare una azione di consolidamento e limitare l'azione degli agenti atmosferici.

In tabella 12 sono riportati i pesi per le classi maggiormente presenti in Sardegna. Oltre ai pesi viene riportato il grado di impedenza, è massima quando la classe risulta essere un impedimento al dissesto idrogeologico e minima o nulla quando non impedisce l'erosione e l'instabilità del versante. In figura 92, la Carta dell'uso del suolo secondo le classi Corine Land Cover.

Tabella 12 - Classi di uso del suolo secondo il CORINE - Land Cover.

Sigla	Classi di uso del suolo	Impedenza	Peso
111	Tessuto urbano continuo	mediocre	0
112	Tessuto urbano discontinuo	mediocre	0
121	Aree industriali e commerciali	mediocre	0
122	Reti stradali e ferroviarie e spazi accessori	minima	-1
124	Aeroporti	mediocre	0
131	Aree estrattive	nulla	-2
133	Aree in costruzione	minima	-1
211	Seminativi in aree non irrigue	nulla	-2
221	Vigneti	nulla	-2
222	Frutteti	mediocre	0
231	Prati stabili	mediocre	0
242	Sistemi colturali particellari complessi	minima	-1
243	Aree prevalentemente occupate da colture agrarie	nulla	-2
311	Boschi di latifoglie	massima	2
312	Boschi di conifere	massima	2
313	Boschi misti	massima	2
321	Aree a pascolo naturale e prateria d'alta quota	mediocre	0
322	Brughiere e cespuglieti	buona	1
324	Aree vegetazione boschiva e arbustiva in evoluzione	buona	1
331	Spiagge, dune, sabbie	nulla	-2
332	Rocce nude, falesie, rupi e affioramenti	nulla	-2
333	Aree con vegetazione rada	minima	-1
411	Paludi	nulla	-2
511	Corsi d'acqua, canali e idrovie	nulla	-2
512	Bacini d'acqua	nulla	-2

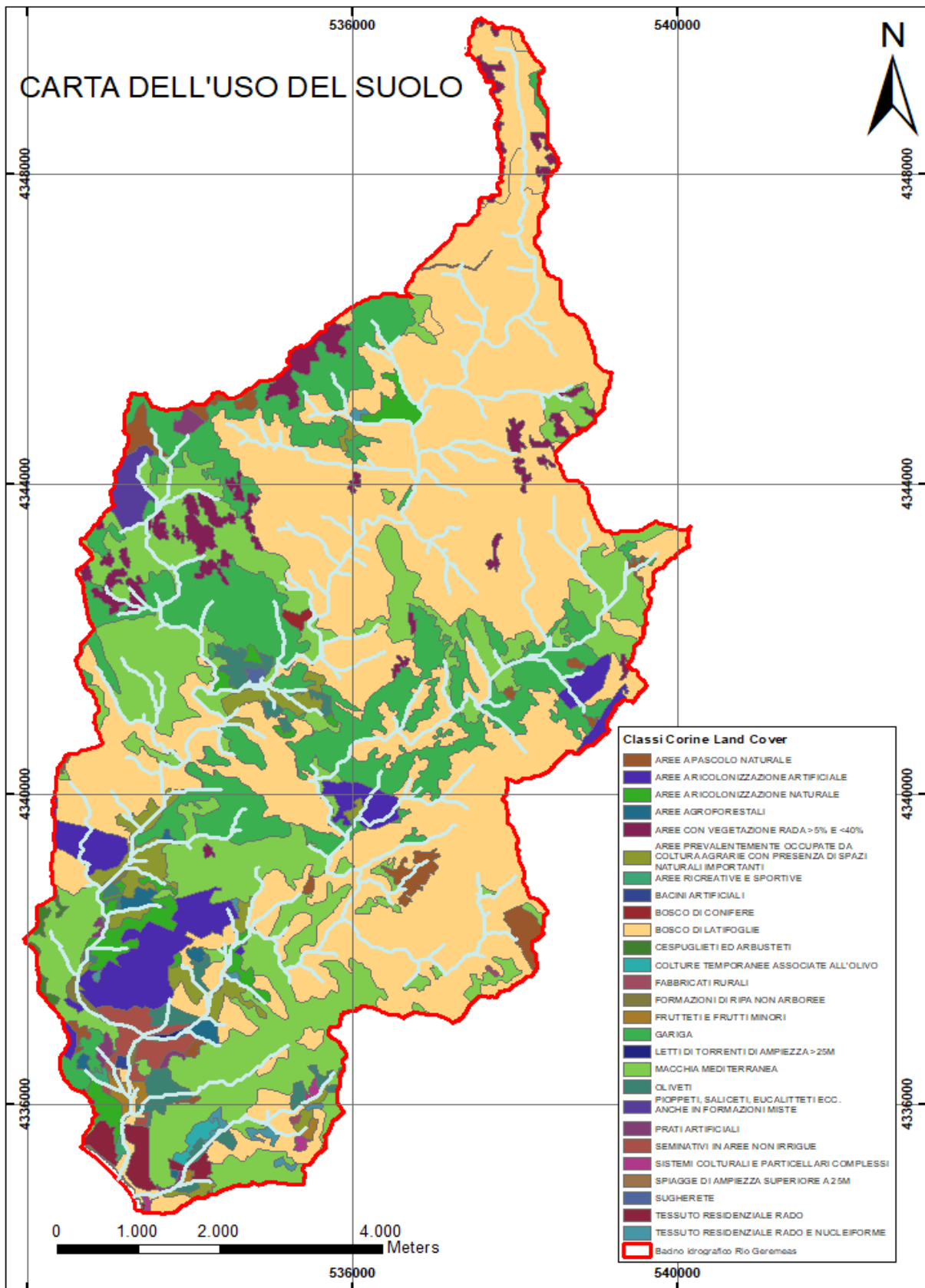


Figura 92 - Carta dell'uso del suolo secondo le classi Corine Land Cover del bacino idrografico del Rio Geremeas.

I primi elementi a essere stati sovrapposti sono stati la pendenza e la litologia in quanto considerate costanti nel tempo e infine il risultato sommato all'uso del suolo, terzo elemento che a differenza degli altri può variare in un lasso di tempo inferiore sia a causa della copertura vegetativa che a causa antropica.

Infine, attraverso l'analisi dei fattori finora descritti è stata realizzata la carta dell'instabilità potenziale dei versanti interni al bacino idrografico di interesse.

Sono state definite 5 classi di instabilità potenziale a cui corrispondono relativi pesi derivanti dalla sovrapposizione di tutti gli elementi predisponenti. La classe 5 è quella di maggiore instabilità caratterizzata da pesi minimi in quanto è tale l'incidenza degli elementi considerati mentre la classe 1 è relativa ai versanti stabili con i valori dei pesi alti in quanto i fattori considerati conferiscono maggiore stabilità. Tra la classe 5 e la classe 1 sono presenti delle classi intermedie, in tabella 13 vengono riportate tutte le classi, i gradi di stabilità e i relativi pesi.

Tabella 13 - Classi di instabilità potenziale

Classe di instabilità	Descrizione	Pesi	
		Da	a
1	Situazione potenzialmente stabile	10	12
2	Instabilità potenziale limitata	7	9
3	Instabilità potenziale media	4	6
4	Instabilità potenziale forte	1	3
5	Instabilità potenziale massima	-3	0

La somma aritmetica dei diversi pesi ha permesso di ottenere la carta di instabilità potenziale che rappresenta i diversi gradi di propensione alla stabilità mostrata in figura 93 è possibile vedere come l'area di studio sia interessata da una grande varietà di classi di instabilità. Solo piccole aree sono interessate da una situazione potenzialmente stabile, l'instabilità potenziale limitata caratterizza principalmente la piana alluvionale mentre si presentano più frequenti le classi 3,4,5 con instabilità potenziale media, forte e massima. Le aree interessate da acclività elevata e maggiori apporti, cartografati nella carta geomorfologica, rientrano nella classe caratterizzata da instabilità forte.

In figura 94 è riportata la distribuzione delle diverse classi di instabilità che permette di mettere in evidenza come la classe più estesa sia la quarta.

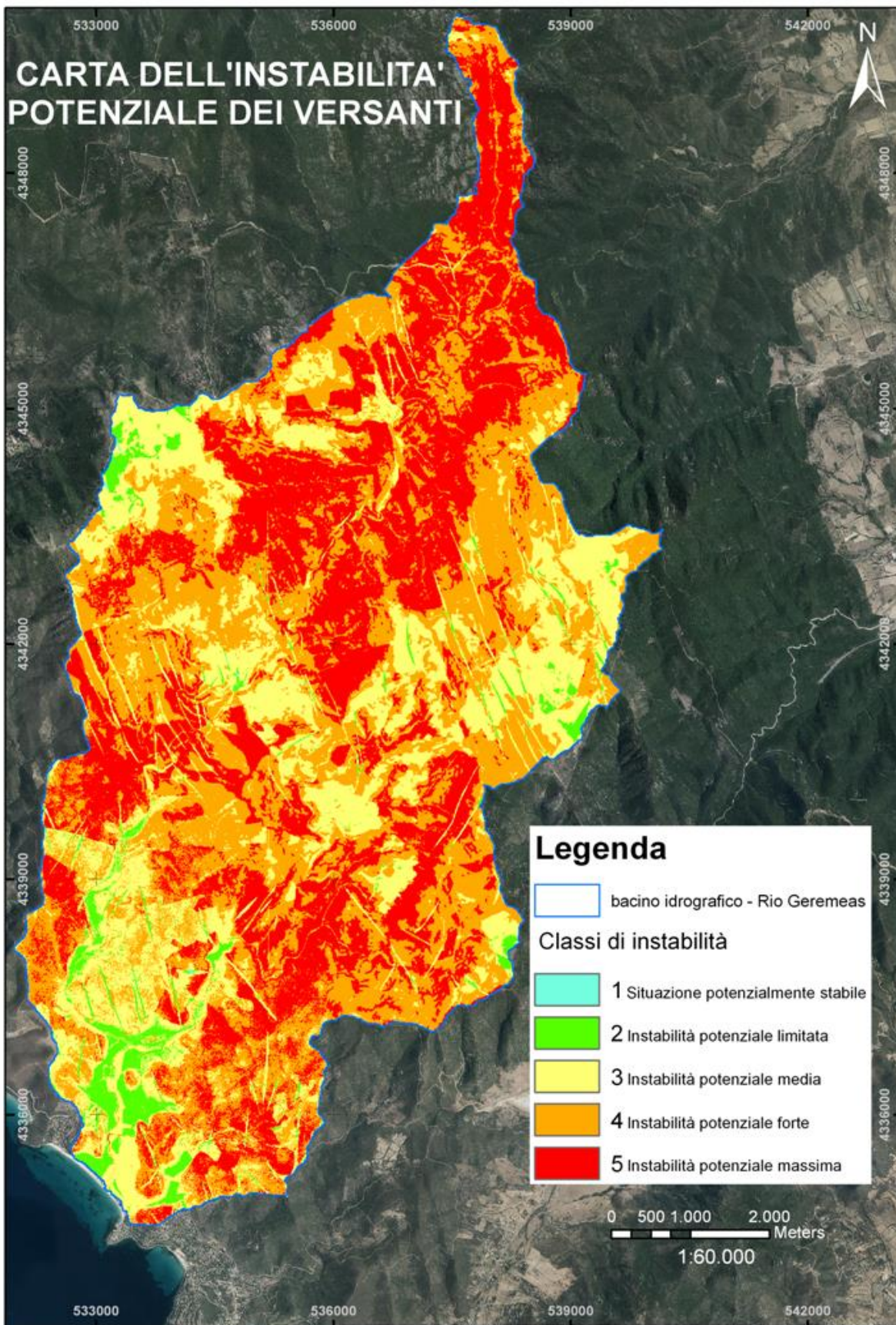


Figura 93 – Carta della instabilità potenziale dei versanti interni al bacino idrografico del Rio Geremeas ottenuta mediante la procedura di overlay mapping (in ambiente ArcGIS), è stata effettuata la sovrapposizione degli elaborati della pendenza, della litologia e dell’uso del suolo.

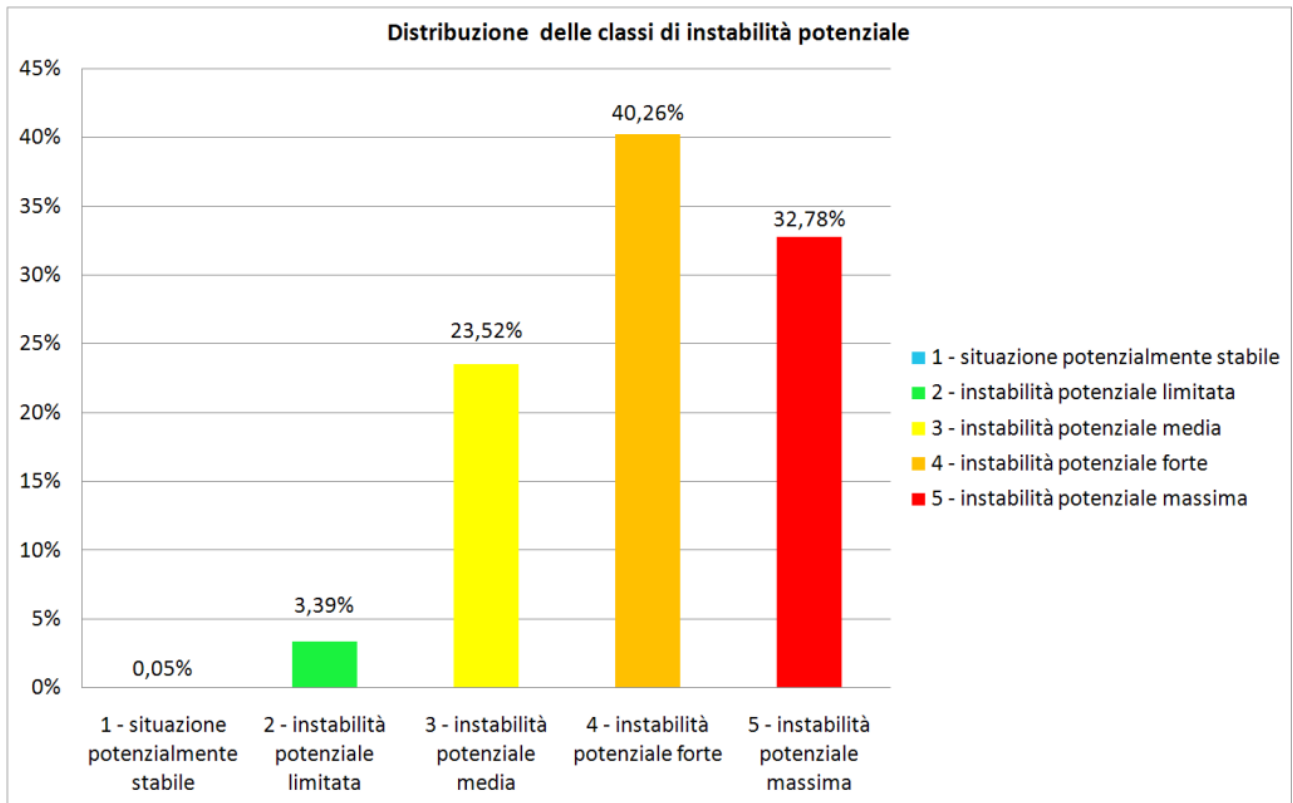


Figura 94 - Rappresentazione della distribuzione delle classi di instabilità nell'area di studio, in forma di istogramma.

Le aree interessate dalle ultime tre classi di instabilità sono caratterizzate da valori compresi tra i 1000 m e gli 80 m di altitudini. Questo dimostra che settori instabili comprendono non solo aree a monte ma anche i versanti che predominano il settore costiero a poche centinaia di metri dalla foce del Rio Geremeas.

Un ulteriore parametro morfometrico è la curva ipsografica, essa fornisce la distribuzione delle superfici nelle diverse fasce altimetriche (fig. 95).

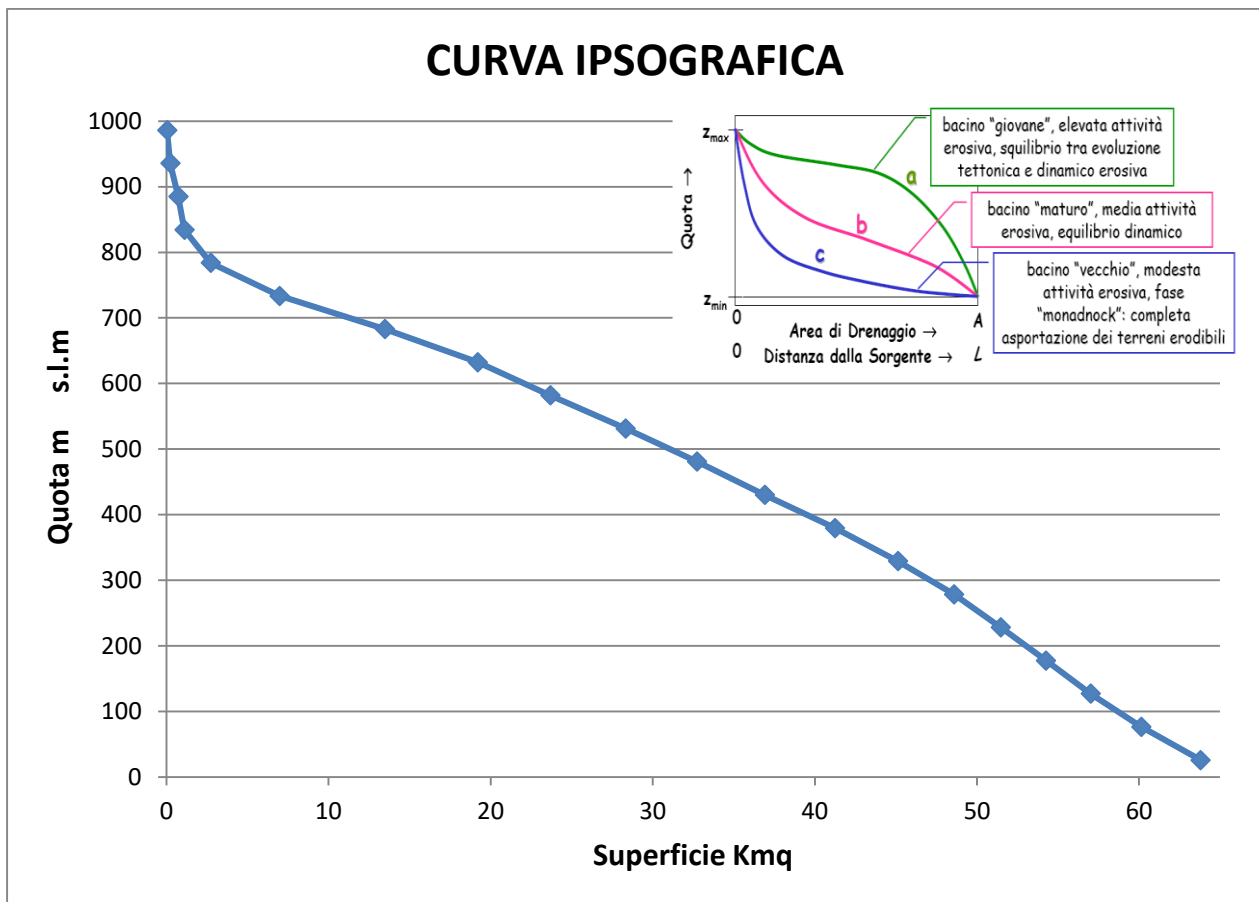


Figura 95 – Curva ipsografica del Bacino idrografico del Rio Geremeas.

Ogni punto della suddetta curva ha sull'asse delle ordinate, il valore delle quote e sull'asse delle ascisse, il valore delle superfici parziali del bacino poste al di sopra delle quote considerata. Ovviamente, alla quota massima corrisponde una superficie nulla mentre, alla quota minima, che è quella della sezione di chiusura, corrisponde la superficie dell'intero bacino.

Attraverso il confronto con il grafico delle curve ipsometriche ideali è possibile vedere come la curva del bacino in questione abbia un andamento che permette di collocarlo in una situazione intermedia tra un "bacino giovanile" e un "bacino maturo".

15.2.2 Caratterizzazione e classificazione delle unità fisiografiche e morfologiche

Partendo dall'analisi delle precedenti carte realizzate e dal rilevamento, all'interno del bacino sono stati riconosciuti quattro settori interessati da differenti morfologie. Ogni settore presenta un caratteristico assetto fisiografico che tiene conto delle caratteristiche lito-geomorfologiche e strutturali del rilievo e della loro distribuzione nello spazio.

Come supporto per la classificazione e la realizzazione della carta delle unità fisiografiche è stata utilizzata la classificazione redatta dall'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA). Sono state riconosciute 4 unità fisiografiche:

Montagne granitiche – sono rappresentate da rilievi montuosi tipici di alcune aree della Sardegna. L'energia del rilievo è alta e i litotipi principali sono i graniti, le grano dioriti, i monzograniti e i leucograniti. Il reticolo idrografico presenta un andamento da dendritico ad angolare influenzato dalle fratture, le principali morfologie presenti sono creste, versanti con pendenza elevata, valli a "V" incise.

Colline granitiche – sono rappresentate da rilievi collinari di natura granitica caratterizzati da energia medio, medio-alta. Il reticolo idrografico si presenta da sub-parallelo a dendritico, i litotipi principali sono graniti, grano dioriti e leucograniti e le componenti fisico-morfologiche principali sono crinali con creste sommitali, versanti con pendenze medio-elevate e valli a "V" incise.

Pianura di fondovalle – è caratterizzata da una area pianeggiante o sub-pianeggiante all'interno di una valle fluviale, si presenta allungata secondo l'andamento del fiume. Il reticolo idrografico si presenta con andamento meandriforme, anastomizzato o canalizzato e come litotipi principali si hanno argille, limi, sabbie, arenarie, ghiaie, conglomerati, travertini. Le componenti fisico-morfologiche che caratterizzano questa unità sono il corso d'acqua, la piana inondabile, il sistema lago-stagno-palude di meandro e di esondazione e i terrazzi alluvionali.

Pianura costiera – è caratterizzata da una area pianeggiante o sub-pianeggiante, delimitata da una linea di costa bassa e/o alta, in genere allungata parallelamente ad essa. Il reticolo idrografico si presenta parallelo, sub-parallelo, meandri forme o canalizzato. I litotipi principali sono le argille, limi, sabbie, arenarie, ghiaie e conglomerati. Le componenti fisico-morfologiche che lo caratterizzano sono la linea di riva la spiaggia, le dune, il retroduna, o il sistema lago-stagno-palude costiera, la duna fossile, il delta fluviale emerso, e i terrazzi marini.

Successivamente a tale classificazione, per analizzare la morfometria dei diversi ordini presenti in ciascuna unità fisiografica e per mettere in evidenza la morfologia dell'alveo e la sua evoluzione da monte a valle, sono state realizzate delle sezioni trasversali lungo tutto il reticolo idrografico, dopo

aver realizzato la carta delle unità fisiografiche (Fig. 96) utilizzando come base la CTR 1:10.000, le ortofoto e la carta geologica. La scelta della distanza tra le sezioni è stata realizzata seguendo un criterio ragionato sulla base delle seguenti considerazioni:

- per alvei di lunghezza > di 2 km una equidistanza di 500m.
- per alvei con lunghezza compresa tra 1 e 2 km una equidistanza di 200 m.
- per alvei di lunghezza < di 1 km una equidistanza di 100m.
- per alvei omogenei poche sezioni.

Su ogni sezione per cogliere gli elementi utili ad una dettagliata analisi statistica dell'andamento dell'alveo sono stati calcolati i dati relativi alla pendenza massima e media e l'altezza dei fianchi, per poi riportarli in tabelle (fig. 97, 98, 106, 107). Di seguito vengono mostrati i profili maggiormente rappresentativi per ciascuna unità fisiografica e i rispettivi parametri, realizzati con l'ausilio del Software Global Mapper su un DTM con precisione di un metro e di dieci metri.

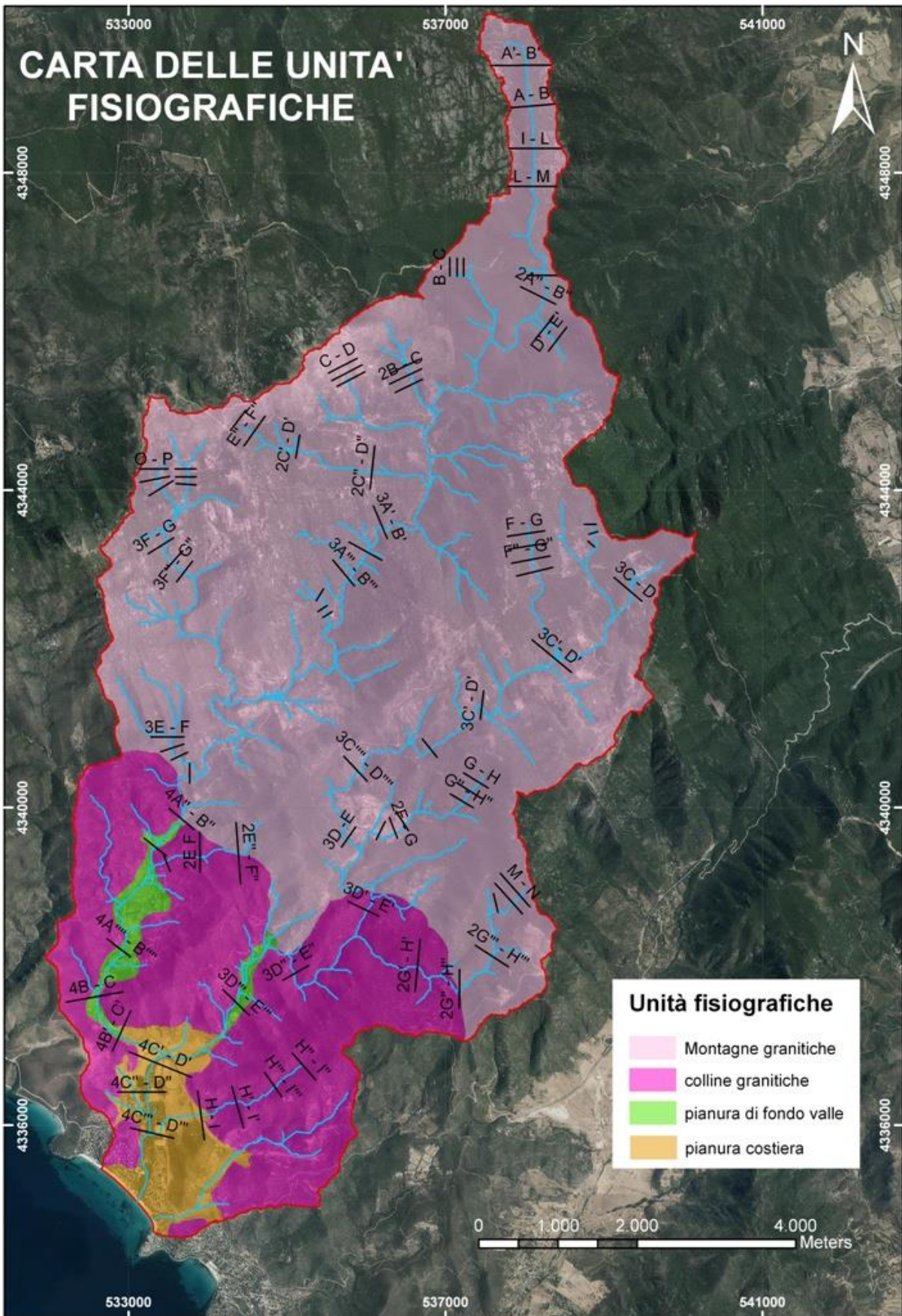


Figura 96 – Carta delle unità fisiografiche interne al bacino idrografico del Rio Geremeas.

