Università
Ca'Foscari
Venezia

Corso di Laurea
Magistrale in
Scienze Ambientali
Corso di studio: LM-75 -
Classe delle Lauree Magistrali
in Scienze e Tecnologie per
l'Ambiente e il Territorio

Tesi di Laurea

Evoluzione morfologico-sedimentaria recente della bocca di porto di Lido (Laguna di Venezia, Italia)

Relatore
Prof. Emanuela Molinaroli

Correlatore
Dott.ssa Fantina Madricardo

Controrelatori
Prof. Rossano Piazza
Prof. Giancarlo Rampazzo

Laureanda
Carlotta Toso
Matricola 829845

Anno Accademico
2015 / 2016

INDICE

1. ABSTRACT.....4

2. INTRODUZIONE.....5

2.1. Sistemi costieri: importanza e dinamicità.....5

2.2. Le lagune costiere.....8

2.3. Le bocche tidali.....13

2.4. La Laguna di Venezia.....19

2.4.1. La bocca di porto di Lido.....24

3. MATERIALI E METODI.....30

3.1. Acquisizione dei dati MBES.....33

3.1.1. Dataset C (2011).....33

3.1.2. Dateset B (2013).....35

3.1.3. Dateset A (2016).....37

3.2. Campionamento dei sedimenti di fondo.....38

3.3. Analisi dei dati MBES.....41

3.3.1. Processing dei dati batimetrici.....41

3.3.2. Processing dei dati di backscatter acustico.....45

3.3.3. Identificazione manuale delle morfologie.....47

3.3.4. Identificazione automatica delle morfologie.....47

3.3.4.1. Scours e grande duna.....48

3.3.4.2. Campi di dune.....55

3.3.5. Classificazione dei dati di backscatter acustico.....58

3.4. Analisi sedimentologiche.....59

3.4.1. Trattamenti di laboratorio e analisi granulometriche.....59

3.4.2. Trattamento dei dati.....62

4. RISULTATI.....67

4.1. Risultati dell'analisi dei dati batimetrici.....67

4.1.1. Mappe delle forme di fondo.....71

4.1.1.1. Dataset C (2011).....73

4.1.1.2. Dataset B (2013).....76

4.1.1.3. Dataset A (2016).....77

4.1.2. Scours.....77
4.1.3. Grande duna.....81
4.1.4. Campi di dune.....85
4.2. Risultati dell'analisi del backscatter acustico.....93
4.3. Risultati delle analisi sedimentologiche.....98

5. DISCUSSIONE.....107
5.1. Relazione tra backscatter e proprietà granulometriche dei sedimenti.....107
5.1.1. Confronto tra BS e gruppi individuati con Entropy Max.....107
5.1.2. Relazione tra BS e percentuali granulometriche.....114
5.1.3. Confronto tra BS e diametro medio.....116
5.1.4. Accuracy assessment.....117
5.2. Forme di fondo e granulometria del sedimento.....119
5.3. Evoluzione recente della bocca di Lido e confronto con i dati pregressi.....126

6. CONCLUSIONI.....141

7. BIBLIOGRAFIA E SITOGRAFIA.....144

APPENDICE A - Il sistema MoSE.....162

APPENDICE B - I lavori per la costruzione del MoSE alla bocca di porto di Lido....166

APPENDICE C - Grafici relativi ai campioni raccolti nell'anno 2016.....171

RINGRAZIAMENTI.....177

1. ABSTRACT

La peculiarità della Laguna di Venezia, ed i molteplici impatti antropici a cui è sottoposta, hanno reso questo ambiente un sito di studio privilegiato per osservare la risposta di un sistema naturale all'azione dell'uomo. In particolare, negli ambienti lagunari, le bocche tidali, verso mare, (bocche di porto) garantiscono lo scambio di acqua, di sedimenti e di nutrienti con il mare aperto; perciò le loro caratteristiche morfologiche sono determinanti per la sopravvivenza stessa delle lagune. Nel caso della Laguna di Venezia, le bocche di porto sono state e sono tutt'oggi sede di importanti interventi antropici. Nel presente studio si è cercato di valutare il trasporto dei sedimenti all'interno della bocca di Lido avvalendosi dell'analisi di dati acquisiti con un ecoscandaglio a multi fascio (Multibeam Echo-Sounder - MBES). Dall'analisi e dall'interpretazione di questi dati è stato possibile mappare la morfologia del fondale marino in corrispondenza della bocca di porto in tre anni differenti (2011, 2013, e 2016) ottenendo, per ognuno di questi, delle mappe batimetriche e di intensità acustica (backscatter). Contemporaneamente al rilievo multibeam effettuato nel 2016 sono stati prelevati 20 campioni di sedimento per la caratterizzazione sedimentologica del fondale e delle forme sedimentarie individuate grazie al MBES.

I dati MBES ad alta risoluzione e le analisi sedimentologiche sono poi stati trasferiti in ambiente GIS; ciò ha permesso di ottenere una mappa di dettaglio del substrato della bocca di porto, una caratterizzazione della distribuzione di sedimenti al fondo e una classificazione delle diverse morfologie di fondo (forme erosive e deposizionali). Tutti i risultati ottenuti sono stati, inoltre, confrontati con le mappe ottenute per il 2011 e il 2013, anni in cui si è eseguito il rilievo MBES; ciò ha permesso di strutturare dei protocolli per la stima quantitativa dei cambiamenti avvenuti nell'arco dei 5 anni oggetto dello studio.

L'obiettivo principale di questa tesi è stato quello di valutare l'evoluzione recente della bocca di porto in relazione alla realizzazione del progetto MoSE e ai processi naturali in atto. La combinazione dei rilievi MBES, dell'analisi sedimentologica e della metodologia GIS si è rivelata un'efficace strumento per il monitoraggio di un'area estremamente dinamica come questa. I risultati del lavoro potranno essere utili a ricercatori che studiano l'area delle bocca di porto sia per quanto riguarda l'idrodinamica che l'habitat.

2. INTRODUZIONE

2.1 Sistemi costieri: importanza e dinamicita'

Gli ecosistemi marini e costieri sono tra gli ecosistemi più produttivi, e purtroppo più minacciati. Inclusi in questa categoria ci sono ecosistemi terrestri, aree umide, aree costiere e aree francamente marine (Dayton et al., 2005).

Le linee di costa dell'intero Pianeta superano gli 1.6 milioni di kilometri, e gli ecosistemi costieri sono presenti in 123 paesi attorno al mondo (UNEP, 2006).

La definizione di sistema costiero non è univoca e varia leggermente da autore ad autore. Per l'UNEP (1992) i sistemi costieri sono le aree dove la gente vive e dove una grande quantità di attività umane influenza alcuni servizi ecosistemici derivanti dagli habitat marini (Figura 1). Con servizi ecosistemici si intendono i benefici che le persone ottengono dall'ecosistema, e includono: i servizi di provvigionamento, come cibo, acqua, legname e fibre vegetali; i servizi di regolazione, come la regolazione del clima, di inondazioni, malattie, rifiuti e qualità dell'acqua; servizi culturali, come i benefici ricreativi, estetici e spirituali; i servizi di supporto, come la formazione di suolo, la fotosintesi e il ciclo dei nutrienti (UNEP, 2006). Le aree di piattaforma continentale, o grandi ecosistemi marini, forniscono molti dei servizi ecosistemici chiave: esse contano almeno il 25% della produttività primaria globale, il 90-95% delle catture marine di pesce, l'80% della produzione globale di carbonato, il 50% della denitrificazione globale, e il 90% della mineralizzazione sedimentaria globale (UNEP, 1992).

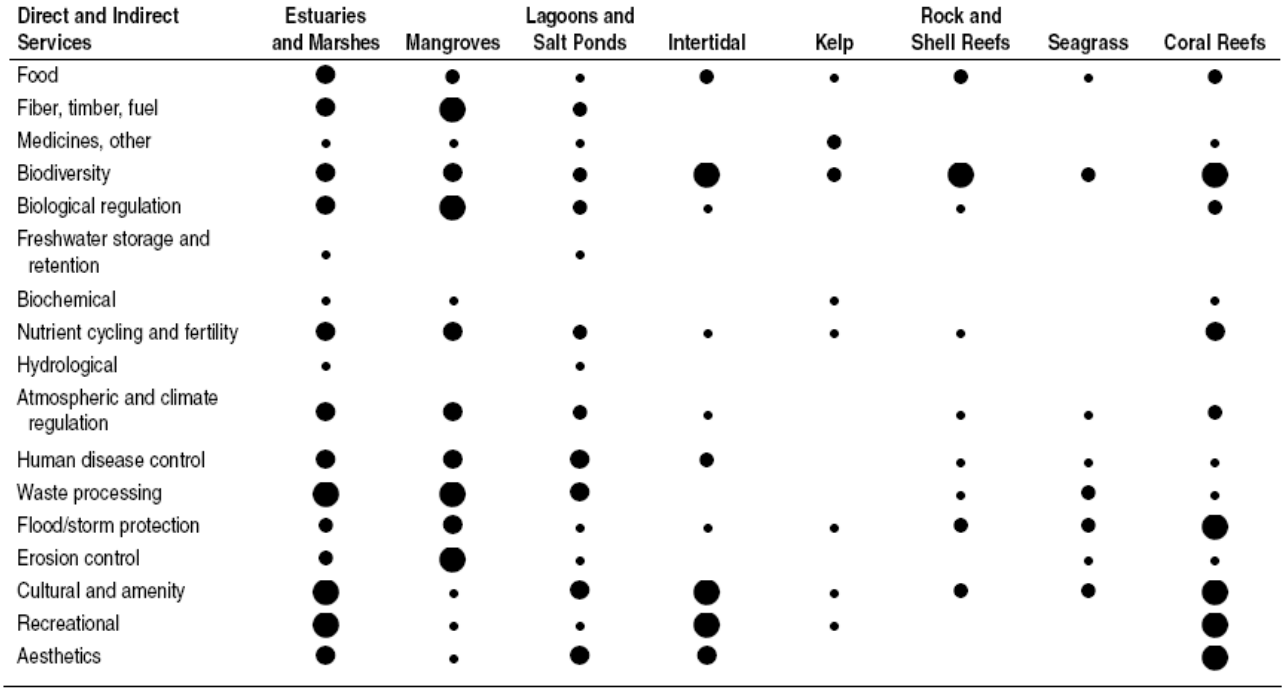


Figura 1. Riassunto dei servizi ecosistemici, e loro relativa importanza, forniti da differenti subtipologie di sistemi costieri. I cerchi più grandi rappresentano importanze relative più alte (Dayton et al., 2005).

L'area costiera contiene molti tipi di sistemi, tra cui di acqua dolce e aree umide di acqua salmastra, barene, lagune, aree intertidali fangose, spiagge e dune, aree semi delimitate e acque vicino alla costa (Dayton et al., 2005).

Sempre Dayton et al. (2005) definiscono l'estensione verso terra dei sistemi costieri come la linea fino a un massimo di 100 chilometri dalla linea di costa o di 50 metri di altezza, e con un estensione verso mare fino all' isobata dei 50 metri di profondità. Gli ecosistemi marini iniziano dal livello medio delle basse maree e comprendono gli habitat di alto mare e di acque profonde.

Il numero di persone che vive all'interno dei cento chilometri dalla costa è cresciuto da circa 2 miliardi nel 1990 a 2.2 nel 1995, il 39% dell'intera popolazione mondiale (Burke et al., 2001) ed il trend è tuttora in crescita.

Nonostante il loro valore, i sistemi costieri e i servizi che essi forniscono stanno diventando sempre più vulnerabili.

Gli ecosistemi presenti all'interno dei sistemi costieri sono dinamici, e in molti casi stanno subendo un cambiamento più rapido ora che in ogni altro periodo della loro storia (Vitoursek et al., 1997). Queste trasformazioni sono state di tipo fisico, come l'escavazione di canali, la bonifica di zone umide, la costruzione di porti, l'edificazione di zone abitative e

biologiche, come il declino della biodiversità marina, (tartarughe, mammiferi, uccelli, pesci e di invertebrati marini) (Jackson et al., 2001; Myers e Worm, 2003). Le dinamiche dei erosione, trasporto e deposizione di sedimento sono state profondamente alterate dall'utilizzo massiccio del suolo e delle acque dolci da parte dell'uomo; i cambiamenti che ne sono scaturiti hanno alterato enormemente le dinamiche costiere. Tutti questi impatti, assieme alla degradazione cronica risultante dall'inquinamento proveniente da terra e da mare, ha causato significativi cambiamenti ecologici ed un declino globale in molti servizi ecosistemici (Dayton et al., 2005).

I più forti drivers di cambiamento negli ecosistemi marini e costieri sono: il cambiamento di uso del suolo, la perdita di habitat, la pesca, le specie invasive, l'inquinamento, l'eutrofizzazione e il cambiamento climatico (UNEP, 2006).

Con riferimento a quest'ultimo, risulta di fondamentale importanza soffermarsi sull'innalzamento del livello del mare. Questo processo è, infatti, una rilevante minaccia per i sistemi costieri e in particolar modo per le aree attualmente al di sotto del livello del mare presenti attorno al mondo. Una crescita del livello del mare porterà all'allagamento di estese superfici costiere, erosione della costa e alla salinizzazione delle riserve di acqua dolce e delle colture (Nicholls, 2010). L'innalzamento del livello del mare è dovuto all'espansione termica dell'oceano che si scalda progressivamente, unita all'acqua derivante dallo scioglimento dei ghiacciai e delle calotte polari (Groenlandia e Antartide) (Wong, 2014). All'innalzamento del livello del mare può anche contribuire localmente la subsidenza delle zone costiere, dovuta al compattamento di sedimenti, alle attività di dragaggio e all'estrazione di risorse dal sottosuolo, come acqua, gas e petrolio (Syvitski et al., 2009).

In termini quantitativi, si stima che il livello medio globale del mare sia cresciuto ad un tasso medio di 1.7 mm (da 1.5 a 1.9 mm) all'anno tra il 1900 e il 2010, e ad un tasso medio di 3.2 mm (da 2.8 a 3.6 mm) all'anno dal 1993 al 2010 (Figura 2). Le proiezioni future (Figura 3) per il ventunesimo secolo indicano un tasso che supera quello osservato per il periodo 1971-2010 di 2.0 mm all'anno (da 1.7 a 2.3 mm) per tutti gli scenari RCP (Wong, 2014).

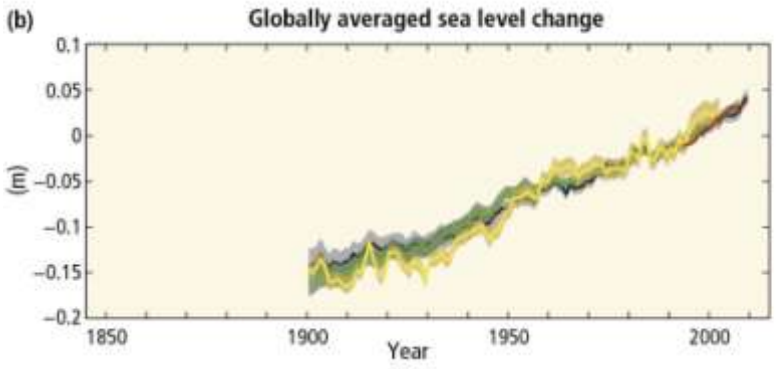


Figura 2. Cambiamenti del livello del mare mediati annualmente e globalmente relativi alla media nel periodo 1986-2005, dove è presente il più lungo dataset. I colori indicano differenti dataset. Tutti i dataset sono allineati ad avere lo stesso valore nel 1993, il primo anno in cui sono presenti dati di altimetria satellitare (linea rossa). Dove sono state fatte valutazioni, le incertezze sono indicate dalle ombreggiature colorate (IPCC, 2014).

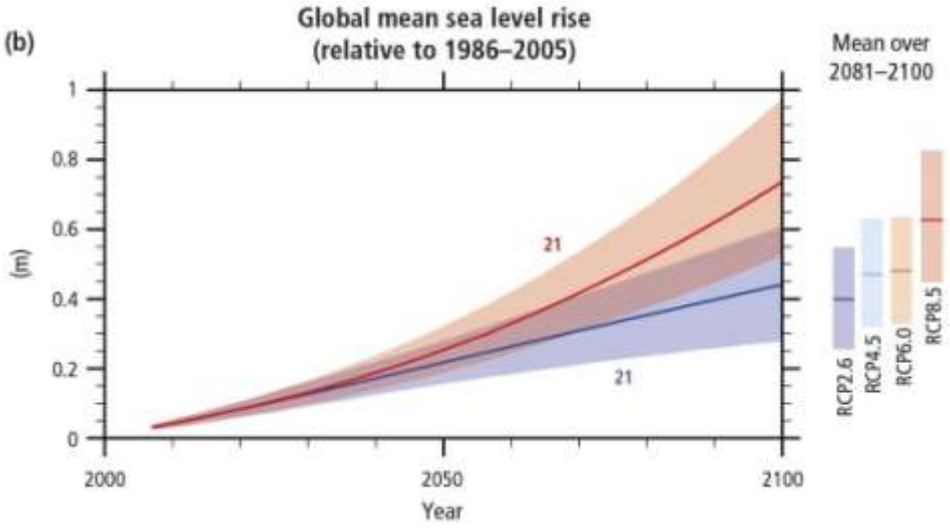


Figura 3. Livello medio globale di innalzamento del mare dal 2006 al 2100. Tutti cambiamenti sono relativi al periodo 1986-2005. Le serie temporali delle proiezioni e una misura dell'incertezza (ombreggiatura) sono mostrate per gli scenari RCP 2.6 (blu) e RCP8.5 (rosso). La media e l'incertezza associata, mediate lungo il periodo 2081-2100, sono fornite per tutti gli scenari RCP sotto forma di bande verticali colorate, visibili sul lato destro dell'immagine (IPCC, 2014).

2.2 Le lagune costiere

Le lagune costiere sono corpi d'acqua presenti in tutti i continenti, spesso orientate parallele alla costa, separate dall'oceano da una barriera, e connesse allo stesso oceano da una o più ristrette bocche tidali (*inlets)* che rimangono aperte almeno in modo intermittente, e hanno profondità dell'acqua che raramente eccede pochi metri (Kjerfve, 1994).

Le lagune costiere si trovano tipicamente lungo coste basse, in aree che hanno un range tidale < 4 m (Martin e Dominguez, 1994). Le lagune costituiscono il 13% delle regioni costiere, con un'area che va da <0.01 km^2 a >10000 km^2, e hanno tipicamente una profondità < 5 metri, con la sola eccezione dei canali tidali e di alcune isolate depressioni e canali (Kjerfve, 1994).

Kjerfve (1994) suddivide le lagune in tre tipologie principali (Figura 4):

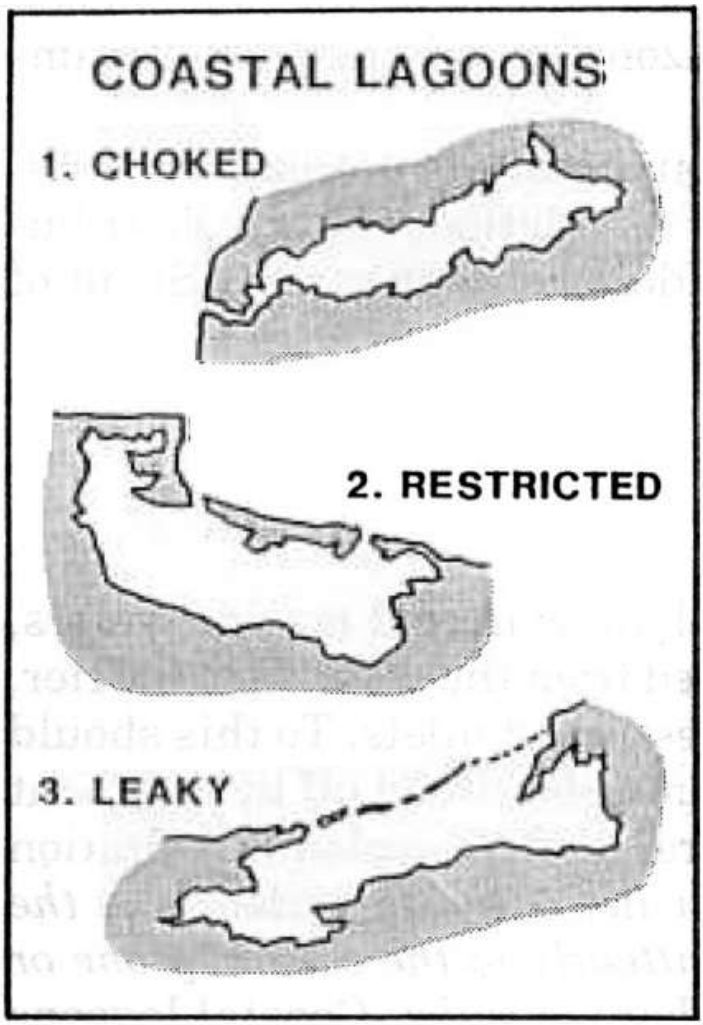


Figura 4. Tipologie di lagune costiere individuate da Kjerfve, (1994).

- *Choked Lagoons*: sono dotate di un singolo e stretto *inlet*. Sono presenti lungo le coste con un'elevata energia dovuta alle onde e dove è presente una significativa corrente litoranea. Il canale tidale funziona come un filtro dinamico, che riduce grandemente le correnti tidali e le fluttuazioni del livello dell'acqua all'interno della laguna.
- *Restricted Lagoons*: consistono di un corpo d'acqua largo ed ampio, solitamente orientato parallelo alla costa, e sono dotate di due o più bocche tidali. Presentano una circolazione tidale ben definita, sono influenzate dai venti, per la maggior parte sono ben mescolate verticalmente, ed esibiscono una salinità che va dalle acque salmastre alla salinità oceanica. I tempi di residenza delle acque sono considerevolmente più brevi di quelli delle *Choked lagoons*.
- *Leaky Lagoons*: sono corpi d'acqua allungati, paralleli alla costa, con molti canali di ingresso lungo la costa, dove le correnti tidali sono sufficientemente forti da superare l'energia delle onde e quella della corrente litoranea nelle vicinanze delle bocche tidali. I tempi di residenza delle acque sono più lunghi.

Le lagune costiere (Figura 5) si sono formate, come risultato dell'innalzamento del livello marino, principalmente durante l'Olocene (Kjerfve, 1994), e le loro caratteristiche lagunari vengono mantenute attraverso i processi di trasporto dei sedimenti. I sedimenti portati dai fiumi, onde, correnti, venti e maree (Nichols and Boon 1994) si accumulano nei delta fluviali e tidali, su paludi e piane dove la vegetazione acquatica sommersa rallenta le correnti (Anthony, 2009). Il processo di sedimentazione può portare, sul lungo periodo, al riempimento della laguna (Nichols and Boon 1994). Le barriere che formano la laguna sono inoltre costantemente erose da onde e venti, perciò richiedono continua deposizione di sedimenti per mantenersi (Bird 1994).

Figura 5. Laguna costiera schematizzata. Nell'immagine vengono mostrate le principali morfologie e caratteristiche lagunari (Anthony, 2009).

Nell'attuale legislazione europea, le lagune costiere vengono classificate come "corpi d'acqua di transizione" e sono quindi regolati dalla *European Water Framework Directive* (WFD; 2000/60/EC). Le acque si transizione sono definite come "*i corpi idrici superficiali in prossimità della foce di un fiume, che sono parzialmente di natura salina a causa della loro vicinanza alle acque costiere, ma sostanzialmente influenzati dai flussi di acqua dolce*".
Scopo della direttiva è istituire un quadro per la protezione delle acque superficiali interne, delle acque di transizione, delle acque costiere e sotterranee che:

- impedisca un ulteriore deterioramento, protegga e migliori lo stato degli ecosistemi acquatici e degli ecosistemi terrestri e delle zone umide direttamente dipendenti dagli ecosistemi acquatici sotto il profilo del fabbisogno idrico;

- agevoli un utilizzo idrico sostenibile fondato sulla protezione a lungo termine delle risorse idriche disponibili;
- miri alla protezione rafforzata e al miglioramento dell'ambiente acquatico, anche attraverso misure specifiche per la graduale riduzione degli scarichi, delle emissioni e delle perdite di sostanze prioritarie e l'arresto o la graduale eliminazione degli scarichi, delle emissioni e delle perdite di sostanze pericolose prioritarie;
- assicuri la graduale riduzione dell'inquinamento delle acque sotterranee e ne impedisca l'aumento, e
- contribuisca a mitigare gli effetti delle inondazioni e della siccità.

La WFD mira al raggiungimento di uno stato ecologico "BUONO" per tutti i corpi idrici del territorio dell'Unione Europea, cioè a ristabilire una condizione ambientale nella quale non siano presenti significative modificazioni dell'ecosistema a causa delle attività umane. Deve, inoltre, essere mantenuto, dove già esistente, lo stato ELEVATO, definito come la condizione che riflette "un impatto antropico nullo o trascurabile" rispetto alle caratteristiche biologiche, idromorfologiche e fisico-chimiche (Direttiva 2000/60/CE).

La necessità di una protezione legislativa per questi ambienti deriva dal fatto che, come evidenziato da Kjerfve nel 1994, questi sono ambienti altamente produttivi e ideali per progetti di acquacoltura, ma allo stesso tempo sono altamente stressati da input antropogenici e attività umane.

Infatti, per le lagune costiere si possono definire anche una dimensione umana e storica, dato che sono state a lungo sfruttate per insediamenti e per le loro risorse naturali, specialmente per la pesca e l'acquacoltura. Inoltre le lagune sono anche sottoposte a forti pressioni antropiche derivanti dalla terraferma, poiché ricevono input di acqua dolce, ricca di nutrienti minerali ed organici dilavati dai bacini idrici fortemente sfruttati e dai circostanti insediamenti urbani ed industriali (Aliaume, 2007). Oltre a tutto ciò, negli ultimi anni si è assistito ad un aumento della pressione turistica, che contribuisce ad un ulteriore richiesta di terre e acqua, con conseguente deterioramento della qualità delle acque. Le stesse attività marittime (utilizzo e gestione dei porti), di acquacoltura e pesca inducono perturbazioni interne, come inquinamento, dragaggio dei sedimenti, rimozione di specie indigene o cambiamenti nelle strutture delle reti trofiche (Aliaume, 2007).

2.3 Le bocche tidali

Le bocche tidali (*o tidal inlets* o bocche di porto) si possono trovare lungo la maggior parte delle coste. Esse sono sempre più influenzate da interventi antropici, come il dragaggio e la costruzione di moli (Elias e Van der Spek, 2005). Gli stessi Elias e Van der Spek (2005) definiscono una bocca tidale come un'apertura lungo la linea di costa attraverso la quale acqua, sedimenti, nutrienti, ecc. vengono scambiati tra il mare aperto e il bacino sul retro della barriera. Il canale lungo questa apertura è mantenuto dalle correnti tidali (Escoffier, 1940).

Le bocche tidali sono classificate da Van Rijin (1998) sulla base delle condizioni idrodinamiche della costa in tre tipologie principali (Figure 6a e 6b):

- Coste *wave-dominated:* le dinamiche della spiaggia e della shoreface sono dominate dal trasporto solido; il range di marea è generalmente microtidale (< 2m); le barriere sono lunghe, strette e diritte con spiagge ben sviluppate; gli inlet hanno delta di marea crescente (*flood delta*) ben sviluppati e delta di marea calante (*ebb delta*) piccoli o inesistenti.
- Coste *tide-dominated*: le correnti tidali causano un significativo trasporto solido che domina la morfologia costiera; il range di marea è generalmente mesotidale (2-4m) o macrotidale (>4m); gli *inlets* sono larghi e a forma di imbuto, e contengono grandi corpi sabbiosi lineari orientati parallelamente alle correnti tidali; le spiagge presenti sulla barriera sono scarse o inesistenti.
- Coste *mixed-energy*: sono oggetto di un significativo trasporto solido e i cambiamenti morfologici sono causati sia dalle onde che dalle correnti; le spiagge sulle barriere sono corte e ampie; sono presenti molte bocche tidali con *ebb delta* ben sviluppati.

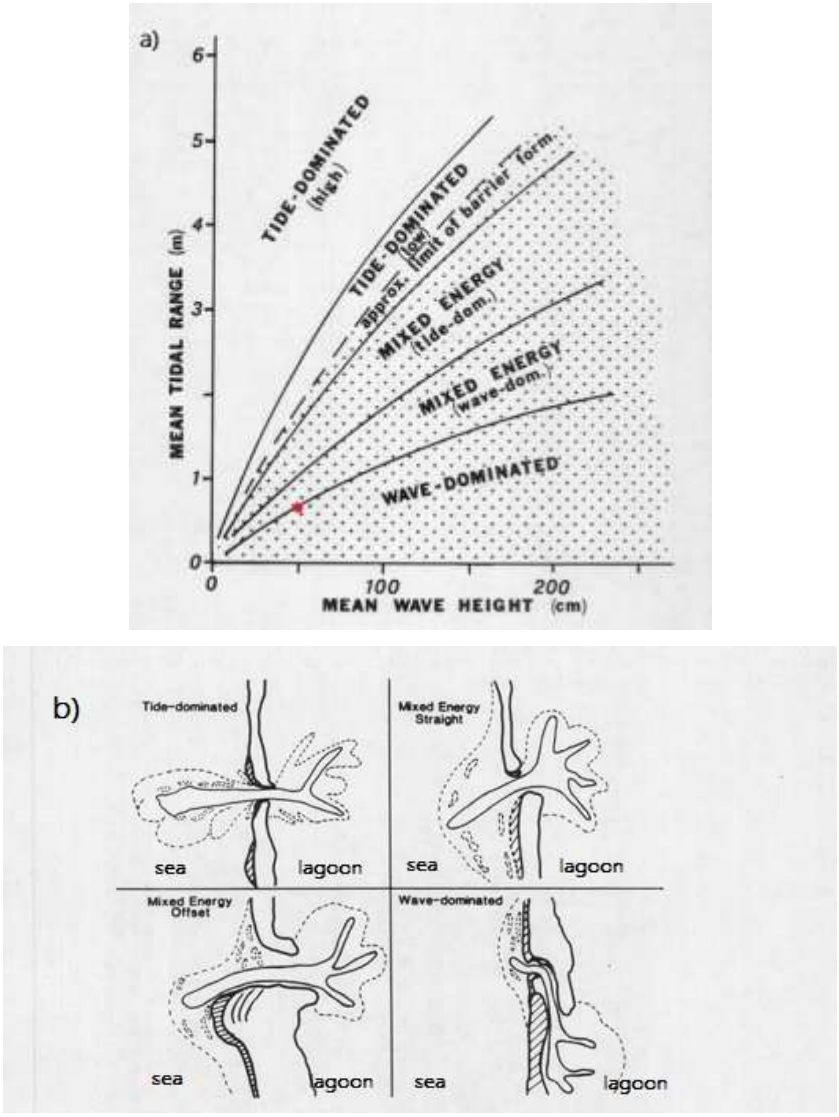


Figura 6. (a) Classificazione idrodinamica delle coste. Il punto rosso identifica la posizione del litorale veneziano sul grafico; (b) morfologia degli inlet basata sulla classificazione idrodinamica delle coste (Davis, 1990).

Tre sono le principali unità morfologiche che si possono rilevare in ogni bocca tidale: gli *ebb-tidal delta* (delta di marea calante), cioè un accumulo di sedimenti a mare della bocca tidale, depositato dalle correnti di marea uscente e modificato dall'azione delle onde; i *flood-tidal delta* (delta di marea crescente), un accumulo di sedimenti formatosi dalla parte verso terra dell'inlet ad opera delle correnti di marea entrante; ed il canale tidale (Hayes, 1980).

L'ebb-tidal delta include un canale tidale principale, che spesso mostra una dominanza (lieve o più marcata) delle correnti di marea uscente rispetto a quelle di marea entrante. Questo canale principale è fiancheggiato da entrambi i lati da delle barre di sabbia, che sono simili a depositi di argine costruiti dall'interazione di correnti di marea entranti e

uscenti con le correnti generate dalle onde. Alla fine del canale tidale principale è presente un lobo di sabbia, chiamato *lobo terminale*, relativamente ripido verso mare (Figura 7).

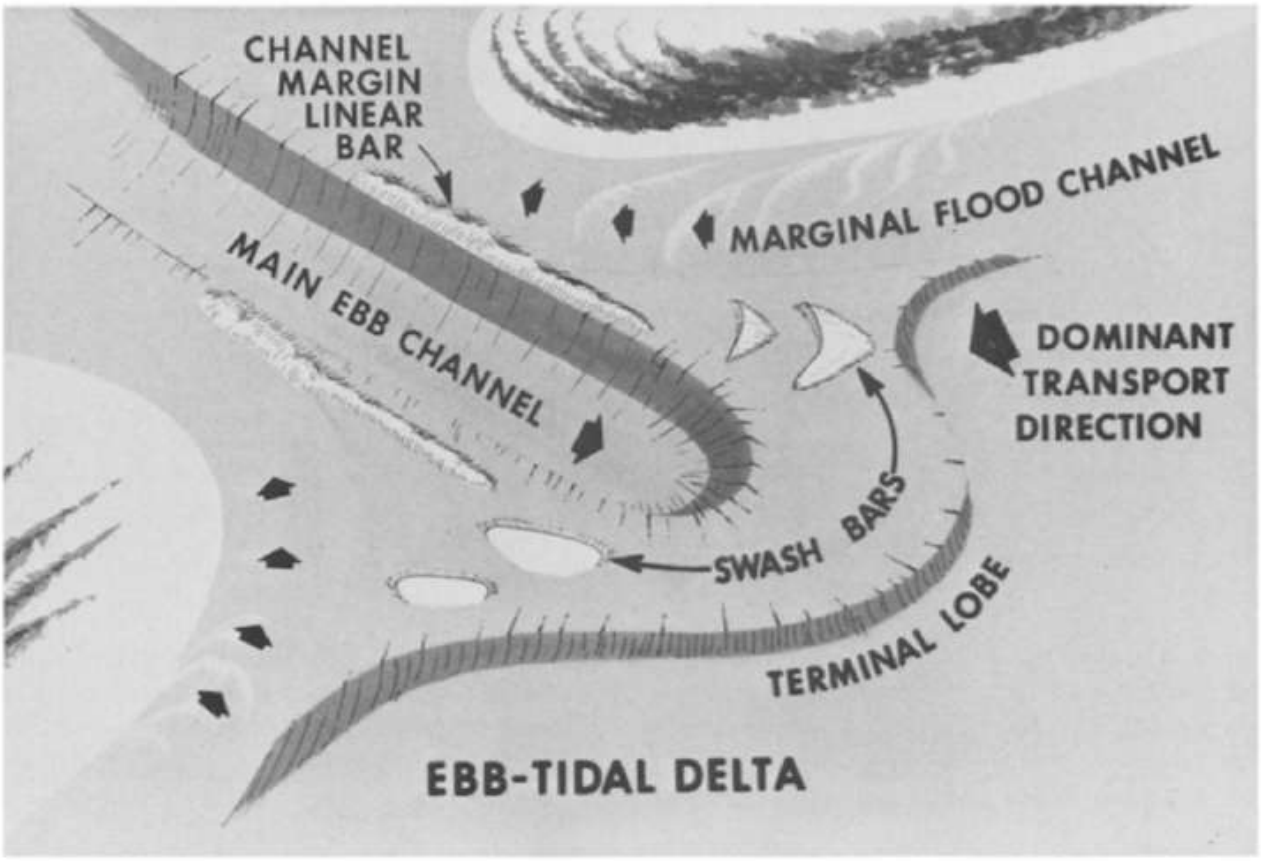


Figura 7. Schema della morfologia degli *ebb-tidal delta*. Le frecce indicano la direzione dominante delle correnti tidali (Hayes, 1980).

Gli *ebb-tidal delta* sono inoltre importanti perché: 1) rappresentano un'enorme riserva di sabbia, 2) l'accumulo di sabbia associato con gli *ebb-tidal delta* riduce l'energia delle onde sulle spiagge verso terra (Fontolan et al., 2007).

Anche per il *flood-tidal delta* Hayes (1980) illustra un modello che ne descrive la morfologia (Figura 8); esso consiste in:

a) un *flood ramp*, con pendenza orientata verso mare, posizionata al di sopra del corpo sabbioso sul quale la corrente di marea entrante scorre con maggior forza; è generalmente coperto da dune orientate nel verso della corrente di marea entrante;
b) dei *flood channels*, dei canali dominati dalle correnti di marea entrante che si biforcano appena escono dalla *flood ramp*;

c) degli *ebb shield*, cioè dei margini elevati attorno al delta tidale che proteggono delle porzioni di esso dalle modifiche che possono avvenire ad opera delle correnti di marea uscente;
d) degli *ebb spits*, formati dalle correnti di marea uscente;
e) degli *spillover lobes*, dei corpi sedimentari dalla forma lobata formati da correnti unidirezionali.

In linea generale, comunque, i *flood-tidal delta* sono dominati da forme di fondo (ripple marks, dune ecc.) orientate verso terra.

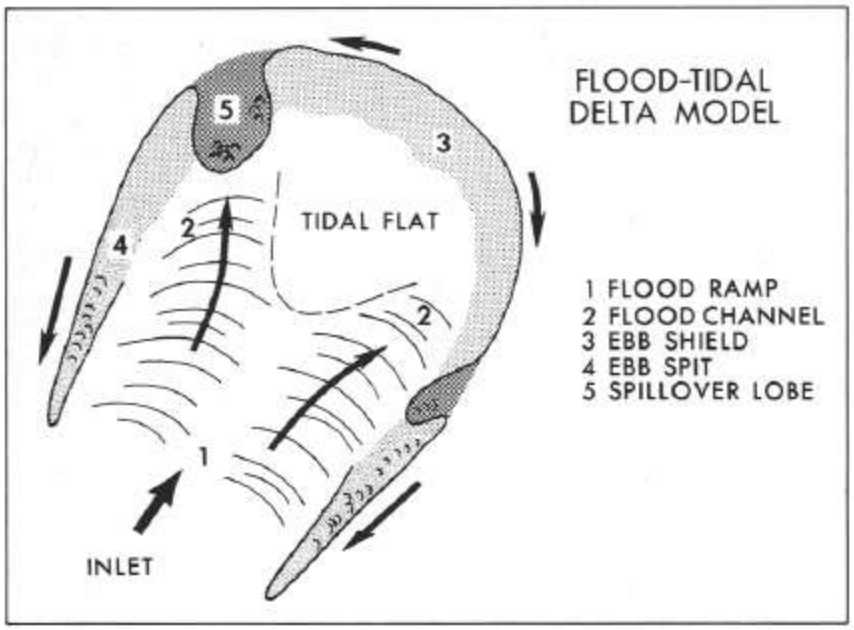


Figura 8. Modello della morfologia del flood-tidal delta. Le frecce indicano la direzione dominante delle correnti tidali (Hayes, 1980).

In Figura 9 è riportata una rappresentazione, in pianta ed in sezione, di tutta l'area relativa ad una bocca tidale con la nomenclatura delle varie morfologie.

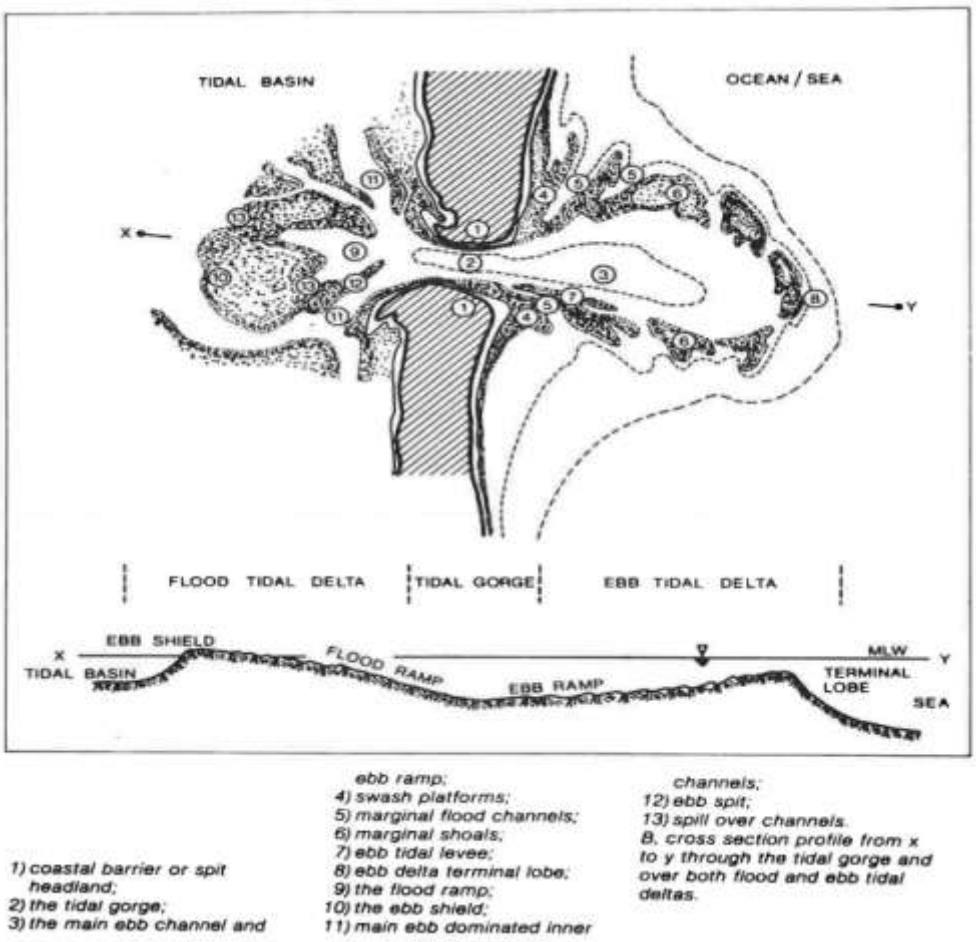


Figura 9. Diagramma schematico degli elementi presenti nel sistema della bocca tidale (Villatoro, 2010).

La Figura 10 evidenzia alcuni dei processi dominanti che riguardano il funzionamento di un sistema isola-barriera.

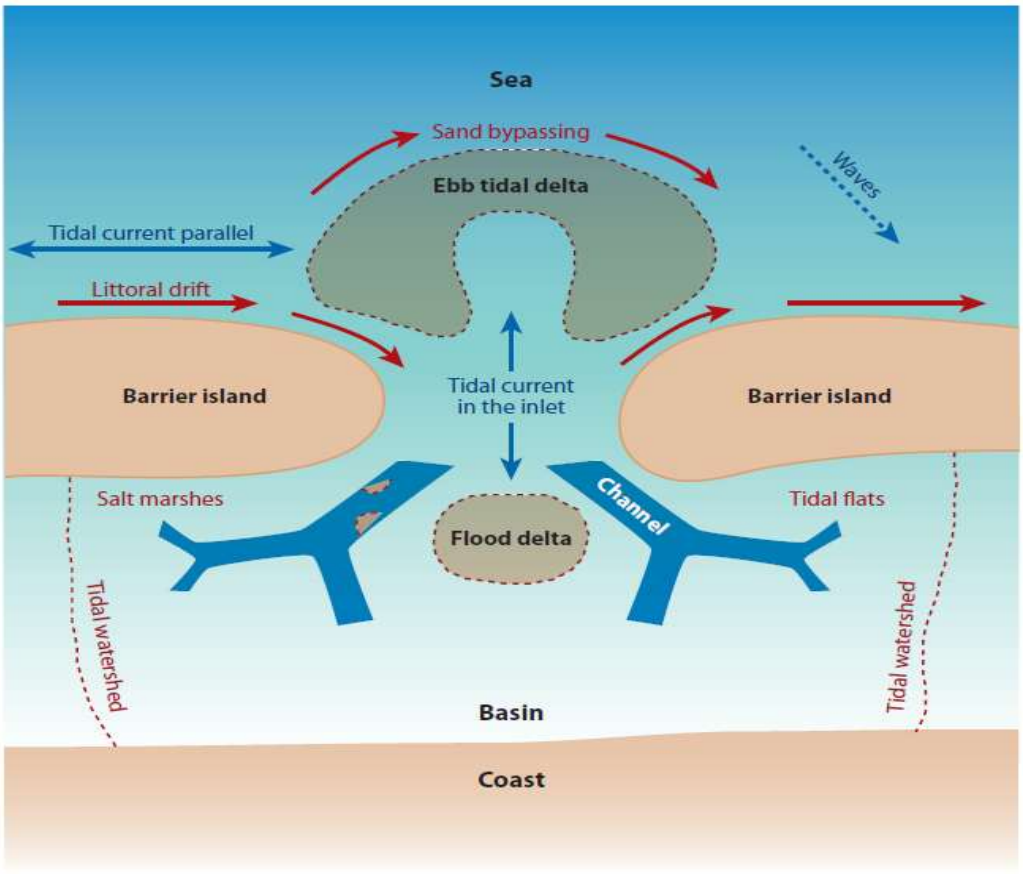


Figura 10. Schizzo di un sistema isola barriera - bocca tidale, che mostra i differenti elementi geomorfologici e i processi fisici dominanti (De Swart e Zimmermann, 2009).

Il lato verso mare dell'inlet mostra che, sia le onde che le maree, sono i forzanti più importanti del movimento delle acque. Le onde, che lambiscono la costa con un angolo obliquo rispetto alla normale alla spiaggia, si rompono sulla spiaggia stessa, generando in questo modo le correnti di lungo costa (*long-shore currents*) (Mei et al., 2005a,b). L'azione combinata di onde e correnti porta al movimento lungo la costa di sedimenti, a quello che viene chiamato *littoral drift*. Quando i sedimenti raggiungono la bocca tidale, parte di essi aggirano *l'ebb-tidal delta* e continuano il loro percorso lungo la costa. Un'altra porzione di sedimento viene trasportata all'interno dell'*inlet* dove può venire depositata, condotta all'interno del bacino o ritrasportata verso mare, contribuendo in questo modo al mantenimento dell'*ebb-tidal delta*. L'asporto di sedimenti dall'*inlet* è causata dall'asimmetria delle correnti tidali. All'interno del bacino, le correnti tidali hanno un effetto prevalente sull'energia delle onde all'interno dei canali principali, ma sulle piane di marea e in prossimità delle barene, le onde possono causare un processo di erosione significativo (De Swart e Zimmermann, 2009).

2.4. La laguna di Venezia

La Laguna di Venezia (Figura 11) è collocata all'estremità settentrionale del Mare Adriatico, lungo la costa orientale della penisola italiana (45°N, 12°E), ed è la più grande laguna costiera di tutta l'area mediterranea (Scarton, 2016); essa, infatti, copre un'area di 550 km^2 e si estende per circa 50 km lungo la costa, per una larghezza media di 15 km (Molinaroli et al., 2007). Di questi 550 km^2, circa 432 sono soggetti a ricambio d'acqua dovuto alle maree. Durante ogni ciclo tidale (12 ore), circa il 60% dell'acqua della laguna viene scambiato con il mare attraverso tre ampie bocche di porto (Facca et al., 2014), da nord Lido, Malamocco e Chioggia, che garantiscono anche uno scambio di sedimento tra laguna e mare Adriatico (Ghetti, 1974). Il suo bacino scolante, cioè l'area nella quale scorrono tutte le acque dolci che affluiscono dalla terraferma in laguna, si estende per 1800 km^2 (Brambati et al., 2003). Il regime di marea che caratterizza la laguna di Venezia è microtidale (<2m) (Molinaroli et al., 2007), con un'escursione di marea media di 60 cm (Pirazzoli, 1974), ma durante le sigize può arrivare fino ad 1,5 m (Facca et al., 2014). Queste maree più elevate, note localmente con il nome di "acqua alta", avvengono generalmente durante l'autunno e l'inverno, quando le elevate maree astronomiche possono coincidere con forti venti provenienti da meridione (Scirocco) (Bondesan et al., 1995) e con eventi di bassa pressione atmosferica. La profondità media della laguna è di 1.2 m, e solo il 5% di essa ha una profondità maggiore di 5 m, mentre il 75% ha una profondità < 2 m (Molinaroli et al., 2007). Il tempo di residenza dell'acqua all'interno della laguna è in media di 10 giorni, e varia da 1 giorno per le aree più vicine alle bocche di porto, fino ad arrivare a 30 giorni per le zone più interne (Flindt et al., 1997).