15.2.2.1 Montagne granitiche e colline granite

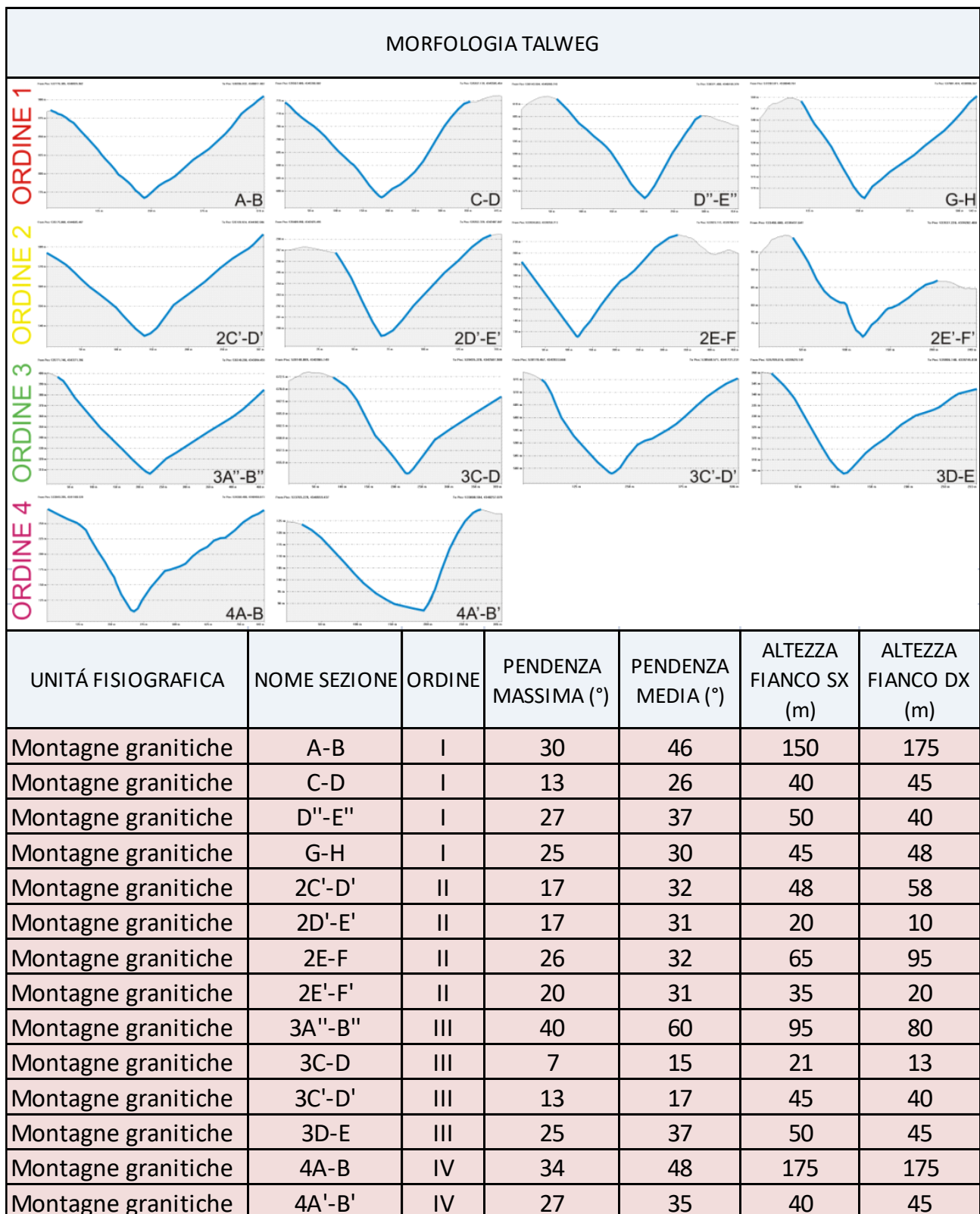


Figura 97 – profili trasversali realizzati sull'alveo nei settori appartenenti all' unità fisiografica "pianura alluvionale" e alcuni dei rispettivi parametri utili per l'analisi morfometrica.

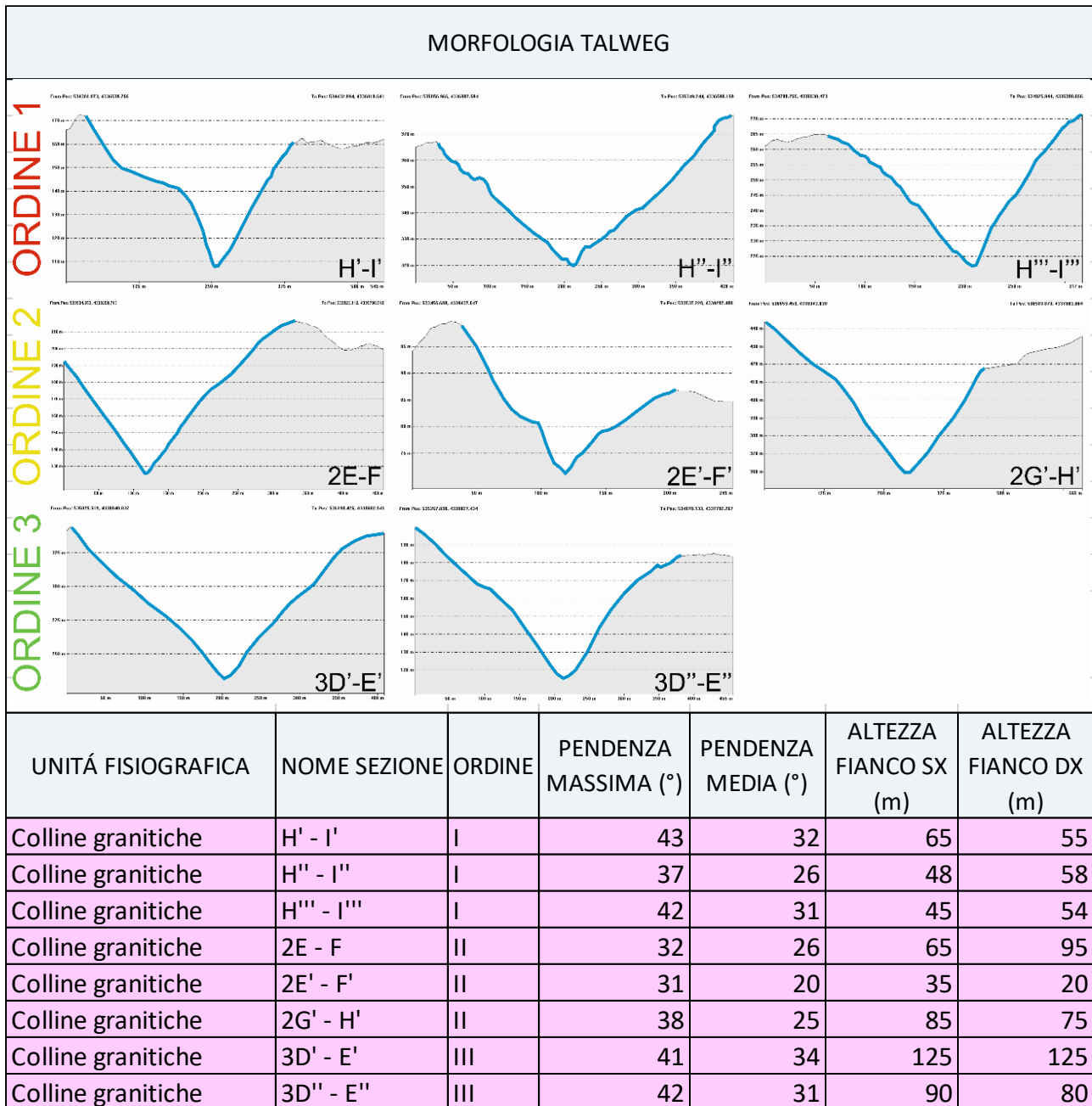


Figura 98 – profili trasversali realizzati sull’alveo nei settori appartenenti all’ unità fisiografica “colline granitiche” e alcuni dei rispettivi parametri utili per l’analisi morfometrica.

- *Principali morfologie dell’alveo*

Gli alvei che interessano queste due unità fisiografiche sono caratterizzati da alcuni parametri tipici dei corsi d’acqua montani, come lunghezze e larghezze ridotte, un alto grado di confinamento nella quale per più del 90% del tratto le sponde sono a contatto con i versanti, pendenze elevate e sedimento grossolano e eterogeneo.

Queste unità sono caratteristiche principalmente della zona medio – alta del bacino idrografico, ma in alcuni settori interessano anche aree molto vicine alla costa.

A monte del bacino sono stati rilevati sia alvei in roccia che alvei colluviali. I primi, a causa dell'energia molto elevata, presentano un fondo costituito direttamente dal substrato roccioso o da sedimenti di elevate dimensioni, il sedimento è stato completamente o parzialmente esportato e trasportato verso valle da un flusso ad alta energia (Fig. 99), tale processo è da attribuire all'elevata capacità di trasporto dovuta a una forte pendenza e spesso sono legati a cascate e salti in erosione retrogressiva.



Figura 99–Tratti interessati da alvei in roccia. Si presentano privi di sedimento in quanto è stato completamente o parzialmente esportato e trasportato verso valle da un flusso ad alta energia

Mentre gli alvei colluviali scorrono trasportando depositi di versante e interessano il settore più a monte. La loro attività di trasporto solido è spesso legata a eventi di precipitazione intensi e intermittenti come i fenomeni di trasporto di massa o colate di detrito.

In figura 100 è mostrato un settore dell'alveo che attraversa la strada interrompendone la sua continuità, trasportando blocchi dalle dimensioni comprese tra pochi centimetri e diversi decimetri. In figura sono evidenziati i blocchi che hanno dimensioni maggiori di 40 cm. Questo fenomeno è stato interpretato come il risultato di un evento di precipitazioni intense, in quanto solo eventi di elevata intensità per esempio debris flow, sono in grado di generare tale variazione sia nell'andamento che nella morfologia dell'alveo.



Figura 100 - Variazioni morfologiche molto rilevanti associate a piogge intense e all'instabilità dei versanti e di una colata detritica lungo un affluente che ha determinato uno sbarramento della strada (a destra, alveo visto da monte).

Esiste una forte correlazione tra pendenza dell'alveo e tipologia morfologica, infatti la morfologia degli alvei che formano il bacino del Rio Geremeas nel settore a monte è influenzata dalla elevata pendenza e dal materiale principalmente grossolano che viene trasportato lungo l'alveo. Attraverso l'analisi morfologica di questo settore sono stati individuati tratti caratterizzati principalmente da morfologie a step and pool e a rapide.

Le prime sono caratterizzate da "steps" (gradini) che possono presentarsi individualmente o in sequenza, intervallati a "pool" (depressioni), morfologie che indicano elevate pendenza con elevato trasporto al fondo e in sospensione.

In figura 101 vengono riportati dei tratti del Rio Ceraxa nella quale sono state fotografate delle morfologie che potrebbero essere interpretate come step and pool, con un profilo longitudinale a gradinata che può essere distrutto durante eventi di piena per poi essere ricostruito. Il flusso che attraversa le strutture a step and pool oscilla tra una condizione subcritica nei pool e una condizione super critica al di sopra degli step. Gli step, quindi i gradini sono costituiti sia da ciottoli o massi, che da detriti legnosi e la loro altezza dipende dalla dimensione del materiale che li genera, mentre i pool sono caratterizzati da sedimenti più fini.

Sulla base della classificazione proposta da Hayward (1980) le tipologie riscontrate sono: boulder-steps nella quale sono blocchi di elevate dimensioni raggruppati quasi a formare una sbarra rettilinea a generare il gradino, posto trasversalmente rispetto alla direzione di flusso, riffle-steps nella quale sono i ciottoli che giocano un ruolo predominante, rock-steps come in figura 105 b nella quale un blocco di roccia genera un gradino quasi a formare una cascatella e log step quando il gradino è generato da materiale vegetativo.

La seconda tipologia è rappresentata dalle rapide che come la prima tipologia si sviluppa anch'essa in alvei con pendenze accentuate e alvei confinati con una disorganizzazione dei blocchi e una capacità di trasporto molto elevata (Fig. 102). Le rapide sono caratterizzate dalla presenza di blocchi all'interno dell'alveo ma si differenziano dagli step and pool in quanto mentre questi ultimi sono generati dalla presenza di blocchi ordinati perpendicolarmente rispetto alla corrente nelle rapide i blocchi non sono allineati ma occupano una posizione caotica. Le rapide sono caratterizzate da una capacità di trasporto molto elevata e una scabrezza dell'alveo molto forte. A volte all'interno di tratti dall'alveo a rapida i blocchi si possono organizzare obliquamente rispetto alla corrente.



Figura 101 - evidenze di trasporto solido: sequenza morfologica a step e pool nella quale punti ripidi che formano i gradini si alternano a punti nella quale la pendenza è inferiore formando i tratti a pool.

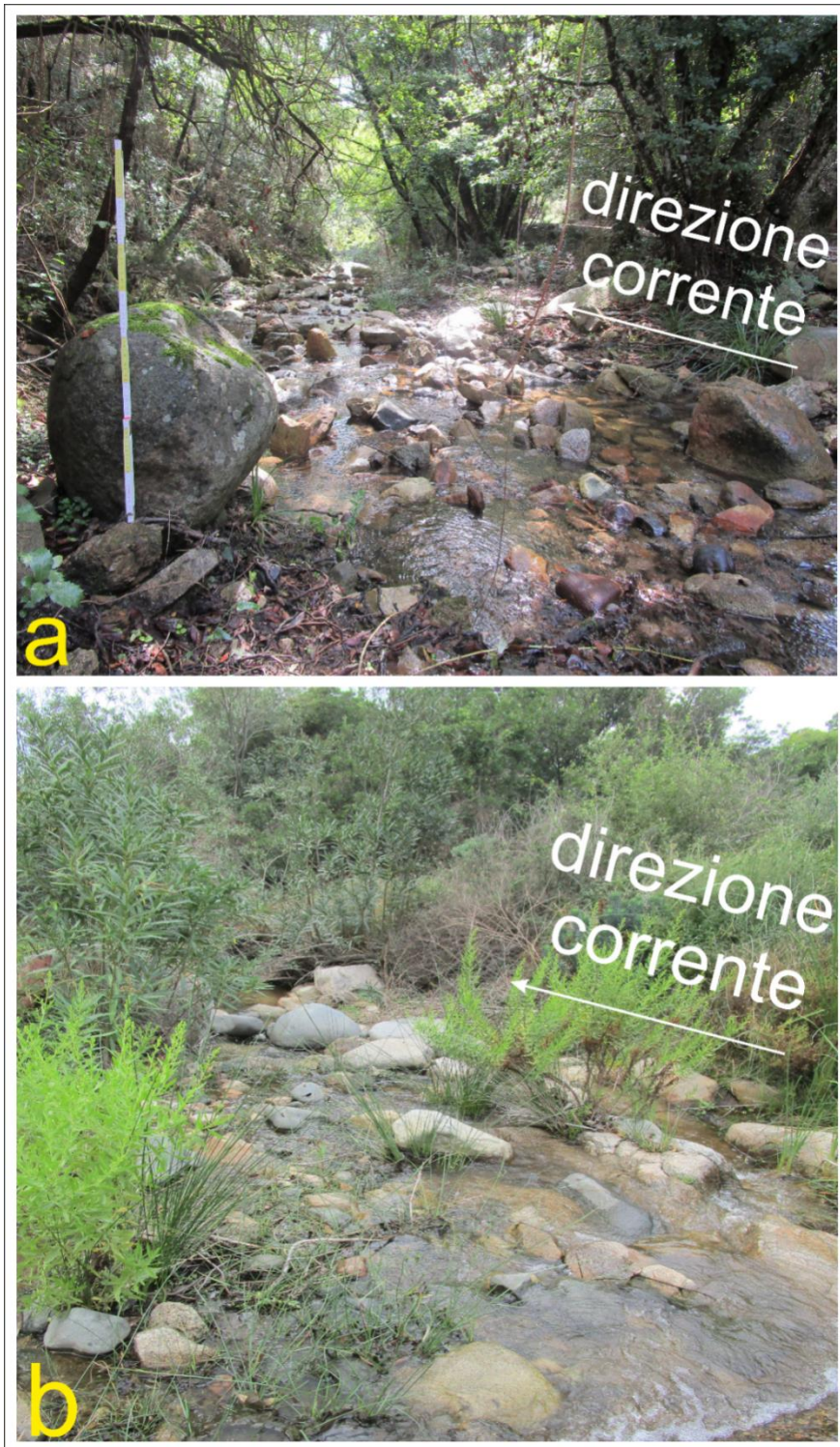


Figura 102 - Evidenze di trasporto solido: Unità morfologiche a rapida

- *Aree sorgenti e produzione di sedimenti*

La configurazione morfologica del corso d'acqua è fortemente condizionata dai versanti che lo delimitano, graniti fratturati. Queste due unità fisiografiche sono sede di aree potenzialmente instabili nella quale sono state rilevate aree con maggior quantità di materiale instabile che in caso di eventi di precipitazione intensi potrebbero rappresentare un modo di approvvigionamento detritico nelle zone sorgenti (Fig. 103).



Figura 103 – aree sorgenti formate da graniti fortemente fratturati; 1) Paleo superficie di spianamento; 2) Rilievi a Inselberg; 3) Rilievi a Tor.

In figura 104 una immagine realizzata con il drone nella quale viene mostrato un canale a monte del bacino idrografico interessato da una colata detritica lunga poco più di 100 m e larga circa 20 m, che appunto rappresenta una fonte di alimentazione di sedimento per il bacino idrografico.



Figura 104 - Canale con scariche di detrito lungo il versante occidentale del bacino idrografico rappresenta uno dei fattori di instabilità e fonte di prima alimentazione delle colate rapide di debris flow.

Procedendo verso valle il grado di confinamento è ancora abbastanza alto, l'interazione che si crea tra il corso d'acqua e le pareti dei versanti che si presentano molto fratturati è fondamentale per l'apporto di materiale grossolano proveniente principalmente da crolli. Questo processo è evidente nel tratto compreso tra le due unità fisiografiche "colline granitiche" e "pianura di fondovalle" tra il Rio Dominigheddu e il Rio Suergiu Mannu nella ripresa fatta col drone (Fig. 105).



Figura 105 - Alveo incassato entro ripide pareti rocciose fratturate, che alimenta la portata solida dell'alveo. L'assenza di depositi di debris flow, se non in alcune trappole sedimentarie, testimonia il transito quasi totale delle colate rapide lungo il tratto intermedio del profilo.

15.2.2.2 Pianura alluvionale e pianura costiera

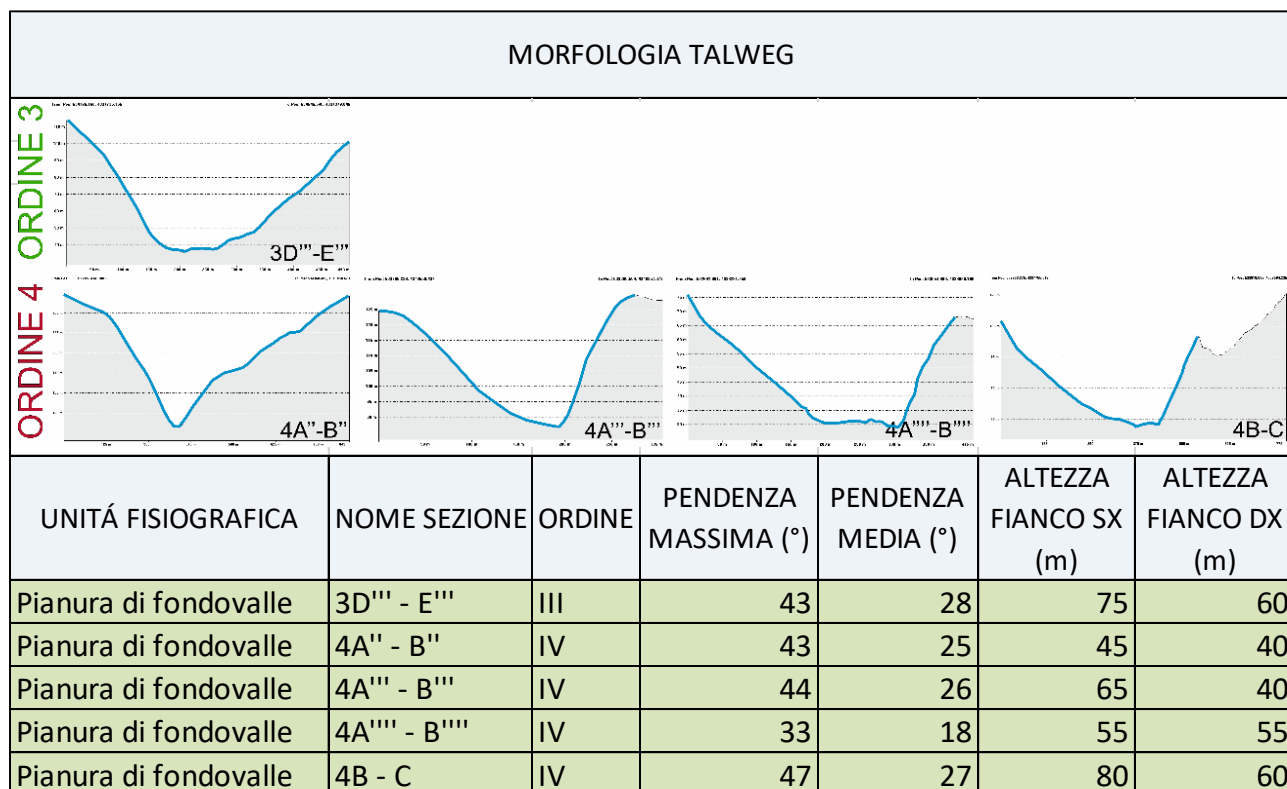


Figura 106 – profili trasversali realizzati sull’alveo nei settori appartenenti all’ unità fisiografica “pianura alluvionale” e alcuni dei rispettivi parametri utili per l’analisi morfometrica.

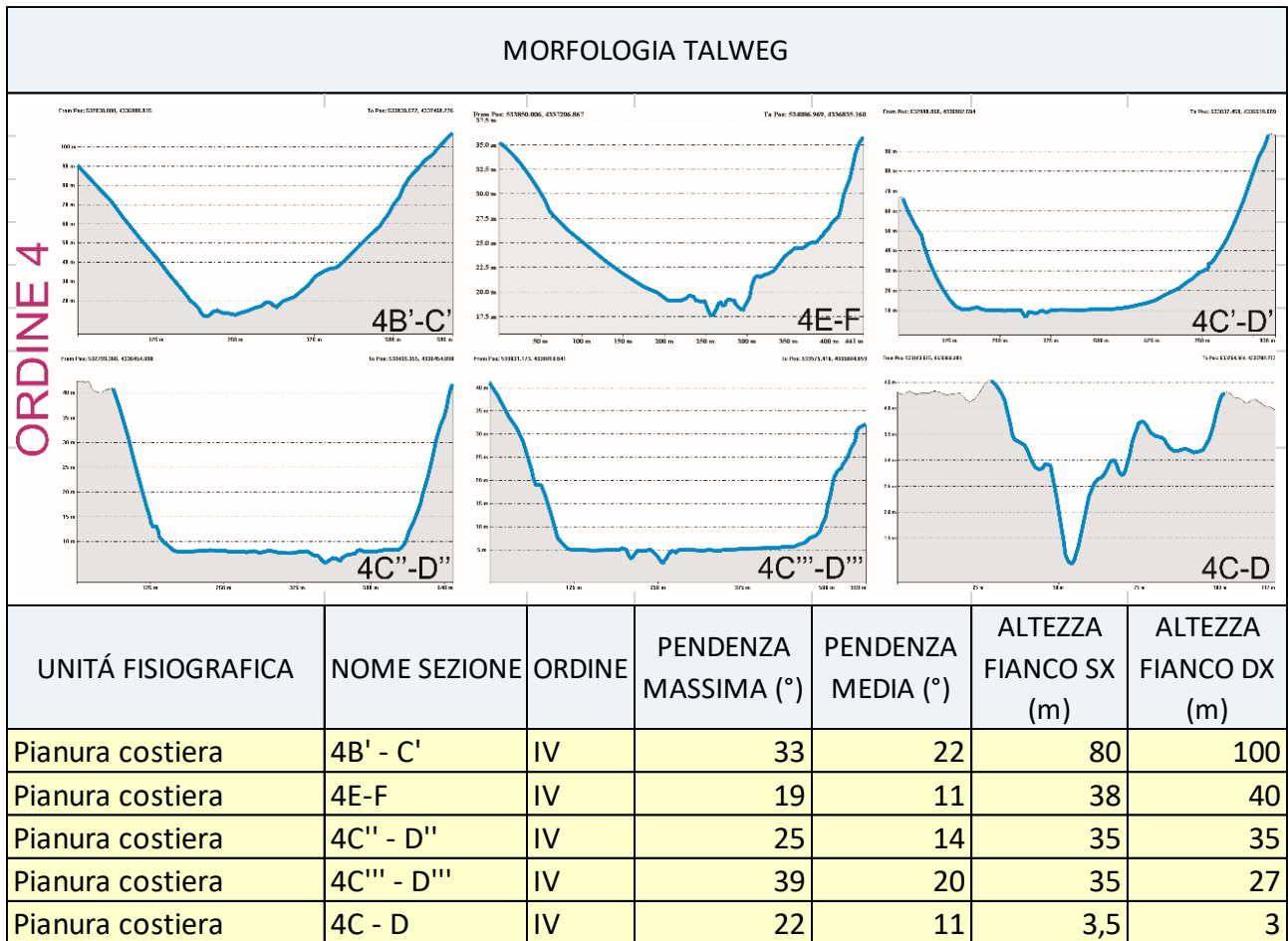


Figura 107—profili trasversali realizzati sull’alveo nei settori appartenenti all’ unità fisiografica “pianura costiera” e alcuni dei rispettivi parametri utili per l’analisi morfometrica.