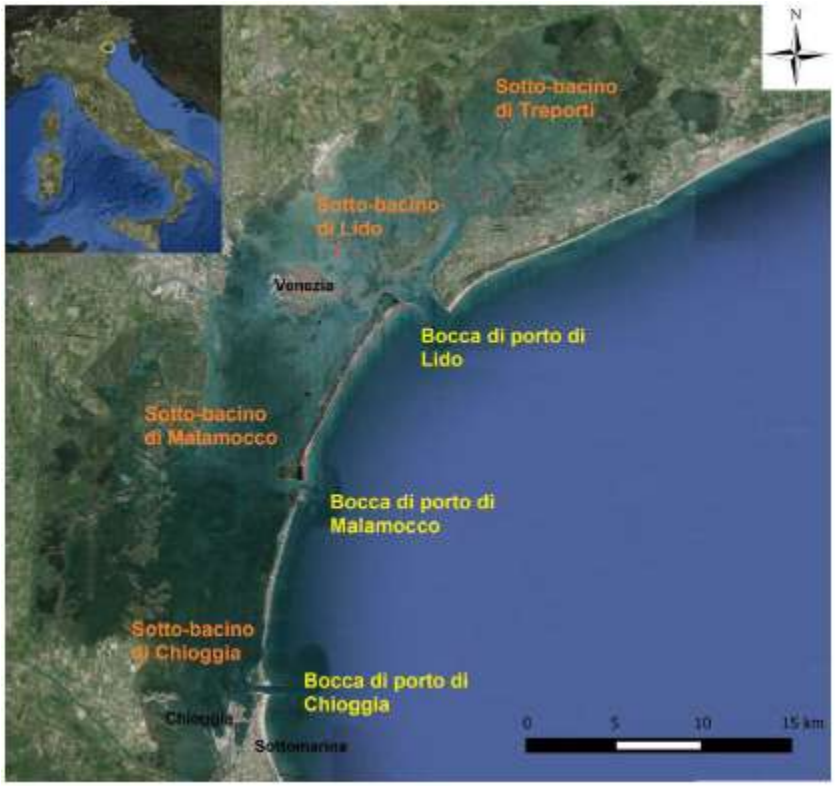


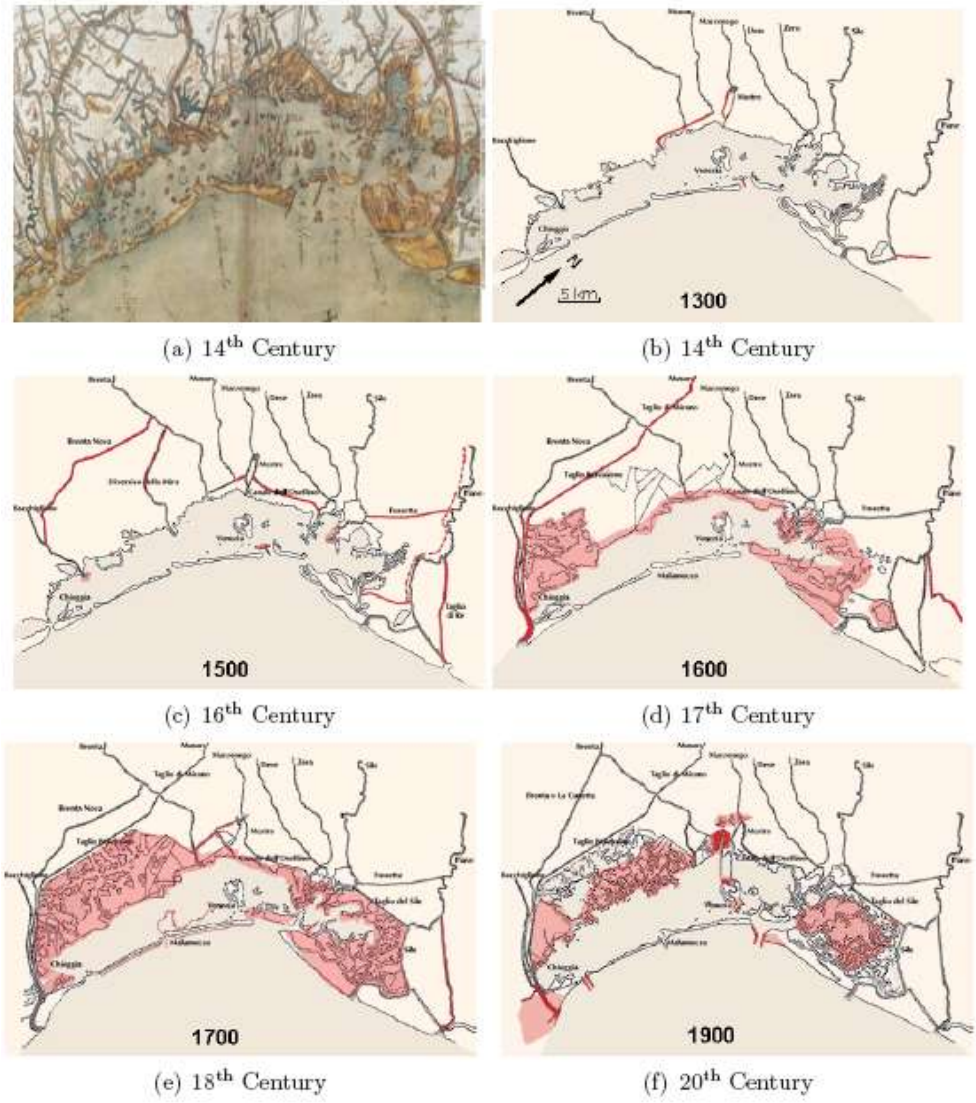
Figura 11. Immagine satellitare della Laguna di Venezia (Google Earth ripresa in agosto 2013).

La laguna di Venezia si è originata approssimativamente 6000 anni fa, durante la trasgressione Flandriana, quando il mare che stava salendo andò ad inondare il Paleopiano Wurmiano dell' Adriatico Superiore, tracciando il contorno della costa più o meno nella posizione attuale. Inoltre il sistema deltaico dei principali fiumi veneziani, principalmente Piave e Adige, si andò ad estendere nel mare ed il loro apporto di sedimenti aiutò a costruire la barra litorale che andò ad isolare la giovane laguna (Gatto and Carbognin, 1981).

Come ricordano Gatto e Carbognin (1981), la città di Venezia fu costruita proprio al centro della laguna, e considerando l'acqua come la miglior difesa, i Veneziani decisero di deviare i maggiori fiumi tributari (Adige, Bacchiglione, Brenta, Sile e Piave) nel mare Adriatico (Figura 12), poiché erano preoccupati per un possibile interramento della laguna. In questo modo la naturale subsidenza non è più stata compensata dall'apporto di sedimenti alluvionali, e ciò ha portato, nel tempo, ad un progressivo approfondimento della laguna stessa, e al cambiamento della salinità dell'acqua, da salmastra a più salina (Gatto and Carbognin, 1981).

Così la laguna, che era originariamente destinata a diventare un ambiente continentale, è andata ad assumere delle caratteristiche marine che sono andate aumentando nel tempo (Gatto, 1979; Carniello at al., 2009).

Dal 1800 in avanti gli interventi sulla laguna sono stati ancora più massivi, portando ad una riduzione della superficie lagunare a causa delle bonifiche per lo sviluppo urbano ed industriale, costruzione di valli da pesca, riduzione delle bocche a mare e scavo di canali per la navigazione interna. Tutti questi interventi, combinati con subsidenza (sia di origine antropica, dovuta principalmente all'estrazione dell'acqua di falda, che naturale) ed eustatismo (innalzamento del livello medio del mare) di 1.13 mm/anno (Carbognin e Taroni, 1996), hanno portato a cambiamenti nei flussi tidali e nell'idrodinamica lagunare, iniziando così un processo erosivo esteso e conseguentemente modificando l'intero habitat per flora e fauna (Gatto and Carbognin, 1981).



(a) 14th Century (b) 14th Century (c) 16th Century (d) 17th Century (e) 18th Century (f) 20th Century

Figura 12. Evoluzione della Laguna di Venezia dovuta agli interventi antropici della laguna di Venezia. La figura (a) mostra una vecchia mappa antecedente ad ogni intervento antropico. Le figure (b-f) mostrano la diversione di tutti i principali fiumi al di fuori della laguna, la costruzione dei murazzi e dei moli foranei (cambiamenti mostrati in rosa) (www.corila.it).

La laguna oggi è caratterizzata da varie morfologie derivate da processi di erosione, trasporto e deposizione di sedimento; tra queste le principali sono le velme, i canali (principali e secondari), il cordone litoraneo, le isole e le barene (*salt marshes*).

Numerosi sono stati gli studi effettuati sulla distribuzione dei sedimenti all'interno della Laguna di Venezia (Albani et al., 1991, Basu and Molinaroli 1994, Molinaroli et al., 2007, 2009, 2010), da cui emerge che è possibile trovare silt argilloso nelle piane tidali, mentre nei canali principali e vicino alle bocche di porto la granulometria dei sedimenti varia dalla sabbia alla sabbia siltosa. Osservando la mappa prodotta da Molinaroli et al. (2007) (Figura 13), nel sottobacino di Treporti e in quello di Lido, è possibile trovare sedimenti fini, con contenuto di fango superiore al 75%; nei due sottobacini meridionali (sottobacino di Malamocco e sottobacino di Chioggia), così come nei pressi delle bocche di porto, si rinvengono sedimenti più grossolani, con percentuale di fango quasi sempre inferiore al 75%.

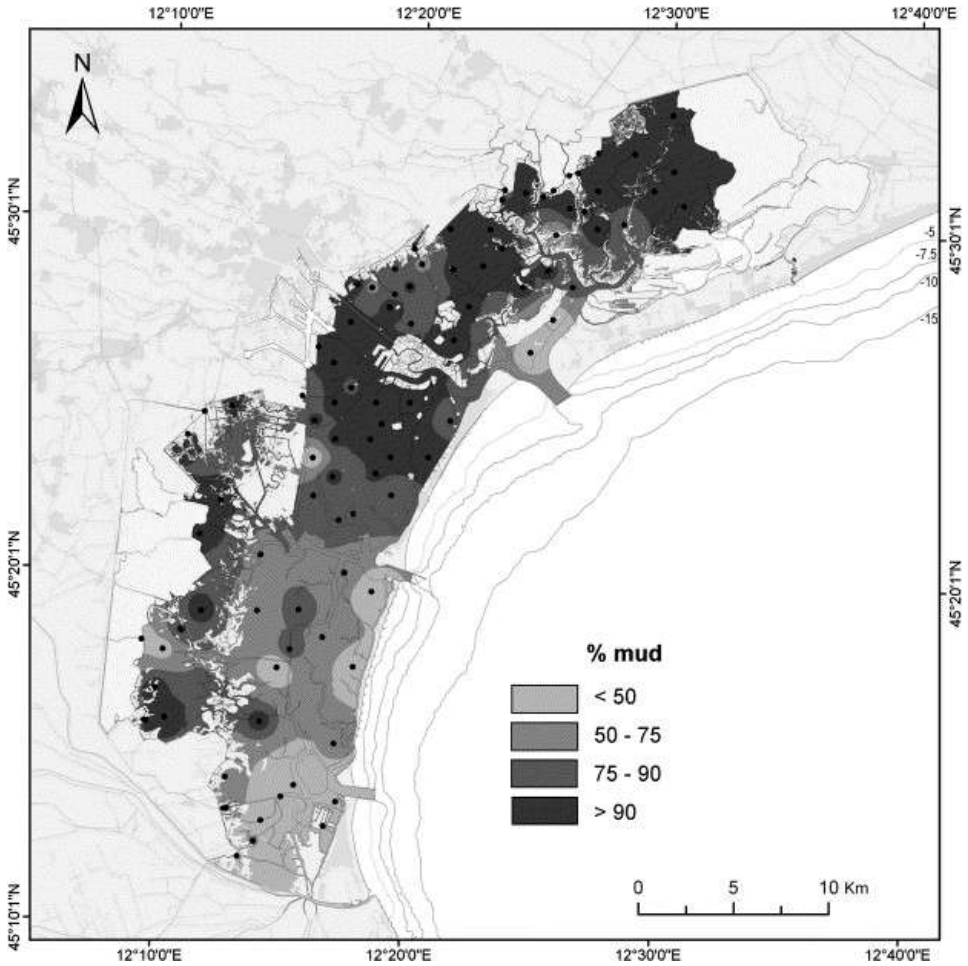


Figura 13. Distribuzione della frazione fangosa (% in peso) (Molinaroli et al., 2007).

Da uno studio effettuato da Sarretta et al. (2010) relativo a dati batimetrici dei periodi 1927, 1970, 2002, è emerso come il trend erosivo iniziato con gli interventi di diversione fluviale sia tuttora in corso: è stata osservata una diminuzione dell'area occupata delle barene, che si riducono di oltre il 50%, dai 68 km^2 del 1927, ai 32 km^2 del 2002, e un approfondimento progressivo di tutta la laguna, con un incremento dell'area occupata dalle piane subtidali comprese tra le isobate dei -0.75 e i -2 m, che è passata da 88 a 206 km^2 (Figura 14).

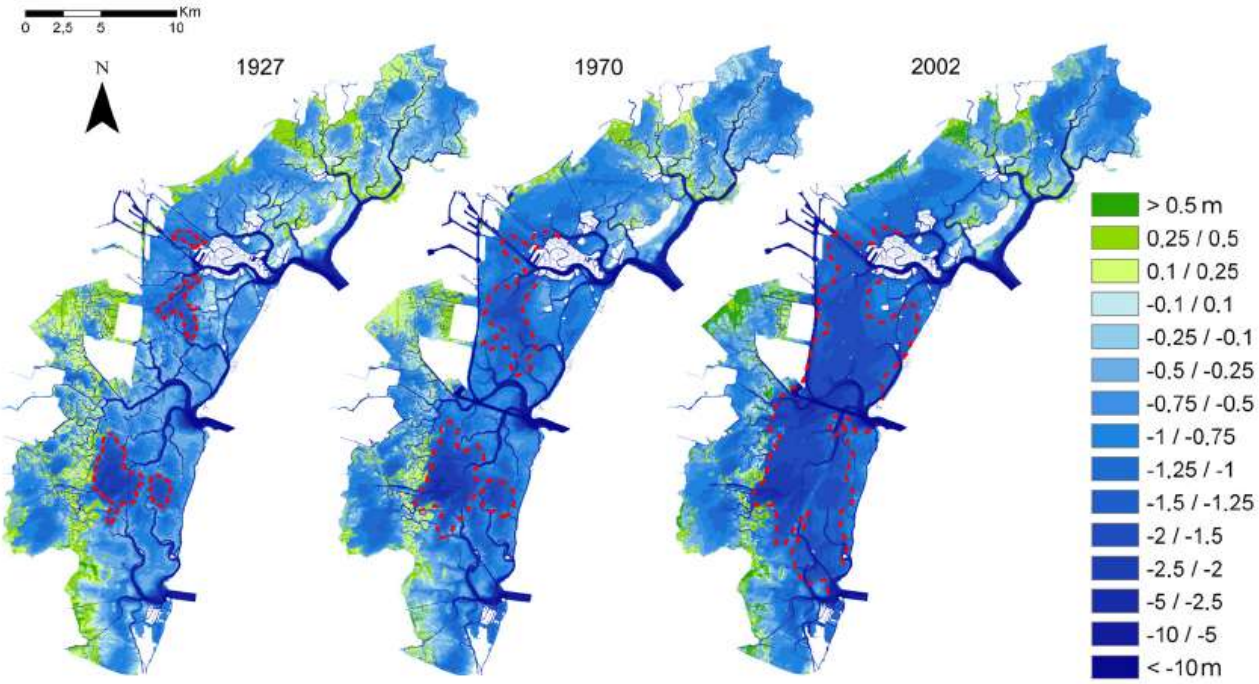


Figura 14. Mappe batimetriche della Laguna di Venezia nel tempo. La linea rossa tratteggiata indica la migrazione dell'isobata dei -1.2 m, evidenziando un progressivo aumento della profondità complessiva della laguna. Il colore verde indica le aree che emergono dalla superficie dell'acqua (Sarretta et al., 2010).

Dagli stessi autori è stata evidenziata, inoltre, una perdita netta di circa 110 Mm^3 di sedimento dalla laguna, di cui una parte significativa è stata persa a causa dei dragaggi e della ricollocazione di sedimento al di fuori del sistema lagunare; attraverso le bocche di porto risulta invece una perdita netta di 39 Mm^3, ad un tasso annuale di 0.5 Mm^3.

2.4.1. La bocca di porto di Lido

La bocca di porto di Lido (45°25′18″N,12°26′0″E - Figura 15) è la più settentrionale delle tre presenti nella Laguna di Venezia, ed è situata tra il cordone litoraneo di Lido e quello di Treporti. Attualmente è quella utilizzata per il passaggio del traffico crocieristico, transitata sia da navi passeggeri che da navi traghetto. La differenza di volume tra alta e bassa marea (prisma tidale) in questa bocca di porto è stato calcolato (CVN, 1989) in circa 145 x 10^6 m^3.

Figura 15. Bocca di porto di Lido tratta da un'immagine di Google Earth.

Fino all'anno 1882 erano tre gli inlet (Tre Porti, S. Erasmo e S. Nicolò) che occupavano l'area oggi occupata dalla bocca di porto di Lido (Fontolan et al., 2007). Comunque, dopo la costruzione di due lunghi moli tra il 1882 e il 1910, i tre canali furono uniti a formare quella che è oggi la bacca di porto di Lido (Muraca, 1982). Il Molo nord è lungo 3635 m, quello sud 3155 m. La decisione di costruire i moli è stata presa dalle autorità a causa della grande difficoltà per le imbarcazioni ad entrare in laguna da questa apertura. Ciò era dovuto principalmente al carattere fortemente dinamico che presentava la bocca di porto prima di essere immobilizzata dalle suddette opere. Dopo la costruzione dei moli, *l'ebb tidal delta* presente si erose velocemente (Figura 16) e il flusso di marea uscente principale venne fortemente deviato verso mare (Fontolan er al., 2007).

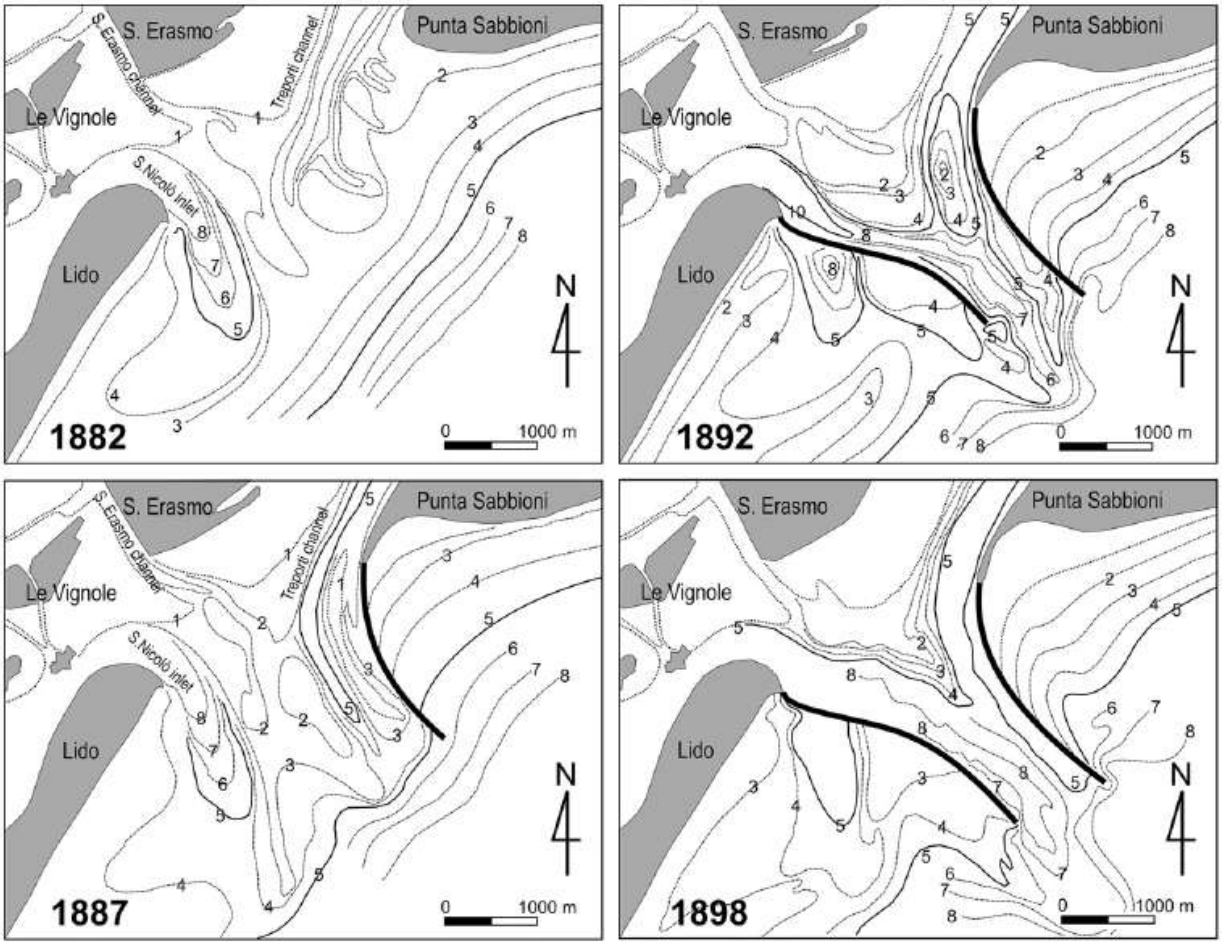


Figura 16. Evoluzione dell'ebb-delta durante la costruzione dei moli alla bocca di porto di Lido (Fontolan et al., 2007).

L'accrezione della spiaggia dal lato del molo sopracorrente (verso nord) ha inoltre confermato la presenza di una corrente litoranea (*littoral drift*) diretta verso sud. La spiaggia di Punta Sabbioni (Figura 17) si è accresciuta nel periodo 1886 - 1987 ad un tasso medio di 10 m/anno (Fontolan et al., 2007).

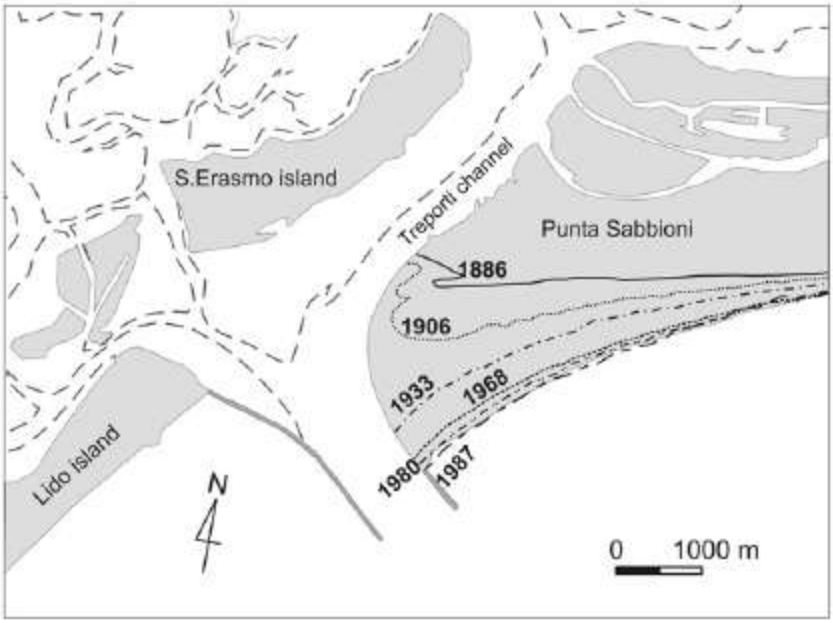


Figura 17. Accrezione della spiaggia di Punta Sabbioni dopo la costruzione dei moli (Fontolan et al., 2007).

L'assetto della bocca di porto oggi è mutato ulteriormente, a seguito dei lavori per la costruzione delle dighe mobili del MoSE (Modulo Sperimentale Elettromeccanico), ed il canale tidale principale è stato diviso in due dalla realizzazione di un'isola: il ramo a nord è chiamato Canale di Treporti, mentre quello a sud Canale di San Nicolò. L'iter legislativo che ha condotto alla messa in opera del progetto MoSE viene riportato in Appendice A. In Tabella 1 sono riassunte, invece, le fasi dei lavori del suddetto progetto, che hanno portato alle modifiche strutturali alla bocca di porto di Lido visibili in Figura 18. In Appendice B vengono descritti in dettaglio tutti i lavori ed i mutamenti dovuti alla costruzione di questa grande opera.

Tabella 1. Lavori del MoSE alla bocca di porto di Lido

	Cronologia lavori MoSE alla bocca di porto di Lido
2004	Bonifica dalla eventuale presenza di ordigni bellici ed indagine archeologica.
	Interventi per la realizzazione di campi prova (uno nel canale di S. Nicolò e uno in quello di Treporti) per il trattamento dei terreni di fondazione delle opere previste dal sistema MoSE.
	Inizio costruzione del porto rifugio: realizzazione di terrapieni per il bacino sud; costruzione di una diga di protezione per il bacino nord.
	Inizio degli interventi per il rinforzo della radice del molo foraneo sud: realizzazione di una scogliera parallela a quella già esistente. Lo spazio intermedio è stato riempito con materiale proveniente da dragaggi.
	Inizio dei lavori di costruzione dell'Isola Nuova.
	Canale di S. Nicolò: inizio interventi di protezione del fondale in corrispondenza della futura collocazione delle paratoie, attraverso la posa di massi e pietrame.
2005	Conclusione delle attività sui campi prova.
2006	Inizio interventi di costruzione di entrambi i bacini del porto rifugio e della conca di navigazione: realizzazione di terrapieni di raccordo con il territorio, di scogliere di delimitazione lungo il canale di bocca e realizzazione dell'area di prefabbricazione degli elementi strutturali della schiera di paratoie di Lido Nord.
	Canale di Treporti: protezione del fondale con massi e pietrame.
	Canale di S. Nicolò: inizio realizzazione della spalla sud della schiera di paratoie.
	Canale di S. Nicolò: inizio dello scavo per l'alloggiamento delle paratoie.
2007	Fine dei lavori per il nucleo centrale dell'Isola Nuova; si continua a lavorare per la costruzione delle sponde che ospiteranno le spalle delle schiere di paratoie.
2008	Completata la realizzazione dell'Isola Nuova e delle opere di spalla ad essa associate.
	Completamento dei due bacini del porto rifugio; quasi terminata la

	conca di navigazione.
	Inizio dei lavori di fabbricazione dei cassoni nell'area del porto rifugio adibita a questo scopo.
	Canale di Treporti: realizzazione della spalla est della schiera di paratoie.
	Quasi terminati gli interventi di rinforzo della radice del molo foraneo sud.
2010	Fine dei lavori per la protezione dei fondali.
	Fine dei lavori di scavo per le zone di alloggiamento dei cassoni.
	Inizio della costruzione della scogliera curvilinea esterna alla bocca di porto.
2012	Quasi ultimata la scogliera curvilinea.
	Installazione delle cerniere sugli alloggiamenti.
	Riallagamento del bacino del porto rifugio dove sono stati costruiti gli elementi strutturali della barriera, loro varo e loro collocazione nel canale di Treporti.
2013	Tutti i lavori alla bocca di porto di Lido sono terminati.
	Installazione delle prime 4 paratoie della barriera di Lido Nord.
	Inizio messa in opera degli alloggiamenti per la barriera di Lido Sud.
	Prime prove di sollevamento delle paratoie alla barriera di Lido Nord.
2014	Installazione di tutte le paratoie della barriera di Lido-Treporti.
	Fine messa in opera degli alloggiamenti per la barriera di Lido sud.

Figura 18. Configurazione della bocca di porto di Lido nel tempo. Dall'alto al basso, la bocca di porto di Lido prima dell'avvio dei lavori nell'anno 2003, poi nell'anno 2009 e nel 2014. Nella foto in basso sono indicati: 1) area della barriera nord (Lido-Treporti); 2) porto rifugio con conca di navigazione per piccole imbarcazioni; 3) isola artificiale tra le barriere; 4) area della barriera sud (Lido- S.Nicolò); 5) molo sud rinforzato; 6) scogliera esterna (CVN, 2015).

3. MATERIALI E METODI

Si può datare l'inizio delle indagini geologiche e biologiche del fondale marino ai primi anni del IX secolo, grazie all'utilizzo di metodi puntuali di raccolta di campioni. Anche se da allora i metodi sono diventati sempre più sofisticati, le limitazioni intrinseche alla raccolta di campioni in situ attraverso le tecniche tradizionali (es. benne, dragaggi, carotatori) rimangono (Van Rein et al., 2009). Questi metodi forniscono infatti informazioni puntuali relative al fondale marino campionato, ma è spesso difficile estendere le informazioni ad aree più vaste. Per descriverne la configurazione delle caratteristiche biofisiche, diventa necessario effettuare campagne di ricerca estensive e molto dispendiose, che coinvolgono campionamenti molto ravvicinati tra loro o transetti (Brown et al., 2011).
Per aree marine poco profonde, e caratterizzate da acque particolarmente limpide, lo sviluppo di tecniche di telerilevamento aeree o da satellite ha dato la possibilità di effettuare studi ecologici ad ampia scala.
Solo recentemente lo sviluppo delle tecnologie acustiche ha permesso di ottenere mappe del fondale marino con qualità e risoluzione simile a quella delle tecniche utilizzate per mappare gli ambienti terrestri. Gli strumenti basati sulla propagazione delle onde acustiche più diffusi nel secolo scorso sono stati l'ecoscandaglio a singolo fascio (*single beam echosounder*), il side scan sonar e, più recentemente, l'ecoscandaglio a multi fascio, il *multibeam echosounder* (MBES) (Mayer, 2006). Queste tecnologie, combinate con i classici campionamenti in situ e la tecnologia GIS (*Geographic Information System*) (Mayer, 2006), permettono di produrre immagini accurate di vaste aree del fondale marino, in modo da creare mappe tematiche, che caratterizzino geologicamente e biologicamente l'area indagata (Brown et al., 2011).

Il sistema MBES è un SONAR (*Sound Navigation and Ranging*), cioè uno strumento in grado di generare un'onda acustica ad una frequenza controllata e allo stesso tempo di ricevere le onde riflesse (Innangi, 2013). Un ecoscandaglio misura la profondità della colonna d'acqua generando un breve impulso sonoro, detto *ping*, e quindi ascoltando l'eco dell'impulso che arriva dal fondale marino. Il tempo che trascorre tra la trasmissione dell'impulso e il ritorno del suo eco è il tempo che il suono impiega a viaggiare fino al fondale e a ritornare. Conoscendo questo tempo e la velocità del suono nell'acqua è possibile calcolare la distanza percorsa dall'onda sonora. Per produrre un'onda sonora, un ecoscandaglio usa un dispositivo detto *proiettore*, che può essere qualsiasi cosa in grado

di generare un suono nell'acqua. I sonar usati nelle indagini batimetriche richiedono proiettori in grado di produrre ripetutamente impulsi acustici che abbiano caratteristiche precise, controllabili e ripetibili. Quando l'onda sonora colpisce una porzione del fondale marino, si dice che essa ha *illuminato* o *insonificato* quella parte del fondale. A questo punto una parte dell'energia dell'onda viene assorbita nel percorso fino al fondale, una parte viene trasmessa all'interno del substrato, e una parte viene riflessa nuovamente nell'acqua. La frazione di energia incidente per unità di area che viene diretta all'indietro, nella direzione del proiettore è chiamata *backscattering strength* del fondale. A questo punto l'ecoscandaglio intercetta ciò che rimane dell'impulso di ritorno usando un idrofono. Il termine *trasduttore* è riferibile sia all'idrofono che ai proiettori. Purtroppo, poiché non viviamo in un mondo privo di rumori, è possibile trovare una certa quantità di segnali indesiderati, di cui si tiene conto nel *noise level*. Questi ultimi vanno a limitare il range massimo dello strumento (Lurton, 2002).

Quindi il MBES è uno strumento che permette di mappare più di una singola location sul fondale marino con un singolo impulso (*ping*) e con una risoluzione più elevata rispetto agli ecoscandagli di precedente generazione. Lo strumento lavora insonificando il fondale con una serie di spazzate dette *swath* perpendicolari alla direzione di navigazione dell'imbarcazione su cui esso è montato, e registra gli echi di riflessione in direzione parallela alla direzione di avanzamento dell'imbarcazione (Lurton, 2002) (Figura 19).

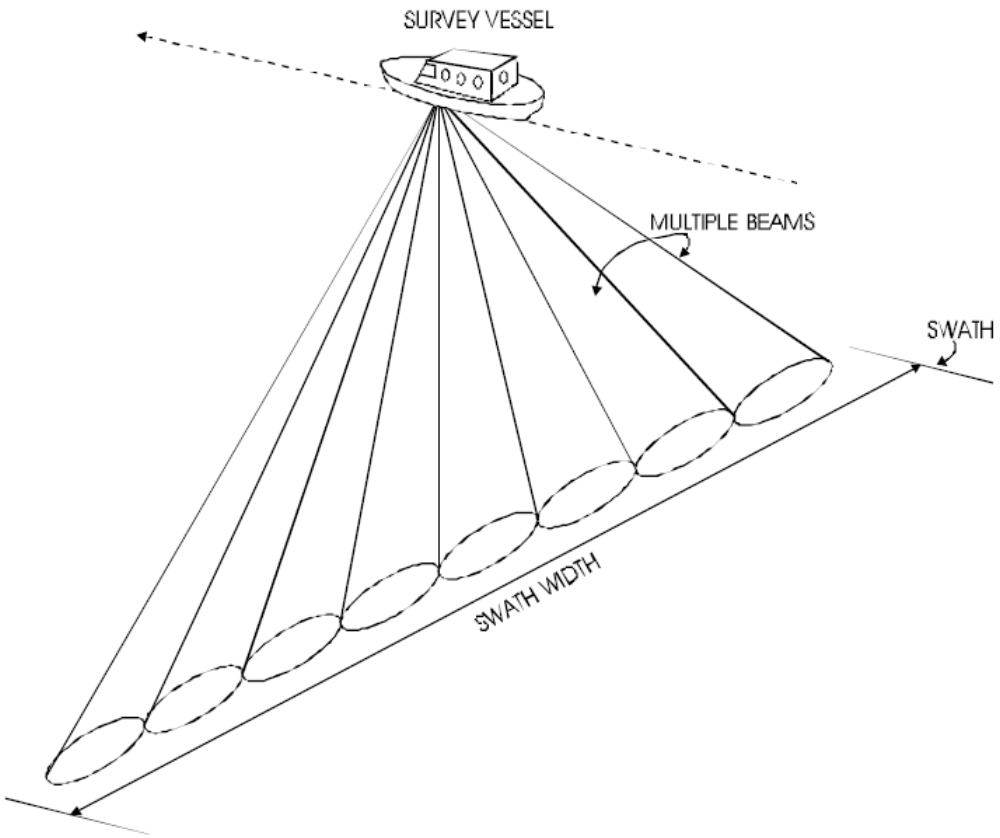


Figura 19. Rappresentazione schematica del funzionamento di un multibeam (Lurton, 2002).

La frequenza a cui il sistema opera va ad incidere sulla risoluzione dei dati acquisiti. Frequenze basse consentono una maggior propagazione dell'impulso sonoro in profondità (Vandelli, 2013); infatti per un bacino profondo (fino a 11000 m) la frequenza tipicamente usata è di 12 kHz, mentre arriva a 30-70 kHz per la piattaforma continentale. Quando invece è richiesta una maggior risoluzione, ad esempio per l'indagine a piccola scala (dell'ordine di decine di metri) delle morfologie sottomarine, le frequenze utilizzate sono ancora più elevate, e possono andare dai 300 ai 500 kHz (Sánchez Gámez, 2014).

Il lavoro svolto in questa tesi è stato di estremo dettaglio ed innovativo, soprattutto relativamente alla parte geofisica e geomorfometrica; pertanto, tutte le metodologie ed i protocolli utilizzati verranno descritti con elevato dettaglio, per rendere queste procedure disponibili per chiunque volesse avvalersene in futuro.

3.1 Acquisizione dei dati MBES

In questo lavoro, in cui si è inteso analizzare con grande dettaglio i cambiamenti spazio-temporali della morfologia e delle proprietà del fondale, si sono utilizzate frequenze dai 300 ai 360 kHz. I dati batimetrici e di backscatter sono stati raccolti in tre campagne, condotte negli anni 2011, 2013 e 2016. Durante la campagna del 2011 le attività per la realizzazione del MoSE erano concentrate nella costruzione della lunata frangiflutti, iniziata nell'anno precedente. Nelle campagne successive, 2013 e 2016, tutti i lavori strutturali erano terminati. Nel 2013 sono stati installati tutti gli alloggiamenti per la barriera di Lido nord e sono iniziate le prove di sollevamento delle prime 4 paratoie. Nel 2016 tutti gli alloggiamenti erano stati installati in entrambe le barriere, mentre le paratoie erano tutte presenti solo nella barriera di Lido nord. Attualmente avvengono periodiche prove di sollevamento delle paratoie presenti.

3.1.1. Dataset C (2011)

I dati acustici relativi all'anno 2011 (Dataset C) sono stati raccolti dall'Istituto Idrografico della Marina Militare (I.I.M.), come parte delle campagne condotte dal suddetto Istituto per il periodico aggiornamento delle carte nautiche.
I dati riguardanti la bocca di porto di Lido sono stati raccolti in due campagne differenti (Figura 20): dal 7 al 15 settembre 2011 l'I.I.M. ha mappato l’area del fondale relativa al canale della bocca di porto (Figura 20 a); mentre dal 14 settembre al 11 ottobre 2011 è stata mappata l’area esterna alla bocca di porto (Figura 20 b).

Figura 20. a) area del rilievo della prima campagna; b) area del rilievo della seconda campagna (I.I.M., 2012a e 2012b.).

Nella prima campagna è stato utilizzato l'ecoscandaglio multi fascio Kongsberg Simrad EM 3002 (con frequenza di 300 kHz) installato sul vettore idrobarca MBN 1206 in dotazione all'unità Nave Aretusa. Le linee di acquisizione sono state condotte parallelamente alle linee batimetriche, in modo da coprire totalmente l'area di fondale interessata. La velocità media di navigazione è stata mantenuta intorno ai 6.3 nodi per tutta la durata della campagna, riducendola dove necessario nelle aree di basso fondale. Tra le linee di acquisizione è stata assicurata una sovrapposizione di circa il 30%. La sovrapposizione è necessaria per ridurre l'incertezza dei dati provenienti dai fasci laterali dell'ecoscandaglio. Infatti, per angoli grandi rispetto al nadir la densità dei punti rilevati dal MBES è inferiore. Come ausilio per la guida è stato utilizzato il software Kongsberg SIS (Seafloor Information System) interfacciato con il sistema di posizionamento GPS Kongsberg Seatex Seapath 300 in modalità RTK con correzione NRTK proveniente dalla rete della Regione Veneto. I dati di assetto di *heave* (sollevamento), *pitch* (beccheggio) e *roll* (rollio) sono stati compensati durante l'acquisizione dal sistema *motion sensor* Seatex MRU 5. I dati relativi alla velocità del suono sono stati raccolti tramite la sonda multiparametrica Idronaut Ocean Seven 316 e la sonda bativelocimetrica Valeport MiniSV.
Nella seconda campagna il rilevo è stato effettuato con ecoscandaglio multi fascio Kongsberg Simrad EM 3002, con frequenza impostata a 300 kHz, per le aree dove la

batimetria era >5 m (area verde Figura 21); L'ecoscandaglio è stato installato su vettore idrobarca (MBN 1206) in dotazione all'unità Nave Aretusa.

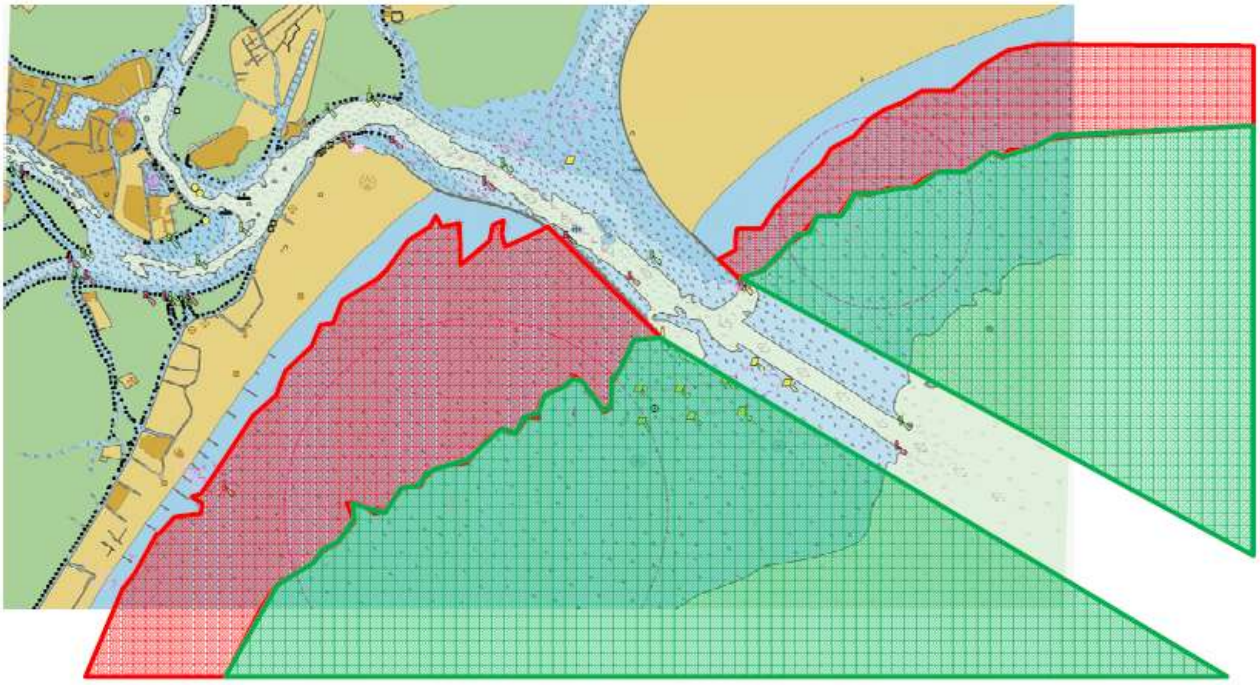


Figura 21. Area verde scandagliata tramite MBES EM 3002(I.I.M., 2012b.).

Anche per questa campagna per l'acquisizione si sono seguite rotte parallele alle isobate, avendo cura, anche in questo caso, di effettuare una sovrapposizione tra le linee di almeno il 30%. La velocità dell'imbarcazione è stata mantenuta intorno ai 6.5 nodi. I dati sono stati acquisiti anche in questo caso con Il software SIS e per il posizionamento si è utilizzato il GPS Kongsberg Seatex Seapath 300 impostato in modalità DGPS tramite correzioni differenziali OMNISTAR Land provenienti dal sistema CSI. Per la compensazione dei dati di *heave*, *pitch* e *roll* è stato usato il sensore Seatex MRU 5. I profili di velocità del suono sono stati acquisiti con la sonda Valeport MiniSVP.

3.1.2. Dataset B (2013)

I dati acustici dell'anno 2013 (dataset B) sono stati raccolti dai ricercatori del CNR-ISMAR di Venezia nell'ambito del progetto bandiera RITMARE, come parte di un esteso programma di ricerca volto a mappare tutti i canali navigabili della laguna di Venezia, per

una superficie maggiore di 50 km^2. I dati relativi alla bocca di porto di Lido sono stati raccolti nei giorni 27 maggio, 3-4-5 giugno e 23 settembre 2013.
In particolare, i dati sono stati raccolti utilizzando il MBES Konsberg EM-2040 DC dual-head. Lo strumento è stato posizionato su un palo a prua dell'imbarcazione in dotazione al CNR-ISMAR denominata LITUS (lunghezza di 10 m e pescaggio di 1.5 m) (Figura 22) (http://www.ismar.cnr.it/).

Figura 22. Imbarcazione LITUS con MBES installato (Montereale Gavazzi, 2014).

Il MBES emette 800 *beams* (400 per *swath*), ad una frequenza che può variare da 200 a 400 kHz. Durante la campagna, la frequenza è stata impostata a 360 kHz per ottenere il maggior dettaglio possibile. Il sistema di posizionamento usato è il Seapath 300, assieme ad un GPS differenziale con correzione Fugro HP (DGPS, caratterizzato da un'accuratezza di 0.20m) e a un sensore di moto Kongsberg Seatex MRU5 dello stesso tipo utilizzato per i rilievi dell'I.I.M. La velocità del suono è stata misurata continuamente con un sensore Valeport mini SVS posto vicino ai trasduttori. Inoltre profili della velocità del suono sono stati raccolti grazie alla sonda AML Smart-X. Anche in questo caso si è utilizzato il software proprietario SIS per l'acquisizione dati (Montereale Gavazzi et al., 2016).

3.1.3. Dataset A (2016)

La campagna di raccolta dei dati acustici 2016 (dataset A), a cui ho attivamente partecipato, si è svolta in collaborazione tra I.I.M. e CNR-ISMAR di Venezia, nei mesi di aprile e maggio 2016. L'area di fondale interessata è stata investigata in parte con l'utilizzo di un'imbarcazione messa a disposizione dalla Marina Militare, e in parte con l'imbarcazione Litus in dotazione al CNR-ISMAR di Venezia (Figura 23).

Figura 23. Imbarcazioni utilizzate per i rilievi dell'anno 2016. A sinistra quella messa a disposizione dall'I.I.M., a destra quella di proprietà del CNR (Fonti: http://www.marina.difesa.it; http://www.ismar.cnr.it).

Purtroppo la copertura areale del dataset A è limitata rispetto a quella dei dataset B e C; per mancanza di disponibilità delle imbarcazioni utilizzate. Per quanto riguarda l'imbarcazione dell'I.I.M., essa è stata equipaggiata con un MBES Kongsberg 2040C single head, impostato alla frequenza operativa di 360 kHz con il software di navigazione e acquisizione SIS. La velocità è stata mantenuta mediamente al di sotto dei 7 nodi garantendo una sovrapposizione tra gli *swath* di circa il 30%. Il sistema di posizionamento è stato il Seapath 300 con correzione differenziale Fugro HP e sensore di moto MRU5.
L'imbarcazione Litus invece è stata dotata dello stesso sistema e dello stesso equipaggiamento utilizzato per i rilievi del 2013, con la sola differenza che la frequenza operativa a cui è stato impostato il MBES è stata di 320 kHz.

3.2. Campionamento dei sedimenti di fondo

La campagna di raccolta dei campioni di sedimento (maggio 2016) è stata appositamente pianificata temporalmente vicina alla campagna di raccolta dei dati acustici, per poter poi validare i dati ricavati da quest'ultima con un errore minimo. Minimizzando cioè la possibilità che le morfologie presenti sul fondale potessero modificarsi nel tempo e massimizzando la possibilità che la tipologia di sedimento nei punti campionati rimanesse la stessa.

I campioni raccolti alla bocca di porto di Lido sono stati 20 (Figura 24). La loro posizione è stata pianificata in modo che ricadessero all'interno di morfologie individuate sul fondale. Tali morfologie sono state individuate attraverso la produzione di mappe batimetriche e di backscatter. Cinque dei 20 campioni sono stati raccolti lungo un unico transetto, in corrispondenza di una grande duna presente all'estremità dei moli foranei.

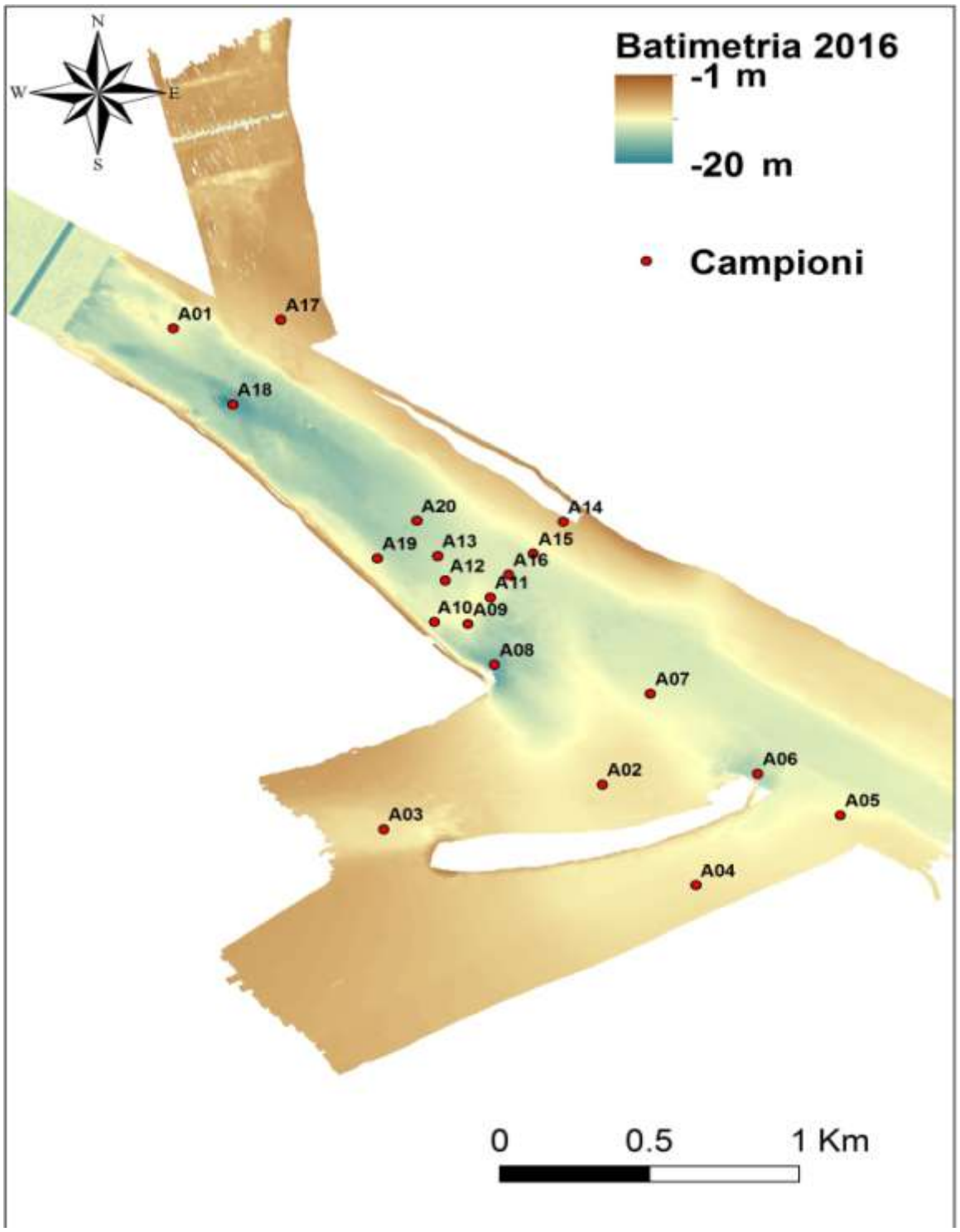


Figura 24. Localizzazione dei campioni raccolti.

Tutti i campioni sono stati raccolti utilizzando una benna Van Veen, calata a mare manualmente da un'imbarcazione della lunghezza di 5 m. Alle frequenze utilizzate per questa indagine, il suono non è in grado di penetrare grandemente all'interno del sedimento e ciò che influenza la risposta acustica è solamente la porzione superficiale del substrato (Schneider von Deimling et al., 2013), perciò, del materiale raccolto con la

benna, sono stati conservati per le analisi successive solo i primi 10 cm. Il campionamento è stato effettuato in condizioni di calma di marea per diminuire lo spostamento dell'imbarcazione e della benna dal punto individuato, ottenuto grazie all'utilizzo di un DGPS Seapath 300 fugro con correzione ±10 cm.

Alla raccolta di campioni di sedimento è stata associata una raccolta di immagini del fondale attraverso l'utilizzo di una fotocamera tipo Qumox SJ4000 montata su un supporto in alluminio costruito appositamente dai ricercatori del CNR-ISMAR di Venezia per effettuare questo tipo di riprese subacquee (Figura 25).