- *Principali morfologie dell’alveo*

Gli alvei che interessano queste due unità hanno dimensioni estese e si presentano confinati o semi-confinati nella pianura di fondovalle e non confinati in quella costiera nella quale per meno del 10% del tratto le sponde sono a contatto con i versanti. Sono formati da blocchi e sedimenti alluvionali di dimensioni comprese tra alcuni centimetri e valori che superano di poco il metro. Questo non essendo confinato tra due versanti ha la capacità, in base alle portate liquide del corso d’acqua e alla disponibilità di sedimenti, di modificare la propria morfologia sia in senso planimetrico che altimetrico. Per tutto il tratto della pianura sia alluvionale che costiera fino alla foce, gli alvei scorrono su sedimenti alluvionali a fondo mobile.

Nell’area di studio in queste unità scorrono il Rio Suergiu Mannu e il Rio Meriagu Mannu che poi conflueno generano il Rio Geremeas, presentano una configurazione mista, tendono ad assumere un tracciato sub-rettilineo o sinuoso e in piccoli settori a canale intrecciato ad andamento leggermente meandriforme con la presenza di più canali separati dalla presenza di diversi tipi di

barre, è una situazione intermedia tra “bed load – straight” e “bed load – meandering thalweg” (Fig.108).

Questi tipi di morfologia sono indicatori di una corrente ad alta energia, di sedimenti grossolani, di una portata solida elevata e grande disponibilità e alimentazione di sedimenti.

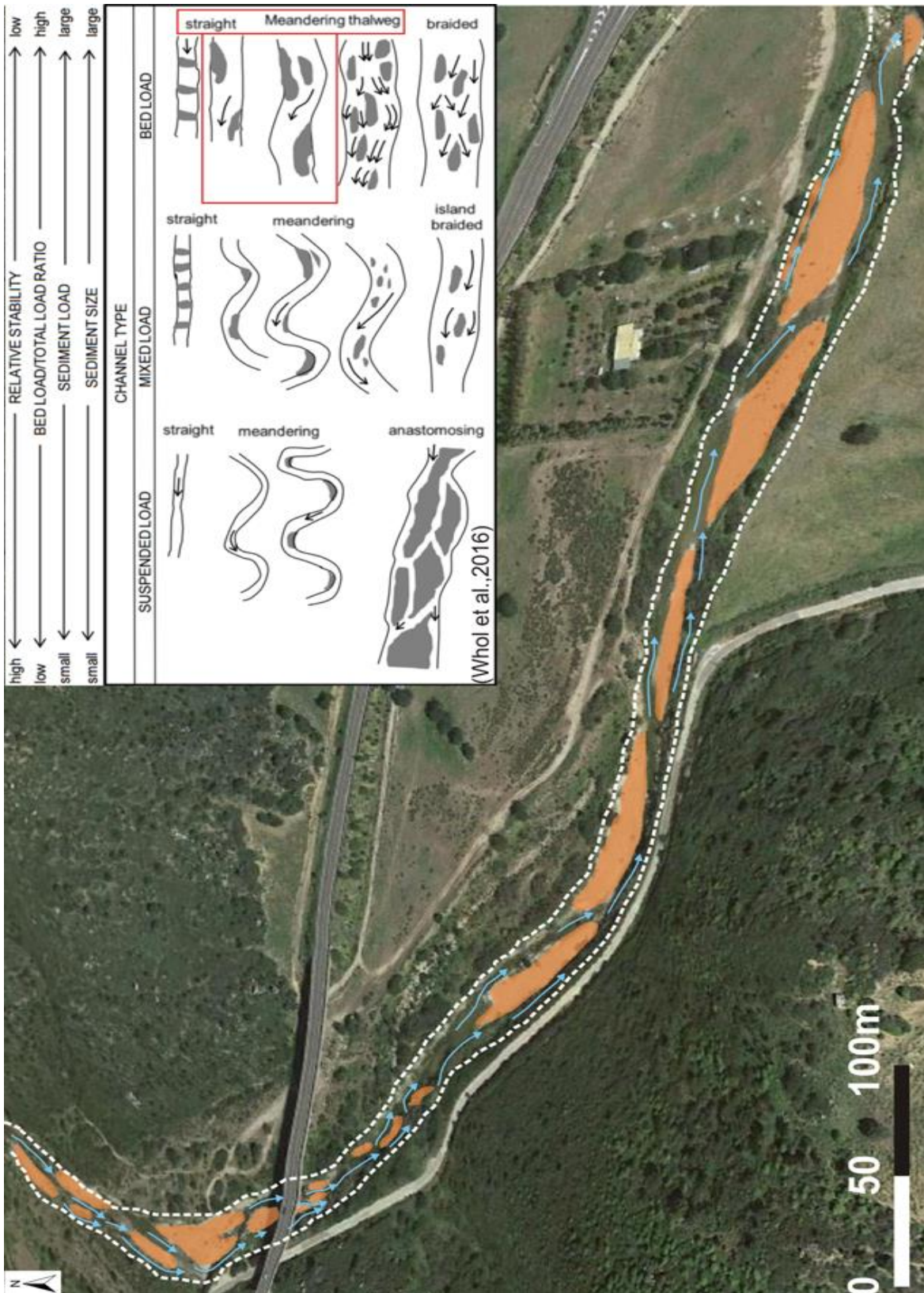


Figura 108 – Tratto fluviale del Rio Suergiu Mannu (bacino idrografico del Rio Geremeas) caratterizzato da un andamento classificato come “bed load – straight” e “bed load – meandering thalweg”.

Con lo scopo di interpretare le dinamiche dell'alveo sono stati analizzati i tipi di barre sulla base della classificazione realizzata da Kellerhals et al., 1976) e gli ordini dei terrazzi sia recenti che antichi.

- *Classificazione delle barre*

Sono state riconosciute sia barre laterali tipiche di alvei sub-rettilinei e a bassa sinuosità che barre longitudinali dove vi è la presenza di più canali, queste ultime sono caratterizzate da una forma romboidale con l'asse maggiore nella direzione del flusso. Le barre longitudinali sono ciottolose con granulometria maggiore alla testa in quanto attraversata direttamente dal flusso con migrazione sottocorrente e con la coda che migra verso valle formata da materiale più fine deposto inseguito alla separazione del flusso. In figura 109 vengono riportate alcune barre rilevate sul Rio Suergiu Mannu, distinguendole tra longitudinali e laterali durante un flusso ordinario. Entrambi i tipi di barre sono costituiti da settori a granulometria maggiore indicatori di maggiore energia e maggiore capacità di trasporto e settori a granulometria inferiore costituiti principalmente da sabbie indicatori di correnti a inferiore energia.



Figura 109 – barre longitudinali e laterali individuate sul corso d'acqua Riu Suergiu Mannu.

- Terrazzi

Il terrazzo è costituito da una superficie posta ad una elevazione maggiore rispetto alla piana inondabile in seguito ad una modificazione della posizione altimetrica del fiume.

In figura 110 è possibile distinguere due canali che rappresentano la zona di deflusso idrico con il talweg che è il punto più depresso sulla destra idraulica. I canali sono separati dalla presenza di una barra longitudinale. Sulla sinistra idraulica vi è un solo ordine di terrazzi mentre sulla destra idraulica sono presenti due ordini, uno recente e uno antico. Il terrazzo recente corrisponde a una piana inondabile ormai inattiva seppur ancora soggetti a inondazione con TR>3 anni e sono legati all'incisione dell'alveo compresa negli ultimi 50-100 anni. Questi terrazzi si differenziano da quelli antichi che sono caratterizzati da altezze maggiori e determinano il confinamento dell'alveo.

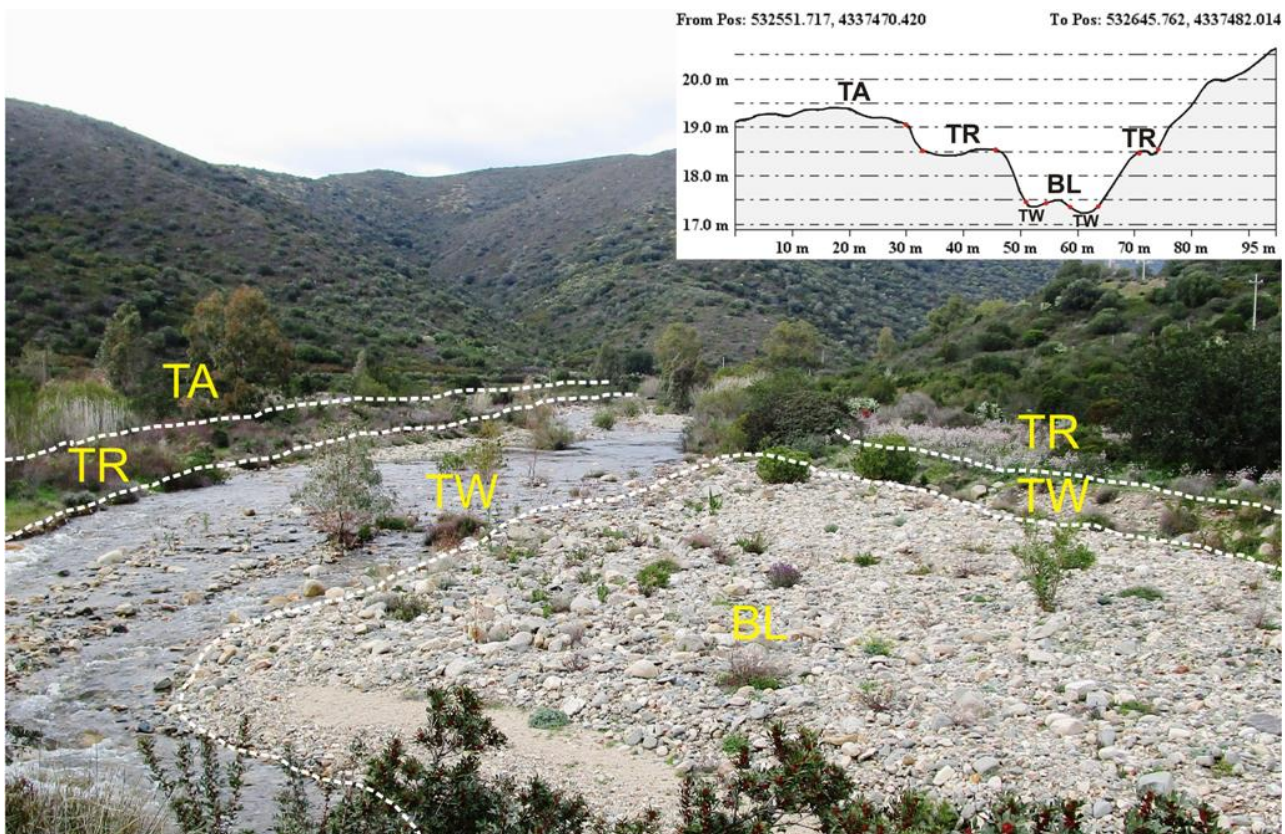


Figura 110 – Varie superfici morfologiche presenti sulla piana alluvionale, riportate anche sul profilo trasversale. TA: terrazzo antico; TR: terrazzo recente; TW: talweg; BL: barra longitudinale.

In figura 111 sono mostrate alcune sezioni trasversali realizzate sul DTM a passo di un metro nella quale è possibile vedere l'organizzazione dei terrazzi.

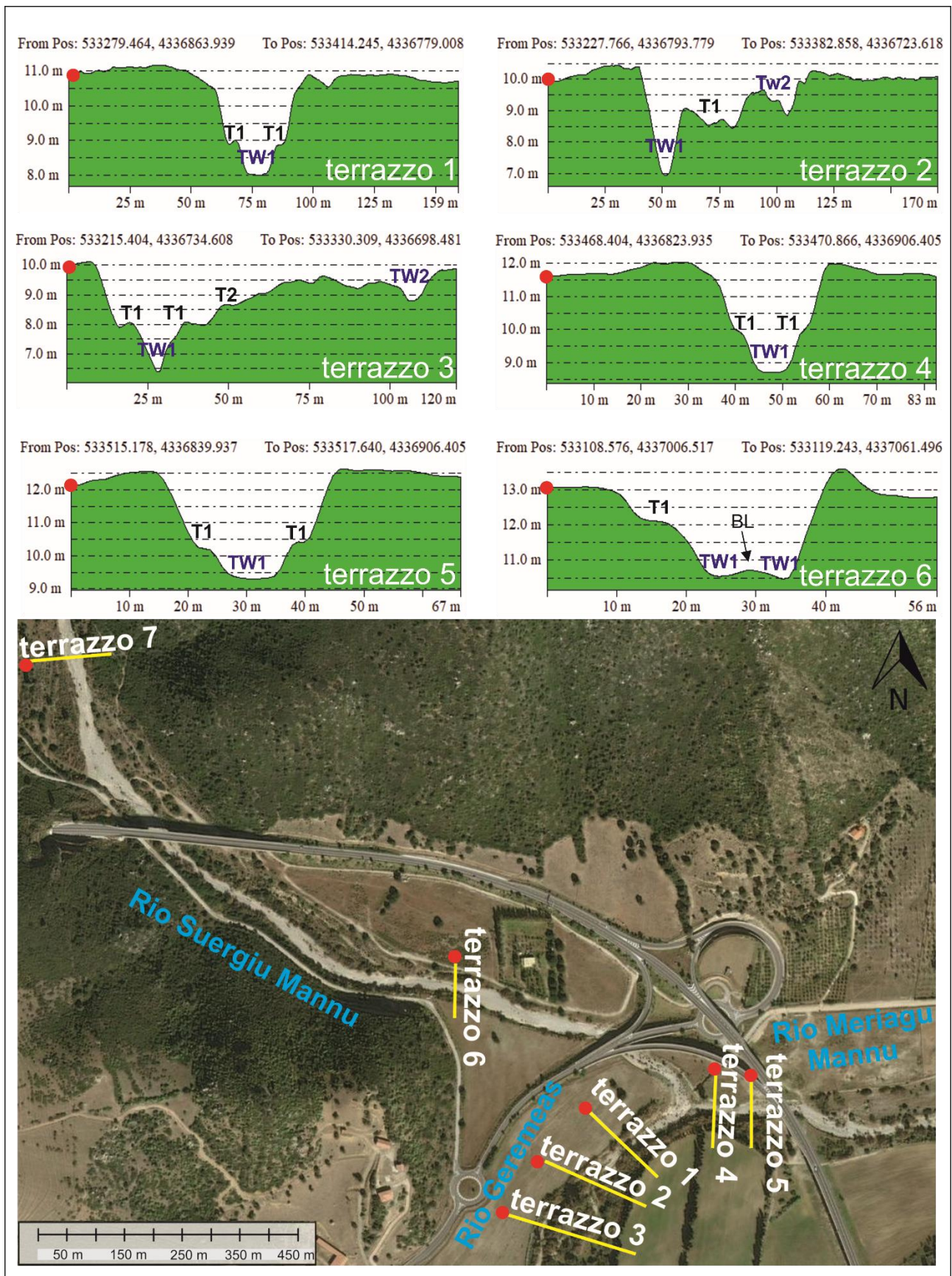


Figura 111 - Sezioni trasversali realizzati nella piana alluvionale, con indicazione delle varie superfici morfologiche presenti. C: canale; B: barra; T: terrazzo.

- *Granulometria del materiale trasportato lungo l'alveo: piana alluvionale e foce*

Di fondamentale importanza è la quantità di materiale solido che è stato rinvenuto nel settore più a valle del bacino idrografico, soprattutto quello di dimensioni maggiori mobilizzato durante le piene. Nel Rio Suergiu Mannu e Meriagu Mannu sono stati rilevate sedimenti compresi in un range di granulometrie che vanno dalle sabbie ai blocchi. Le sabbie e le ghiaie sono tipiche di correnti ordinarie mentre i blocchi sono stati trasportati da monte a valle durante eventi di piena, generando debris flood, durante questo tipo di fenomeni la corrente ha una forza tale da prendere in carico i materiali alluvionali di ogni granulometria e portarli a quote inferiori (Fig. 112).



Figura 112 - Esempi di accumulo di materiale trasportato da flussi ad alta energia. Si notino i massi di notevoli dimensioni.

Sul Rio Suergiu Mannu è stato rilevato un settore caratterizzato da un deposito alluvionale con granulometria variabile, prevalgono blocchi e ciottoli di dimensioni decimetriche, questi ultimi si presentano embricati e sono riferibili a un evento di debris flood (Fig. 113).



Figura 113 - Depositi sedimentari depositi da qualche evento alluvionale che ha generato un embriciatura tra i massi.

Ulteriori contributi al materiale solido trasportato dal corso d'acqua possono derivare da approvvigionamenti detritici provenienti da affluenti come nel Rio Suergiu Mannu in figura 114a e instabilità locali delle sponde degli alvei favorite dall'erosione al piede delle stesse (Fig. 114b). Tale processo, legato sicuramente a eventi di piena seguiti da movimenti di massa a opera della gravità, influenza la variazione planimetrica dell'alveo. L'erosione di sponda con una altezza poco superiore al metro e mezzo è caratterizzata da nicchia retrogressiva sul Rio Suergiu Mannu.



Figura 114 – Contributo detritico sul Rio Suergiu Mannu nel settore a valle del bacino idografico: a) contributo detritico ad opera di un affluente del Rio Suergiu Mannu (vista da valle) e b) erosione di sponda con nicchia retrogressiva e corpo di frana di piccole dimensioni (vista da valle).

Allo sbocco del corso d'acqua nel mare, l'acqua rallenta la sua velocità e deposita il suo carico. La maggior parte dei sedimenti è deposta proprio alla foce. In figura 115a vengono riportate le diverse fasi della piena, inizialmente il flusso di piena (step 1) procede centralmente, successivamente al diminuire dell'energia, il flusso si sposta sulla destra e si passa ad un flusso intermedio (step 2). Infine, si trasforma in flusso di magra (step 3), questo ultimo passaggio è marcato dal lobo di rotta (cerchio rosso), durante le diverse fasi il materiale il sedimento trasportato dalla corrente viene depositato in mare. Le sponde sono caratterizzate da una altezza di circa un metro (Fig. 115b) con una granulometria al limite del micro conglomerato (limite 2mm), sono sabbie grossolane (fig. 115d) e spesso sono presenti delle piccole nicchia di frana (Fig. 115c).

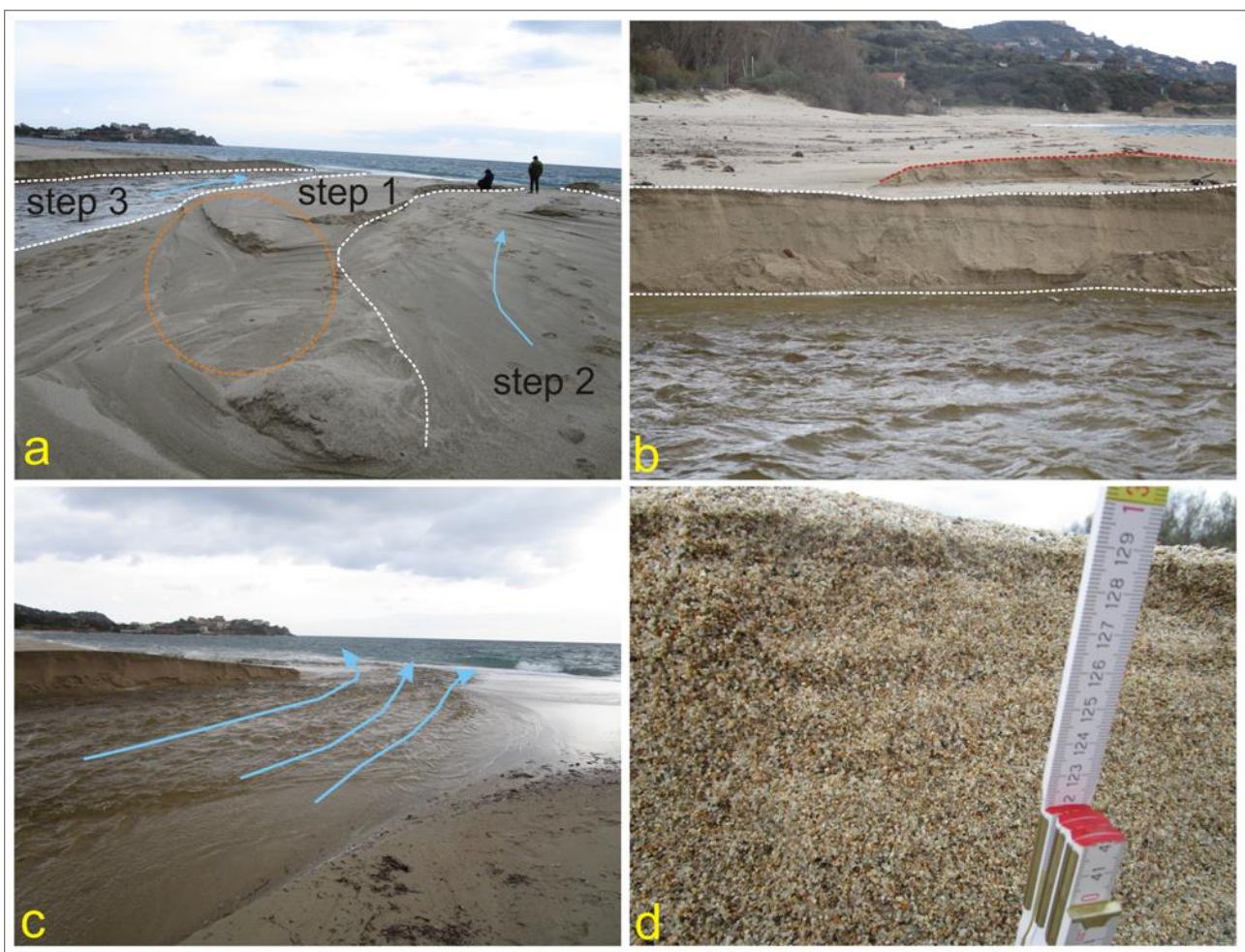


Figura 115 – processo di deposizione a mare del materiale a granulometria inferiore trasportato dalla piena. a) interpretazione che mostra le diverse fasi della piena, inizialmente il flusso di piena (step 1) procede centrale, poi si passa ad un flusso intermedio (step 2) per poi passare al flusso di magra (step 3), questo ultimo passaggio è marcato dal lobo di rotta (cerchio rosso); b) sponda sinistra alta poco più di un metro, al di sopra è presente una piccola nicchia di frana; c) il materiale viene depositato a mare; d) la granulometria documentata lungo la sponda destra si presenta al limite del micro conglomerato (limite 2mm), sono sabbie grossolane.

Quando un corso d'acqua sfocia nel mare, il materiale solido che viene trasportato dalla corrente liquida tende a depositarsi formando un delta o più semplicemente una barra solida nella zona della foce fluviale (Ricci Lucchi, 1980), in figura 116 la sezione longitudinale idealizzata di delta fluviale. La maggior parte del sedimento che giunge a un delta è portato dalle piene e l'evoluzione del processo di deposizione dei sedimenti trasportati dalle correnti marine dipende dall'interazione che si instaura tra la portata del flusso e l'azione modellatrice del mare. La velocità di crescita della barra è direttamente proporzionale alla portata solida ed inversamente proporzionale alla pendenza del fondale. La misura in cui i sedimenti deltizi sono dispersi in mare e nella piattaforma continentale dipende dall'intensità dei processi marini durante il periodo di piena; se questa è al massimo, si ha pure massima dispersione verso largo. Se la piena giunge in un periodo di acqua calma, si ha minima dispersione e massima intensità dei processi di deposizione fluviali.

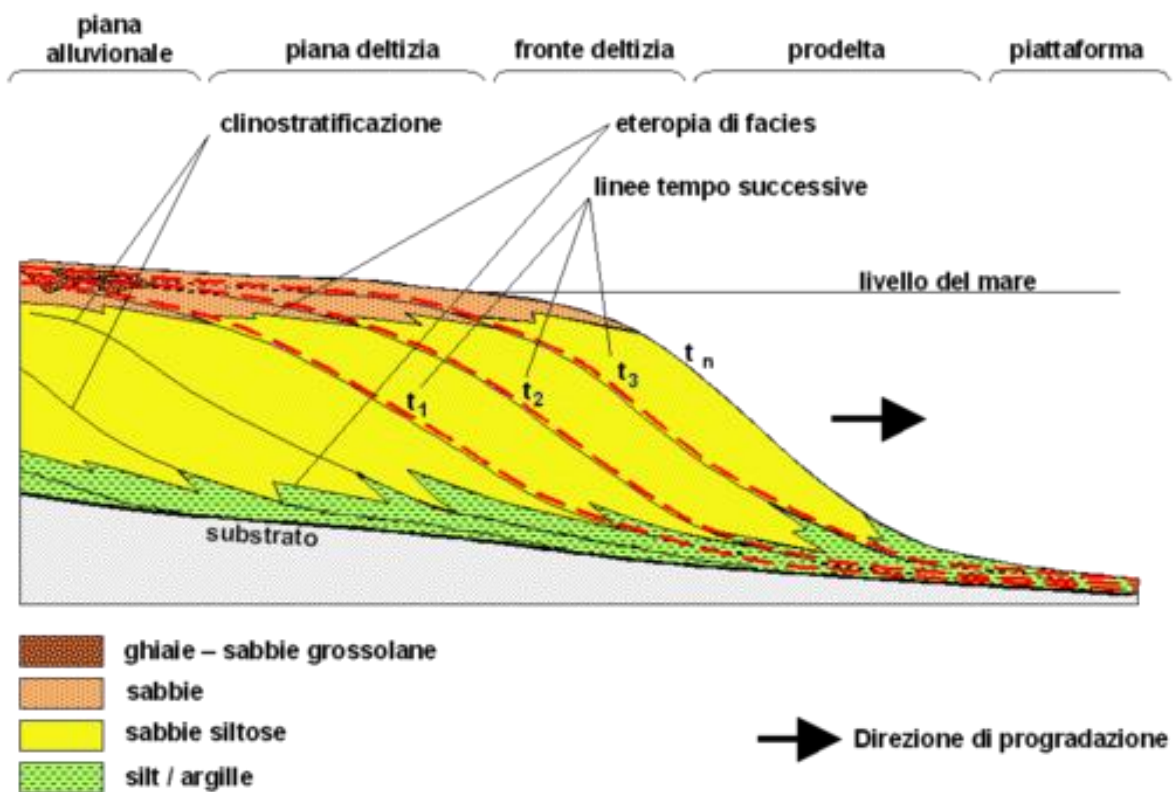


Figura 116 - Sezione longitudinale idealizzata di delta fluviale. In direzione parallela alla corrente, sono presenti una serie di strati inclinati verso mare depositi durante tempi successivi ($t_1 - t_n$) per opera delle correnti fluviali. In ciascuno strato, depositato in un determinato istante, la granulometria (ovvero la dimensione delle particelle di sedimento) tende a diminuire da terra verso mare: abbiamo sabbie e ghiaie nella piana e nella fronte deltizia e silt e argille passando al prodelta. La transizione laterale tra sedimenti diversi depositi nello stesso tempo geologico si definisce eteropia di facies.

15.3 Carta geomorfologica

È stata realizzata una carta geomorfologica in ambiente GIS nella quale sono state evidenziate tutte le aree caratterizzate da materiale instabile e per questo potrebbero rappresentare le aree sorgenti durante un ipotetico evento pluviometrico estremo.

Il materiale potrebbe essere trasportato lungo gli alvei e il trasporto potrebbe essere agevolato dalle elevate pendenze.

La base topografica adottata è la Carta Tecnica Regionale in scala 1:25.000 della Regione Sardegna, in formato vettoriale e sistema di riferimento WGS_1984 UTM Zone 32Nord. Per omogeneità è stato assunto tale sistema di riferimento anche per l'implementazione degli altri strati informativi territoriali del progetto come il DEM e le ortofoto.

In alcuni casi è stata necessaria una trasformazione da un sistema di riferimento differente da quello del progetto e in questo caso è stato utilizzato il software Global Mapper.

Per le analisi morfologiche in ambiente GIS è stato impiegato il DEM in formato ESRI GRID, con cella di 1 metri nella zona costiera e 10 metri nel resto del bacino.

Attraverso l'impiego delle funzionalità del software GIS impiegato sono state individuate e digitalizzate, con diretto riferimento alla ortofoto, le geometrie planimetriche riferibili a:

Sponde dell'alveo in condizioni di magra; Sponde dell'alveo durante in condizione di piena; Paleoalvei ed alvei abbandonati; Orlo di scarpata di erosione fluviale; Vallecicole a V, a U e a fondo piatto; Base dei versanti a elevata pendenza nella piana alluvionale; Orlo di scarpata; Creste; Filoni; Argini artificiali; Cascate; Aree a erosione diffusa; Aree caratterizzate da materiale instabile (aree sorgenti); Aree a inselberg; Aree a Tor; Scariche di detrito; Blocchi legati a crolli; Depositi alluvionali; Spiaggia; Dune. La carta geomorfologica è mostrata a fine tesi.

16 Discussione

In questo lavoro sono state studiate le dinamiche e le forme ad asse connesse che interessano settori di piattaforma continentale esterna e di scarpata superiore continentale del margine meridionale sardo.

Il margine meridionale della Sardegna è stato esplorato attraverso indagini geofisiche e perforazioni profonde dalla fine degli anni '60 e dai primi anni settanta, (Finetti & Morelli, 1973; Ryan & Hsu, 1973). Le prime indagini sulla piattaforma continentale sono state eseguite dall'Università di Trieste (1970) e Genova (1974-75) (Fanucci & al., 1976). I successivi dati di riflessione sismica sono stati rilevati durante P. F. Oceanografia e Fondo marino (Sparker-Uniboom 0.5-1 kJ, Resp.Scient. A. Ulzega (Carta & al., 1986), in occasione di una collaborazione Università di Parigi-Università di Cagliari (Thomas & al., 1988) e, infine, durante diverse campagne sismiche successive (1983-1991, Sparker 1-3,5 kJ).

L'analisi dei dati sismici acquisiti durante le diverse campagne nell'ambito del progetto Magic e quelle più recenti relative alla campagna MS ARPAS 2017 evidenzia nella Sardegna meridionale la presenza di importanti lineamenti tettonici, rilevabili sia nei settori di piattaforma continentale che nella scarpata superiore, questi, ricalcano le principali direttrici tettoniche regionali, i caratteri morfo-strutturali che controllano il basso Campidano condizionano l'assetto della piattaforma continentale antistante (Fanucci et al., 1976), in particolare il ciglio della piattaforma è orientato parallelamente ad un'importante lineamento tettonico. Nel settore occidentale il ciglio si trova alla profondità di circa -120m e si sviluppa lungo la faglia bordiera orientale del Graben del Campidano disposta per N130°, mentre sul versante orientale il ciglio è orientato per N40°, questo porta all'esposizione di un versante di faglia ben definito

In corrispondenza del Golfo di Cagliari, la piattaforma continentale presenta delle caratteristiche differenti nel settore occidentale e nel settore orientale. Nel settore occidentale è caratterizzata da una estensione molto vasta con il ciglio della piattaforma rilevabile alla profondità di circa -110m e una distanza da costa compresa tra 20km se viene considerata la Città di Cagliari (distanza maggiore) e soli 13km se viene considerata Sarroch, nella quale è presente il Polo petrolchimico della Saras. In questo settore la piattaforma è incisa dalla presenza del Canyon Sarroch che si presenta in evoluzione retrogressiva con la presenza di due frane significative che rappresentano un elemento di pericolosità. Mentre nel settore orientale, sulla quale ci si è focalizzati maggiormente in questo lavoro, la piattaforma continentale ha una estensione ridotta con il ciglio rilevabile a una profondità

media di circa -75m, è il tratto più vicino alla linea di costa, dista solo poco più di 1 km inciso dalle testate del Canyon Foxi, all'estremo orientale, e dal canyon S. Elia nella zona centrale, entrambe in evoluzione retrogressiva. La vicinanza alla costa rende la testata del Canyon Foxi e le dinamiche sedimentarie connesse di particolare interesse in quanto in caso di evento estremo a terra sul bacino idrografico del Rio Geremeas che ha la foce in corrispondenza della testata, buona parte del materiale viene riversato a mare, come dimostrato in questi anni durante eventi pluviometrici intensi, viene trasportato tramite flussi iperpicniali lungo a profondità sempre maggiori e potrebbe raggiungere il ciglio della piattaforma aumentandone le condizioni di instabilità a causa del sovraccarico dei depositi sottostanti.

Nel margine meridionale sardo, sono state analizzate sia le forme di fondo che caratterizzano la piattaforma che quelle presenti in scarpata superiore. Nella piattaforma esterna sono state mappate sia strutture sedimentarie longitudinali come i sand ribbons che si presentano come nastri di sedimento caratterizzati da una lunghezza centimetrica e una altezza inferiore al metro che strutture sedimentarie trasversali come le dune a selezione granulometrica, la cui presenza, distribuzione e dimensione è legata all'azione del moto ondoso e si presentano sia come dune 2D che dune 3D, caratterizzate da larghezze che superano il centinaio di metri. Le dune 3D individuate a 5km circa a nord ovest di Capo Altano assumono morfologia irregolare, probabilmente a causa di fenomeni di interferenza tra le correnti di fondo e le cornici nette degli affioramenti ad arenarie conglomeratiche in facies di beach rock.

Nella scarpata superiore sono state riconosciute e analizzate tre principali forme di fondo che insieme a terremoti, eruzioni vulcaniche, condizioni di instabilità legati alla elevata pendenza della scarpata continentale, frane sottomarine, faglie attive e erosione retrogressiva delle testate dei canyon rappresentano i principali processi di geohazard marini, in figura 117 viene riportata una schematizzazione proposta da Wang et al., 2018 che riassume alcuni di questi processi.

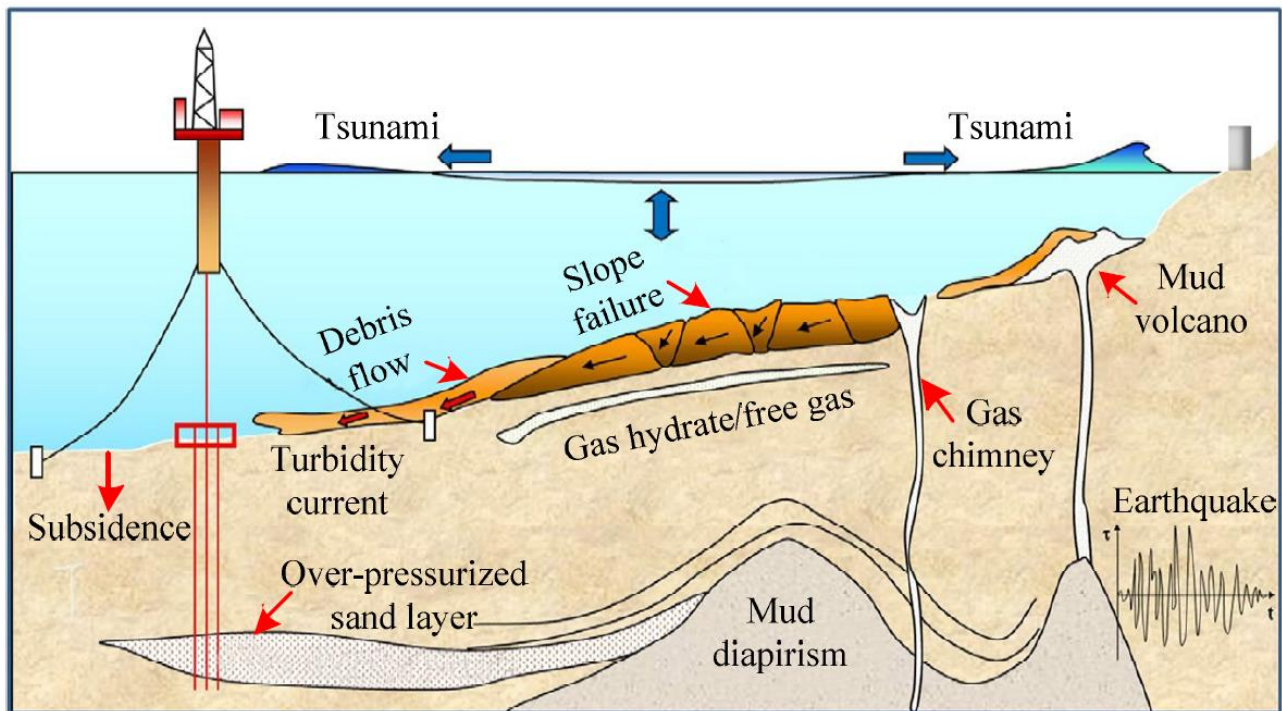


Figura 117 – Alcuni dei geohazards marini che possono generare una condizione di instabilità nel settore di scarpata continentale (Wang et al., 2018).

Tali forme di fondo sono gli eventi di slumping con morfologia superficiale a creep, i pockmarks e i cyclic step, essi rappresentano una condizione di geohazards a causa della loro migrazione o della loro genesi attraverso la quale possono aumentare l'instabilità dell'area che occupano.

- La morfologia superficiale a creep è stata rilevata nella testata del Canyon Sarroch, all'interno di una delle frane significative che caratterizzano questo settore. La frana dista circa 14 km dalla Saras, che rappresenta un elemento a rischio a causa della sua vicinanza al ciglio della piattaforma interessato dalla frana. È caratterizzata da un'unica nicchia di distacco, si sviluppa da una profondità minima di -110m e massima di -320m, coinvolgendo un volume di circa 50 mila mc. L'evoluzione di tale frana è influenzata da due processi destabilizzanti che comprendono sia il collasso gravitativo che lo scalzamento alla base ad opera del Canyon Sarroch sottostante. La deformazione a creep è il risultato dell'interazione tra il movimento del fluido e delle particelle del sedimento saturo. Tale scorrimento viscoso è una piccola deformazione caratterizzata dall'assenza di una superficie di rottura causata da un movimento di massa lento verso il basso, sotto gli stress gravitazionali (Carson & Kirkby, 1972; Stow et al., 1996). Negli ambienti sottomarini, i dati sismici combinati con i dati geotecnici sub-marini hanno rivelato l'esistenza di deformazioni superficiali influenzate dalla gravità

che interessano i sedimenti presenti nei settori di scarpata continentale superiore e intermedia, tali forme di fondo sono spesso associate a processi di slumping (Syvitski et al., 1987; Mulder, T., & Cochonat, P. 1996). I movimenti di massa si verificano generalmente quando gli sforzi di taglio applicati aumentano oltre la forza di taglio critica dei sedimenti (Mulder, T., & Cochonat, P. 1996)

- I pockmarks rappresentano un ulteriore fattore di instabilità e nel margine meridionale sardo sono stati mappati nella scarpata superiore, sia nel margine occidentale che in quello orientale, nel Golfo di Cagliari. A W sono stati riscontrati in prossimità della testata del Canyon del Toro e del Canyon Teulada. Nel Canyon del Toro possono essere raggruppati in tre famiglie diverse in base alla morfologia che li caratterizza: allungata (sub-circolare), irregolare e circolare, sono caratterizzate da un diametro medio di circa 2000m e una profondità media di circa 70m, nel Canyon Teulada si presentano profonde fino a 40m e un diametro compreso tra 100m e 500m.

Nel Golfo di Cagliari, tali forme di fondo sono state mappate all'interno della testata del Canyon Sant'Elia, caratterizzato da evoluzione retrogressiva. Tale testata è localizzata sul lato sinistro della testata del Canyon Foxi per poi congiungersi con quest'ultimo a una profondità di - 600m. Qui, i pockmarks sono caratterizzate da valori morfometrici di gran lunga inferiore rispetto a quelle rilevate nel settore occidentale ma si presentano molto simili a quelle studiate durante il periodo svolto presso l'Istituto delle Scienze del mare a Barcellona durante il quale è stato possibile lavorare su alcuni dati morfobatimetrici e sismici acquisiti in un contesto geodinamico differente rispetto al margine meridionale sardo, il margine nord-occidentale siciliano. Oltre allo studio su alcune frane sottomarine, sono state studiate delle forme di fondo presenti nella scarpata continentale del Golfo di Palermo, tali strutture sono state interpretate come pockmarks, morfologie associate alla risalita di fluidi, i dati SSS sono stati messi a disposizione dal Dr. Roger Urgeles (Institute of Marine Sciences - CSIC) acquisiti durante la campagna oceanografica CHIANTI con la strumentazione Edgetech DT1. Per quanto riguarda la batimetria del margine sono stati utilizzati i dati morfobatimetrici acquisiti nell'ambito delle campagne oceanografiche EGUS, DFP 01 e MaGIC (tutte e tre di competenza dell'Università di Palermo).

In figura 118, vengono mostrate alcune delle immagini Side Scan Sonar che sono state utilizzate per l'analisi e l'interpretazione di tali forme. A causa della mancanza di dati morfobatimetrici è stato possibile solo analizzare le dimensioni spaziali, misurando un diametro di 30/40 m nelle forme circolari, valori molto simili ai pockmarks mappati nel Golfo di Cagliari. Oltre alle forme circolari però nella stessa area sono state rilevate delle depressioni caratterizzate da una lunghezza con valori

massimi di 250/270m e una larghezza di 40/50m che possono essere sempre ricondotte a un cedimento del fondale marino a causa della risalita dei fluidi.

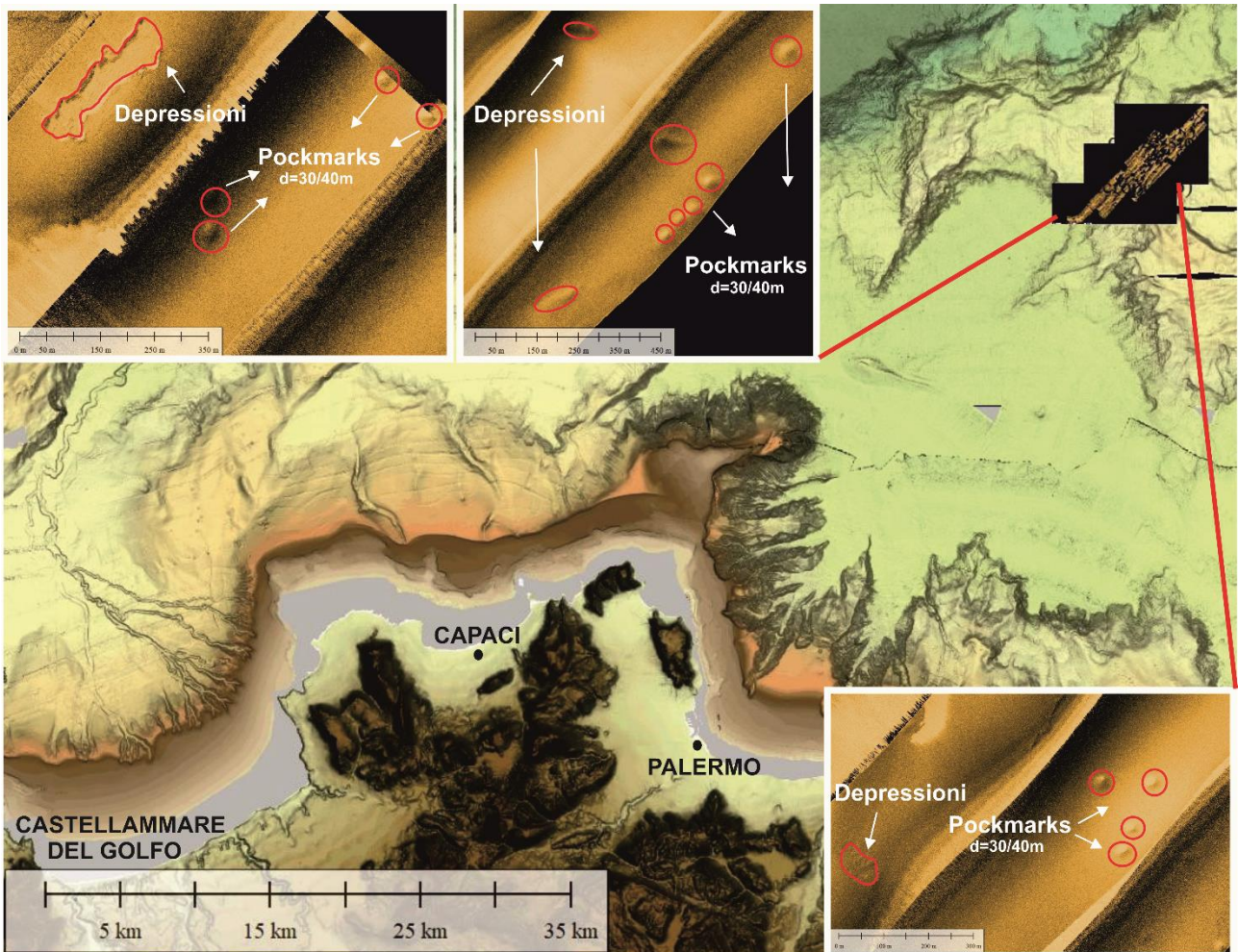


Figura 118 - I pockmark si presentano come depressioni circolari con diametro di circa 40 m e una altezza che purtroppo non è stato possibile calcolare a causa della mancanza di un DTM. I dati SSS sono stati messi a disposizione dal Dr. Roger Urgeles (Institute of Marine Sciences - CSIC) acquisiti durante la campagna oceanografica CHIANTI con la strumentazione Edgetech DT1. Per quanto riguarda la batimetria del margine sono stati utilizzati i dati morfobatimetrici acquisiti nell'ambito delle campagne oceanografiche EGUS, DFP 01 e MaGIC (tutte e tre di competenza dell'Università di Palermo).

È stato documentato che gas e fluidi intrappolati nel sottosuolo possono ridurre la resistenza al taglio del sedimento, innescando a sua volta frane sottomarine (Paull et al., 2007). In figura 119 viene mostrata una descrizione schematica del meccanismo di generazione di una frana sottomarina causata dalla fuoriuscita di gas fluidizzato (Maslin et al., 2010)

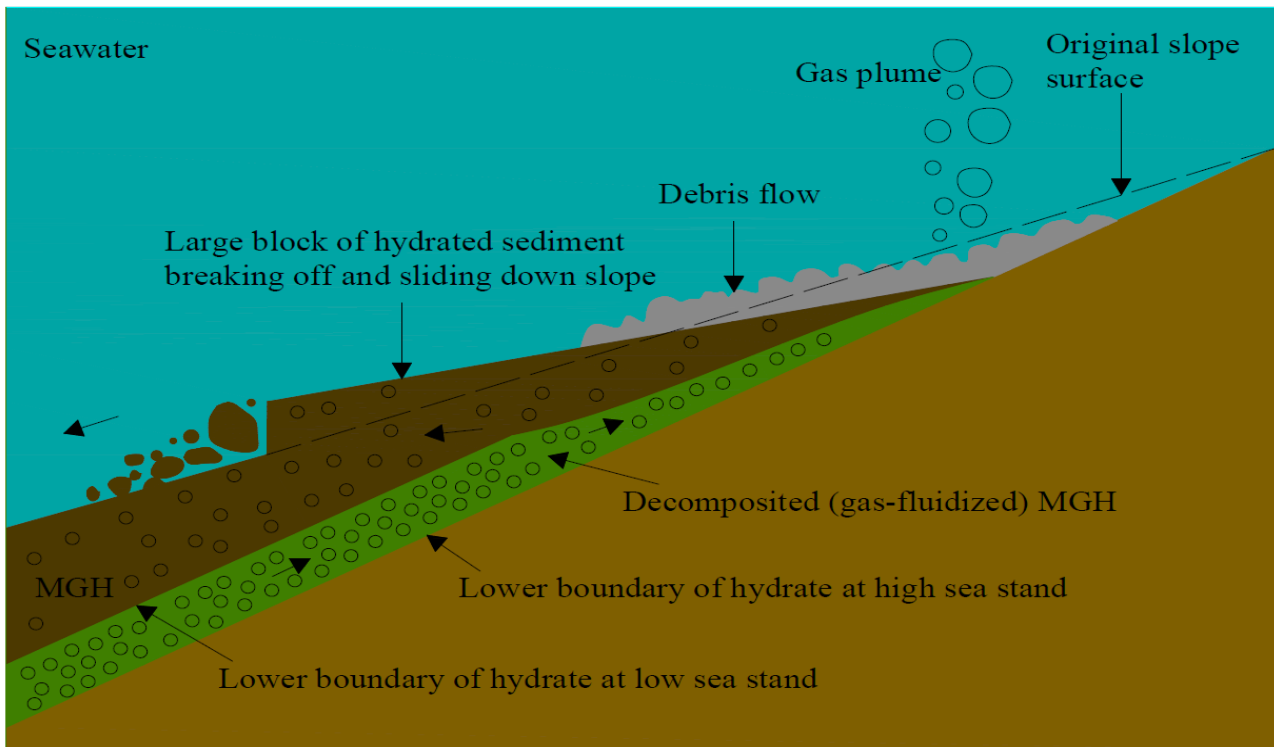


Figura 119 – Rappresentazione schematica del meccanismo di generazione di una frana sottomarina causata dalla fuoriuscita di gas fluidizzato (Maslin et al.,2010).

- All'interno della testata del Canyon Foxi sono state riscontrate delle forme di fondo attive che presuppongono una certa mobilità dei sedimenti e data la loro migrazione verso l'alto sono state classificate come cyclic step. Sono generate dall'alternanza di erosione e deposizione legata al carico del flusso gravitativo sedimentario che indicano la mobilità dei sedimenti a diversa scala temporale. L'evoluzione di queste forme è controllata dall'alternanza di condizioni subcritiche e supercritiche all'interno di correnti di torbidità, questo processo porta alla formazione di forme di fondo asimmetriche che migrano verso l'alto. Si ritiene che queste forme di fondo siano formate da salti idraulici nella quale un flusso subisce un repentino cambiamento da flusso supercritico sottile e rapido a un flusso subcritico denso e maggiormente tranquillo.

In base all'analisi dei profili realizzati sul DTM relativo all'anno 2009 e quelli realizzati sul DTM relativo al 2017 è stato possibile suddividere la testata del Canyon Foxi in due settori, quello occidentale e quello orientale. Il settore occidentale presenta una certa uniformità ed è caratterizzato dalla presenza di fasi cicliche nella quale è stata misurata una migrazione verso l'alto compresa tra un valore minimo di 21m e un valore massimo di 52 metri, e una velocità media annua di circa 3 metri. Mentre il settore orientale presenta una morfologia differente in quanto nella zona

sommitale sono presenti delle frane intracanalale derivanti dall'arretramento del ciglio e sono assenti fasi cicliche che però si sviluppano nella parte basale.

Dall'analisi dei profili trasversali e dalla mappa relativa alle variazioni volumetriche si denota come tra il 2009 e il 2017 si siano verificate variazioni batimetriche significative.

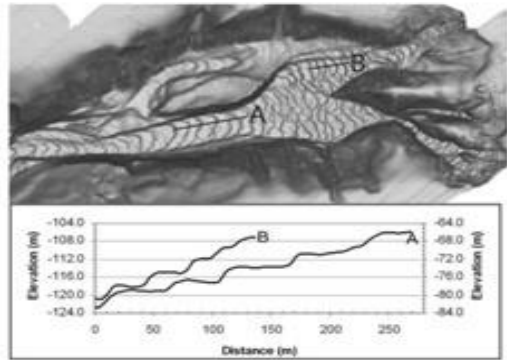
In geometria e dimensioni queste forme si assomigliano a strutture sedimentarie osservate sul fondale di molti altri canali e canyon sottomarini (Paull et al., 2010; Hughes Clarke et al., 2012; Conway et al., 2012; Casalbore et al., 2014; Normandeau et al., 2014, Kostic 2011), in particolare queste forme di fondo sono state osservate in ambienti di scarpata continentale (Migeon et al., 2000; Pratson et al., 2000; Hill et al., 2008; Urgeles et al., 2011).