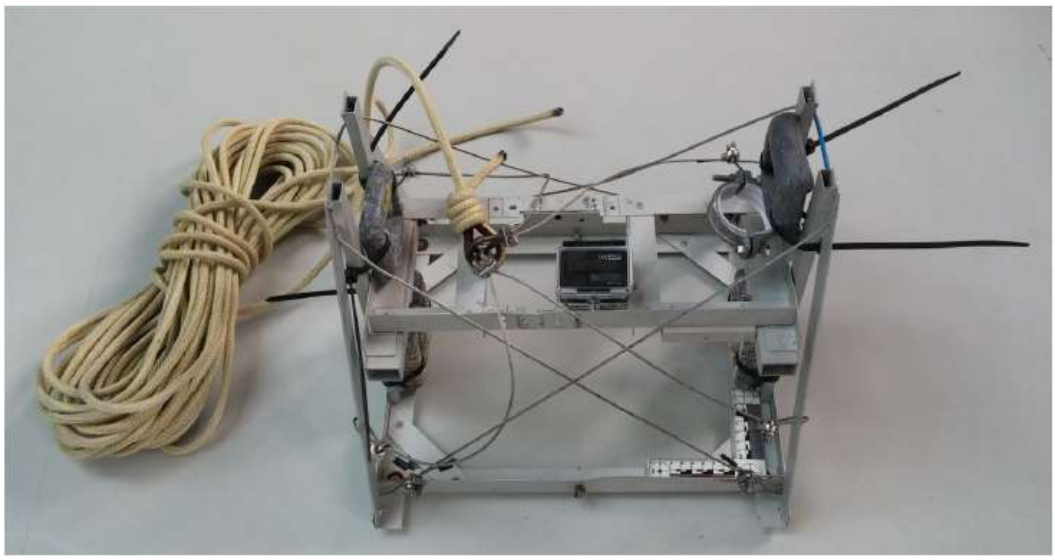


Figura 25. Supporto in alluminio utilizzato per calare a mare la fotocamera per le riprese video (Montereale-Gavazzi, 2014).

La struttura è stata calata a mare manualmente dal lato di un'imbarcazione di lunghezza 5 m (Figura 26).

Figura 26. Operazioni per calare a mare il supporto con la fotocamera.

3.3. Analisi dei dati MBES

3.3.1. Processing dei dati batimetrici

I dati batimetrici dei tre dataset sono stati elaborati con il software CARIS Hydrographic Information Processing System (HIPS) & SIPS (Figura 27a) per controllare le variazioni della velocità del suono in acqua, le variazioni delle maree, e per la pulizia dall'eventuale presenza di dati spuri (spikes) (Figura 27b). In particolare ho elaborato personalmente i dati del dataset A. Quelli del dataset B sono stati invece elaborati dai ricercatori del CNR-ISMAR di Venezia e quelli del dataset C dall'I.I.M.

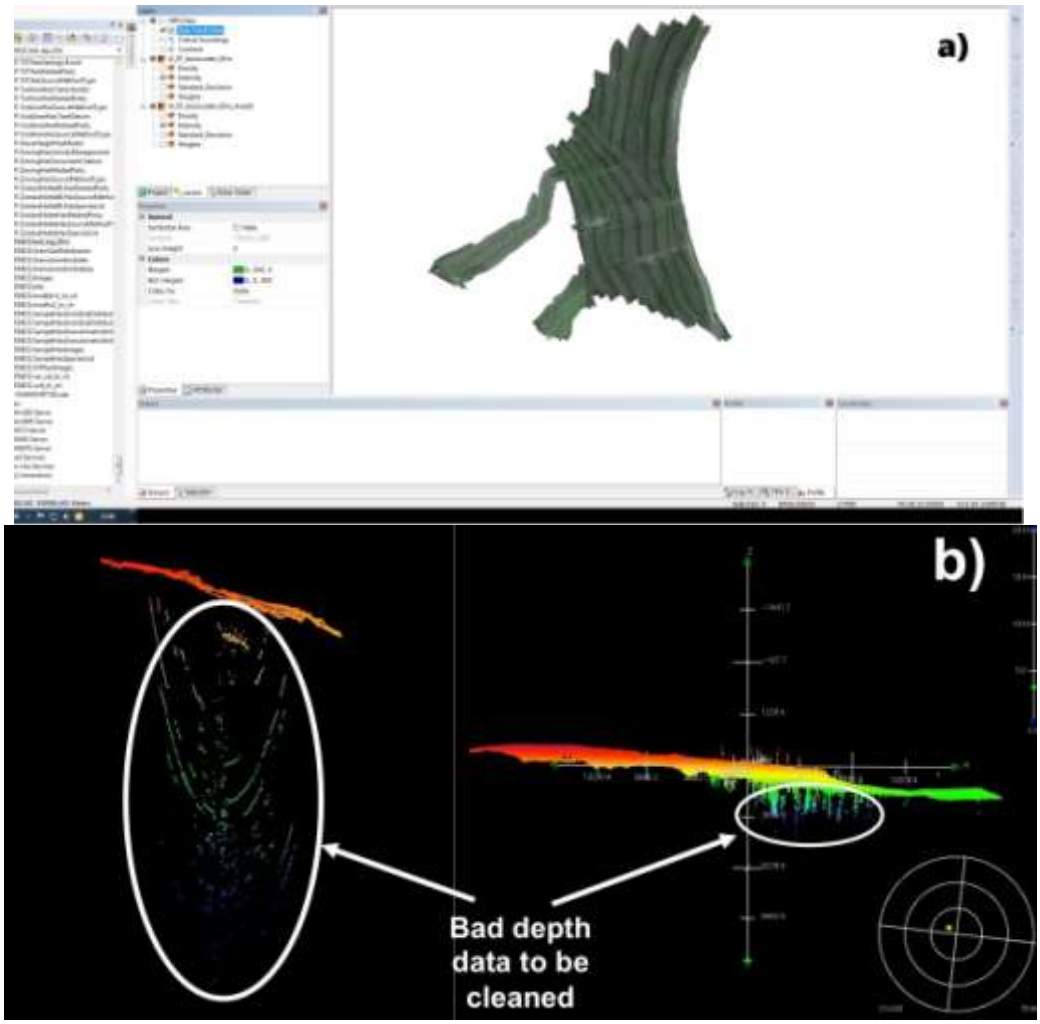


Figura 27. Software CARIS. a) Caricamento dei dati e produzione di una batimetria e b) pulizia di una superficie batimetrica dalla presenza di dati spuri (spikes).

Le correzioni per il livello di marea sono state ottenute per i dataset A e C utilizzando i dati acquisiti dal mareometro I.S.P.R.A. (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale) posizionato nell'area immediatamente adiacente al rilievo (45° 25' 05.59" N – 012°25'35,50''E - Figura 28), scaricati dal sito web dell'Ente medesimo (http://www.mareografico.it) con cadenza regolare.

Figura 28. Collocazione e foto del mareometro di Lido sud (http://www.venezia.isprambiente.it).

Per il dataset B, invece, le correzioni per il livello di marea sono state ottenute usando il modello idrodinamico SHYFEM, che calcola il livello dell'acqua in tutta la laguna (Umgiesser et al., 2004) tenendo conto dei dati reali delle stazioni mareografiche e reperibili online sul sito del Centro Previsioni e Segnalazioni Maree del Comune di Venezia.

I dati così elaborati sono stati esportati come file .txt e caricati nel software Global Mapper, che ha convertito i mosaici creati in file raster 32-bit con risoluzione 0.5 m, laddove per raster si intende una matrice di celle (o *pixels*) organizzate in righe e colonne (o come una griglia) (Figura 29), in cui ogni cella contiene un valore che rappresenta un'informazione (ESRI, 2009). Nel caso dei dati batimetrici ogni *pixel* rappresenta la localizzazione (*x, y*) e la profondità (*z*). Per quanto riguarda i dati di backscatter il terzo asse indica invece l'intensità del segnale (dB).

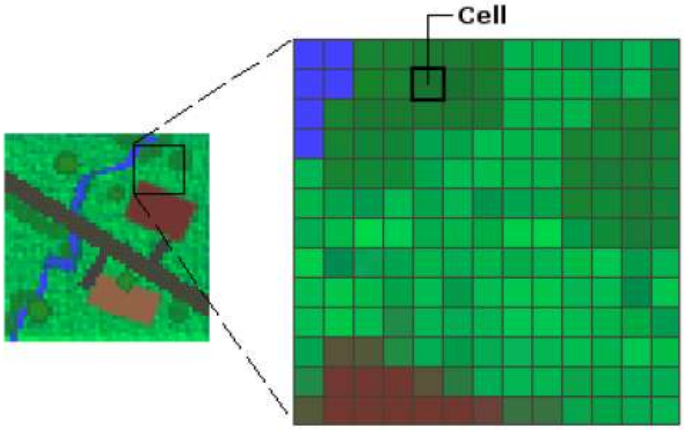


Figura 29. Rappresentazione schematica della composizione di un file raster (ESRI, 2009).

Per effettuare la mosaicatura si è utilizzato il software ArcGis. La mosaicatura consiste nell'unire due o più *raster* adiacenti in un'unica entità. Quest'operazione ha permesso di ottenere un modello di elevazione digitale (DEM - *Digital Elevation Model*) dell'area di studio. In Figura 30 è schematizzato il procedimento eseguito per creare le mappe batimetriche.

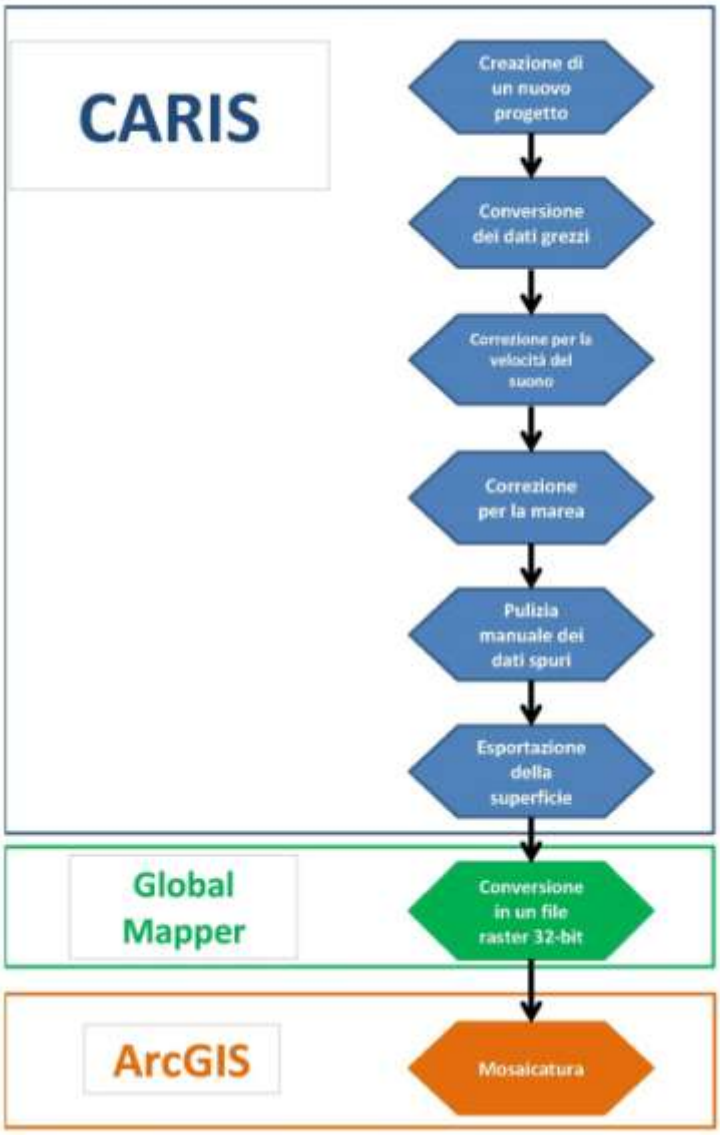


Figura 30. Processing dei dati batimetrici.

Tutti i dati e le mappe prodotte sono state riferite al datum World Geodetic System (WGS) 1984, e proiettati nel sistema di riferimento Universal Transvere Mercator (UTM), Zona 33N.

Tramite il tool *hill-shade* di ArcGis è stato possibile creare un layer di esagerazione verticale pari a 5 (l'asse *z* di ogni pixel è stato incrementato di 5 volte). Sovrapponendo i

layer di batimetria e *hill-shade* è stata più facile l'individuazione delle figure morfologiche del fondale.

3.3.2. Processing dei dati di backscatter acustico

Uno dei vantaggi dell'utilizzare un MBES è che esso permette di raccogliere simultaneamente dati batimetrici e dati di backscatter ad alta risoluzione, fornendo una copertura continua del fondale grazie alle sue ampie spazzate; in questo modo è possibile mappare ampie aree del fondale marino (Kostylev et al., 2001; Micallef et al., 2012). Il backscatter è l'intensità del segnale acustico di ritorno; esso viene misurato in decibel (dB).

E' stato dimostrato che l'intensità del backscatter è collegato alla granulometria dei sedimenti: sedimenti fini generalmente presentano una bassa intensità di backscatter (Stewart et al.,1994; Ferrini and Flood, 2006; De Falco et al., 2010). Invece i sedimenti grossolani corrispondono a una più elevata intensità di backscatter (De Falco et al., 2010). Questo perché la porosità e la rugosità dei sedimenti sono fattori che influenzano l'assorbimento del segnale acustico. Generalmente alti tassi di assorbimento si ottengono per sedimenti più molli e fini (es. fango e silt), e ciò risulta in una bassa riflessione; substrati più grossolani, come fondali sabbiosi o rocciosi, tendono a riflettere maggiormente il segnale acustico, risultando così in una più alta riflettività (Müller and Eagles, 2007).

Non solo le proprietà dal substrato, ma anche l'angolo di incidenza a cui il backscatter viene misurato può fortemente influenzare la sua intensità. La forza del segnale di backscatter vicino al nadir (piccoli angoli di incidenza) è generalmente più elevata dei valori registrati nelle zone esterne della *swath* a causa delle differenze tra la riflessione (vicino al nadir) e lo scattering (nelle zone esterne della *swath*) (Ferrini and Flood 2006; De Falco, 2010). La correzione per la risposta angolare AVG (Angle-Varying gain), ovvero un'amplificazione del segnale che varia con l'angolo, mira a compensare questa variazione di backscatter lungo lo *swath* dovuta alla dipendenza fisica della risposta del fondale dall'angolo di incidenza. Alla fine di questo processo le misure di backscatter sono normalizzate lungo lo swath ad un valore standard (Lurton and Lamarche, 2015).

I dati di backscatter sono stati processati, per tutti e tre i dataset, utilizzando il software Fledermaus Geocoder Toolbox (FMGT). Per correggere la risposta angolare, è stato usato

all'interno del software FMGT un filtro AVG 100 per il dataset C, AVG 300 per il datset B e AVG 300 per il dataset A. I mosaici di backscatter di ciascun dataset sono stati estratti come file xyz (Figura 31).

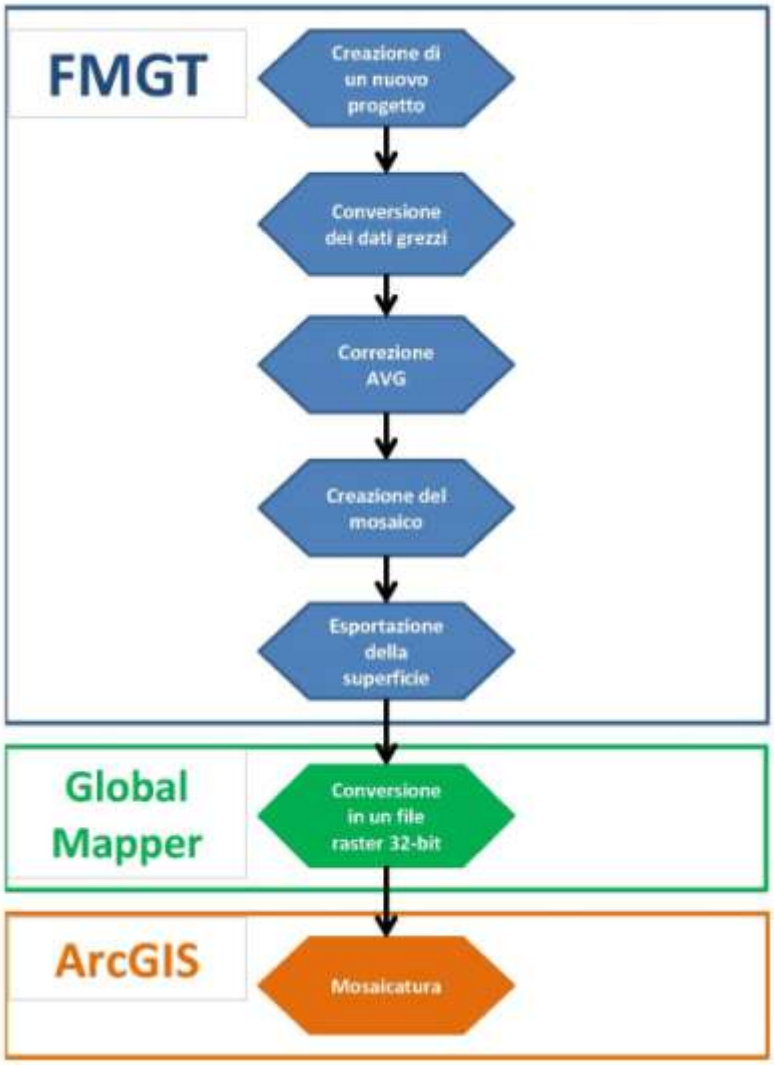


Figura 31. Processing dei dati di backscatter acustico.

La conversione in file raster-32 bit è avvenuta utilizzando il software Global Mapper, mentre il mosaico finale è stato creato all'interno di ArcGIS con una risoluzione di 0.5 m. Un mosaico di backscatter è un'immagine georeferenziata raffigurante varie tonalità di grigio, che rappresentano le diverse intensità a cui l'onda acustica è riflessa verso il ricevitore; solitamente differenti tipologie di fondale sono caratterizzate da diversi livelli di intensità (Le Bas and Huvenne, 2009; Che Hasan et al., 2014). Ad elevate intensità di backscatter, come precedentemente detto, corrispondono sedimenti più grossolani e colori

più chiari, mentre a basse intensità di backscatter corrispondono sedimenti più fini e colori più scuri.

3.3.3. Identificazione manuale delle morfologie

Con forma di fondo (o *bedform*) si intende un elemento morfologico formato dall'interazione tra un flusso (in questo caso di acqua) e sedimento non coeso (Van Rijn, 1993, Nichols, 2009). L'operazione di individuazione ed identificazione manuale delle forme di fondo presenti nell'area di studio, così come tutte le operazioni che verranno descritte in seguito, è stata ripetuta per tutti e tre i dataset batimetrici. Per facilitare l'individuazione delle morfologie, il layer batimetrico (reso con una trasparenza del 50%) e il layer *hill-shade* sono stati sovrapposti e manualmente sono state identificate tutte le morfologie visibili, dalle più piccole come i ripples, alle più estese come i campi di dune, seguendo la classificazione di Ashley (1990). Di aiuto è stata anche la costruzione di un layer contenente le isobate (funzione "*contour"* in ArcGIS), che ha reso possibile una migliore identificazione delle depressioni e delle aree elevate; le isolinee sono state disegnate ogni 0.5 m. Inoltre per questa operazione le varie morfologie identificate sono state suddivise ed inserite all'interno di un Geodatabase che ha come scopo l'identificazione e la catalogazione di tutte le morfologie presenti nei canali della Laguna di Venezia. Ogni figura inserita all'interno di questo Geodatabase è stata "ritagliata" grazie all'utilizzo della funzione "*clip*" del software ArcGIS ed è stata descritta in termini di posizione e grandezza e così classificata. Questo lavoro è stato poi utile per il confronto con i metodi di identificazione automatici (paragrafo seguente).

3.3.4. Identificazione automatica delle morfologie

Dal momento che l'identificazione manuale delle morfologie è accompagnata da una componente soggettiva legata all'operatore che esegue la mappatura, si è deciso di procedere, laddove possibile, ad un'identificazione automatica creando dei protocolli

definiti a partire dal dataset A che fossero ripetibili per essere successivamente applicati automaticamente.

3.3.4.1 *Scours* e grande duna

Il metodo automatico per identificare le varie morfologie ha previsto l'utilizzo della funzione *Bathymetric Position Index* (*BPI*) inserita nella toolbox *Benthic Terrain Modeler* (*BTM*) di ArcGis (Wright et al., 2005). In questo caso le morfologie in questione sono: gli *scour holes* (chiamati da qui in avanti, per semplicità, solamente *scours*), depressioni erosive che si formano a causa dell'erosione del fondale dovuta all'elevata turbolenza e alle velocità delle correnti crescenti lungo la confluenza tra due canali (Helsby, 2008) e la grande duna, presenti nell'area di studio. La funzione BPI, che è l'equivalente per la batimetria del Topographic Position Index (TPI) (Gallant and Wilson, 2000) usato per scopi geomorfologici sulla terraferma, è una derivata di secondo ordine (che si ottiene dalla derivata di prim'ordine *slope*, cioè la pendenza) della batimetria (Lundblad et al., 2006), e può essere calcolata sia a grande scala (*broad BPI*) che a piccola scala (*fine BPI*) (Verfaille et al., 2007). L'algoritmo BPI compara l'elevazione di ogni cella rispetto all'elevazione media delle celle che la circondano, utilizzando un annulo, i cui raggi interno ed esterno (*inner* e *outer radius*) vengono definiti dall'utente (Verfaille et al., 2007). Utilizzando dati di batimetria negativi, il BPI risulterà in valori negativi per le depressioni (una cella è più bassa delle celle a lei vicine), con valori positivi per le creste (una cella è più elevata rispetto alle celle a lei vicine) e con valore uguale a zero per le aree a pendenza costante o piatte (Lundblad et al., 2006). I risultati del BPI sono dipendenti dalla scala; scale differenti possono essere usate per caratteristiche morfologiche più piccole o più grandi sul fondale marino. Se si usano valori per i raggi dell'annulo piccoli, una grande depressione apparirà come una distesa piatta. Ad una scala di diversi km, la stessa depressione apparirà come un grande canyon, e ciò potrebbe essere più rilevante se si guarda ai processi globali. In questo lavoro di tesi si è utilizzata la funzione *broad* BPI per identificare le figure morfologiche a grande scala (Erdey-Heydorn, 2008) che è risultata utile per identificare gli *scours* presenti in tutta l'area oggetto di studio e una grande duna presente all'imboccatura del molo sud. L'alta risoluzione dei file raster creati per ognuno dei 3 dataset li rendeva particolarmente pesanti (dell'ordine di 2 GByte) rendendo molto lunghe le successive elaborazioni con il software ArcGis data la mole di dati da salvare.
Per questa ragione, per l'identificazione automatica delle morfologie di grande dimensione (scours e grandi dune) si è deciso di ricampionare i file raster ad una risoluzione di 2 m,

tramite il tool "*Resample*"; si è avuto cura di verificare con alcuni esempi che questa operazione, pur diminuendo il dettaglio dei raster, non peggiorava i risultati dell'identificazione delle morfologie a grande scala.

Date la diversità degli *scours*, non è stato possibile usare un unico valore per le dimensioni dell'annulo utilizzato per ottenere il broad BPI. Si sono fatte diverse prove scegliendo alla fine il valore che delineava al meglio ogni particolare *scour* sulla base del confronto con l'identificazione manuale di ogni singolo *scour*. La localizzazione degli *scours* individuati è rappresentata in Figura 32.

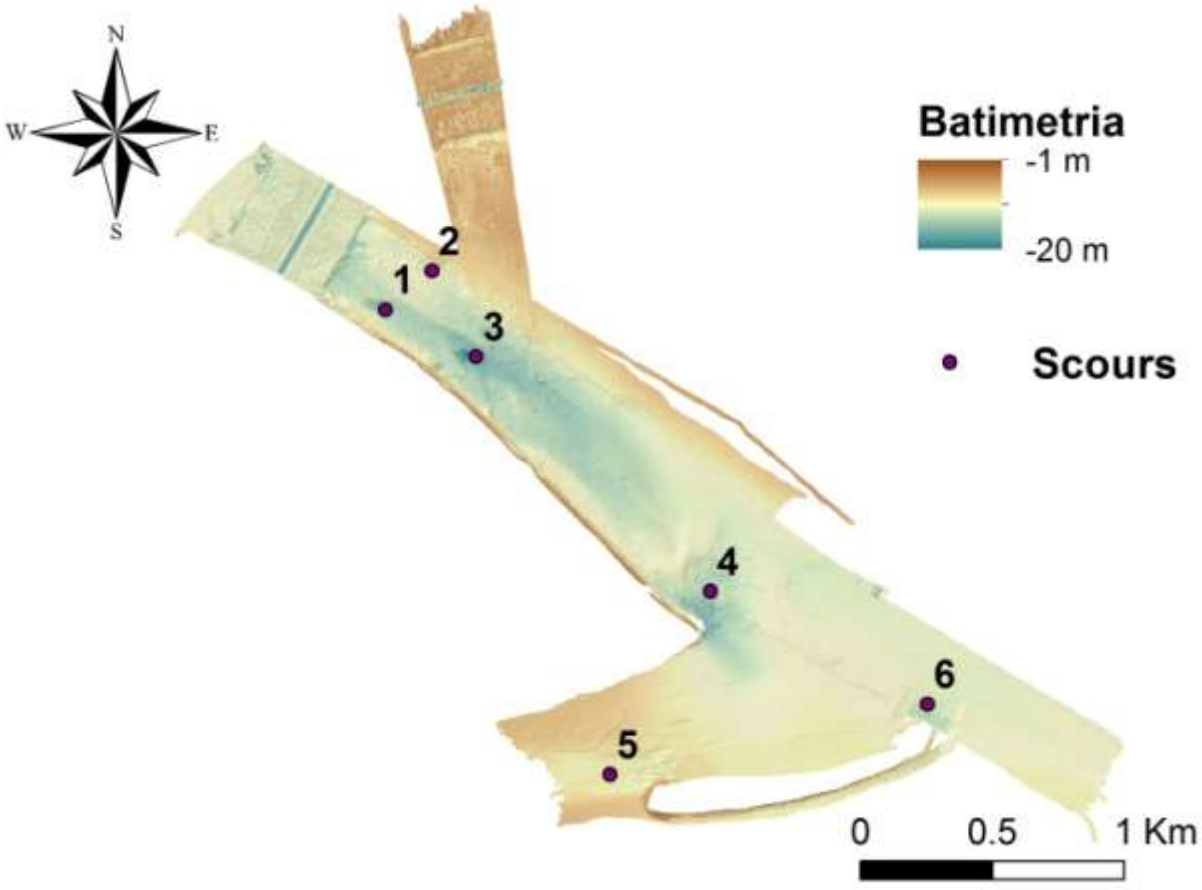


Figura 32. Localizzazione degli *scours* alla bocca di porto di Lido.