Valori analoghi relativi ad altezze e lunghezze d'onda sono stati calcolati nella parte superiore del Canyon sottomarino di Monterey, nel Canyon delle Isole Baleari, e in altri Canyon (Smith et al., 2005; Normark et al., 2002; Lo Iacono et al., 2017; Cartigny et al., 2017; Ridente et al., 2017) (Fig. 120). Studi di monitoraggio hanno dimostrato che queste onde di sedimento migrano verso l'alto in risposta a correnti di torbidità che si spostano verso il basso (Hughes Clarke et al., 2012, 2014).

Tali forme sono generate dalla ripetizione di fenomeni di erosione e deposizione dovuti al carico sedimentario dei flussi canalizzati che attraversano la testata del Canyon sardo. Le fasi cicliche e la migrazione delle creste possono essere controllate anche da frane sottomarine (Tourmel et al., 2010).

Monterey Canyon

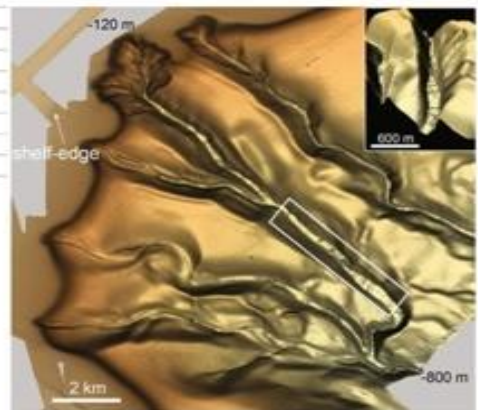
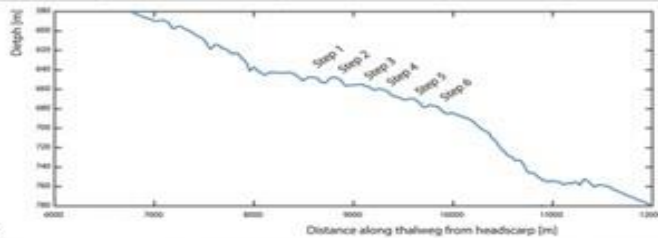
	Lee side slope (-)	Stoss side slope (-)	Sediment wave slope (-)	Sediment wave length (m)	Sediment wave height (m)
Monterey Canyon, profile B (Smith et al., 2005)					
Step 1	0.33	0.04	0.14	20	2.8
Step 2	0.31	0.01	0.13	25	3.2
Step 3	0.33	0.06	0.09	37	3
Step 4	0.42	0.04	0.077	38	2.5
Profile average	0.35	0.04	0.08	38	2.8
Monterey Canyon, profile A (Smith et al., 2005)					
Step 5	0.43	0.01	0.063	62	3.6
Step 6	0.24	0.02	0.042	46	2.5
Step 7	0.26	0.03	0.068	56	3
Profile average	0.30	0.02	0.058	55	3



a

Menorca Canyon - Isole Baleari

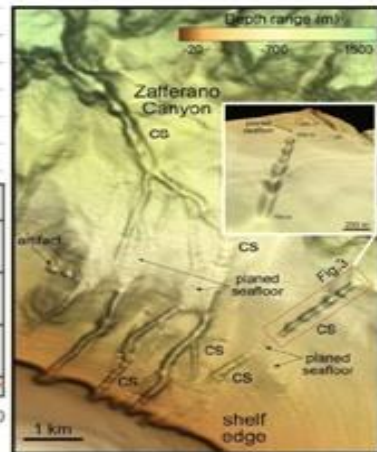
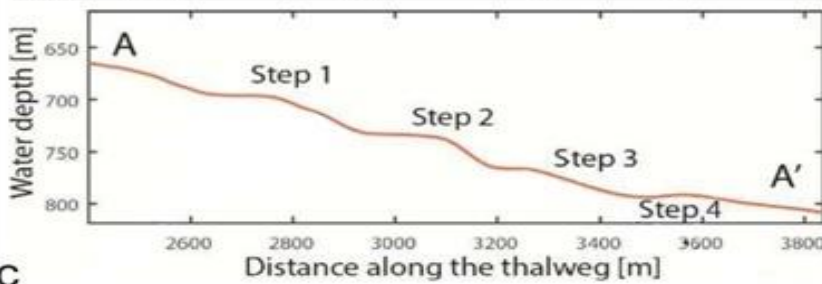
	Slope stoss side (-)	Slope lee side (-)	Length (m)	Amplitude (m)
Step 1	0.049	0.043	215	4.5
Step 2	0.064	0.066	230	7.2
Step 3	0.013	0.046	269	4.0
Step 4	0.031	0.052	189	3.0
Step 5	0.027	0.061	199	3.4
Step 6	0.044	0.051	235	4.0
Average	0.038	0.053	223	4.3



b

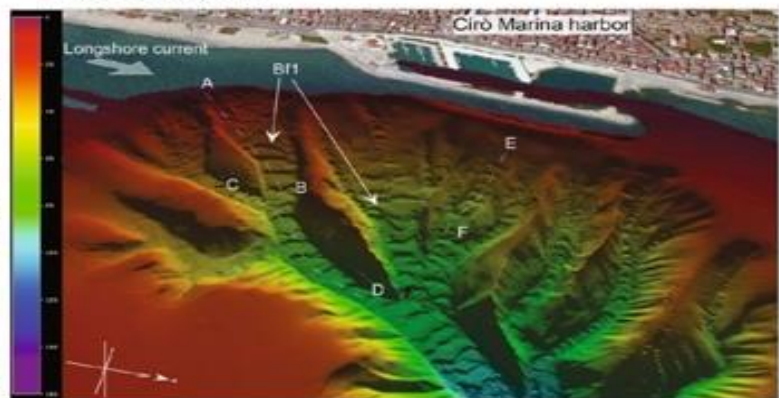
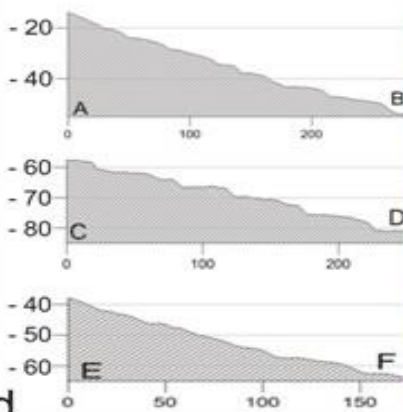
Zafferano Canyon

Step #	Slope stoss side (m)	Slope lee side (-)	Length (m)	Amplitude (m)
Step 1	-0.008	0.164	224	5.8
Step 2	0.026	0.217	198	13.2
Step 3	0.003	0.110	249	3.1
Step 4	-0.038	0.063	286	5.0
Average	-0.004	0.138	239	6.8



c

Cirò Canyon



d

Figura 120 – Alcuni esempi di cyclic step mappati in diversi canyon, a) profili longitudinali su cyclic step lungo il canyon Monterey in California e rispettivi parametri morfometrici (Smith et al., 2005); b) transetto batimetrico longitudinale sui cyclic step più pronunciati presenti nel Canyon Minorca nelle Isole Baleari (Mediterraneo Occidentale) e rispettivi parametri morfometrici (Cartigny et al., 2017); c) alla destra un modello tridimensionale del Canyon Zafferano (Golfo di Palermo – Mar Tirreno meridionale) nella quale sono state mappate cyclic step e alla sinistra i relativi parametri morfometrici (Lo Iacono et al., 2017); d) Immagine prospettica tridimensionale della testata del Canyon Ciro, con canali che mostrano la presenza di cyclic step (crescent shaped bedform). Lateralmente, i profili A-B, C-D, E-F che rappresentano i profili longitudinali lungo le forme di fondo (Ridente et al., 2017).

Sempre nella scarpata superiore del margine meridionale sardo, a nord est rispetto alla frana antistante la zona compresa tra Sarroch e Pula (Golfo di Cagliari) precedentemente descritta sono state riconosciute forme di fondo associabili alle cyclic step. In questo settore interessano un'area di circa 4Km² e si sviluppano da una profondità media di circa - 200 m a - 300 m. In questo caso non è stato possibile l'acquisizione di dati successivi al 2009 e quindi vista l'impossibilità di eseguire un confronto tra due DTM l'ipotesi che possono essere classificate come forme cicliche è stata fatta sulla base delle caratteristiche morfometriche delle fasi cicliche.

Tutti i parametri (pendenza dello stoss side, pendenza del lee side, lunghezza d'onda e altezza degli step) si presentano simili a quelle misurate sulle cyclic step mappate nella testata del canyon Foxi, per tale motivo si ipotizza che anche in questo caso l'origine di queste forme sia legata ai ripetuti meccanismi di erosione e deposizione dovuti al carico sedimentario di flussi torbidity.

Uno schema riassuntivo di queste morfologie è mostrato in figura 121, con i rispettivi valori morfometrici.

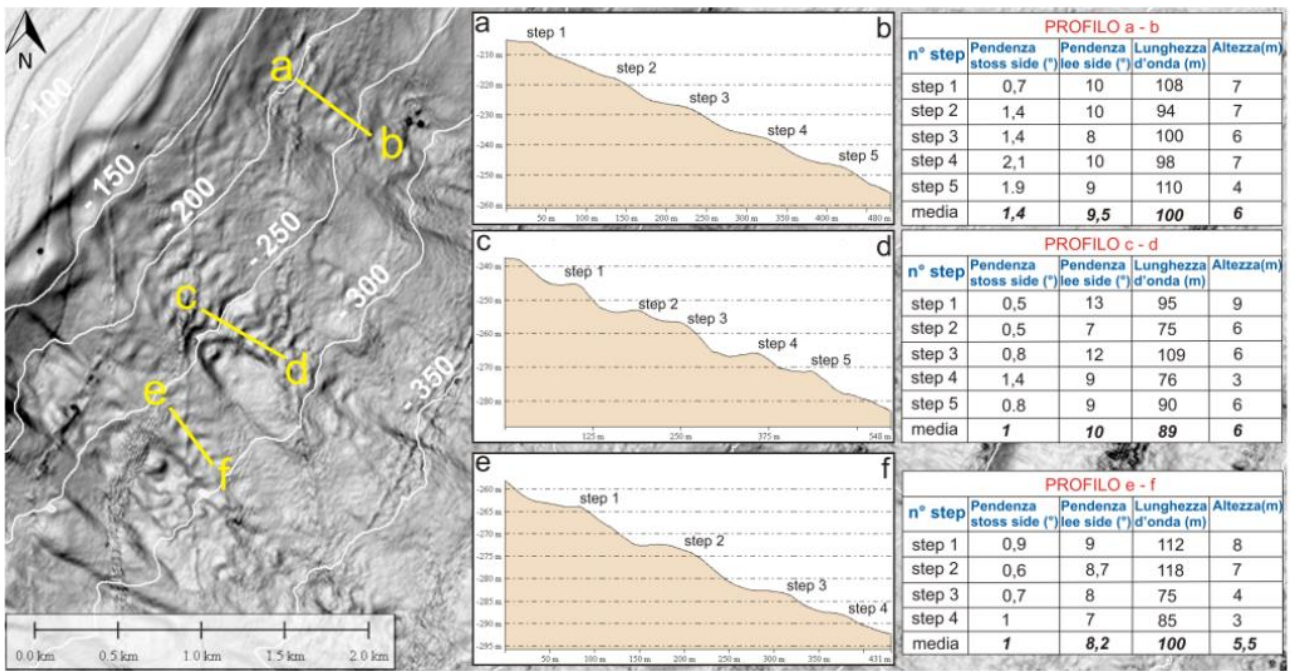


Figura 121 – cyclic step sulla scarpata superiore del margine meridionale sardo antistante l’area compresa tra Sarroch e Pula.

- Il settore orientale del margine meridionale sardo è influenzato da sistemi retrogradanti che in scarpata continentale si sviluppano secondo movimenti in evoluzione bottom up, cioè aree instabili che nascono a profondità più elevate e continuano a scalare la scarpata attraverso frane più o meno puntuali, in questo contesto di margine la pendenza elevata è un fattore molto importante. Si stanno iniziando a formare delle piccole nicchie mostrate in figura 122 a profondità maggiori rispetto al ciglio della piattaforma, ma è come se potesse essere considerato un protostadio delle morfologie presenti in scarpata superiore.

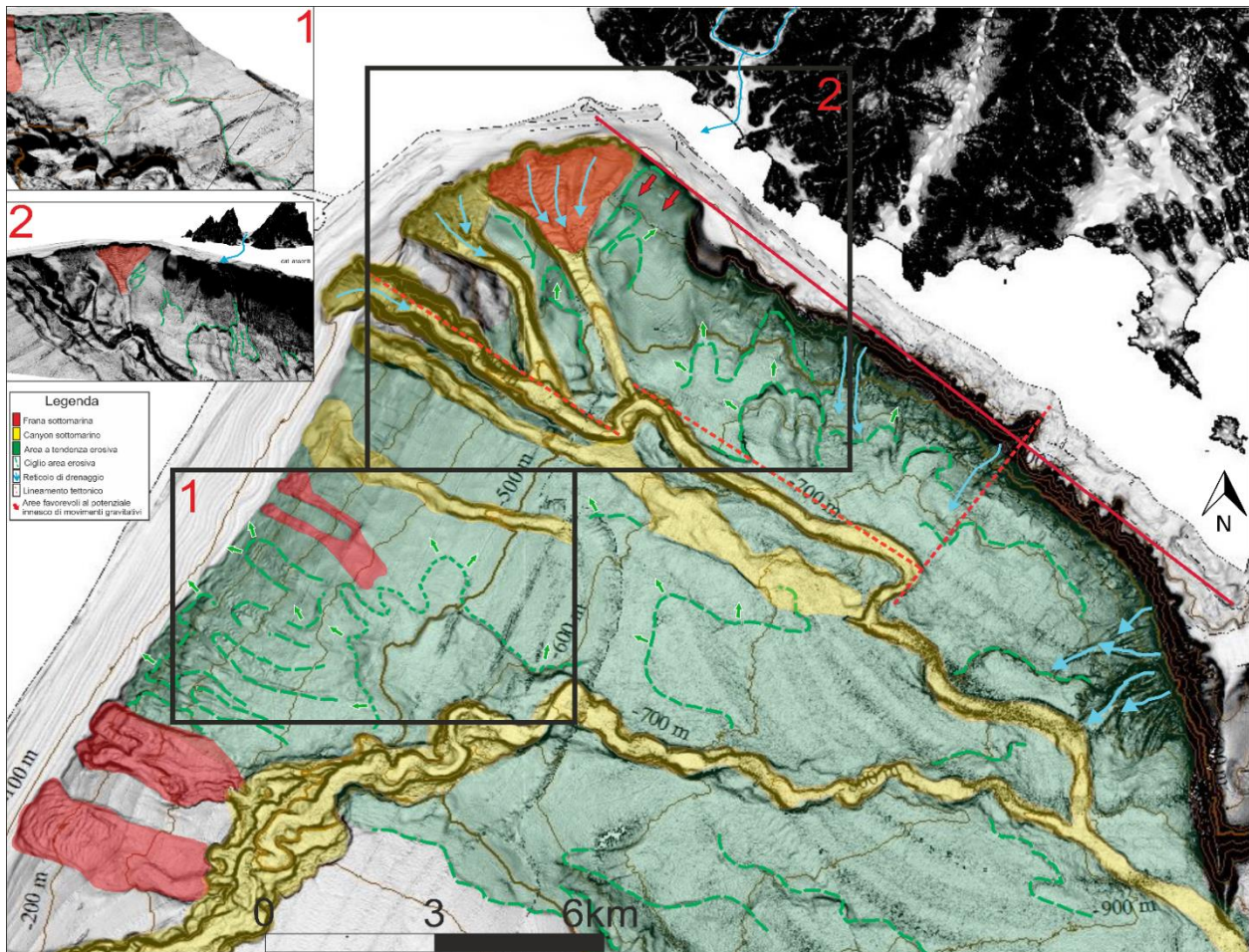


Figura 122—Settore orientale del margine meridionale sardo, vengono messi in evidenza col colore rosso le frane significative; con il giallo i canyon sottomarini; con il verde le aree a erosione diffusa; con le linee tratteggiate verdi le nicchie a erosione retrogressiva; con le frecce azzurre i flussi canalizzati.

Le dinamiche di instabilità che interessano il settore orientale del margine meridionale sardo sembrano essere molto simile a quelle che sono state studiate da Lo Iacono et al., 2014, nel margine meridionale continentale passivo delle Isole Baleari, tra Minorca e Maiorca. Anche questo settore è caratterizzato dalla presenza di canyon sottomarini tra cui il Canyon di Minorca. Il ciglio della piattaforma si trova a una profondità media di - 140 m, e l'instabilità dei sedimenti è un fenomeno molto diffuso. Così come in quest'area anche nel Golfo di Cagliari le testate dei canyon in particolare del Canyon Foxi sono interessate da una evoluzione retrogressiva e i fianchi dei canali a elevata pendenza sono interessati da fenomeni di instabilità di minore incidenza che però generano ugualmente fenomeni di erosione retrogressiva dei fianchi dei canyon. Le aree della scarpata continentale comprese tra circa - 120 e - 900m che non sono incise dal passaggio dei canyon sottomarini sono in gran parte interessate da nicchie, processi di mass-wasting e in alcuni casi possibili frane traslazionali che evidenziano la presenza di settori in erosione retrogradante, nella quale il movimento si sviluppa dal basso verso l'alto. Tale processo erosivo è presumibilmente

accentuato dalle elevate pendenze e da strati più deboli maggiormente erodibili, presumibilmente in quanto non si hanno dati sufficienti per dimostrare la stratigrafia e per dimostrare la presenza di possibili piani di scorrimento preferenziali. Inoltre gioca un ruolo significativo anche il controllo tettonico, considerando che l'assetto geomorfologico della piattaforma e scarpata continentale, antistante il Golfo di Cagliari è influenzato dai caratteri morfostrutturali del Graben del Campidano. A differenza delle dinamiche presenti nella scarpata del margine continentale spagnolo in questo caso si ha la presenza di fiumi che possono contribuire ad alimentare l'apporto di sedimenti in piattaforma continentale.

- Considerata l'estensione minima della piattaforma continentale nel settore orientale del Golfo di Cagliari è stato deciso di analizzare dal punto di vista morfologico e morfometrico il bacino del Rio Geremeas che ha la foce a poco più di 1km dalla testata del Canyon Foxi. Tale bacino appartiene a un settore della Sardegna meridionale orientale nella quale diverse aree sono state sottoposte a vincolo idrogeologico, con l'intento di comprenderne tutto il territorio del Sarrabus in quanto riconosciuto come uno tra quelli più a rischio di dissesto idrogeologico a causa della molteplicità di fattori che possono generare condizioni rischio idro-geologico nel territorio.

Tale bacino interessa un basamento Paleozoico che attraversa il massiccio dei "Sette Fratelli", sistema montuoso di natura prevalentemente granitica, che si estende fino alla costa su copertura alluvionale.

Tutta la zona sud orientale della Sardegna che comprende il Sarrabus, è notoriamente a rischio idrogeologico a causa di ricorrenti fenomeni pluviometrici a forte intensità, che si concentrano principalmente nel periodo compreso tra settembre e dicembre e a marzo.

La costa sud orientale nella quale è localizzata l'area di studio presenta una orografia tipica del settore orientale della Sardegna con rilievi caratterizzati da pendenze elevate che raggiungono altezze notevoli a pochi chilometri dal mare. Questo determina nelle occasioni di venti orientali, provenienti da sud est, un sollevamento forzato dall'orografia delle masse d'aria umide, provocando fenomeni violenti con la comparsa dei cosiddetti TLC (Tropical Like Cyclons), cicloni quasi tropicali, caratterizzati da cellule temporalesche, autorigeneranti nello stesso punto che causano intensissime precipitazioni della dimensione >200-300 mm, in poche ore fino a 80-100 mm /h. Questo tipo di precipitazione genera un immediato accumulo d'acqua di scorrimento e intasamento delle aste fluviali con conseguente alluvione, situazione che si presenta a cadenza annuale.

Dalla figura 123 è possibile riscontrare come il bacino del Rio Geremeas analizzato in questo lavoro di tesi sia localizzato in un settore della Sardegna a maggior rischio alluvionale, sulla base degli eventi pluviometrici estremi rilevati (fonte: Sardegna Clima Onlus).

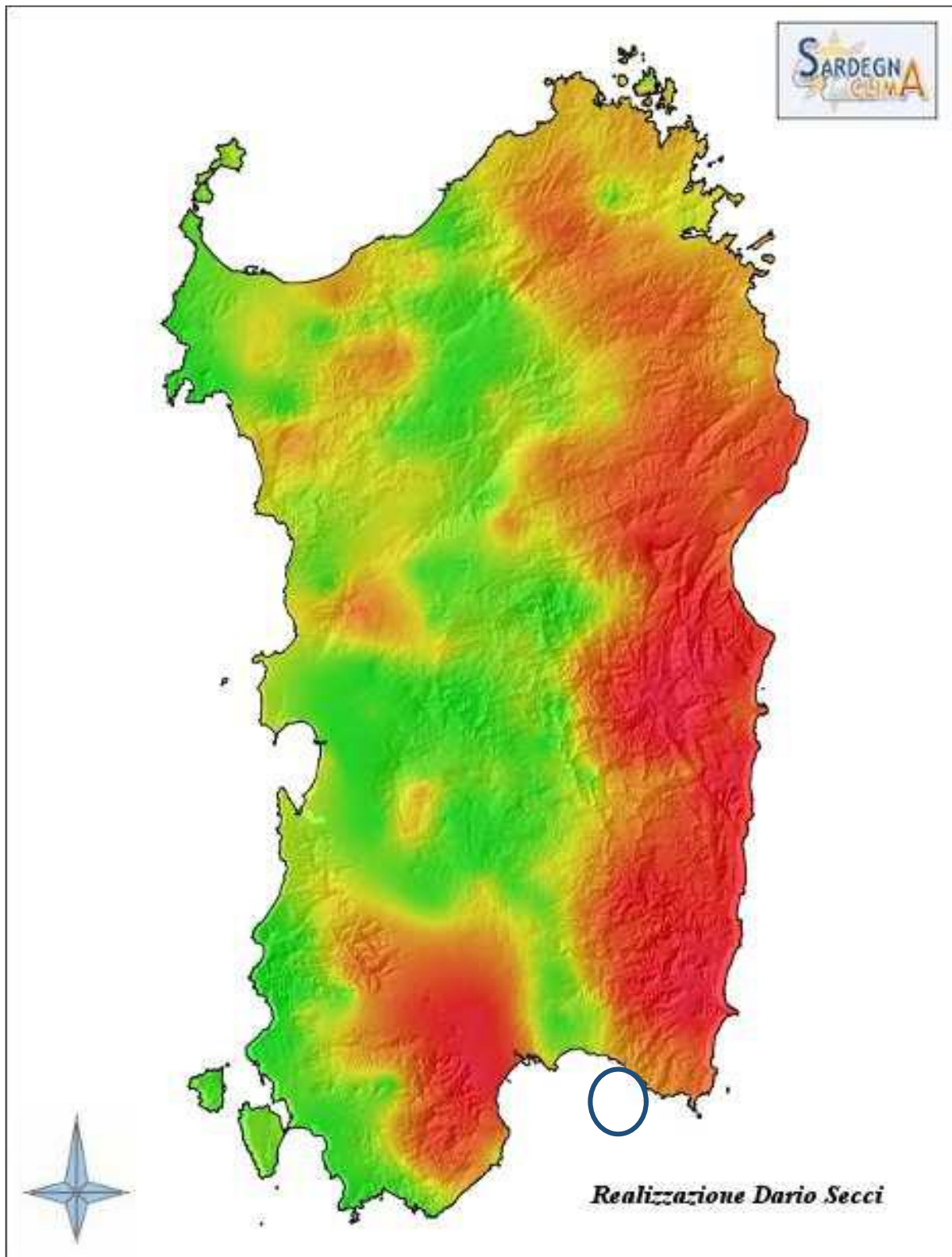


Figura 123 – Mappa rischio alluvioni: Rosso = rischio elevato; Giallo = rischio medio; Verde = rischio basso (fonte: Sardegna Clima Onlus). L'area interessata dal bacino idrografico del Rio Geremeas è compresa all'interno del cerchio.

Analizzando il bacino del Rio Geremeas, procedendo da monte a valle è stata riconosciuta sia una diminuzione del grado di confinamento che della pendenza, evoluzione tipica della parte alta di un bacino idrografico, ma nonostante ciò va sottolineato come l'alveo presenta un grado di confinamento elevato con la presenza di versanti a elevata pendenza fino alla piana alluvionale.

Dall'analisi effettuata tramite il GIS è stato possibile evidenziare come il 37% dell'area è interessato da pendenze comprese tra 20° e 30° con settori più limitati interessati da pendenze di 30°/40° e 40°/50°. Inoltre dall'analisi della carta dell'instabilità potenziale dei versanti è prevalso come il 40,26% e il 32,78% siano rispettivamente caratterizzate da una instabilità potenziale forte e da una instabilità potenziale massima, comprendendo aree tra i 1000 m e gli 80 m di altitudine.

Le pendenze molto elevate unitamente alla litologia caratterizzata da granito iper-fratturato e all'elevata azione antropica fa sì che ci sia un ingente quantità di materiale solido trasportabile durante eventi di piena. Infatti, è stata riscontrata una grande quantità di materiale sia sui versanti che sulla piana alluvionale. Riguardo la dimensione dei sedimenti all'interno dell'alveo, materiale grossolano è stato rilevato sia nei settori più a monte, nelle aree sorgenti, che a valle, nella quale è stata rilevata la presenza di blocchi di elevate dimensioni insieme a sedimenti a granulometria più fine tipici della piana alluvionale.

Oltre agli aspetti legati ai flussi iperpicnali l'analisi geomorfologica di bacino ha evidenziato condizioni di Hazard da colate rapide di detrito (pilasti cavalcavia, centro abitato).

Durante eventi pluviometrici estremi (precipitazioni > 200 mm/h), parte del materiale viene trasportato da monte a valle attraverso l'azione di debris flow, mud flow e debris flood, in quanto la morfologia del bacino idrografico e dei versanti compresi in esso, è caratterizzata da parametri morfometrici idonei a tali processi, in figura 124 è riportato un grafico relativo alla tipologia di flusso da evento estremo, che comprende floods, debris floods, hyper concentrated flow, debris flow e debris avalanche in base alla concentrazione di sedimenti, pendenza e velocità di movimento, inoltre permette di localizzare il tipo di processo lungo il profilo longitudinale del bacino.

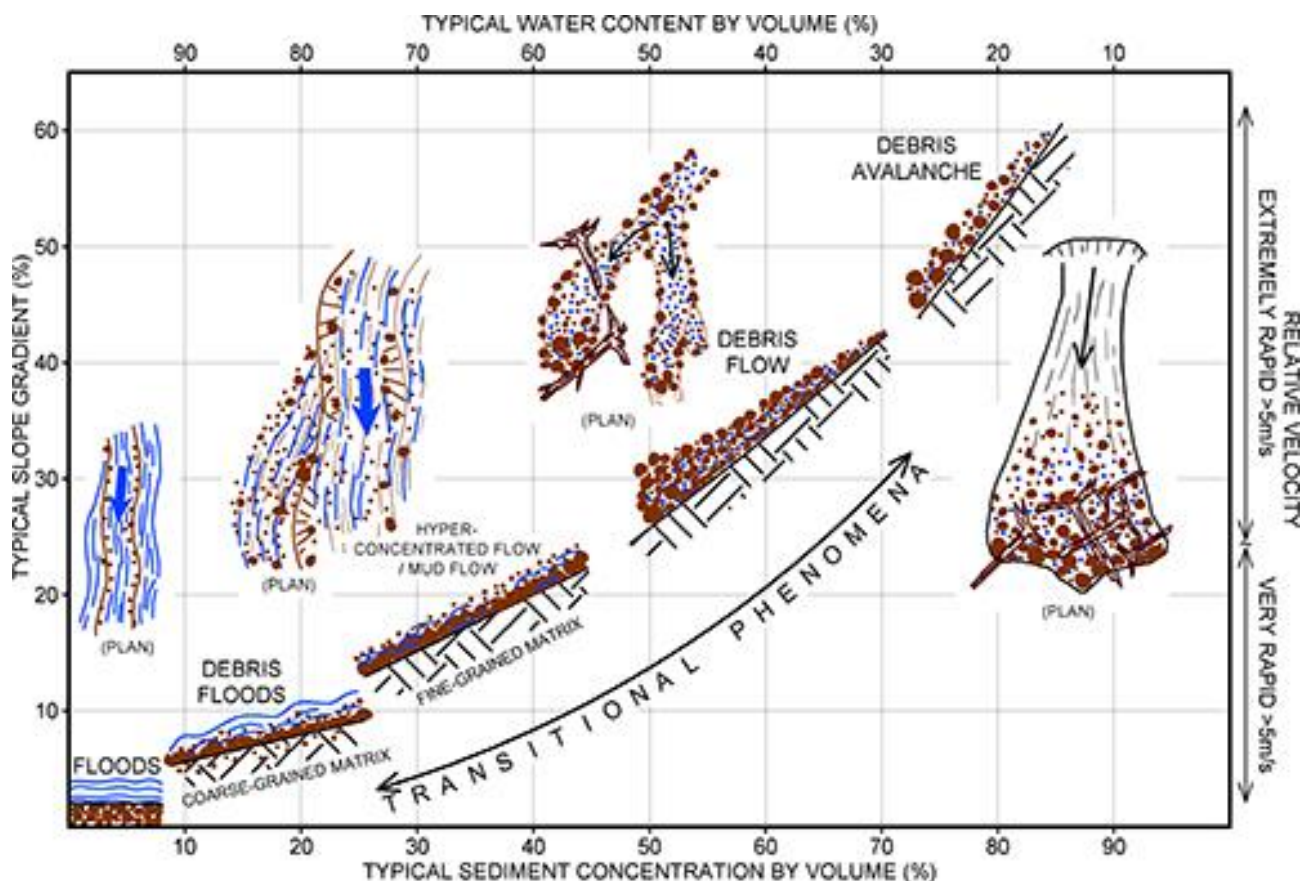


Figura 124 – Grafico relativo alla tipologia di flusso da evento estremo che comprende floods, debris floods, hyper concentrated flow, debris flow e debris avalanches in base alla concentrazione di sedimenti, pendenza e velocità di movimento (Jakob M. et al., 2016).

Nel bacino del Rio Geremeas sono state rilevate vaste aree caratterizzate da movimenti di massa sui versanti a maggiore pendenza che vanno ad alimentare il trasporto solido del fiume. Inoltre a valle un deposito di sedimenti grossolani dalle dimensioni metriche è stato interpretato come un deposito legato a un fenomeno di debris floods legato a eventi pluviometrici estremi, così come i blocchi dalle dimensioni di quasi due metri sono stati trasportati lungo l'alveo dalla corrente caratterizzata da elevata potenza durante eventi pluviometrici intensi. Il bacino del Rio Geremeas è esposto ai venti di scirocco, carichi di umidità tale caratteristica unitamente alla grande estensione del bacino idrografico che si sviluppano fino alla costa, rende questo settore del Sarrabus vulnerabile alle precipitazioni di forte intensità e conseguentemente alle alluvioni in grado di trasportare ingenti quanti di sedimento con elevate dimensioni fino alla pianura alluvionale.

Il materiale trasportato a valle, soprattutto quello più fine, che subisce un trasporto maggiore viene riversato a mare alimentando così l'apporto sedimentario in piattaforma continentale che può raggiungere il ciglio della scarpata attraverso flussi iperpicinali, flussi confermati dalla presenza di canali che interrompono la continuità della Posidonia Oceanica in piattaforma interna antistante la

foce del Rio Geremeas attraverso l'analisi di dati Side Scan Sonar. La presenza di tali potrebbero rappresentare il percorso dei flussi provenienti dagli apporti sedimentari fluviali relativi a diversi eventi e che raggiungendo il ciglio andrebbero a generare condizioni di sovraccarico e conseguente instabilità sulla testata del Canyon Foxi (Fig. 125).

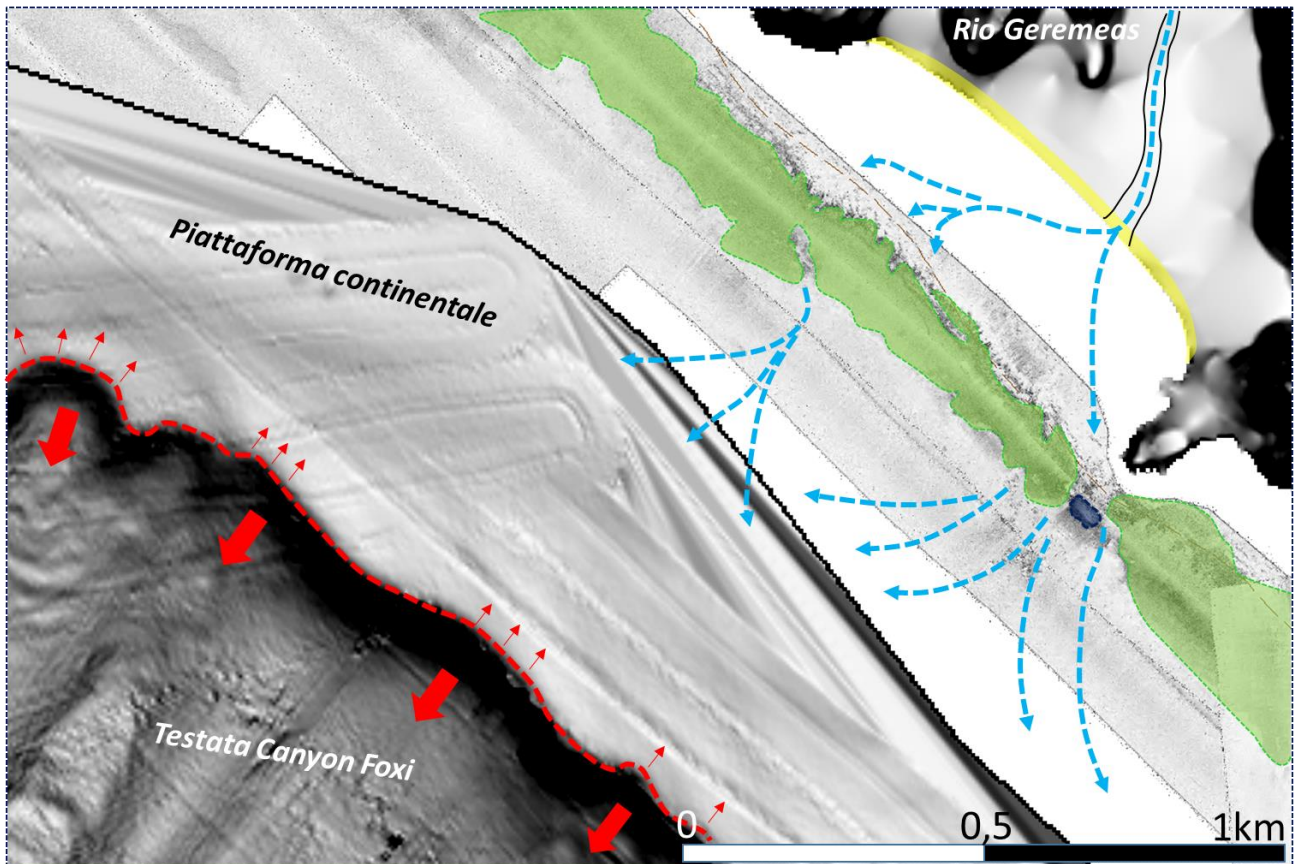


Figura 125 – Settore di piattaforma continentale antistante la foce del Rio Geremeas caratterizzato dalla presenza della posidonia oceanica la cui continuità è interrotta dal passaggio di flussi iperpicinali provenienti dagli apporti sedimentari fluviali.

L'accumulo di sedimenti in tale settore può innescare una frana sottomarina sulla scarpata superiore a causa della pressione esercitata sui sedimenti sottostanti che si trovano già in una condizione di instabilità. Questo meccanismo è più significativo per le aree a delta, dove gli alti tassi di sedimentazione sono comuni (Niedoroda et al., 2007, p 112).

Inoltre, da alcuni studi relativi a frane sottomarine è prevalso un fatto interessante: lungo i margini passivi del Nord Atlantico, la maggior parte delle frane sottomarine potenzialmente tsunamigeniche

si sono verificate con angoli di pendenza del fondale marino inferiori a 5°, con alcune delle più grandi frane generate su pendii caratterizzate da 1° (Hühnerbach et al., 2004).

Esempi di frane sottomarine legate a fenomeni di sovraccarico dei sedimenti sul ciglio della piattaforma continentale sono quelli avvenuti a Gioia Tauro il 12 luglio del 1977 e a Nizza il 16 ottobre del 1979, nella quale si sono verificate delle condizioni analoghe a quelle che potrebbero verificarsi sulla testata del Canyon Foxi, seppur in questo caso sarebbe materiale proveniente da input fluviali.

Nel primo caso è stato interessato il Canyon sottomarino di Gioia Tauro, che dista poche decine di metri di distanza dall'imbocco del porto di Gioia Tauro, tale canyon collega la costa tirrenica con il fondale abissale attorno alle Isole Eolie.

Il 12 luglio 1977 questo canyon fu interessato da una enorme e rapida frana sottomarina che causò uno tsunami provocando danni nel cantiere dove si stava costruendo il porto di Gioia Tauro. La frana si innescò improvvisamente a causa dell'accumulo sulla testata del Canyon di milioni di metri cubi di materiali provenienti da lavori di ampliamento del porto, generando un'onda di tsunami alta 5 metri. I sedimenti franati percorsero velocemente tutto il canyon fino a disperdersi nella pianura abissale a circa 3000 metri di profondità tranciando anche un cavo telefonico (Colantoni et al. 1992). Anche nel secondo caso, lo tsunami che ha interessato le coste francesi dalla Costa Azzurra fino al confine con la Liguria, il 16 ottobre 1979 provocando otto vittime e ingenti danni è stato una conseguenza di una frana sottomarina generata a causa di una condizione di sovraccarico sulla piattaforma continentale causato dal crollo di una parte del cantiere di un nuovo porto nella zona dell'aeroporto di Nizza. La frana ha coinvolto circa 10 milioni di m³ di sedimento totali, di cui 3 milioni di m³ erano rappresentati dal materiale proveniente dal crollo e circa 7 milioni di m³ era sedimento limo argilloso, questi valori sono stati stimati attraverso modelli numerici e analisi batimetriche (Sahal et al. 2011; Seed, 1988).

Secondo diverse testimonianze l'onda di tsunami generata dalla frana sottomarina era compresa tra 2,5 m e 3,5 m di altezza.

Inoltre in Italia, sono stati studiati anche gli effetti causati da un flusso iperpicnale, sulla scarpata superiore e le conseguenti variazioni sulla stabilità all'interno del canyon, come nel settore SW dello Stretto di Messina (margine tettonicamente attivo) a seguito dell'evento estremo di flash flood, verificatosi il 1 Ottobre 2009.

Un settore di piattaforma continentale antistante Scaletta Zanclea è stato interessato dal passaggio di un flusso iperpicnale che ha generato cambiamenti nella morfologia del fondale marino, a causa

del verificarsi di una frana nella parte alta del canyon, che ha comportato un arretramento del ciglio di circa 40m e un approfondimento del fondale di 10m. I flussi di detrito provenienti dal processo gravitativo hanno generato flussi torbidity. La quasi perfetta coincidenza tra le testate dei canyon e le foci dei fiumi rappresenta infatti uno dei ruoli più importanti per l'immissione di flussi in mare e la generazione di flussi iperpicniali.

Dal punto di vista morfologico il settore marino antistante Scaletta Zanclea è contraddistinto dalla quasi assenza di piattaforma continentale e dalla presenza di numerose incisioni o canyon lunghi alcune centinaia di metri e lunghi alcuni Km, morfologia molto simile al settore orientale del margine meridionale sardo.

17 Conclusioni

In questo lavoro di tesi sono stati analizzati i caratteri geomorfologici della piattaforma continentale e della scarpata superiore continentale della Sardegna meridionale, focalizzandosi sul settore orientale del Golfo di Cagliari.

Le tematiche riguardanti i geo-hazard marini sono state trattate tramite lo studio dei fondali, facendo riferimento alla valutazione del rischio legato ai processi di instabilità.

Per lo studio del margine meridionale sardo i dati morfobatimetrici e sismici acquisiti durante le ultime campagne oceanografiche “Canale di Sardegna 2009”, “Canale di Sardegna 2010” e “MS ARPAS 2017”, sono stati integrati con dati sedimentologici, geofisici e geologici precedenti.

Lo studio di determinati settori, ha permesso di ottenere una migliore definizione degli elementi di geohazard e dei meccanismi ad essi connessi nel margine meridionale sardo. Nei mari italiani così come nel settore meridionale sardo la pericolosità geologica è legata principalmente alla dinamica di testata dei canyon sottomarini e alle frane potenzialmente tsunamogeniche.

Infatti seppur di dimensioni discrete a causa del franamento e accumulo sottomarino di ingenti volumi di sedimento, costituenti i versanti instabili sommersi, andrebbero ad accentuare l’instabilità dell’area.

- In questo lavoro di tesi è stato portato un contributo alle conoscenze sulla geodinamica recente del margine meridionale sardo, sono stati analizzati i principali processi gravitativi sulla scarpata superiore del margine meridionale sardo e le forme di fondo che lo caratterizzano. Tale margine è caratterizzato da forme di fondo che interessano sia la piattaforma continentale che la scarpata superiore.

Di fondamentale importanza per l’analisi della condizione di stabilità è stata la mappatura di particolari forme di fondo sulla scarpata superiore, quali i pockmarks che sono stati rilevati sia nel settore occidentale del margine che in quello orientale in scarpata superiore, la presenza di una morfologia superficiale interpretata come deformazione a creep indice di movimenti viscoso plastici presenti all’interno di una delle frane sottomarine più rilevanti nel Golfo di Cagliari e infine le particolari cyclic step che sono state in particolare analizzate in questo lavoro di tesi.

- È stato ricostruito il modello morfoevolutivo di dettaglio del margine continentale orientale del Golfo di Cagliari, in particolare sono state riconosciute le dinamiche che influenzano l'evoluzione del Canyon di Foxi, con particolare riferimento alla tendenza retrogressiva della testata del canyon, processo che può rappresentare un elemento di rischio in quanto si può avere l'incisione della piattaforma fino a basse profondità.

Il canyon si presenta inciso da profondi canali a elevata pendenza che rappresentano uno dei fattori innescanti di instabilità gravitativa, il rischio è legato principalmente alla possibilità che all'interno dei canali si possa verificare un ulteriore fenomeno franoso.

Inoltre è stato analizzato il rapporto tra i processi erosivo - deposizionali agenti sulla scarpata all'interno dei canyon sottomarini, si tratta di detrito che si muove secondo la direzione di massima pendenza provocando erosione in prossimità della rottura di pendio, come testimoniato dalle nicchie di distacco all'interno delle testate dei canyon. La tettonica locale ha influenzato l'andamento del Canyon che è caratterizzato da una incisione assiale molto forte come evidente anche dalle sezioni sismiche sparker.

- E' stato per la prima volta rilevato, sotto il profilo morfo-quantitativo lo scorrimento di massa dei sedimenti verso l'alveo del Canyon in quanto sono state rilevate all'interno della testata del Canyon Foxi delle forme di fondo attive, interpretate come cyclic step data la loro migrazione verso l'alto. L'apporto sedimentario in corrispondenza del ciglio della piattaforma, nella testata potrebbe essere legato ad apporti da flussi iperpicnali provenienti dagli input fluviali antistanti.

- È stata esaminato nel dettaglio la fonte di tali apporti; Prendendo spunto dai processi di colate rapide di detrito (a terra) - flusso iperpicnale (piattaforma/ scarpata) avvenuti a seguito di eventi estremi, sono state approfondite le possibili connessioni tra i processi gravitativi ad alte velocità (debris flow, mud flow e debris flood) dell'area a terra con l'innescamento di processi gravitativi in scarpata.

A seguito dell'analisi terra/mare sono stati riconosciuti e i modelli di dispersione dei flussi iperpicnali che alimentati dalle colate rapide di debris flow sono in grado di attraversare la piattaforma e sovraccaricare il ciglio.

È stato realizzato lo studio del bacino idrografico attraverso la realizzazione della carta delle pendenze, della gerarchizzazione del bacino, dell'instabilità potenziale dei versanti che insieme al rilevamento in sito hanno permesso di verificare le modalità di trasporto solido.

I corsi d'acqua presenti nell'area di studio, presentano una morfologia tale che se interessati da eventi pluviometrici caratterizzati da parametri al di sopra della media, potrebbero essere in grado di trasportare ingenti quantità di materiale fine e grossolano fino a valle, mettendo a rischio la zona costiera, come già avvenuto negli ultimi anni. Durante eventi idrometeorologici (precipitazioni > 200 mm/h) i livelli di pericolosità del bacino del Rio Geremeas sarebbero elevati data l'elevata capacità di trasporto solido.

Condizioni di instabilità sono condizionate dalla elevata pendenza del profilo di equilibrio superiore, dalla presenza di vaste aree sorgente a graniti iperfratturati, unitamente al notevole sviluppo longitudinale 15 km cui corrisponde un forte gradiente altitudinale 0 – 1000 metri.

Il bacino idrografico risponde in modo più rapido e i fenomeni di debris flow nel settore più a monte favorirebbero l'ingresso dei sedimenti negli alvei caratterizzati da ordine idrografico maggiore per poi continuare il proprio percorso tramite debris flood nel settore a valle, come dimostrato dal rilevamento in loco per poi riversarsi a mare. Attraverso il GIS è stato possibile isolare le aree caratterizzate da pendenze maggiori di 30° caratterizzate dalla presenza di materiale instabile sciolto, le aree sono riportate in figura 126 e vengono evidenziate in rosso.

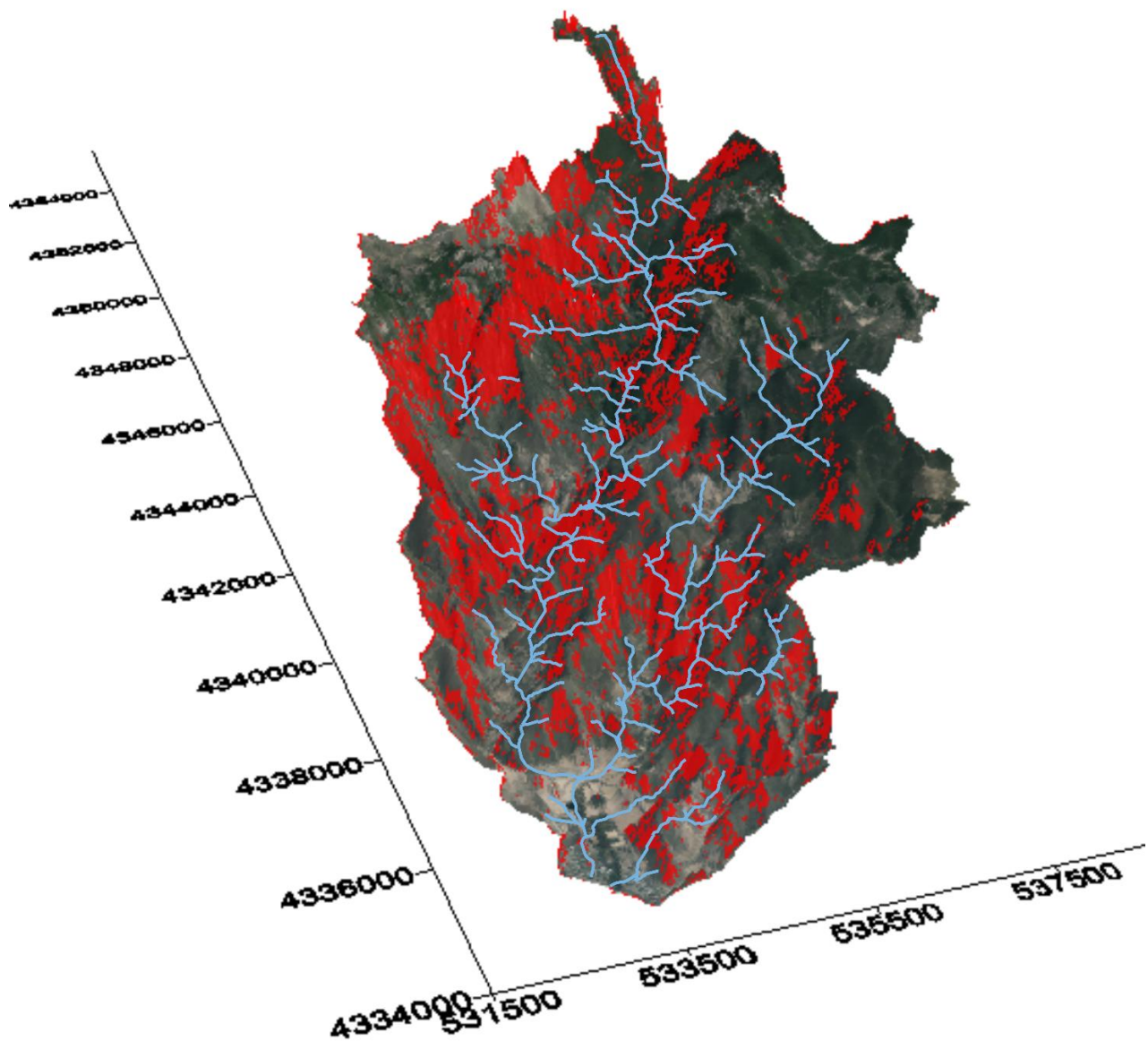


Figura 126 – Localizzazione delle aree caratterizzate da una pendenza maggiore di 30° e da materiale instabile (granito iperfratturato).

È stata documentata durante eventi di precipitazione intensi la deposizione di sedimento a mare. Il mescolamento dei sedimenti terrestri con l'acqua di mare, se caratterizzato da una forte energia permetterebbe la formazione di flussi iperpicnali che data la ridotta distanza tra ciglio della scarpata e linea di costa (poco maggiore di 1000m), sarebbero in grado di attraversare la piattaforma e arrivare a profondità più elevate.

Il sedimento trasportato dal flusso iperpicnale lungo la piattaforma e depositato sul ciglio della scarpata, andrebbe a generare una condizione di instabilità e sovraccarico sui depositi sottostanti con conseguente possibilità di cedimento. Sul ciglio, la rottura delle condizioni di equilibrio di sedimenti sciolti e saturi può dare origine a processi gravitativi in grado di generare flussi torbiditici,

in cui l'energia di moto è fornita da una differenza di densità tra la sospensione dei sedimenti e il fluido circostante. Si genera in tal modo, uno smottamento subacqueo che mette in movimento una notevole massa di sedimenti incoerenti, la quale arricchendosi in acqua, acquisisce fluidità e sotto l'azione della forza di gravità, inizia un movimento veloce con elevata capacità di trasporto e una forte azione erosiva sul fondo, documentata dalla presenza delle forme attive di cyclic step. I movimenti gravitativi data la notevole pendenza del versante di faglia che controlla la scarpata superiore di questo settore sarebbero caratterizzati da elevata velocità di trasferimento. L'evoluzione di movimenti gravitativi rapidi in aree di scarpata superiore così vicini alla linea di riva pone la zona costiera a rischio. È stata documentata la possibilità di sovraccarico del ciglio e quindi vengono confermate le condizioni di Hazard da Frana tsunamogena (Fig.127).