Nella figura sottostante è possibile vedere un esempio di *scour* (Figura 33a) e di risultato del calcolo del *broad BPI* (Figura 33b).

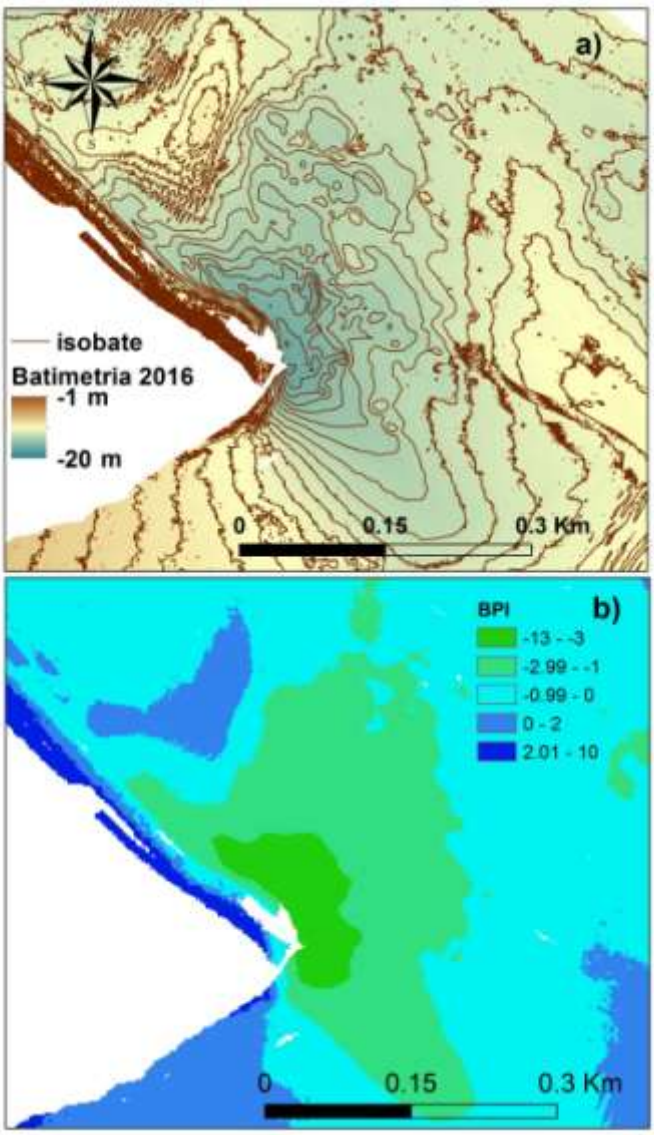


Figura 33. Esempio di identificazione di uno *scour* con l'utilizzo della funzione BPI del software ArcGIS. Nell'immagine superiore (a) è possibile vedere la batimetria di uno *scour* e in sovrapposizione le isobate; nella figura inferiore (b) si può vedere il risultato della funzione BPI ad un dato valore di raggio interno ed esterno (*inner e outer radius*) dell'annulo e come essa vada ad individuare bene i contorni dello *scour*. In legenda sono evidenziate le classi in cui è stato suddiviso il range continuo di valori. Le classi con valori negativi, (verdi) indicano aree concave, quelle con valori positivi (blu) aree convesse.

Per aiutare nella visualizzazione e per identificare al meglio ogni *scour*, i range continui di valori risultanti dall'esecuzione dell'algoritmo BPI, sono stati suddivisi sempre in 5 classi (Figura 33b), in particolare:

- classe A: tra il valore più negativo e -3
- classe B: tra -2.99 e -1
- classe C: tra -0.99 e 0
- classe D: tra 0 e 2
- classe E: tra 2.01 e il valore massimo

dove i valori negativi indicano le aree concave, quelli positivi le aree convesse.

Per trovare il valore del broad BPI che individuava al meglio ogni particolare *scour* ci si è aiutati con le morfologie disegnate manualmente per l'anno 2016. Ogni volta che un particolare *scour* è stato così individuato, si è proceduto alle successive operazioni utili per identificarne l'area. Attraverso il tool *Reclassify,* del pacchetto *Spatial Analist* di ArcGIS, si è messo come input file il raster del BPI utile per quella morfologia e si sono mantenuti solo i valori delle classi che la identificavano in maniera corretta, si è ottenuta un'immagine raster che rappresentasse solo i valori di BPI della classe individuata. Si è poi convertita l'immagine raster in uno shapefile con il tool "*Raster to polygon*". Per calcolare l'area è stato usato il tool "*Calculate areas*". Questa procedura è stata ripetuta per ognuno dei sei *scour* individuati e per ogni dataset (Figura 34).

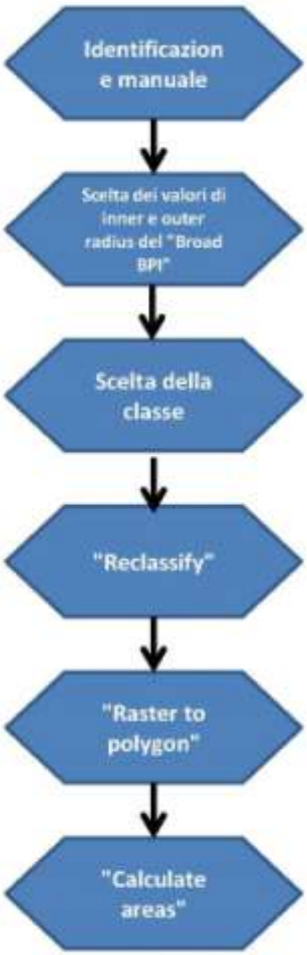


Figura 34. Procedura per individuare gli *scours* e calcolarne le aree.

Solo per lo *scour* n. 6 il metodo utilizzato è stato semiautomatico: infatti la funzione BPI faceva ricadere all'interno della figura morfologica una parte del canale dragato adiacente e ciò avrebbe portato ad un errore per i successivi calcoli di area e volume. La linea di separazione tra *scour* e canale è stata individuata seguendo l'isobata dei -12 metri (Figura 35).

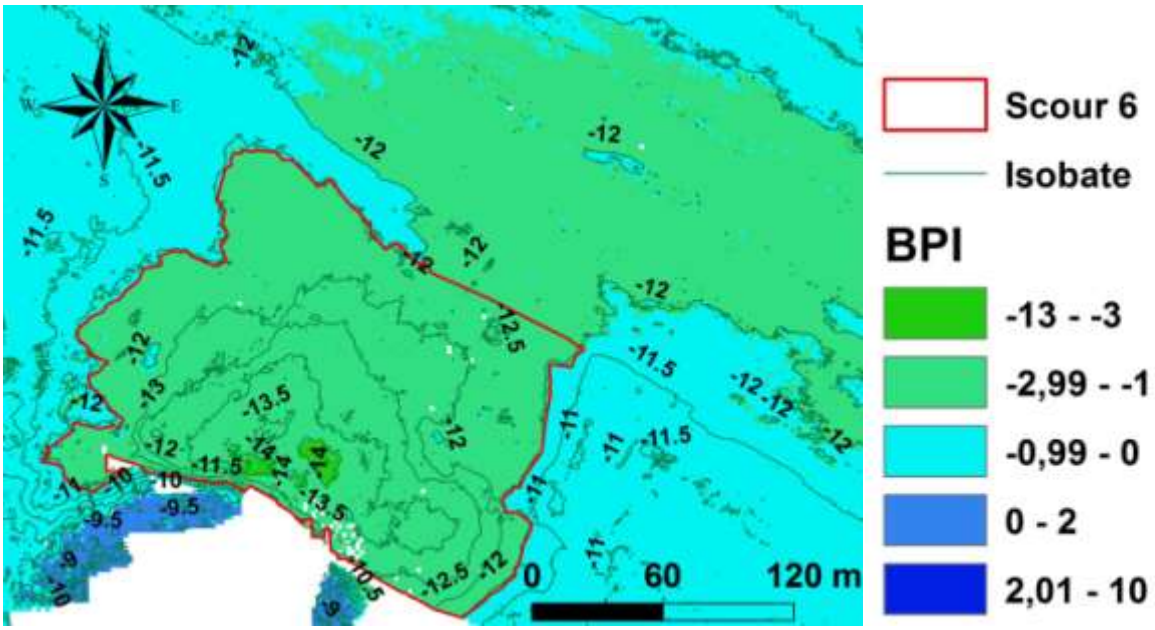


Figura 35. La linea rossa rappresenta il limite dello *scour* 6 individuato con metodo semiautomatico: prima attraverso la funzione BPI e poi tagliato manualmente seguendo l'isobata dei -12 m.

Per calcolare le differenze di volume degli *scour* tra i tre anni, i dataset batimetrici sono stati mantenuti ad una risoluzione più elevata, pari a 0.5 m, per aumentare l'accuratezza del risultato finale. Il procedimento è stato il seguente: attraverso il tool "*Raster calculator*" è stata calcola la differenza tra le profondità delle due batimetrie (ad esempio "batimetria 2016 - batimetria 2013"), sottraendo sempre dal dato più recente quello meno recente. La "differenza batimetrica" così calcolata è stata moltiplicata, utilizzando sempre lo stesso tool, per 0.25 m^2 ovvero l'area di ciascun pixel. Questo procedimento si basa sull'assunzione che l'area dei pixel sia molto piccola rispetto alle dimensioni delle forme di fondo. Il fattore 0.25 è stato ottenuto moltiplicando tra loro le dimensioni di lunghezza e larghezza di ogni pixel, ossia 0.5(m). In dettaglio, la formula utilizzata è stata la seguente:

$$\Delta V_i = \Delta x_i \cdot \Delta y_i \cdot \Delta z_i$$

dove ΔV_i è il volume di ciascun parallelepipedo che ha per base la superficie del pixel *i-esimo* $\Delta x_i \cdot \Delta y_i$ e altezza la differenza di profondità dei due rilievi che si stanno confrontando $\cdot \Delta z_i$. Dalla statistica del raster di differenze batimetriche moltiplicato per l'area unitaria di ciascun pixel ($valor\ medio\ raster\ diff \cdot area\ singolo\ pixel$) calcolata da

ArcGIS si ottiene il valor medio e il numero totale di pixel *N* (*count* in Figura 15*)*, da cui si può ottenere il volume totale *V* somma di tutti i volumi relativi a ciascun pixel:

$$\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\Delta V_i = valor\ medio\ raster\ diff \cdot area\ singolo\ pixel$$

Moltiplicando per il numero di pixel si ottiene il volume totale

$$\left(\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\Delta V_i\right)\cdot N = V$$

Attraverso la funzione "*Clip*", dal raster delle differenze moltiplicato per 0.25, ogni *scour* è stato ritagliato con la forma dello stesso nell'anno più recente; nel file raster così individuato per ogni *scour*, nel campo *classify* è possibile trovare il valore del volume per tutta la morfologia (Figura 36).

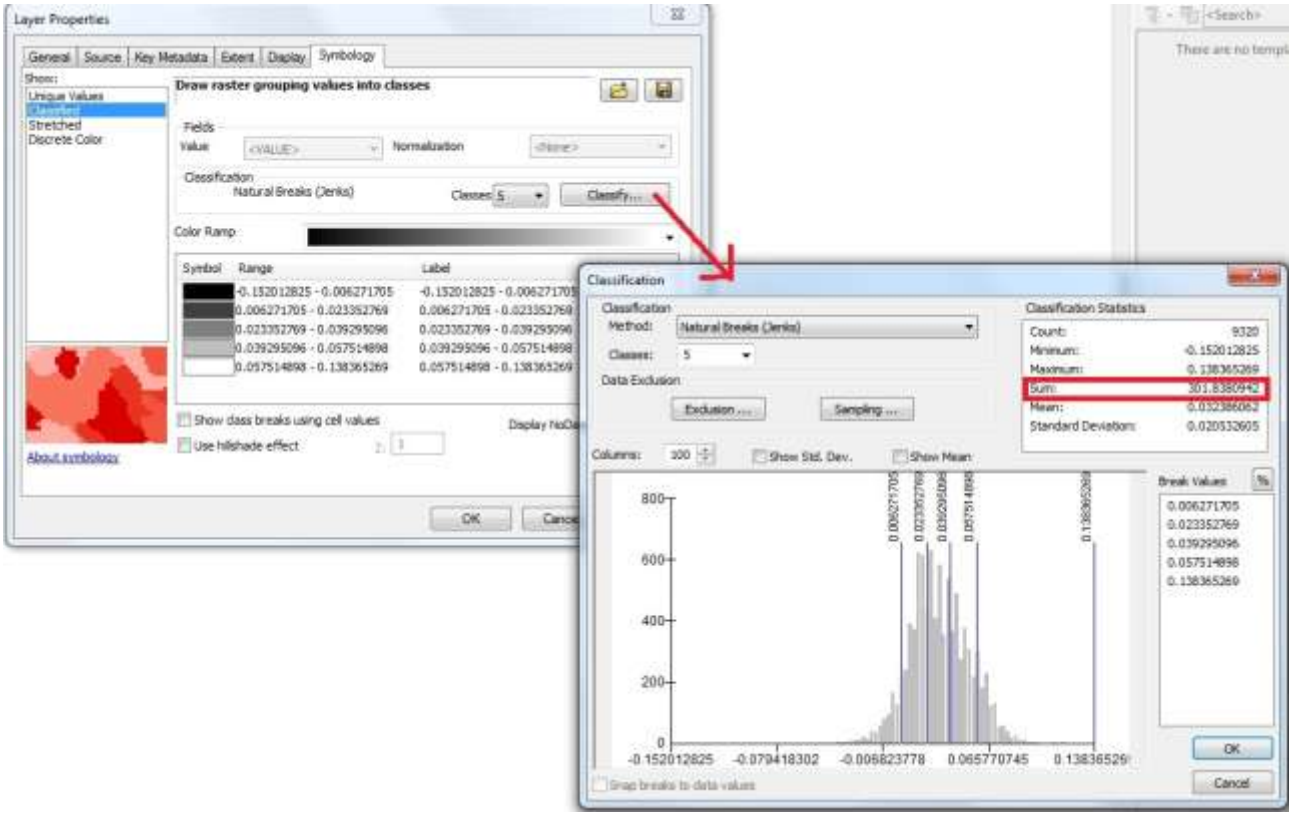


Figura 36. La figura indica dove è possibile trovare il valor medio del raster delle differenze batimetriche (rettangolo rosso) ricavato con il metodo spiegato in precedenza.

Per calcolare il volume dello *scour* n. 4, poiché il dataset batimetrico per l'anno 2016 risultava incompleto per una parte di quest'area (Figura 37), è stato possibile eseguire

un'interpolazione dei dati in quel punto con l'utilizzo del tool "*Focal statistics*" con le seguenti impostazioni:

Neighborhood settings	height: 9
	width: 9
	unit: cell
	statystics type: mean

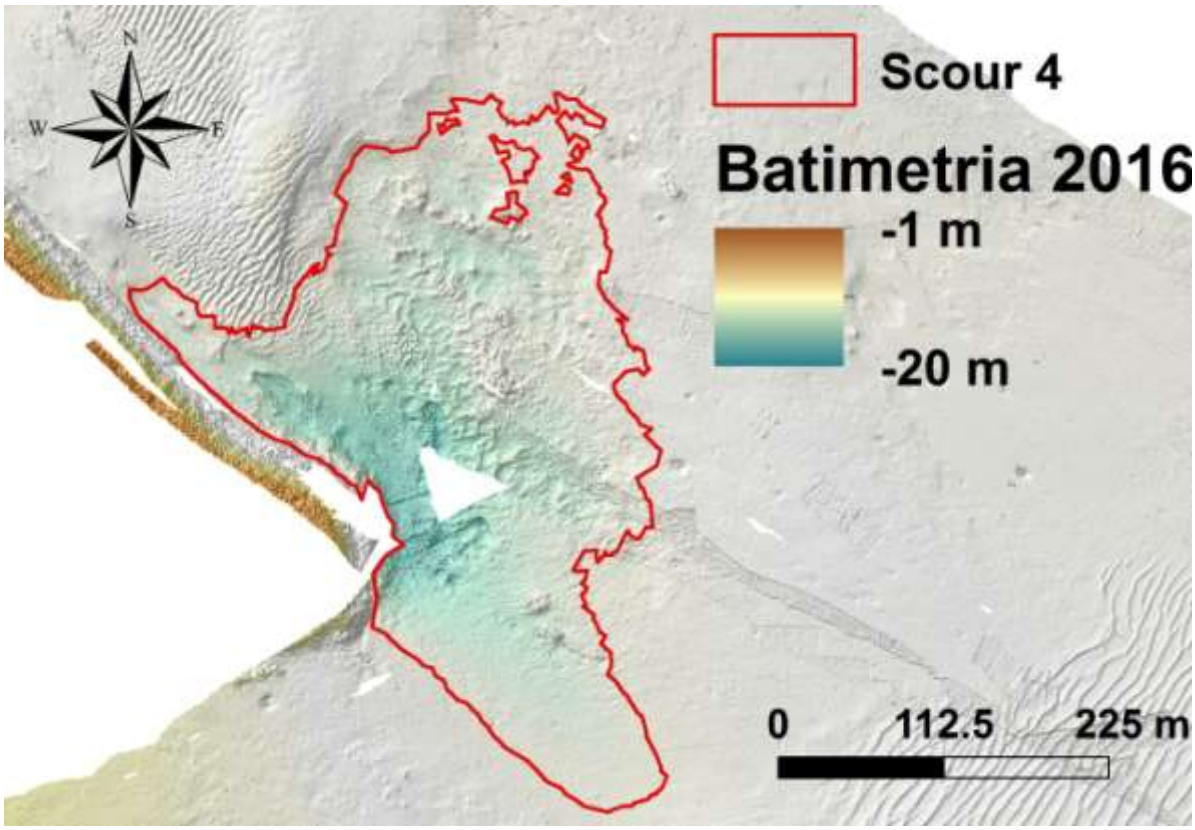


Figura 37. L'immagine mostra come si presentava la batimetria dell'anno 2016 in corrispondenza dello *scour* 4.

Per identificare la grande duna e calcolarne area e volume, l'approccio utilizzato è stato esattamente lo stesso utilizzato per gli *scours* citato in precedenza.

3.3.4.2. Campi di dune

La funzione utilizzata per individuare in maniera automatica i campi di dune è stata la *Terrain Ruggedness (VRM)*, presente all'interno della toolbox *Benthic Terrain Modeler* (*BTM*) di ArcGis (Wright et al., 2005). La *Vector Ruggedness Measure* (*VRM o Terrain Ruggedness*) quantifica l'asperità del terreno misurando la dispersione nelle 3 dimensioni

dei vettori ortogonali alla superficie del terreno. I valori di VRM sono bassi sia in aree piatte che in aree ripide, ma sono elevati in aree che sono sia ripide che accidentate (Figura 38) (Sappington et al., 2007).

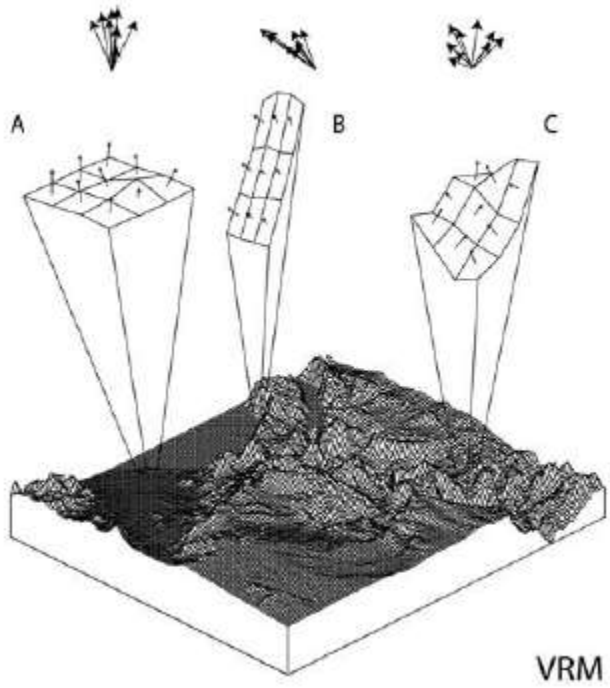


Figura 38. Rappresentazione grafica della VRM. (A) e (B) Aree piatte e ripide dove i valori di VRM saranno bassi; (C) aree ripide e accidentate dove i valori saranno elevati (Sappington et al., 2007).

Il calcolo della *ruggedness* per il fondale marino è, quindi, una misura della complessità del terreno, che evidenzia la presenza di terreno irregolare (Sappington et al., 2007).
La risoluzione dei dataset batimetrici utilizzata per questa parte del lavoro è stata, 0.5 m, e la funzione VRM è stata calcolata utilizzando una matrice di 11x11 pixels. Il range di valori del raster risultante per ogni dataset è stato suddiviso in 18 classi con l'algoritmo di Jenks presente all'interno del software. Le classi intermedie sono poi state eliminate e sono state mantenute solo quelle presenti ai due estremi (massima e minima rugosità). In questo modo si è trovata corrispondenza con il campo di dune identificato manualmente. Questo è stato fatto per aiutare nella visualizzazione e nelle operazioni successive (Figura 39).

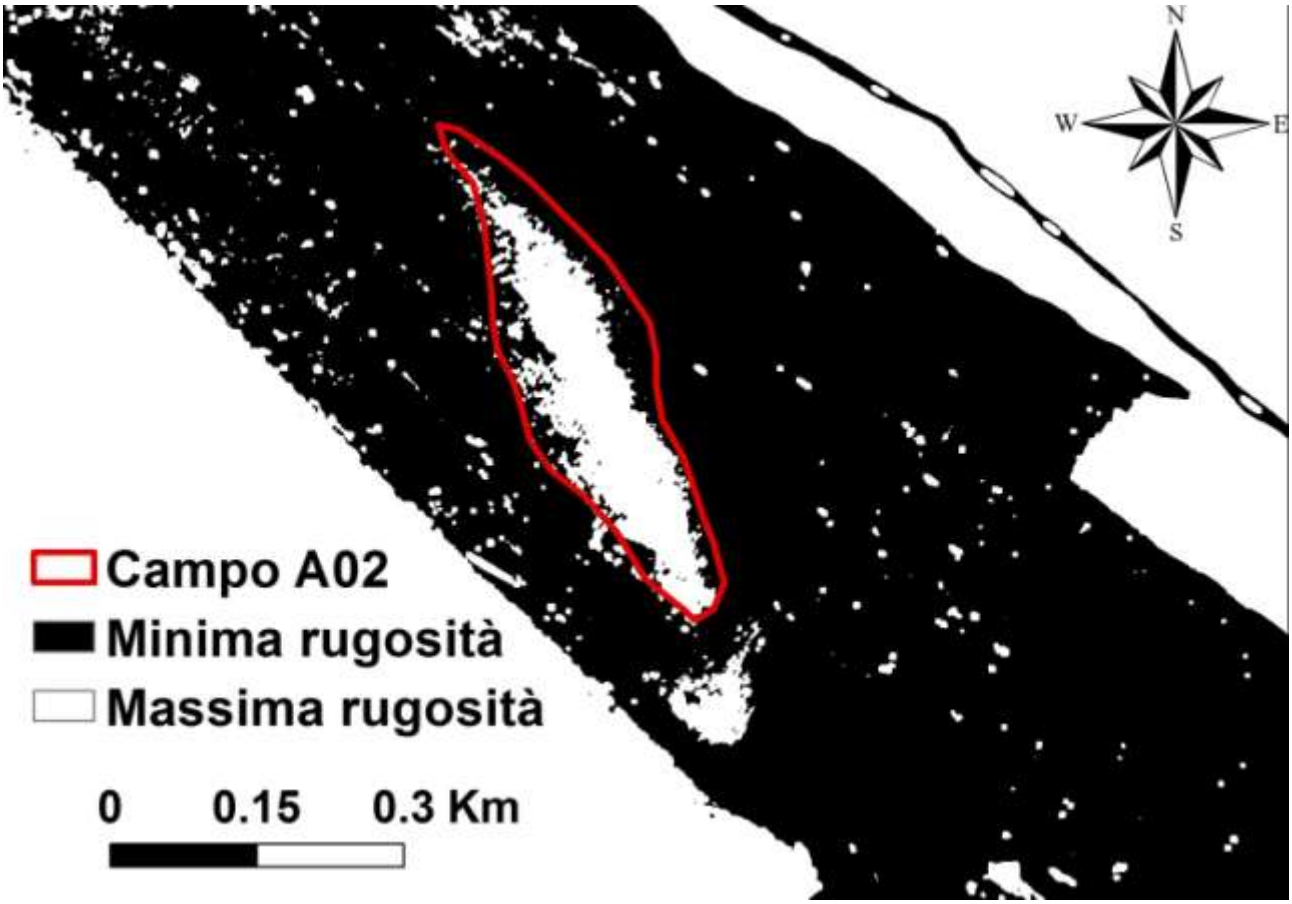


Figura 39. Risultato della funzione *Terrain Ruggedness (VRM)*, rappresentato con due sole classi.