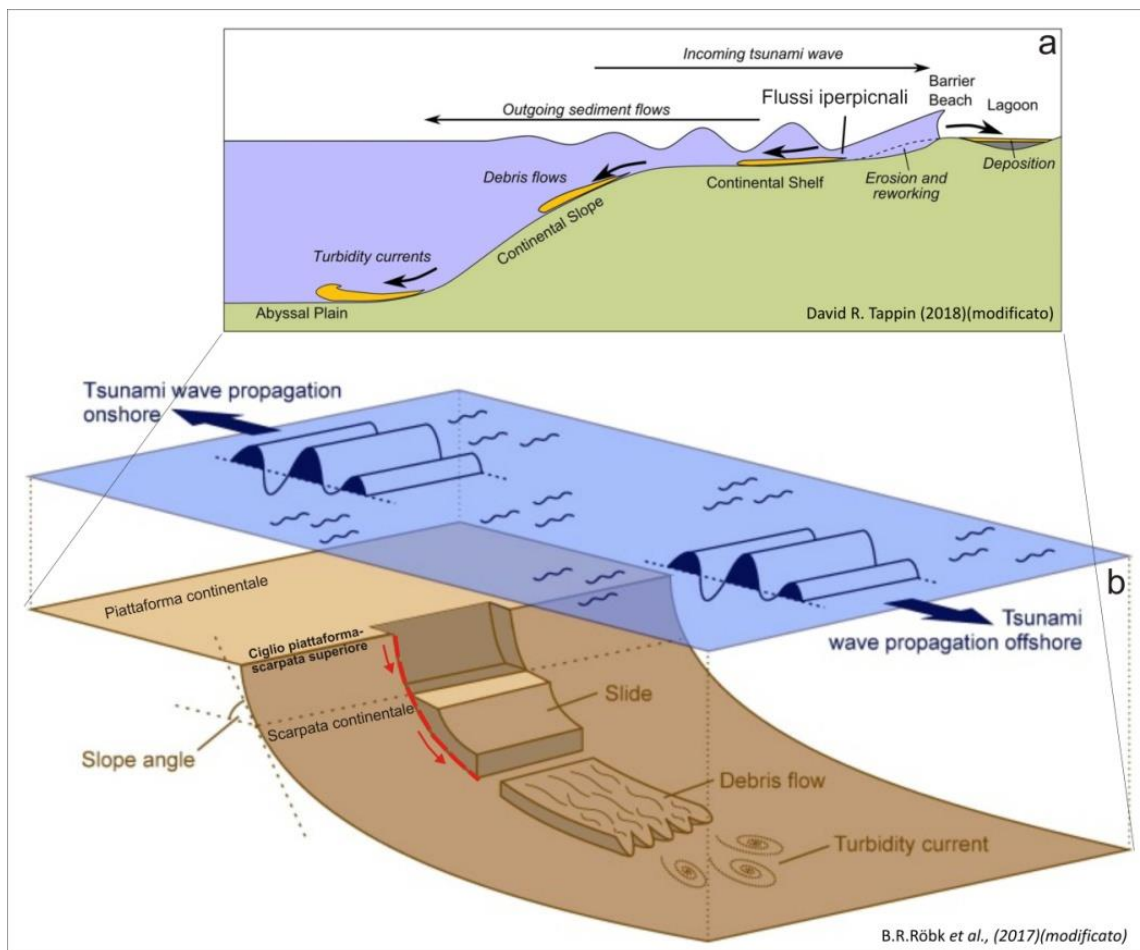


Figura 127 - Generazione di uno tsunami e correnti di torbida causata da una frana sottomarina. A) Schema dei flussi iperpicnali che generano una condizione di sovraccarico sul ciglio della piattaforma continentale con conseguente frana sottomarina la cui evoluzione viene riportata in B. (B.R.Röbk et al., (2017); D. R. Tappi (2017) riprodotto da MikeNorton, modificato).

Dai risultati dell'analisi geomorfologia comparata, a terra e a mare, appare evidente che la misura di mitigazione sia del rischio da debris flow in piana costiera che di sovraccarico del ciglio da flusso iperpicnale è rappresentata dalla intercettazione dei materiali di trasporto solido pesante a partire dal settore sommitale del profilo idrografico.

BIBLIOGRAFIA

- Alexander, J., Bridge, J.S., Cheel, R.J., Leclair, S.F., (2001) - *Bedforms and associated sedimentary structures formed undersupercritical water flows over aggrading sand beds*. *Sedimentology* 48, 133–152.
- Allen Philip A., Mange-Rajetzky Maria, Matter Albert, Homewood Peter (1985) - *Dynamic palaeogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin*. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 78 Nr. 2 Pages 351-381.
- Arca S., Carboni S., Cherchi A., Fais S., Ferrara C., Lecca L., Leone F., & Ulzega A. (1979)- *Dati preliminari sullo studio della piattaforma continentale della Sardegna meridionale per la ricerca di placers*. *Atti Conv. Naz. P.F. Oceanografia e Fondi Marini, Roma*, 567-576.
- Alexander, J., Bridge, J.S., Cheel, R.J. and Leclair, S.F., (2001) - *Bedforms and associated sedimentary structures formed under water flows over aggrading sand beds*. *Sedimentology*, 48, 133–152.
- Allen, J.R.L., (1985) - *Loose-boundary hydraulics and fluid mechanics: Selected advances since 1961*. In: *Sedimentology – Recent Developments and Applied Aspects* (Eds P.J. Brenchley and B.P.J. Williams), *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 18, 7–28.
- Amos C. L. & King E. L., (1984) - *Bedforms of the Canadian Eastern seaboard: a comparison with global occurrences*. *Marine Geology*, 57, 167-208.
- Andersen KJ, Huuse M (2011) - 'Bulls-eye' pockmarks and polygonal faulting in the Lower Congo Basin: relative timing and implications for fluid expulsion during shallow burial. *Mar Geol* 279:111–127
- Antony, A., L. Cittadini, R. Karrenberg, R. Kisteleki, T. Refice, T. Vest, and R. Wilhelm (2008) - *Mediterranean fiber cable cut (January-February 2008) analysis of network dynamics*, Technical Report RT-DIA-124- 2008, University of Rome, Italy.
- Aulitzky H. (1982) - *Preliminary two-fold classification of torrents*, *Mitteil. der Forst. Bundesversuchsanstalt, Wien, Heft 144*, 243-256.
- Babonneau N., Delacourta C., Cancouëta R., Sisavathb E., Bachèleryb P., Mazuela A., Jorryc S.J., Deschamps A., Ammann J., Villeneuveb N., (2013) - *Direct sediment transfer from land to deep-sea: Insights into shallow multibeam bathymetry at La Réunion Island*. *Marine Geology*
- Bagnold, R.A., (1966) - *Sediment transport problem from general physics*. *Geological Survey Professional Paper* 422 (1), 1–37.
- Balmforth, N.J. and Vakil, A., (2012) - *Cyclic steps and roll waves in shallow water flow over an erodible bed*. *J. Fluid Mech.*, 695, 35–62.

Barca S., Melis E., Annino E., Cincotti F., Ulzega A., Orru P. & Pintus C. (2005) - Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 557 Cagliari, scala 1:50.000. 240 pp. Servizio Geologico d'Italia, Regione Autonoma Sardegna. Roma & Cagliari.

Barrie J. Vaughn, Hill Philip R., Conway Kim W., Iwanowska Kashka, Picard Kim (2005) - *Environmental Marine Geoscience 4: Georgia Basin: Seabed Features and Marine Geohazards*. Geoscience Canada Volume 32 Number 4.

Bates C. (1953) - *Rational theory of delta formation*. AAPG Bulletin 37 : 2119-2162.

Belderson, R.H., Johnson, M.A. et Kenyon, N.H. (1982) - Bedforms. In : Stride, A.H. (Ed.), *Offshore tidal sand, processes and deposits*. Chapman & Hall, London, 27-57.

Bell R. & Glade T (2004) - *Quantitative risk analysis for landslides* - Examples from Bildudalur, NW-Iceland. Nat Hazards Earth Syst Sci 4:117–131.

Bouma, A. H. et al. (1985.) *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. New York, NY: Springer-Verlag,

Bradley, J.N. and Peterka, A.J., (1955) - *Research study on stilling basins, energy dissipators and associated appurtenances*. U.S. Bureau of Reclamation, Hydraulic Laboratory Report, HYD-399.

Bryant, R., (2015) - *Side Scan Sonar for Hydrography-An Evaluation by the Canadian Hydrographic Service*. Int. Hydrogr. Rev., 52, 243–249.

Bridge, J.R., Best, J.L., (1998) - *Flow, sediment transport and bedform dynamics over the transition from dunes to upper-stage plane bed: implications for the formation of planar laminae*. Sedimentology 35, 753–763.

Brock, R.R., (1967) - *Development of Roll Waves in Open Channels*. W. M. Keck Laboratory of Hydraulic and Water Research, California Institute of Technology, Report KH-R- 16, 226 pp.

Bull W.B. (1979) - *Threshold of critical power in streams*. Geological Society of America Bulletin, 90, 453-464.

Camerlenghi, A., Urgeles, R., Fantoni, L., (2010)- *A Database on Submarine Landslides of the Mediterranean Sea*. In: Mosher, C.D., et al. (Eds.), *Submarine mass movements and their consequences: advances in natural and technological hazards research* vol. 28, III. Springer Science + Business Media B.V., pp. 503–514.

Carboni S. e Lecca L., (1992) – Upper Pleistocene sea level low-stand in western Sardinia shelf (Italy) MBSS Newsletter, n14.

Carling, P.A. and Schvidchenko, A.B., (2002) - *A consideration of the dune-antidune transition in fine gravel*. Sedimentology, 49, 1269–1282.

Carlson P.R. , Karl H.A. , Quinterno P. (1982) - *Sedimentologic processes in world's largest submarine canyons*, Bering Sea, Alaska Geol. Soc. Am., Abstr. with Programs, 14 pp. 459-460.

Carson M.A., Kirkby M.J. (1972) - *Hillslope form and process* Cambridge University Press p. 475.

Carter, L., Carter, R.M., Nelson, C.S., Fulthorpe, C.S., Neil, H.L., (1990) - *Evolution of Pliocene to Recent abyssal sediment waves on Bounty Channel levees, New Zealand*. Marine Geology 95 (2), 97–109.

Canals M., Lastras G., Urgeles R., Casamor J.L., Mienert J., Cattaneo A., DeBatist M., Haflidason H., Imbo Y., Laberg J.S., Locat J., Long D., Longva O., Masson D.G., Sultan N., Trincardi F., Bryn P. (2004) - *Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project* Mar. Geol., 213 pp. 9-72.

Carmignani, L., Barca, S., Disperati, L., Fantozzi, P., Funedda, A., Oggiano, G., & Pasci, S. (1994). *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement*. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 36, 45–62.

Carta M. , Del Fa' C. , Ulzega A. , Uras I. (1986) - La piattaforma continentale della Sardegna. P.F. Oceanografia Fondi Marini, Sottoprogetto Risorse Minerarie Rapp. Tecnico Finale pp. 119-218

Cartigny, M.J.B., Lo Iacono, C., Urgeles, R., Druet, R.M., Acosta, J., (2017) - *Cyclic steps in the southern submarine canyons of the Balearic Islands (western Mediterranean)*. In: Guillen, J., Acosta, J., Chiocci, F.L., Palanques, A. (Eds.), *Atlas of Bedforms in the Western Mediterranean*. Springer, Switzerland, pp. 223e228. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-33940-5>.

Cartigny, M.J.B., Postma, G., Van Den Berg, J.H., Mastbergen, D.R., (2011) - *A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structures and numerical modelling*. Mar. Geol. 280, 40e56. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2010.11.006>.

Cartigny, M.J.B., Van den Berg, J.H., Mulder, J., Postma, G., (2009) - *Stability and morphodynamics of bedforms of the upper flow-regime*. Proceedings 33rd IAHR Congress Vancouver.

Cartigny, M.J.B., Ventra, D., Postma, G. and Van Den Berg, J.H., (2014) - *Morphodynamics and internal structures of bedforms under supercritical-flow conditions*. Sedimentology, 61, 712–748.

Cartigny, Matthieu; Lo Iacono, Claudio; Urgeles, Roger; Druet, Maria; Acosta, Juan., (2017) - *Bedforms in the southern submarine canyons of the Balearic Islands (Western Mediterranean) interpreted as cyclic steps*. In: Guillen, J.; Acosta, J.; Chiocci, F.L.; Palanques, A., (eds.) *Atlas of Bedforms in the Western Mediterranean*. Cham, Springer International Publishing, 223-228.

Casalbore D, Chiocci FL, Scarascia Mugnozza G, Tommasi P, Sposato A (2011b) - *Flash-flood hyperpycnal flows generating shallow-water landslides at Fiumara mouths in Western Messina Straits (Italy)*. Mar Geophys Res 32:257–271.

Casalbore D.; Bosmann A.; Romagnoli C.; Chiocci F.L., (2013) - *Small-scale crescent-shaped bedforms in submarine volcanic setting: examples from Stromboli and Salina island (Italy)*.

Casalbore, D., Romagnoli, C., Bosman, A., & Chiocci, F. L., (2014) - *Large-scale seafloor waveforms on the flanks of insular volcanoes (Aeolian Archipelago, Italy), with inferences about their origin.* Marine Geology, 355, 318–329.

Casula, G., Cherchi, A., Montadert, L., Murru, M., & Sarria, E. (2001) - *The Cenozoic graben system of Sardinia (Italy); Geodynamic evolution from new seismic and field data.* Marine and Petroleum Geology, 18(7), 863–888

Chappell, J. and Shackleton, N.J. (1986) - *Oxygen isotopes and sea level.* Nature, 324, 137-140.

Charles K. Paull, William Ussler III , David W. Caress, Eve Lundsten, Jacob A. Covault, Katherine L. Maier, Jingping Xu, and Sean Augenstein., (2010) - *Origins of large crescent-shaped bedforms within the axial channel of Monterey Canyon, offshore California.* Geosphere; December 2010; v. 6; no. 6; p. 755–774.

Cherchi. A, Marini. A, Murru. M, Ulzega. A (1978) - *Movimenti neotettonici nella Sardegna meridionale (Mem. Soc. Geol. It. 19).*

Cherchi, A., & Montadert, L. (1982). - *Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the western Mediterranean basin.* Nature, 298, 736–739.

Chiang, C.S. and Yu, H.S. (2008) - *Evidence of hyperpycnal flows at the head of the meandering Kaoping Canyon off SW Taiwan.* Geo-Marine Letters, 28: 161-169.

Chiocci F.L & Ridente Domenico (2011) - *Regional-scale seafloor mapping and geohazard assessment. The experience from the Italian project MaGIC (Marine Geohazards along the Italian Coasts).* Marine Geophysical Research: Volume 32; Issue 1; pp 13.23.

Chow, Ven Te, (1959) - *Open-channel Hydraulics.* McGraw- Hill Book, New York.

Clarke, J. E. H., Vidiera Marques, C., Pratomo, D., (2014) - *Imaging active mass-wasting and sediment flows on a fjord delta, Squamish, British Columbia.* In S. Krastel et al. (eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research 37, Springer.

Cochonat P. , Lenat J.F. , Bachelery P. , Boivin P. , Cornaglia B. , Deniel C. , Labazuy P. , Le Drezen E. , Lipman P. , Ollier G. , Savoye B. , Vincent P. , Voisset M. (1990) - *Importance des dépôts gravitaires dans la mise en place d'un système volcano-sédimentaire sous-marin (Volcan de la Fournaise, Ile de la Réunion)* C.R. Acad. Sc. Paris, 311, Sér. II pp. 679-686.

Colantoni P.; Genesseeux M.; Vanney J.R.; Ulzega A.; Melegari G.; Trombetta A. (1992) - *Processi dinamici del canyon sottomarino di Gioia Tauro (Mare Tirreno);* Giornale di geologia, fascicolo: 2, volume: 54, anno: 1992, pagine: 199 - 213

Conway, K. W., Barrie, J. V., Picard, K., & Bornhold, B. D., (2012) - *Submarine channel evolution: active channels in fjords,* British Columbia, Canada. Geo-Marine Letters, 32(4), 301–312.

Cornish, V., (1910) - *Waves of the Sea and Other Water Waves*. Unwin, London.

Costa, J.E., (1988) - *Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows*, in Baker, V.R., Kochel, R.C., and Patten, P.C. (eds) *Flood Geomorphology*: Wiley-Intersciences, New York, p. 113-122

Cruden D.M. & Varnes D.J. Landslide types and processes
A.K. Turner, R.L. Schuster (Eds.), *Landslides, Investigation and Mitigation*, Special Report, 247, Transportation Research Board, Washington D.C. (1996), pp. 36-75 ISSN: 0360-859X, ISBN: 030906208X

Czuba, J. A., Magirl, C. S., Czuba, C. R., Grossman, E. E., Curran, C. A., Gendaszek, A. S., & Dinicola, R. S. (2011, August)-*Comparability of Suspended-Sediment Concentration and Total Suspended Solids Data Sediment Load from Major Rivers into Puget Sound and its Adjacent Waters*. USGS Fact Sheet 2011-3083. Tacoma, WA: U S Geological Survey.

De Blasio F., Anders Elverhoi., Lars E. Engvik., Issler D., Gauer P., Harbitz C. (2006) - *Understanding the high mobility of subaqueous debris flows*. Norwegian Journal of Geology, 86,3.

Giacomo Deiana, Antonietta Meledd, Enrico M. Paliaga, Samuele Todd e & Paolo E. Orrù (2016) - *Continental slope geomorphology: landslides and pockforms of southern sardinian margin (italy)*. DOI 10.4461/ GFDQ 2016.39.12 . Geogr. Fis. Dinam. Quat. 39 (2016). 129-136, 6 figg.

De Koning, J., (1970) - *Neue Erkenntnisse beim Gewinnen und Transport von Sand im Spülproject Venserpolder*. VDI Tagung 'Bauen Im Ausland', 1-9, Hamburg. December 2013, Volume 346, p. 47-57.

Dikau, R., Brunsten, D., Schrott, L. & M. L. Ibsen (Eds.) 1996 - *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*. Wiley & Sons, Chichester.

Dykstra Mason, Kneller B., Milana Juan Pablo (2006) - *Deglacial and postglacial sedimentary architecture in a deeply incised paleovalley-paleofjord—The Pennsylvanian (late Carboniferous) Jejenes Formation, San Juan, Argentina*. Geol Soc Am Bull, Gsa Bulletin.

Dott, R.H. (1963) - *Dynamics of subaqueous gravity depositional processes*. AAPG Bull., 47, 104-128.

Egger A, (1992) – *Lithospheric structure along a transect from the northern Apennines to Tunisia derived from seismic refraction data (Phd no.9675) Zurich 207 p.*

EPA. (2012, March). *Channel Processes: Bedload Transport*. In *Water: Science & Technology*. Retrieved from <http://water.epa.gov/scitech/datait/tools/warsss/bedload.cfm>

Ercilla, G., Alonso, B., Wynn, R.B., Baraza, J., (2002) - *Turbidity current sediment waves on irregular slopes: observations from the Orinoco sediment-wave field*. Marine Geology 192 (1-3), 171-187.

Fanucci F., Fierro G., Ulzega A., Gennessaux M., Rehault J.P. & Viaris De Lesegno L. (1976) - *The continental shelf of Sardinia: structures and sedimentary characteristics*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 1201-1217.

Fildani, A., Normark, W.R., Kostic, S., Parker, G., (2006) - *Channel formation by flow stripping: large-scale scour features along the Monterey East Channel and their relation to sediment waves*. *Sedimentology* 53 (6), 1265–1287.

Finetti I., Morelli C. (1973) - Geophysical exploration of the Mediterranean Sea *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 15 pp. 263-340

Fisher RV. (1983) - Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology* 11: 273–274.

Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., (1995) - *Proceedings of the Ocean Drilling Program Initial Report*, vol. 155 (1233 p.).

Foglio 557 – carta geologica 1:50000 Cagliari/APAT, Servizio geologico d'Italia ; ente realizzatore: Regione Autonoma della Sardegna; Coordinatori scientifici: Sebastiano Barca e Antonio Ulzega.

Gay A, Lopez M, Cochonat P, Levache´ D, Sermondadaz G, Serann M (2006) - Evidences of early to late fluid migration from an upper Miocene turbiditic channel revealed by 3D seismic coupled to geochemical sampling within seafloor pockmarks, Lower Congo Basin. *Mar Petrol Geol* 23:387–399.

Geletti R, Del Ben A, Busetti M, Ramella R, Volpi V (2008) - Gas seeps linked to salt structures in the Central Adriatic Sea. *Bas Res* 20:473–487

Gilbert, G. K., (1914) - *The transportation of debris by running water*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 86, 263 pp.

Guy, H. P., Simons, D. B. and Richardson, E. V., (1966) - *Summary of alluvial channel data from flume experiments 1956–1961*. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 462-I, 96 pp.

Halwas K.L., Church M. (2002). Channel units in small, high gradient streams on Vancouver Island, British Columbia. *Geomorphology* 43: 243-256.

Hampton, M. A., Lee, H. J., and Locat, J. (1996). Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34, 33–59.

Harbitz CB, Parker G, Elverhøi A, Marr JG, Mohrig D, Harff PA (2003) Hydroplaning of subaqueous debris flows and glide blocks: analytical solutions and discussion. *J Geophys Res* 108:2349. doi:10.1029/ 2001JB001454.

Hassan, M.A.; Church, M.; Lisle, T.E.; Brardinoni, F.; Benda, L.; Grant, G.E. Sediment transport and channel morphology of small, forested streams. *Jawra J. Am. Water Resour. Assoc.* 2005, 41, 853–876.

Hayward, J.A., 1980 - Hydrology and stream sediments from Torlesse Stream catchment. Tussock Grasslands and Mountain Lands Institute, Lincoln College, New Zealand, Special Publications No.17.

Healy, C.A.; Schultz, J.J.; Parker, K.; Lowers, B., (2015) - Detecting Submerged Bodies: Controlled Research Using Side-Scan Sonar to Detect Submerged Proxy Cadaver. *J. Forensic Sci.*, 60, 743–752.

Hill, P. R., Conway, K., Lintern, D. G., Meulé, S., Picard, K., & Barrie, J. V., (2008) - *Sedimentary processes and sediment dispersal in the southern Strait of Georgia, BC, Canada*. *Marine environmental research*, 66, S39–S48.

Hughes Clarke, J.E., Mayer, L.A. and Wells, D.E., (1996) - *Shallow-water imaging multibeam sonars: A new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf*: MGR, v.18, p.607-629.

Hughes Clarke, J. E., Brucker, S., Muggah, J., Church, I., Cartwright, D. & Kuus, P., Eisan, B., (2012) - *The Squamish ProDelta: monitoring active landslides and turbidity currents*. In Canadian Hydrographic Conference 2012, Proceedings.

Hughes Clarke, J. E., Vidiera Marques, C. & Pratomo, D., (2013) - *Imaging active mass-wasting and sediment flows on a fjord delta, Squamish, British Columbia*. In S. Krastel et al. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research 37*, Springer.

Huhnerbach V. & Masson D.G. (2004), - Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behavior *Mar. Geol.*, 213 pp. 343-362.

Hungr, O., S. G. Evans, M. J. Bovis, and J. N. Hutchinson. (2001) - A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience* 7: 221–238.

Hutton, W.H., Syvitski, P.M., (2004) - *Advances in the numerical modeling of sediment failure during the development of a continental margin*. *Mar. Geol.* 203, 267–380.

Jakob Matthias, Holm Kris, McDougall Scott (2016) - Debris-Flow Risk Assessment. *Risk Assessment, Landslide* DOI: 10.1093/acrefore/9780199389407.013.37.

Judd A, Hovland M (2007) - *Seabed Fluid Flow, the impact on geology, biology and the marine environment*. Cambridge University Press, Cambridge

Karcz, I. & Kersey, D. (1980) - Experimental Study of Free-Surface Flow Instability and Bedforms in Shallow Flows. *Sedimentary Geology* 27 (4), 263–300.

Kastens, K. A., (1988) *The case for asymmetrical rifting above a detachment fault in the opening of the Tyrrhenian Sea, central Mediterranean*. *EOS*, 69:465.

Kastens K.A. & Mascle J. *Et Alii* (1990) - *The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107*. In: KASTENS K.A., MASCLE J. *Et alii* (Eds.): “*Proceedings of the ODP*”. *Scientific Results*, 107: 3-26.

Kellerhals R., Church M., Bray D.I. (1976). *Classification and analysis of river processes*. J. Hydraul. Div., ASCE, 102, No.HY7.

Kennedy, J. F. (1963) - *The mechanics of dunes and antidunes in alluvial channels*. J. Fluid Mech. 16, 521–544.

King L.H. , MacLean B. (1970) - Pockmarks on the Scotian Shelf Bull. Geol. Soc. Am., 81 pp. 3141-3148, 10.1130/0016-7606

Koloseus, H.J. and Davidian, J., (1966) - *Free surface instabilities correlations*. U.S. Geol. Surv. Water-Sup. Pap., 1592-C, 72 pp.

Kostic, S., (2011)- *Modeling of submarine cyclic steps: Controls on their formation, migration, and architecture*. Geosphere, 7, 294–304

Kostic, S., Parker, G., (2006) - *The response of turbidity currents to a canyon–fan transition: internal hydraulic jumps and depositional signatures*. Journal of Hydraulic Research 44 (5), 631–653.

Kostic, S., Sequeiros, O., Spinewine, B. & Parker, G., (2010) - *Cyclic steps: a phenomenon of supercritical shallow flow from the high mountains to the bottom of the ocean*. J. Hydro-environ. Res. 3, 167–172.

Kvalstad TJ, Andresen L, Forsberg CF, Berg K, Bryn P, Wangen M (2005a) - *The Storegga slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics*. Mar Pet Geol 22:245–256. doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.10.019.

Kvalstad TJ, Nadim F, Kaynia A, Mokkelbost KH, Bryn P (2005b) - *Soil conditions and slope stability in the Ormen Lange area*. Mar Pet Geol 22:299–310.

Kvalstad TJ (2007) - What is the current “best practice” in offshore geohazard investigations? A state-of-the-art review. Offshore Technology Conference OTC 18545, 14 pp

Jorritsma, J., (1973) - *Sluiting tijdelijke toegang Europort: Onderzoek naar de taludhellingen van onder water aangebracht zand*. Report M1118. Delft Hydraulics, Delft, The Netherlands.

Lamb, M.P., Parsons, J.D., Mullenbach, B.L., Finlayson, D.P., Orange, D.L., Nittrouer, C.A., (2008) - *Evidence for superelevation, channel incision, and formation of cyclic steps by turbidity currents in Eel Canyon, California*. Geological Society of America Bulletin 120 (3–4), 463.

Lecca L., Lenaz R., Leone F., Rossi S. & Ulzega A. (1979) - La piattaforma continentale della Sardegna sudorientale: indicazioni metodologiche e primi risultati. Atti Conv. P.F. Oceanografia C.N.R.

Lecca L., Lonis R., Luxoro S., Melis E., Sechi F. & Brotzu P. (1997) - *The volcanic stratigraphy and oligo-miocene rifting stages in Sardinia: a review*. Per. Mineral., 66, 7-61.

Lecca L., Panizza V., Pisano S. (1998) – The sedimentary framework of Cagliari basin: a plio-quadernary underfed rift basin in the southern sardinia margin –Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences.

Leclair, S.F. and Arnott, R.W.C., (2003) - *Coarse-tail graded, structureless strata: Indicators of an internal hydraulic jump*. In: *Shelf Margin Deltas and Linked Down Slope Petroleum Systems: Global Significance and Future Exploration Potential* (Eds H.H. Roberts, N.C. Rosen, R.H. Filion and J.B. Anderson), pp. 817–836. SEPM Gulf Coast Section, Houston.

Lee, H.J., (2009) - *Timing of occurrence of large submarine landslides on the Atlantic Ocean margin*. Mar. Geol. 264, 53–64

Leeder, M. R. (1983) - *On the dynamics of sediment suspension by residual Reynold's stresses—Confirmation of Bagnold's theory*, *Sedimentology*, **30**, 485–491.

Lennon, J.M. and Hill, D.F., (2006) - *Particle image velocimetry measurements of undular and hydraulic jumps*. J. Hydr. Eng., 132, 1283–1294.

Lenzi M. A., D'Agostino V., Sonda D., 2000. Ricostruzione morfologica e recupero ambientale dei torrenti. Criteri metodologici ed esecutivi. Editoriale Bios, 208 pp.

Lenzi M.A., Mao L., Comiti F. (2006) - Effective discharge for sediment transport in a mountain river: computational approaches and geomorphic effectiveness. Journal of Hydrology, 326, 257-276.

Locat J. & Lee HJ. (2002) - Submarine landslides: advances and challenges. Canadian Geotechnical Journal 39:193-212.

Lo Iacono, C., Sulli, A., Agate, M., Lo Presti, V., Pepe, F., Catalano, R., (2011) - *Submarine canyon morphologies in the Gulf of Palermo (Southern Tyrrhenian Sea) and possible implications for geo-hazard*. Mar. Geophys. Res. 32, 127–138.

Lo Iacono C, Sulli A, Agate M (2014) - *Submarine canyons of north-western Sicily (Southern Tyrrhenian Sea): variability in morphology, sedimentary processes and evolution on a tectonically active margin*. Deep Sea Res II 104:93–105.

Lo Iacono Claudio, Urgeles Roger, Polizzi S., Grinyó J., Druet M., Agate M., Gili J.M., and Acosta J. (2014) - *Submarine Mass Movements Along a Sediment Starved Margin: The Menorca Channel (Balearic Islands –Western Mediterranean), Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Advances in Natural and Technological Hazards Research 37, DOI 10.1007/978-3-319-00972-8 29.

Lo Iacono Claudio, Cartigny Matthieu Zizzo, Elisabetta, Agate Mauro, Sulli Attilio (2017) - *Potential Cyclic Steps in a Gully System of the Gulf of Palermo (Southern Tyrrhenian Sea)*. Atlas of Bedforms in the Western Mediterranean, DOI 10.1007/978-3-319-33940-5_36.

Macchia V. & Marrone V., (1996) - La valutazione del rischio idraulico tramite la metodologia del V.I.A.. Un contributo alla pianificazione di Bacino e d'area vasta, Tevere vol.2.

Malinverno, A., Ryan, W.B.F., Auffret, G., Pautot, G., (1988) - *Sonar images of the path of recent failure events on the continental margin off Nice, France*. Sedimentologic Consequences of Convulsive Geologic Events, pp. 59–75.

Manciola P., Biscarini C. & Cingolani A.(2002) - Mappatura delle aree inondabili. Giornata di studi su Grandi bacini idrografici. Accademia nazionale dei lincei.

Masclé, J., Zitter, T., Bellaiche, G., Droz, L., Gaullier, V., Loncke, L., Prised Scientific Party France, 2001. *The Nile deep sea fan; preliminary results from a swath bathymetry survey*. Marine and Petroleum Geology 18, 471-477.

Maslin, M.; Owen, M.; Betts, R.; Day, S.; Jones, T.D.; Ridgwell, A. (2010) - Gas hydrates: Past and future geohazard? *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A Math. Phys. Eng. Sci.* 368, 2369–2393.

Masson, D.G., Kenyon, N.H. & Weaver, P.P.E., (1996) - Slides, debris flows and turbidity currents. In: Summerhayes, C.P., Thorpe, S.A. Eds. , *Oceanography, an Illustrated Guide*. Manson Publishing, London, pp. 136–151.

Masson DG, Harbitz CB, Wynn RB, Pedersen G, Løvholt F (2006) - *Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction*. *Phil Trans R Soc A* 364:2009–2039. doi:10.1098/rsta.2006.1810

Mastbergen, D.R., (1989) - *Zand-watermengselstromingen; wiskundigmodel terrasvormig stort*. Report Z299. Delft Hydraulics, Delft, The Netherlands.

Mastbergen, D.R., Bezuijen, A., (1988) - *Zand-watermengselstromingen: het storten van zand onder water, 4, verslag experimentele studie*. Report Z261. Delft Hydraulics, Delft, The Netherlands.

Mazières, A., Gillet, H., Castelle, B., Mulder, T., Guyot, C., Garlan, T., Mallet, C., (2014) - *High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay—French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling*. *Mar. Geol.* 351, 1–12.

Maurizio del Monte (1996) - Rapporti tra caratteristiche morfometriche e processi di denudazione nel bacino idrografico del torrente Salandrella Basilicata. *Geologica Romana*, 32:151-165. Roma 1996.

McAdoo, B.G.L., Pratson, L.F., Orange, D.L., (2000) - *Submarine landslide geomorphology, US continental slope*. *Mar. Geol.* 169, 103–136.

McAdoo B.G., Capone M.K., & Minder J. (2004) - Seafloor geomorphology of convergent margins: implications for Cascadia seismic hazard *Tectonics*, 23 p. TC6008, 10.1029/2003TC001570.

Meunier, M., (1993) - Classification of streams flows. In: *Proceedings of the Pierre Beghin International workshop on Rapid Gravitational Mass Movements*, CEMAGREF, Grenoble, France, pp.: 231-236.

Micallef A., Masson D.G., Berndt Ch, Stow D.A.V.. (2007) - *Morphology and mechanics of submarine spreading: a case study from the Storegga Slide*. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 112 10.1029/2006JF000739.

Middleton, G.V. & Southard, J.B., (1984) - Mechanics of Sediment Movement. S.E.P.M. Short Course, No. 3.

Migeon, S., Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J.C., (2000) - *Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution*. Sedimentary Geology 133 (3–4), 265–293.

Migeon, S., Savoye, B., Zanella, E., Mulder, T., Faugères, J.C., Weber, O., (2001) - *Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanisms of sediment-wave construction*. Marine and Petroleum Geology 18 (2), 179–208.

Montgomery, D.R. & Buffington, J.M. (1997) - Channel-reach morphology in mountain drainage basins. Geol. Soc. Am. Bull., 109, 596–611.

Morang A., Larson R., Gorman L. (1997) - Monitoring the coastal environment: Part III. Geophysical and research methods Journal of Coastal Research, 13 (4) pp. 1064-1085.

Morelli C and Nicolich R, (1990) – A cross section of the lithosphere along the European geotraverse southern segment (from the Alps to Tunisia), Tectonophysics, 176, 229-243.

Mulder T, Syvitski J P M. (1995) - Turbidity current generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans : Journal of Geology, 103 : 285-299.

Mulder, T., & Cochonat, P. (1996) - *Classification of offshore mass movements*. Journal of Sedimentary Research, 66, 43–57.

Mulder, T., Syvitski, J. P. M., & Skene, K. I. (1998) - Modelling of erosion and deposition by turbidity currents generated at river mouths. Journal of Sedimentary Research, 68, 124–137.

Niedoroda, A.W., Reed, C.W., Das, H., Hatchett, L., (2007) - The general behaviour of mass gravity flows in the marine environment. In: Lykousis, V., Sakellariou, D., Locat, J. (Eds.), Submarine Mass Movements and their Consequences. Springer, Dordrecht, pp. 111–118. http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-6512-5_12

Normandeau, A., Lajeunesse, P., St-Onge, G., Bourgault, D., Drouin, S. S. O., Senneville, S., & Bélanger, S., (2014) - *Morphodynamics in sediment-starved inner-shelf submarine canyons (Lower St. Lawrence Estuary, Eastern Canada)*. Marine Geology, 357, 243–255.

Normark, W.R., Hess, G.R., Stow, D.A.V., Bowen, A.J., (1980) - *Sediment waves on the Monterey Fan levee: a preliminary physical interpretation*. Marine Geology 37 (1–2), 1–18.

Normark, W.R., Piper, D.J.W., Posamentier, H., Pirmez, C., Migeon, S., (2002) - *Variability in form and growth of sediment waves on turbidite channel levees*. Marine Geology 192 (1–3), 23–58.

Orru' P.E., Taviani ., Deiana G., Todde S. (2002) - Palaeoenvironmental reconstruction of the Last Glacial Maximum coastline on the San Pietro continental shelf (Sardinia SW).DOI: [https://doi.org/Pages: 1182-1184](https://doi.org/Pages:1182-1184). Rend. Online Soc. Geol.It.

Orru' P.E., Antonioli F. , Lambeck K. , Verrubbi V. (2004) - Holocene sea-level change in the Cagliari coastal plain (Southern sardinia,Italy) – Quaternaria nova,VIII, ,193-212 (197-198).

Paliaga Enrico M, Deiana Giacomo, Meleddu Antonietta, Todde Samuele, Orru Paolo E., (2014) - *Marine slumping risk induced by hyperpycnal flows - Sardinian southern continental margin*. Rend. Online Soc. Geol. It., Suppl. n. 1 al Vol. 31

Parker, G., (1996) - *Some speculations on the relation between channel morphology and channel-scale flow structures*. Coherent Flow Structures in Open Channels, vol. 423.

Parker, G. & Izumi, N., (2000) - *Purely erosional cyclic and solitary steps created by flow over a cohesive bed*. J. Fluid Mech. 419, 203–238.

Paull C, Ussler W, Hollbrok WS (2007) - Assessing methane release from the colossal Storegga submarine landslide. Geo Res Lett 34:1–5

Paull, C. K., Ussler III, W., Caress, D. W., Lundsten, E., Covault, J. A., Maier, K. L., & Augenstein, S., (2010) - *Origins of large crescent-shaped bedforms within the axial channel of Monterey Canyon, offshore California*. Geosphere, 6(6), 755–774.

Pecorini G., Pomesano Cherchi A., (1969) – Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna) . Memorie della Società Geologica Italiana, volume 8, pp 421 – 451.

Perret, D., Locat, J., and Leroueil, S., (1995)- *Strength development with burrial in finegrained sediments from the Saguenay Fjord, Québec*. Canadian Geotechnical Journal, 32: 247-262.

Piano Di Gestione Del Sic “Brunco de su Monte Moru-Geremeas (Mari Pintau)” (ITB040051) - studio generale – (2013).

Piano paesaggistico regionale scheda d’ambito n° 27 golfo orientale di Cagliari il campo della difesa del suolo e dei dissesti idrogeologici (punto 3, art. 106 della normativa del ppr) variante in adeguamento al PPR - primo ambito omogeneo: fascia costiera.(2001)

Pierson, T. C. (2005) - Hyperconcentrated flow: Transitional process between water flow and debris flow. In Debrisflow hazards and related phenomena, ed. M. Jakob and O. Hungr, 159–202. Berlin: Springer.

Piper, D.J.W., Shor, A.N., Hughes Clarke, J.E., (1988) - *The 1929 Grand Banks earthquake, slump and turbidity current*. Geological Society of America Special Paper 229,77–92.

Postma, G., Cartigny, M.J.B. and Kleverlaan, K. (2009) - *Structureless, coarse-tail graded Bouma Ta formed by internal hydraulic jump of the turbidity current?* Sed. Geol., 219, 1–6.

Postma, G. & Cartigny, M. J., (2014) - *Supercritical and subcritical turbidity currents and their deposits*. A synthesis. *Geology*, 42(11), 987–990.

Pratson L.F., Imran J., Parker G., Syvitski JPM., Hutton E., (2000) - *Debris flows versus turbidity currents: A modeling comparison of their dynamics and deposits*. In: Bouma A.H. and Stone C.G. eds: *Fine-Grained Turbidite Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 72*, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 68, 57–72.

Prior DB, Coleman JM (1982) - *Active slides and flows in underconsolidated marine sediments on the slope of the Mississippi delta*. In: Saxov S, Nieuwenhuis JK (eds) *Marine slides and other mass movements*. Plenum Press, New York NY, pp 21–49

Reineck H.E., Sing, I.B., (1980) - *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics*. New York, Springer-Verlag, 549 pp.

Ricci Franco Lucchi, (1980) - *Sedimentologia*. Vol. 3: Ambienti sedimentari e facies. Editore: CLUEB - Anno edizione: 1980 Pagine: 548 p., ill.

Ridente D., Bosman A., Casalbore D., Chiocci F.L. (2017) - *Bedforms Feeding and Bedforms Fed by Canyon Activity Around Punta Alice Promontory (Calabria Ionian Margin, Italy)*. *Atlas of Bedforms in the Western Mediterranean*, DOI 10.1007/978-3-319-33940-5_37.

Rinaldi M., Surian N., Comiti F., Bussetini M. (2016): IDRAIM – Sistema di valutazione idromorfologica, analisi e monitoraggio dei corsi d'acqua – ISPRA – Manuali e Linee Guida 131/2016. Roma.

Robertson, J.M. and Rouse, H., (1941) - *On the four regimes of open-channel flow*. *Civ. Eng. (N.Y.)*, 11, 169–171.

Röbke B.R. & Vött A., (2017) - *The tsunami phenomenon*, *Progress in Oceanography* Volume 159, December 2017, Pages 296–322

Ryan W.B.F., Heezen B.F., (1965) - *Ionian Sea submarine canyons and the 1908 Messina turbidity current*, in «*Geological Society of America Bulletin*», n. 76.

Ryan W.B.F., Hsü K. (1973) - *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, 13, p. 1447 (Part 1). Washington, D.C.

Sahal, A., & Lemahieu, A. (2011) - *The 1979 Nice airport tsunami: mapping of the flood in Antibes*. *Natural hazards*, 56(3), 833–840.

Sear D.A., Newson M. D & Thorne C. R (2003) – *Guidebook of Applied Fluvial Geomorphology*. Defra Environment Agency Flood and Coastal Defence R&D Programme, R&D Technical Report FD1914, 233pp.

Seed, H. B. (1988) - *The landslide at the Port of Nice on October 16, 1979*. Earthquake Engineering Research Center, University of California.

Segre A. G. (1969) – Linee di riva sommers e morfologia della piattaforma continentale italiana relative alla trasgressione marina versiliana – Estr. da Quaternaria n°11

Shen H. W., Schumm S. A., Nelson J. D., Doehring D. O. & Skinner M. M., (1983) - “Methods for Assessment of Stream- Related Hazards to Highways and Bridges,” Federal Highway Administration Publication, Washington DC,.

Shreve, R. *Statistical law of stream numbers*. In: *Journal of Geology* 74/1966.

Simons, D. B. , (1960) - Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels.

Simons, D. B., Richardson, E. V. and Nordin, C. F., (1965) - *Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels*. In: Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation (Ed. G.V. Middleton), SEPM Spec. Publ., 12, 34–52.

Smith, D. P., Ruiz, G., Kvitek, R., & Iampietro, P. J., (2005) - *Semiannual patterns of erosion and deposition in upper Monterey Canyon from serial multibeam bathymetry*. Geological Society of America Bulletin, 117(9–10), 1123–1133.

Smith, D.P., Kvitek, R., Iampietro, P.J., Wong, K., (2007) - *Twenty-nine months of geomorphic change in upper Monterey Canyon (2002–2005)*. Marine Geology 236 (1–2), 79–94.

Soulsby R.L., (1997) - *Dynamics of Marine Sands. A Manual for Practical Applications* - Thomas Telford, London, UK.

Spadini G., Robinson A. & Cloetingh S. (1996) - *Western v. Eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation*. Tectonophysics, 266, 139–154.

Spinewine, B., Sequeiros, O.E., Garcia, M.H., Beaubouef, R.T., Sun, T., Savoye, B., (2009) - *Experiments on wedge-shaped deep sea sedimentary deposits in minibasins and/ or on channel levees emplaced by turbidity currents. Part II. Morphodynamic evolution of the wedge and of the associated bedforms*. Journal of Sedimentary Research 79 (8), 608.

Stow D.A.V. , Hernández-Molina F.J. , E. Llave, Sayago-Gil M. , Díaz-del Río V. , Branson A. (2009) - *Bedform-velocity matrix: the estimation of bottom current velocity from bedform observations* Geology, 37 , pp. 327-330.

Studi, indagini, elaborazioni attinenti all’ingegneria integrata, necessari alla redazione dello studio denominato progetto di piano stralcio delle fasce fluviali (psff) – Regione Autonoma della Sardegna.

Studi, indagini, elaborazioni attinenti all’ingegneria integrata, necessari alla redazione dello studio denominato progetto di piano stralcio delle fasce fluviali (psff) sub bacino 07flumendosa-campidano-cixerri relazione monografica di bacino idrografico minori tra il Flumendosa ed il fluminimannu.

Schumm S. A.,(1977) - “The Fluvial System,” Wiley, New York.

Sterlacchini S, Frigerio S, Giacomelli P. & Brambilla M (2007) - Landslide risk analysis: a multi-disciplinary methodological approach. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 7:657–675.

Stow D.A.V. , Reading Collinson H.G. , J. (1996) - Deep Seas H.G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies* (3rd ed.), Blackwell, Oxford pp. 395-453

Strahler, A.N. (1957) Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union*, 38, 913-920. <http://dx.doi.org/10.1029/TR038i006p00913>.

Summerfield, M.; Hulton, N. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 1994, 99, 13871–13883.

Syvitski, J. P. M., Burrell, D. C.; and Skei, J., 1987, *Fjords: processes and products*: New York, Springer-Verlag, 379 p.

Tappin David R. (2017) - *The importance of geologists and geology in tsunami science and tsunami hazard* Geological Society, London, Special publications, 456, 538, <https://doi.org/10.1144/SP456.11>.

Thomas B. , Lecca L. , Gennesseaux M. (1988) - Structuration et morphogenese de la marge occidentale de la Sardaigne au Cénozoïque *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306, Sér., 2 pp. 903-910

Tinti S, Maramai A., & Graziani L (2004) - The new catalogue of Italian tsunamis. *Nat Hazards* 33:439–465.

Tourmel D, Locat J, Parker G (2010) - Upstream migration of knickpoints: geotechnical considerations. In: Yamada Y et al (eds) *Submarine mass movements and their consequences*. Springer, Dordrecht, pp 123–131

Tricart, P., Torelli, L., Argnani, A., Rekhiss, F. & Zitellini, N., (1994). *Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (Central Mediterranean)*. *Tectonophysics*, 238: 317-329.

Ulzega A. , Leone F. , Orru' P (1986) – Geomorphology of Submerged Late Quaternary Shorelines on the South Sardinian Continental Shelf – *Journal of Coastal Research*.

Ulzega A. (1988) - *Carta geomorfologica della Sardegna marina e continentale*. C.N.R., Ist. Geogr. De Agostini.

Orrù P. & Ulzega A. (1987) - *Rilevamento geomorfologico costiero e sottomarino applicato alla definizione delle risorse ambientali (Golfo di Orosei, Sardegna orientale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 37, 471-479.

Urgeles R., Cattaneo A., Puig P., Liqueste C., De Mol B., Amblas D., Sultan N., Trincardi F., (2011) - *A review of undulated sediment features on Mediterranean prodeltas: distinguishing sediment transport structures from sediment deformation*. Marine Geophysical Research 32, 1–1, 49–69.

Urgeles, R., and A. Camerlenghi (2013) - *Submarine landslides of the Mediterranean Sea: Trigger mechanisms, dynamics, and frequency-magnitude distribution*, J. Geophys. Res. Earth Surf., 118, 2600–2618, doi:10.1002/2013JF002720.

Valutazione della pericolosità da frana nel territorio del comune di Messina – ENEA agenzia nazionale per le nuove tecnologie, l'energia e lo sviluppo economico sostenibile ISSN/0393-3016.

Van den Berg, J.H. and Van Gelder, A., (1998) - *Discussion: Flow and sediment transport over large subaqueous dunes: Fraser River, Canada*. Sedimentology, 45, 217–221.

Van Den Berg, J.H., Van Gelder, A., Mastbergen, D.R., (2002) - *The importance of breaching as a mechanism of subaqueous slope failure in fine sand*. Sedimentology 49 (1), 81–95.

Van den Berg, J.H. and Nio, S.D., (2010) - *Sedimentary Structures and their Relation to Bedforms and Flow Conditions*. EAGE Publications, Houten, 138 pp.

Vanneste, M.; Sultan, N.; Garziglia, S.; Forsberg, C.F.; L'Heureux, J.S. (2014) - *Seafloor instabilities and sedimentdeformation processes: The need for integrated, multi-disciplinary investigations*. Mar. Geol. 352,183–214.

Varnes D.J. , and the IAEG Commission on Landslides and other Mass-Movements, (1984) -*Landslide hazard zonation: a review of principles and practice* The UNESCO Press, Paris 63 pp.

Walling, D.E. &Webb, B.W. *The Reliability of Suspended Sediment Load Data [River Creedy, England]*; Food andAgriculture Organization of the United Nations: Rome, Italy, 1981.

Wang Xiao, Zhao Jianhu, Zhu Bangyan , Jiang Tingchen and Qin Tiantian (2018) - *A Side Scan Sonar Image Target Detection Algorithm Based on a Neutrosophic Set and Diffusion Maps*, Remote Sensing Volume 10, Issue 2, Article number 295.

Werner, F. and Newton, R.S., (1975) - *The pattern of large-seale bedforms in the Langeland Belt (Baltic Sea)*. Mar. Geol., 19:29--59.

Werner, F., UnsSld, G., Koopman, B. and Stefanon, A., (1980) - *Field observations and flume experiments on the nature of comet marks*, Sediment. Geol., 26:233--262.

Wezel FC, Savelli D, Bellagamba M, Tramontana M, Bartole R (1981) - *Plio-Quaternary depositional style of sedimentary basins along insular Tyrrhenian margins*. In: Wezel FC (ed) *Sedimentary basins of Mediterranean margins*. Tecnoprint, Bologna, pp 239–269

Wilford, D.J., Sakals, M.E., Innes, J.L., Sidle, R.C., and Bergerud, W.A. (2004) - Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. *Landslides*, 1, 61–66.

Wohl E., Mersel M., Allen A.O., Fritz K., Kichefski L.S., Lichvar R., Nadeau T. L., Topping B. J., Trier P. H., Vanderbilt F. B., (2016) - Synthesizing the Scientific Foundation for Ordinary High Water Mark Delineation in Fluvial Systems. Cold Regions Research and Engineering Laboratory U.S Army Corps of Engineers, ERDC/CRLERSR-16-5, Washington, 198pp.

Wynn, R.B., Stow, D.A.V., (2002) - *Classification and characterisation of deep-water sediment waves*. *Marine Geology* 192 (1–3), 7–22.

Xavier Tubau, Charles K. Paull, Galderic Lastras, David W. Caress, Miquel Canals, Eve Lundstenb, Krystle Anderson, Roberto Gwiazda, David Amblas., (2015) - *Submarine canyons of Santa Monica Bay, Southern California: Variability in morphology and sedimentary processes*.

Xu, J.P., Wong, F.L., Kvitek, R., Smith, D.P., Paull, C.K., (2008) - *Sandwave migration in Monterey Submarine Canyon, Central California*. *Marine Geology* 248 (3–4), 193–212.

Yokokawa, M., Hasegawa, K., Kanbayashi, S. and Endo, N., (2010) - *Formative conditions and sedimentary structures of sandy 3D antidunes: An application of the gravel steppool model to fine-grained sand in an experimental flume*. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 35, 1720–1729.

Zavala, C., M. Arcuri, H. Gamero, C. Contreras & M. Di Meglio, (2011) - *A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits*. In: R. M. Slatt & C. Zavala (eds.), *Sediment transfer from shelf to deep water—Revisiting the delivery system*. *AAPG Studies in Geology*, 61: 31-51.

























Zavala C, Pan S X. (2018) - *Hyperpycnal flows and hyperpycnites : Origin and distinctive characteristics*. *Lithologic Reservoirs*, 30 (1) : 1-27.

ALLEGATI

CARTA GEOMORFOLOGICA



Legenda

-  Orlo di scarpata di erosione fluviale
-  Vallecola a V
-  Vallecola a conca
-  Vallecola a fondo piatto
-  Argini artificiali
-  Base del versante
-  Cresta
-  Filone
-  Orlo di scarpata
-  Sponde dell'alveo di piena
-  Traccia di corso d'acqua estinto
-  Area a erosione diffusa
-  Inselberg
-  Tor
-  Versante con materiale instabile (area sorgente)
-  Materiali sciolti di depos recent e attual alveo
-  Materiali sciolti per accumulo da crollo
-  Scarica di detrito
-  Spiaggia
-  Duna
-  Cascata
-  Faglia Certa
-  Faglia Presunta
-  Spartiacque

0 750 1.500 3.000
Meters

Ringraziamenti

A conclusione di questo ciclo di studi di Dottorato ritengo opportuno ringraziare tutti coloro che durante gli ultimi tre anni mi hanno sostenuto e che hanno contribuito a portare a termine questa ricerca.

Un ringraziamento speciale va al mio tutor, il Professor Paolo Emanuele Orrù punto di riferimento sia durante la mia carriera universitaria che durante il percorso di ricerca. Lo ringrazio per non aver mai smesso di credere in me e nelle mie capacità e per essere stato disponibile in qualunque momento.

Un ringraziamento ai Co-tutor, il Dottor Costamagna Luca Giacomo per la sua disponibilità e il suo sostegno e al Dottor Deiana Giacomo che ha seguito quotidianamente la mia ricerca e che nei momenti di difficoltà e di sconforto mi ha spronata e incoraggiata.

Ringrazio il C.N.R./IAMC di Oristano in particolare il Dott. De Falco Giovanni e tutto il team di ricerca che hanno permesso l'acquisizione di nuovi dati sismici offshore, fondamentali per lo sviluppo di questo lavoro.

Desidero inoltre ringraziare il Dottor Urgeles Roger del Consejo Superior Investigaciones Científicas - Institute of Marine Sciences (CSIC) di Barcellona, che dandomi la possibilità di svolgere l'esperienza all'estero presso tale centro di ricerca mi ha dato modo di crescere professionalmente confrontandomi giornalmente con ricercatori di livello internazionale. Ma in particolare ringrazio il Dott. Lo Iacono Claudio, per tutto il sostegno avuto durante tale periodo di ricerca, donandomi preziosi consigli.

Un grazie speciale ai miei genitori che con il loro amore mi hanno sempre sostenuto economicamente e emotivamente e le mie sorelle per essere sempre state al mio fianco, senza la mia famiglia non sarei quella che sono.

Ringrazio Mauro, compagno di vita che ha sempre sostenuto le mie scelte, sopportandomi anche nei momenti più difficili.

Infine ringrazio me, che con estrema costanza e determinazione ho raggiunto questo ennesimo traguardo, ma non l'ultimo.