La *Terrain Ruggedness (VRM)* è stata poi riclassificata attraverso il tool "*Reclassify*" per una sola delle due classi, ossia quella che meglio identificava i campi di dune. L'immagine raster è stata poi convertita in uno *shapefile* attraverso il tool "*Raster to Polygon*". Con il tool "*calculate areas*" è stato possibile calcolare l'area della morfologia di interesse.

Inoltre per aiutare l'interpretazione della morfologia del fondale, sono stati creati altri due *layer*, uno della pendenza (*slope*) e uno dell'aspetto (*aspect*), derivati entrambi dalla batimetria. La *slope* calcola, per ogni cella, il tasso massimo di cambiamento del valore di altezza tra la cella centrale e quelle a lei vicine (http://desktop.arcgis.com). L'*aspect*, invece, può essere pensato come la direzione della pendenza. I valori di ogni cella nel raster in output indicano la direzione sulla bussola che ha la superficie in un determinato punto. Viene misurata in senso orario in gradi, da 0 (verso nord) a 360 (sempre verso nord), coprendo così i 360 gradi (http://desktop.arcgis.com).
Queste due funzioni sono state calcolate utilizzando una risoluzione per il layer batimetrico di 0.5 m.

3.3.5. Classificazione dei dati di backscatter acustico

Scopo di questa parte del lavoro è quello di segmentare il backscatter, cioè di suddividere il fondale marino in aree omogenee per quanto riguarda le caratteristiche della porzione più superficiale del substrato. Sebbene siano molte le tecniche impiegate per produrre delle mappe di questo tipo, le metodologie utilizzate ricadono all'interno di due ampie categorie: le classificazioni *supervised* e quelle *unsupervised* (Brown et al., 2011). Nelle classificazioni *unsupervised*, i dati acustici vengono segmentati prima che ad essi venga assegnata una tipologia di substrato (o classe), che verrà identificata dai dati raccolti con i campionamenti (bennate e fotografie). Nelle classificazioni *supervised*, vengono prima classificati i dati provenienti dai campionamenti, che sono poi usati per limitare l'interpretazione dei dati acustici (Calvert et al., 2014); esse cioè presuppongono una conoscenza a priori di tutte le classi che verranno mappate (Diesing et al., 2016). In questa tesi, la metodologia di segmentazione del backscattrer che viene adottata segue la logica *unsupervised*, che è quella che viene utilizzata più di frequente quando si tratta di mappare aree che hanno un'ampia estensione e per le quali non esiste un numero sufficiente di campioni (Cihlar, 2000). Due dei principali problemi che vengono comunemente associati con le classificazioni *unsupervised* sono la determinazione del numero corretto, o ottimale, delle classi (Diesing et al., 2016) ed il fatto che la risultante classificazione raramente mostra una relazione univoca con le classi derivanti dai dati provenienti dai campionamenti (Brown et al., 2012). E' per questo che le classificazioni *supervised* sarebbero preferibili se accompagnate da un numero adeguato di campioni (Diesing et al., 2016).

La tecnica di classificazione *unsupervised* adottata in questo lavoro è quella che segue l'algoritmo di Jenks (*Jenks Natural Breaks*), già presente all'interno del software ArcGIS. Le classi definite da questo algoritmo (dette *natural breaks*) sono basate su raggruppamenti naturali intrinseci nei dati stessi (http://pro.arcgis.com). Le interruzioni tra una classe e l'altra vengono identificate in modo che venga minimizzata la varianza all'interno di una classe e massimizzata la varianza tra le classi (rende cioè le classi il più differente possibile tra loro) (https://blog.cartographica.com). In questo modo i limiti tra le classi vengono posti dove ci sono le differenze relativamente più grandi tra i valori dei dati (http://pro.arcgis.com).

Tale segmentazione è stata fatta inizialmente per il dataset A per cui erano disponibili dei campioni di sedimento e poi estrapolata anche ai dataset B e C.

3.4 Analisi sedimentologiche

La determinazione delle dimensioni dei granuli è una delle principali proprietà tessiturali del sedimento, che va ad influenzare il loro trasporto e la loro deposizione. Le analisi granulometriche forniscono, dunque, importanti indizi riguardo la provenienza del sedimento, la storia del trasporto e le condizioni di deposizione (Folk and Ward, 1957; Friedman, 1979; Bui *et al*., 1990).

3.4.1. Trattamenti di laboratorio e analisi granulometriche

I campioni prelevati, sono stati conservati qualche giorno in frigorifero in attesa di poter eseguire le analisi granulometriche in laboratorio. Poiché si presentavano principalmente come una miscela di acqua, sabbia e frammenti di conchiglie, si è deciso di procedere all'analisi eseguendo i seguenti passaggi:

- Doppio lavaggio di tutto il campione in acqua distillata, per eliminare la presenza di sale marino (NaCl), che tende a far aggregare il campione, causando flocculazione e precipitazione delle particelle cariche negativamente (Manning, 2004).
- A seguire una setacciatura ad umido con setaccio di maglia 1 mm per separare la frazione più fine da quella più grossolana (Figura 40).

Figura 40. Setaccio di maglia 1 mm utilizzate per l'operazione di setacciatura ad umido.

- Le due componenti del campione, così preparate, sono state poste in beaker e messe in stufa ad essiccare per qualche giorno, alle temperatura di 60° C, fino alla completa evaporazione dell'acqua.
- La componente essiccata < 1mm di ogni campione è stata disgregata grazie all'ausilio di un pestello ed un mortaio. Questo procedimento serve ad evitare che la presenza di aggregati nel sedimento porti ad una scorretta interpretazione della granulometria.
- Si è proceduto poi all'analisi della frazione più fine, quella <1mm, utilizzando lo strumento in dotazione al Dipartimento di Scienze Ambientali, Informatica e Statistica (DAIS) dell'Università Cà Foscari di Venezia, il Mastersizer 3000 (Figura 41). Lo strumento funziona grazie alla diffrazione laser, e il metodo si basa sulla misurazione del raggio laser diffuso sulle particelle di sedimento misurate. La luce laser diffusa viene registrata da rilevatori (*detectors*). L'angolo a cui il raggio viene diffuso è inversamente proporzionale alla dimensione della particella di sedimento. In seguito il software fornito dal produttore ricalcola automaticamente le informazioni che riceve dai *detectors* in misure volumetriche di distribuzione delle granulometrie (Ryzak and Bieganowski, 2011). In particolare, il Mastersizer 3000 è in grado di analizzare particelle che vanno dalle dimensioni di 0.03 µm fino a 1000 µm. Di seguito vengono riportati gli intervalli granulometrici, in micrometri, che risultano in output dallo strumento: 0.03, 0.04, 0.06, 0.09, 0.12, .017, 0.24, 0.35, 0.49, 0.69, 0.98, 1.38, 1.95, 2.76, 3.91, 5.52, 7.81, 11.1, 15.6, 22.1, 31.3, 44.2, 62.5, 88.4, 125, 149, 177, 250, 354, 500, 707, 1000.

  I dati che risultano da questa analisi vengono forniti come percentuale volumetrica di ogni frazione granulometrica.

Figura 41. Mastersizer 3000 - MALVERN (Malvern)

- La frazione più grossolana (>1 mm) è invece stata analizzata utilizzando un setacciatore meccanico in dotazione all'istituto CNR-ISMAR di Venezia (Figura 42).

Figura 42. Setacciatore meccanico.

Lo strumento è composto da una serie di setacci, impilati tra loro, che, dall'alto al basso, presentano maglia con diametro decrescente. Alla base della pila di setacci vi è un fondello, che raccoglie tutto il materiale che è più fine rispetto al diametro della maglia dell'ultimo setaccio utilizzato. In particolare per questo studio si è deciso di utilizzare sei setacci più il fondello: 31.5 mm, 16 mm, 8mm, 4mm, 2mm, 1mm e fondello per tutto il materiale < 1 mm. Il campione da analizzare è stato

prima pesato, poi posto sul setaccio con maglia più larga, quello al top della pila; tutta la struttura è stata adagiata su uno scuotitore meccanico, che grazie alle vibrazioni che genera permette al materiale di scendere mano a mano lungo la pila; ogni setaccio contiene solo i granuli che hanno dimensioni maggiori del diametro della sua maglia. Il tempo in cui lo scuotitore viene mantenuto in funzione dipende dalla dimensione delle particelle da analizzare: poiché la frazione più fine di 1 mm era già stata eliminata dalla precedente setacciatura ad umido, si è deciso di mantenere lo strumento in funzione per 5 minuti. Terminata questa operazione si è proceduto con la pesatura del materiale trattenuto all'interno di ogni setaccio. All'interno del fondello è stato rinvenuto del materiale, anche se teoricamente tutto il materiale <1 mm doveva essere stato separato dalla precedente setacciatura ad umido. Probabilmente questo è avvenuto perché alle conchiglie erano rimaste adese delle particelle che le operazioni precedenti non avevano rimosso completamente. Questo è stato tenuto poi in considerazione nel calcolo finale delle percentuali. Il risultato di questa analisi è stato espresso come frazione di peso del campione per ogni intervallo granulometrico analizzato.

3.4.2. Trattamento di dei dati

Poiché per analizzare le due frazioni in cui il sedimento è stato suddiviso (<1 mm e >1 mm) sono stati utilizzati due strumenti che misurano in modo diverso (Mastersizer in volume % e setacciatura in peso %), si è proceduto con una serie di calcoli, per poter unificare le due analisi ed arrivare ad ottenere delle percentuali in peso totale del campione. Il procedimento seguito è illustrato di seguito:

1) Per la frazione <1 mm, ogni % in volume è stata trasformata in frazione di peso secondo la proporzione

$$y_{tot} : x = 100 : \%vol$$

dove y_{tot} è il peso totale della frazione fine per ogni campione, x è la frazione di peso da trovare per ogni intervallo granulometrico, e %vol è la % in volume per ogni intervallo granulometrico come viene calcolata dallo strumento Mastersizer 3000.

2) Per la frazione grossolana (>1 mm), al peso totale di ogni campione è stato sottratto il peso del materiale rimasto nel fondello dopo la setacciatura meccanica di ogni campione. Questa operazione è stata effettuata assumendo che il materiale

contenuto nel fondello fosse rappresentativo della frazione <1 mm analizzata precedentemente al Mastersizer 3000.

3) Il peso totale di ogni campione della frazione <1 mm è stato sommato al peso di ogni campione della frazione >1 mm, a cui precedentemente era stato tolto il peso del materiale contenuto nel fondello.
4) Infine, le frazioni di peso presenti per ogni intervallo granulometrico, sia per la frazione <1 mm che per quella >1 mm, sono state trasformate in percentuali di peso (%peso) secondo la proporzione:

$$y : peso_{tot} = \%peso : 100$$

dove y è la frazione di peso per ogni intervallo granulometrico, $peso_{tot}$ è il peso totale del campione ottenuto seguendo il punto (3), %peso è la percentuale in peso che si vuole ottenere per ogni intervallo granulometrico analizzato di ogni campione.

Per elaborare statisticamente i dati ottenuti dalle analisi granulometriche sono stati impiegati due software: Gradistat (Blott and Pye., 2001) ed EntropyMax (Woolfe and Michibayashi, 1995).

Il primo è un software scritto in Microsoft Visual Basic e integrato all'interno di un foglio di lavoro di Microsoft Excel, che è in grado di fornire rapidamente le dimensioni delle particelle utilizzando sia il metodo di Folk e Ward (1957) che quello matematico dei momenti (Krumbein and Pettijohn, 1938; Friedman and Johnson, 1982).

La scala granulometrica adottata dal programma GRADISTAT (Figura 43) è quella proposta da Udden - Wentworth (Udden, 1914; Wentworth, 1922), dove i limiti tra due classi successive differiscono di un fattore 2. Per facilitare la rappresentazione grafica e la manipolazione statistica dei dati, Krumbein (1934) ha proposto di trasformare logaritmicamente i limiti tre le classi, utilizzando il valore phi (Φ) secondo l'equazione

$$\Phi = -log_2 d$$

dove d è il diametro delle particelle espresso in mm.

Grain size		Descriptive terminology			
phi	mm/μm	Udden (1914) and Wentworth (1922)	Friedman and Sanders (1978)	GRADISTAT program	
			Very large boulders		
−11	2048 mm		Large boulders	Very large	
−10	1024		Medium boulders	Large	
−9	512	Cobbles	Small boulders	Medium	Boulders
−8	256		Large cobbles	Small	
−7	128		Small cobbles	Very small	
−6	64		Very coarse pebbles	Very coarse	
−5	32		Coarse pebbles	Coarse	
−4	16	Pebbles	Medium pebbles	Medium	Gravel
−3	8		Fine pebbles	Fine	
−2	4	Granules	Very fine pebbles	Very fine	
−1	2	Very coarse sand	Very coarse sand	Very coarse	
0	1	Coarse sand	Coarse sand	Coarse	
1	500 μm	Medium sand	Medium sand	Medium	Sand
2	250	Fine sand	Fine sand	Fine	
3	125	Very fine sand	Very fine sand	Very fine	
4	63		Very coarse silt	Very coarse	
5	31		Coarse silt	Coarse	
6	16	Silt	Medium silt	Medium	Silt
7	8		Fine silt	Fine	
8	4		Very fine silt	Very fine	
9	2	Clay	Clay	Clay	

Figura 43. Scala granulometrica utilizzata nel programma GRADISTAT e terminologia descrittiva comparata a quella utilizzata da Udden (1914) e Wentworth (1922) (Blott and Pye., 2001).

Le statistiche per i campioni vengono calcolate aritmeticamente e geometricamente (in unità metriche) e logaritmicamente (in unità phi). Nelle successive elaborazioni si è scelto di utilizzare quelle calcolate con il metodo dei momenti geometrici (scala in micron). In dettaglio il programma fornisce per ogni campione:

- la media (*mean*), cioè il diametro medio delle particelle di ogni campione;
- la classazione (*sorting* o deviazione standard - Tabella 2.), cioè la dispersione delle dimensioni dei granuli rispetto alla media del campione (descrive il grado di variabilità del diametro medio dei granuli);

Tabella. 2. Sorting

Very well sorted	< 1.27
Well sorted	1.27 - 1.41
Moderately well sorted	1.41 - 1.62
Moderately sorted	1.62 - 2.00
Poorly sorted	2.00 - 4.00
Very poorly sorted	4.00 - 16.00
Extremely poorly sorted	> 16.00

- la moda (*mode*), cioè il diametro delle particelle più frequenti
- il D_{50} o diametro mediano, cioè diametro per cui il 50% delle particelle del campione sarà più fine; l'altro 50% sarà più grossolano.

Il programma fornisce, inoltre, una descrizione e una rappresentazione su diagramma ternario della classe tessiturale secondo Folk (1954) e una tabella che indica le varie percentuali delle particelle che ricadono all'interno di ogni frazione granulometrica (Blott and Pye., 2001).

I dati granulometrici sono stati, inoltre, elaborati con l'analisi dell'entropia (EntropyMax). Il concetto di entropia applicato all'analisi granulometrica permette di suddividere i campioni in gruppi. Confrontando le percentuali di frequenza delle varie frazioni granulometriche, l'analisi dell'entropia minimizza la varianza all'interno del gruppo per tutti i possibili gruppi di campioni. L'entropia fornisce la misura del grado di differenza tra i campioni. EntropyMax, software su piattaforma Windows scritto in Visual Basic 6, raggruppa i campioni massimizzando l'ineguaglianza tra i gruppi, ma minimizzandola all'interno degli stessi (Stewart et al., 2009). L'efficacia del raggruppamento è identificata dalla percentuale statistica spiegata (Rs), che rappresenta l'ineguaglianza tra i gruppi, e dal criterio Calinski-Harabasz (C-H), che indica il numero ottimale di gruppi attraverso una rappresentazione grafica (Stewart et al., 2009) (Figura 44).

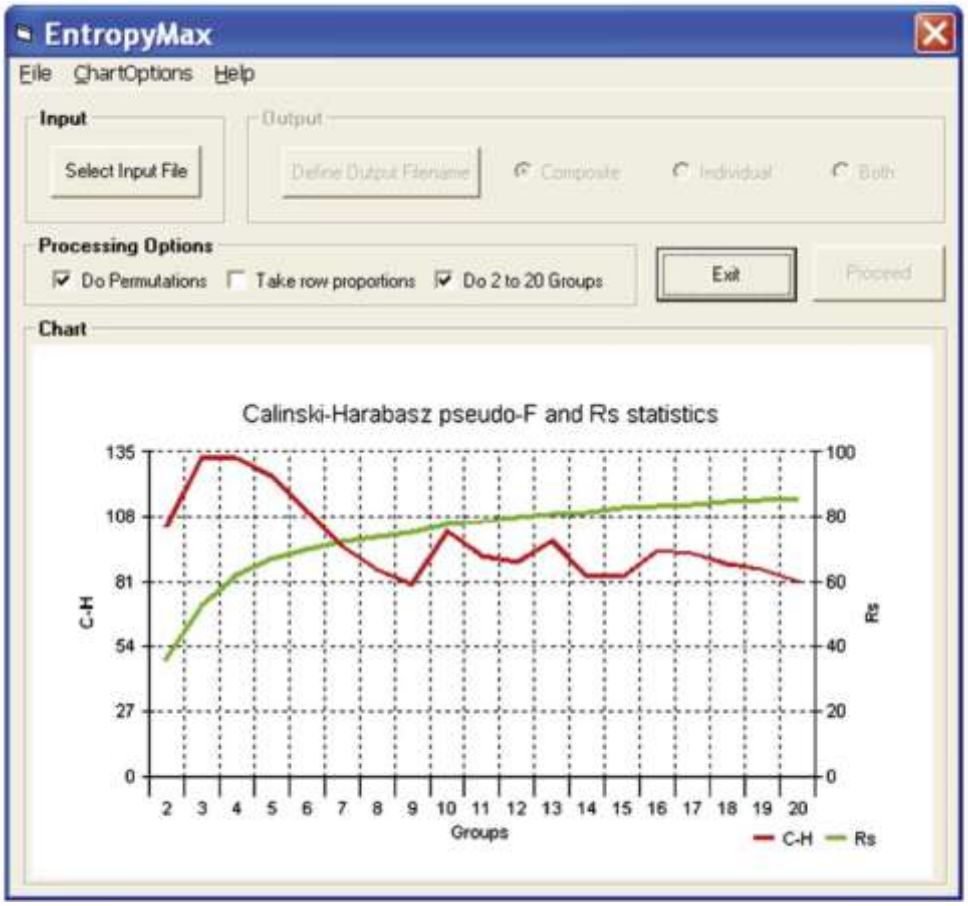


Figura 44. Il grafico rappresenta un esempio dei valori di Rs e C-H.

Alla fase di analisi granulometrica è seguita una fase di analisi delle riprese video raccolte assieme ai campioni di sedimento. I video sono stati esaminati al computer e da questi, per ogni stazione di campionamento, è stata estratta un'immagine significativa grazie alla funzione "schermata" (*take snapshot*) del software VLC media player. Purtroppo le immagini non risultano essere particolarmente nitide, probabilmente perché la custodia di plastica che conteneva la fotocamera era appannata; però dalle immagini che sono state ricavate è comunque possibile comprendere la composizione del substrato. Alla riprese video subacquee è stata accompagnata la produzione di un file in formato vettoriale (*shape file*) contenente la collocazione dei punti campionati.

4. RISULTATI

4.1. Risultati dell'analisi dei dati batimetrici

Dall'analisi dei dati batimetrici è stato possibile costruire un modello di altimetria digitale (DEM - Digital Elevation Model) dell'area di studio per tutti e tre gli anni in cui sono state effettuate le campagne MBES (Figura 45).

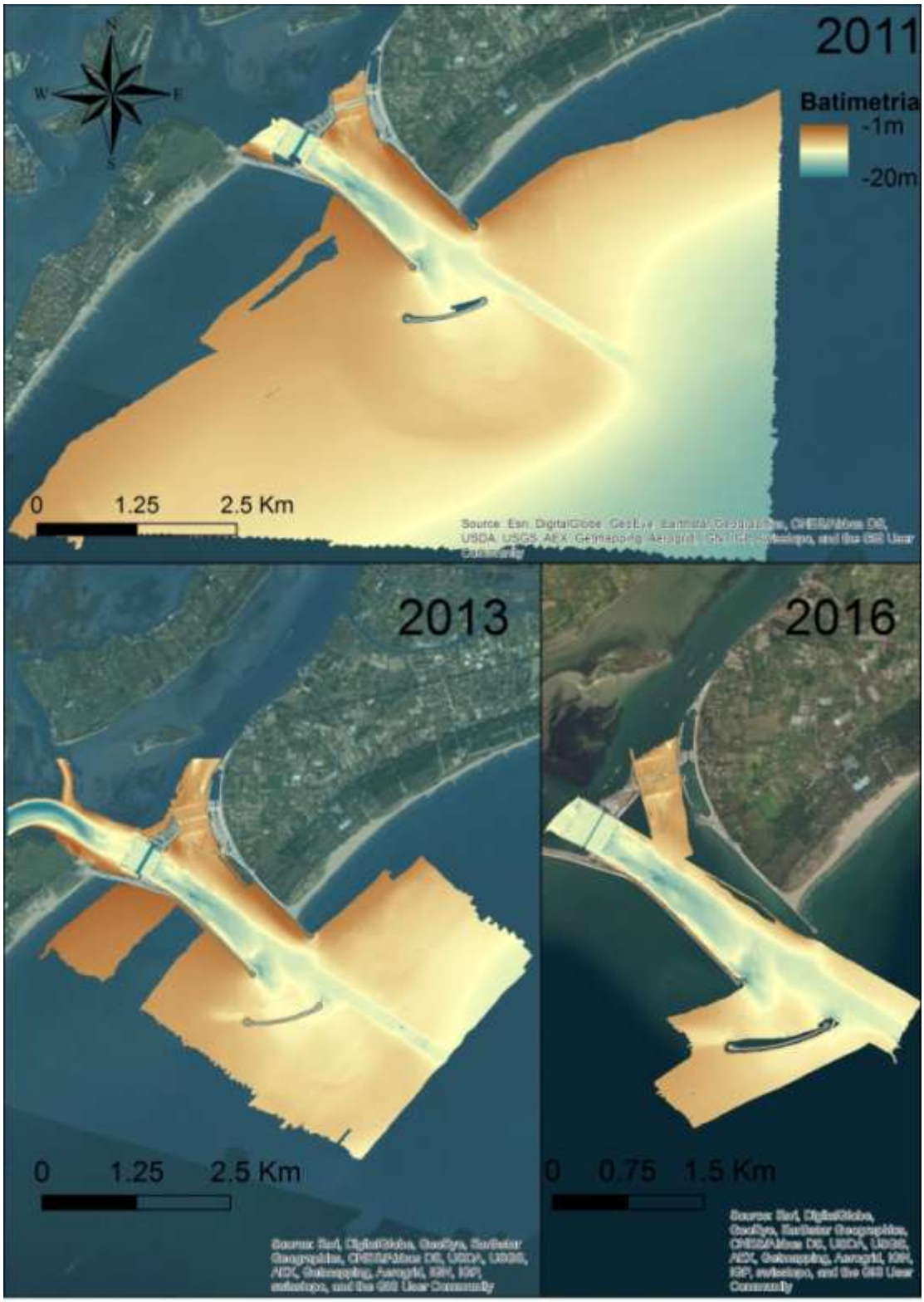


Figura 45. Batimetria (DEM) della bocca di porto di Lido per gli anni 2011, 2013 e 2016 sovrapposta ad un'immagine satellitare.

Le mappe rappresentano i valori batimetrici in una scala cromatica continua, dal blu per le aree più profonde, al marrone per quelle meno profonde. In Figura 1 è possibile notare che la batimetria riporta dei valori che vanno da -1 m a -20 m, impostati manualmente.

L’operazione è stata possibile anche se ognuno dei tre dataset presentava valori di profondità massima molto più elevati (-26.69 m per il 2011, -48.45 m per il 2013 e -45.19 m per il 2016). Questi valori così elevati sono stati identificati, dopo un'analisi degli istogrammi di frequenza, come degli outliers, quindi non rappresentativi, ma causati da un errore strumentale (Figura 46).

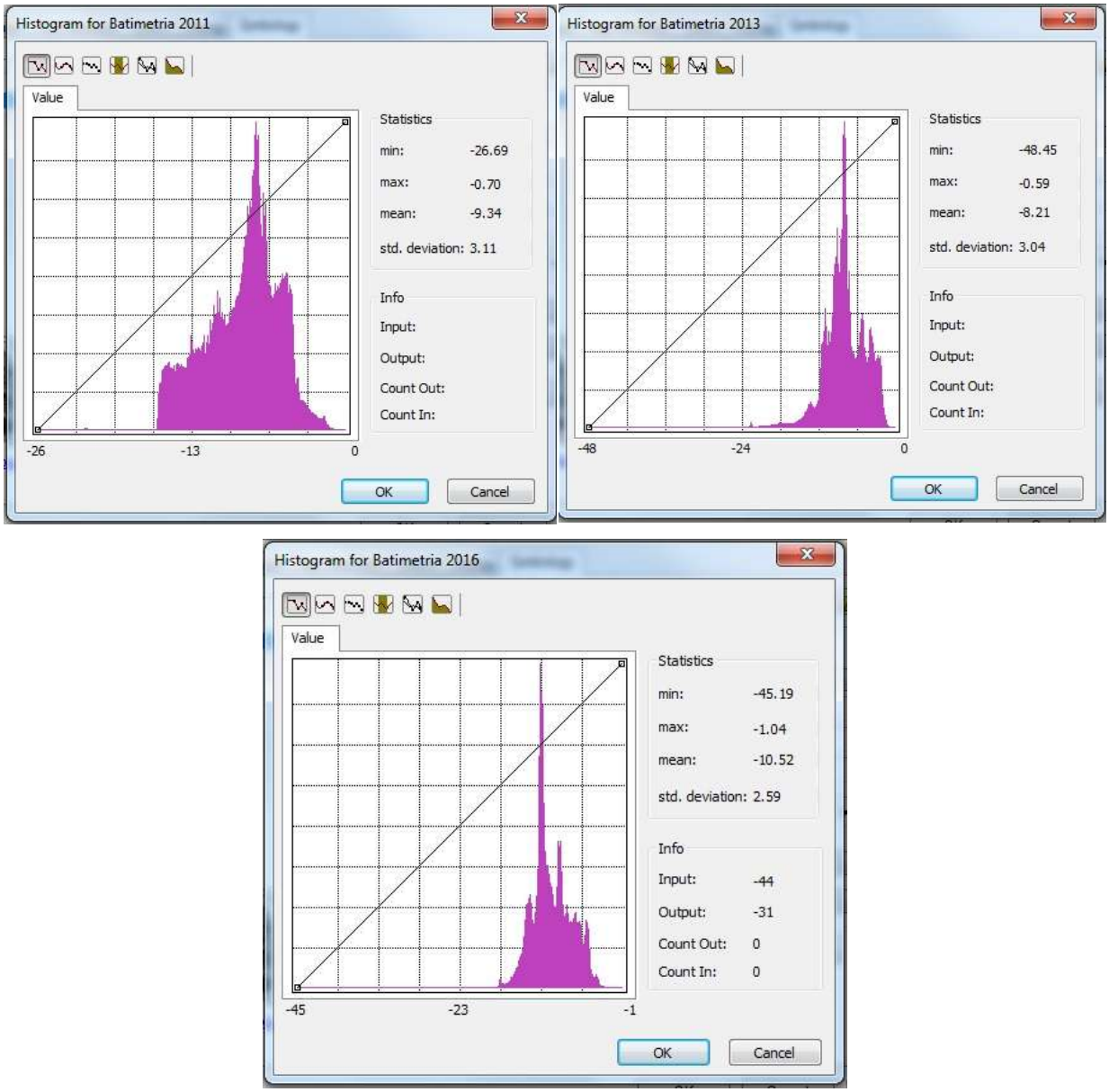


Figura 46. Istogrammi dei valori di batimetria per gli anni 2011, 2013 e 2016.

Inoltre, dall'analisi degli istogrammi in Figura 46, è possibile vedere come l'area della bocca di porto di Lido sia interessata da dati di batimetria molto eterogenei. Le aree che presentano le profondità maggiori sono quelle in corrispondenza della parte sud della bocca di porto, mentre le profondità minori si registrano lungo il lato nord dell'*inlet*.

Da un'analisi visiva è possibile notare che le aree interessate dal rilievo MBES sono differenti per i tre anni di indagine: 37 km^2 per il 2011, 15 km^2 per il 2013 e 4.1 km^2 per il 2016. In particolare, si osserva come nel 2011 l'area indagata si estenda anche al di fuori della bocca di porto, comprendendo l'intero *ebb tidal delta* fino ad una distanza di 5,5 km dalla costa. Nel 2013 la superficie esplorata esternamente alla bocca di porto ha un'estensione minore e comprende invece, una parte dei canali interni alla laguna. Per il rilievo del 2016 si sono indagate le zone più dinamiche dell'*inlet*, ovvero il canale interno e la parte esterna immediatamente adiacente alle strutture del MOSE.

Per poter confrontare le variazioni delle diverse morfologie presenti, si sono utilizzati i raster delle batimetrie dei tre anni e attraverso il tool *Raster calculator* si è proceduto al calcolo delle differenze di quota (Δz). In questo modo è stato possibile produrre delle mappe che evidenziassero le aree in erosione e quelle in deposizione (Figura 47).

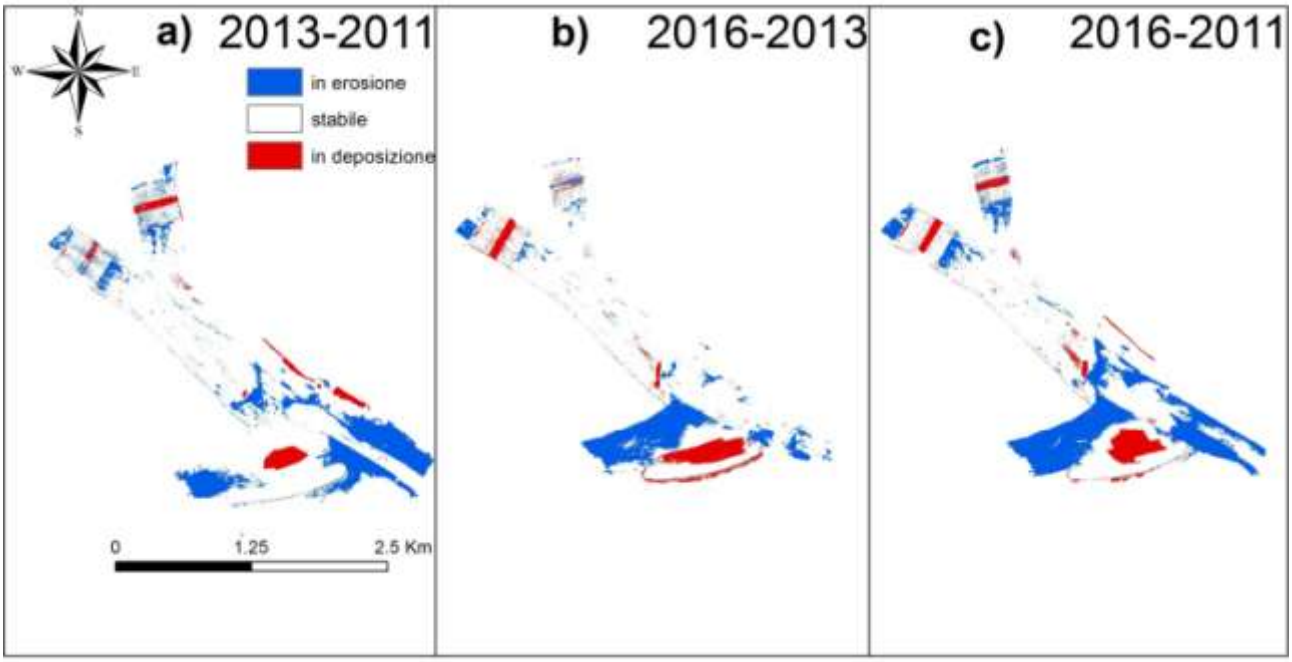


Figura 47. In figura vengono evidenziate in rosso le aree in deposizione (Δz >-0.4 m), in blu le aree in erosione (Δz <-0.4 m) e in bianco le aree che sono rimaste sostanzialmente stabili (-0.4≤ Δz ≤ 0.4 m) nel corso del periodo temporale indicato in alto a destra di ogni figura. Il valore della stabilità è stato scelto nell'intervallo -0.4 ≤ Δz ≤ 0.4 m per rimanere all'interno dell'errore strumentale.

In Figura 47, da sinistra verso destra, sono raffigurate le differenze riscontrate tra gli anni 2013 - 2011, 2016 - 2013, 2016 - 2011. Il calcolo della differenza tra i raster batimetrici ha evidenziato una differenza media di -0.275 m per il 2013-2011, di -0.095 m per il 2016-

2013, di -0.289 m per il 2016-2011. Per meglio visualizzare i cambiamenti avvenuti, le differenze sono state raggruppate in tre classi: in rosso le aree in deposizione (Δz >-0.4 m), in blu quelle in erosione (Δz <-0.4 m) ed in bianco quelle che sono rimaste sostanzialmente stabili negli anni (-0.4≤ Δz ≤0.4 m). Nel periodo 2011-2013 (Fig. 47a) è evidente un'area in erosione lungo la parte esterna della bocca di porto, verso mare, e all'estremità sud della lunata frangiflutti. Si nota invece un'area di deposizione proprio alle spalle della lunata frangiflutti, verso la laguna. Nell'intervallo di tempo 2013-2016 (Fig. 47b) l'erosione si concentra sempre verso mare nell'area immediatamente esterna alla bocca di porto, soprattutto a sud, mentre la deposizione continua ed aumenta, in particolar modo nell'area della lunata. Infine, è possibile notare che nei 5 anni oggetto di questo studio (Figura 47c), sono in evidente aumento le aree in erosione rispetto a quelle in deposizione. Infatti, le uniche zone in cui è presente deposizione sono lungo il lato laguna della lunata frangiflutti e in prossimità dell'estremità del molo foraneo situato a sud, mentre l'erosione prevale in quasi tutte le aree esterne alla bocca di porto ed in prossimità delle strutture posizionate per il MoSE. Le rimanenti aree risultano in una condizione di stabilità.

4.1.1. Mappe delle forme di fondo

Per studiare la geomorfologia del fondale si è partiti da un'identificazione manuale delle morfologie presenti, cioè da un lavoro svolto senza l'aiuto di metodi automatici, per disegnare le principali morfologie visibili, attraverso l'osservazione dei layer di batimetria e di esagerazione verticale (hillshade) sovrapposti. Questa operazione ha evidenziato una serie di forme di fondo all'interno dell'area di studio (Figure 48 e 49).

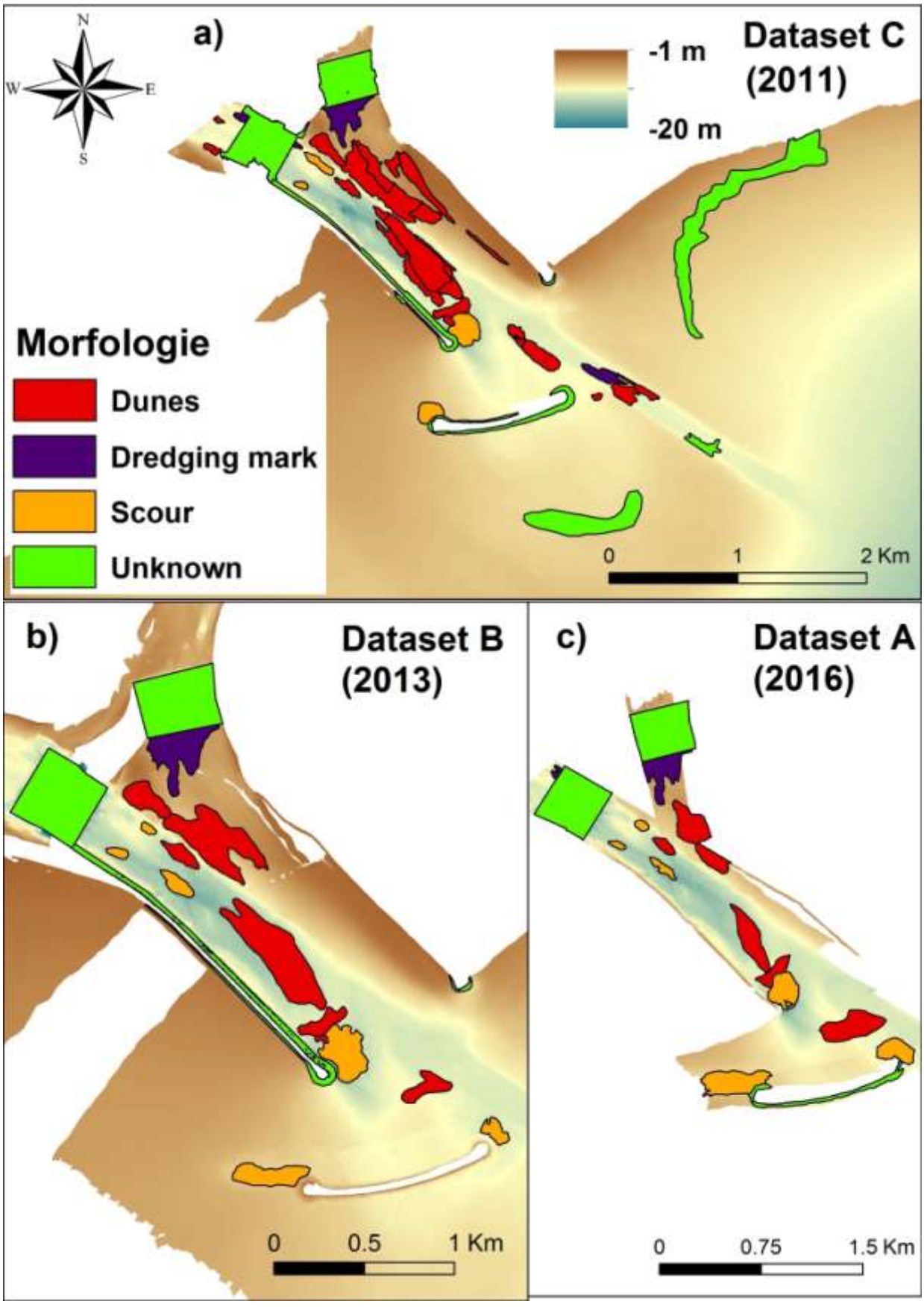


Figura 48. Forme di fondo disegnate manualmente per ognuno dei 3 anni oggetto dello studio: a) dataset C (2011); b) dataset B (2013) e c) dataset A (2016).

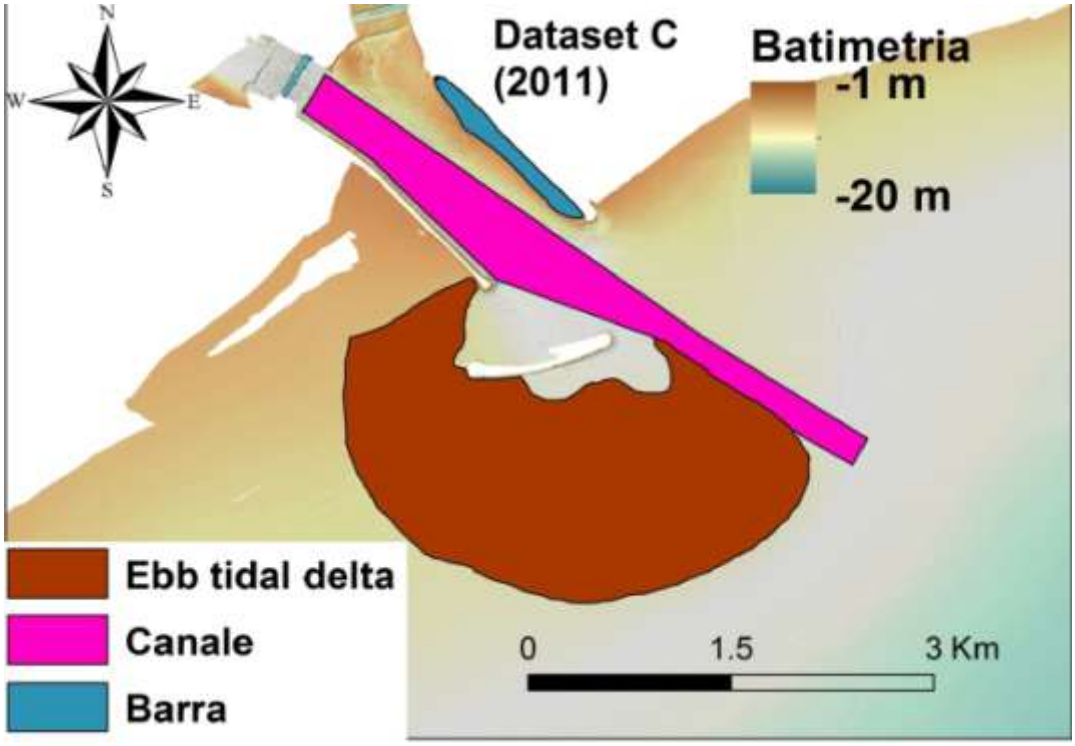


Figura 49. Forme di fondo disegnate manualmente per il dataset C (2011).

4.1.1.1. Dataset C (2011)

La bocca di porto di Lido è caratterizzata dalla presenza di una grande varietà di forme di fondo, di origine naturale ed antropica (Figura 48a e Figura 49). La zona esterna dell'*inlet*, lato mare, presenta tendenzialmente una superficie piatta, caratterizzata dall'assenza di morfologie evidenti, che va lentamente, da terra a mare, verso profondità sempre più elevate. La profondità massima rilevata, ai limiti dell'area di indagine, è di 16.6 m. La forma più chiaramente visibile in questo settore è *l'ebb tidal delta* (colore marrone) localizzato a sud del canale tidale che mette in comunicazione il mare aperto con la laguna (Figura 49 e Figura 50a).

Altra forma visibile in questa zona è una piccola depressione erosiva (*scour* - Figura 48a colore arancione e Figura 50b), ancora all'inizio della sua formazione, sul lato sud della lunata frangiflutti.

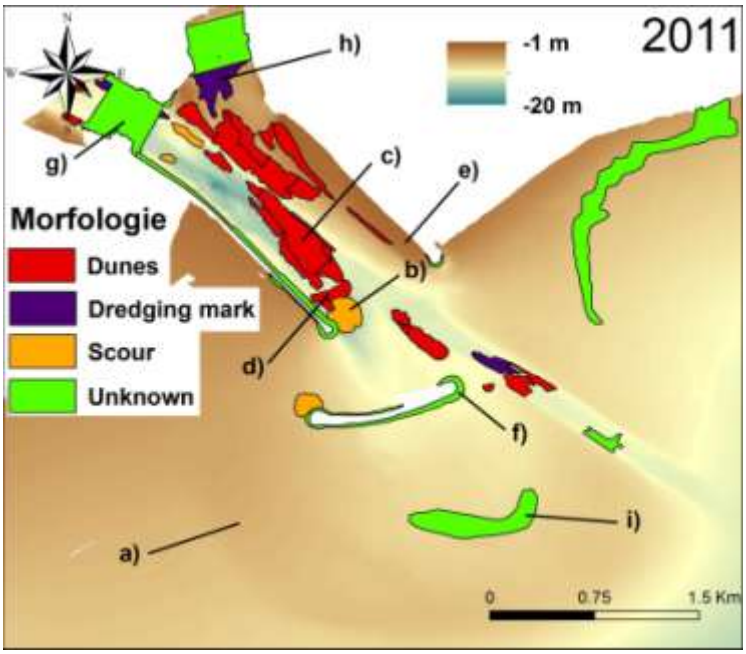
L'interno della bocca di porto risulta, invece, la zona in cui si concentra la maggior parte delle morfologie. Nettamente dominante è la presenza di dune e campi di dune (Figura 48a colore rosso e Figura 50c), che possiamo trovare sia nella parte più profonda del canale, a sud, sia nella parte caratterizzata da profondità minori, a nord. Le dune sono

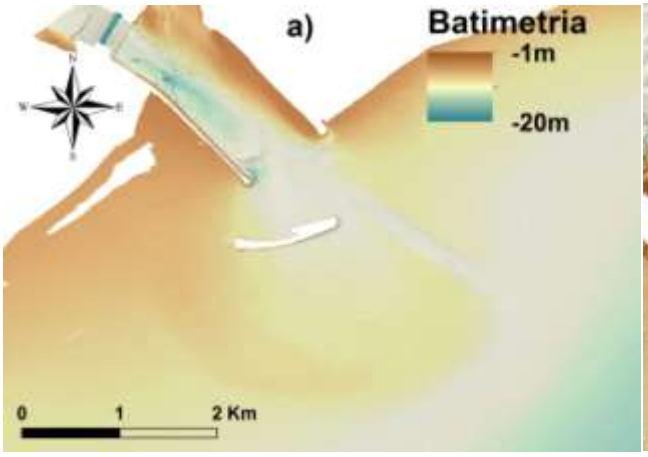
delle grandi forme di fondo, ubiquitarie nei moderni ambienti sabbiosi, dove le profondità delle acque sono maggiori di 1 m e la granulometria del sedimento è maggiore di 0.15 mm (sabbia molto fine). Esse sono degli accumuli di sedimento sabbioso che si sviluppano trasversalmente rispetto alla direzione della corrente, e si distinguono dai *ripples* per le maggiori dimensioni (Ashley, 1990).

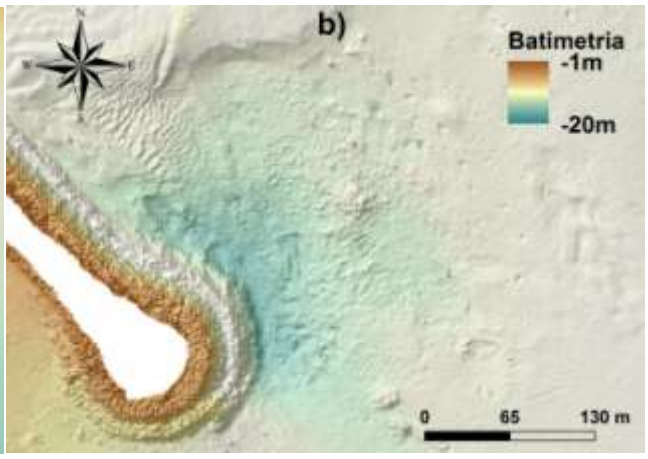
Alcuni campi di dune si trovano anche nella parte esterna alla bocca di porto, sempre però lungo o in prossimità del canale dragato. In totale, i campi di dune individuati con questo studio manuale sono 24, tutti posizionati trasversalmente rispetto alla direzione della corrente. Da notare, inoltre, la presenza di un'unica grande duna posizionata all'ingresso della bocca di porto dal lato sud, in prossimità dell'estremità del molo foraneo (Figura 50d). Sempre all'interno dell'inlet sono stati trovati altri 3 *scours*, di cui il più grande è quello rilevabile all'estremità della diga foranea sud.

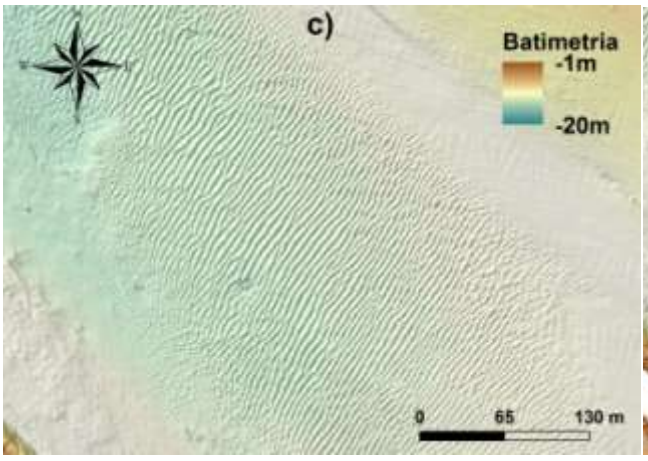
Nella parte nord della bocca di porto, a ridosso dell'altra diga foranea, si individua una barra, una forma deposizionale (Figura 49 colore azzurro e Figura 50e).

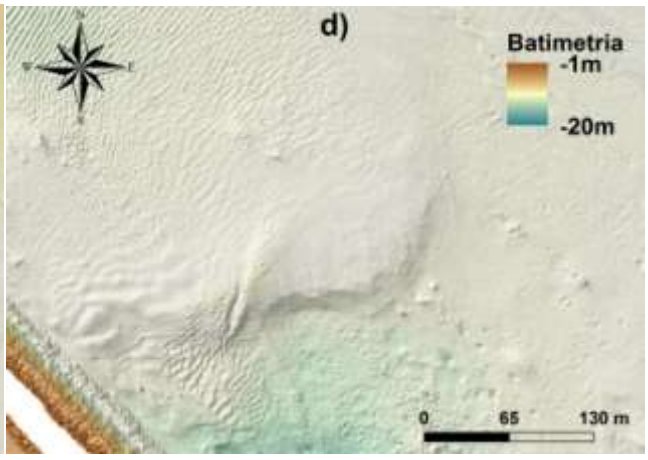
Le forme denominate come sconosciute (*unknown* - Figura 48 colore verde) possono essere suddivise in due gruppi: il primo comprende la conformazione situata a ridosso del litorale di Cavallino e quella posizionata oltre la lunata frangiflutti, verso mare (Figura 50i). Purtroppo, data la minore estensione dei rilievi per gli anni successivi, non è stato possibile verificare se queste fossero ancora presenti. Le forme appartenenti al secondo gruppo, sono state tutte generate da intervento antropico. Generalmente si tratta di massi a sostegno delle dighe foranee e della lunata frangiflutti (Fig. 50f) e di strutture posizionate per la costruzione del MoSE (Figura 50g). L'azione dell'uomo ha generato anche i solchi dovuti al dragaggio del canale (*dedging marks* - Figura 48 colore viola e figura 50h).


2011
-1 m
-20 m
h)
g)
c)
e)
b)
d)
f)
i)
a)
Morfologie
Dunes
Dredging mark
Scour
Unknown
0
0.75
1.5 Km


a)
Batimetria
-1m
-20m
0
1
2 Km


b)
Batimetria
-1m
-20m
0
65
130 m


c)
Batimetria
-1m
-20m
0
65
130 m


d)
Batimetria
-1m
-20m
0
65
130 m

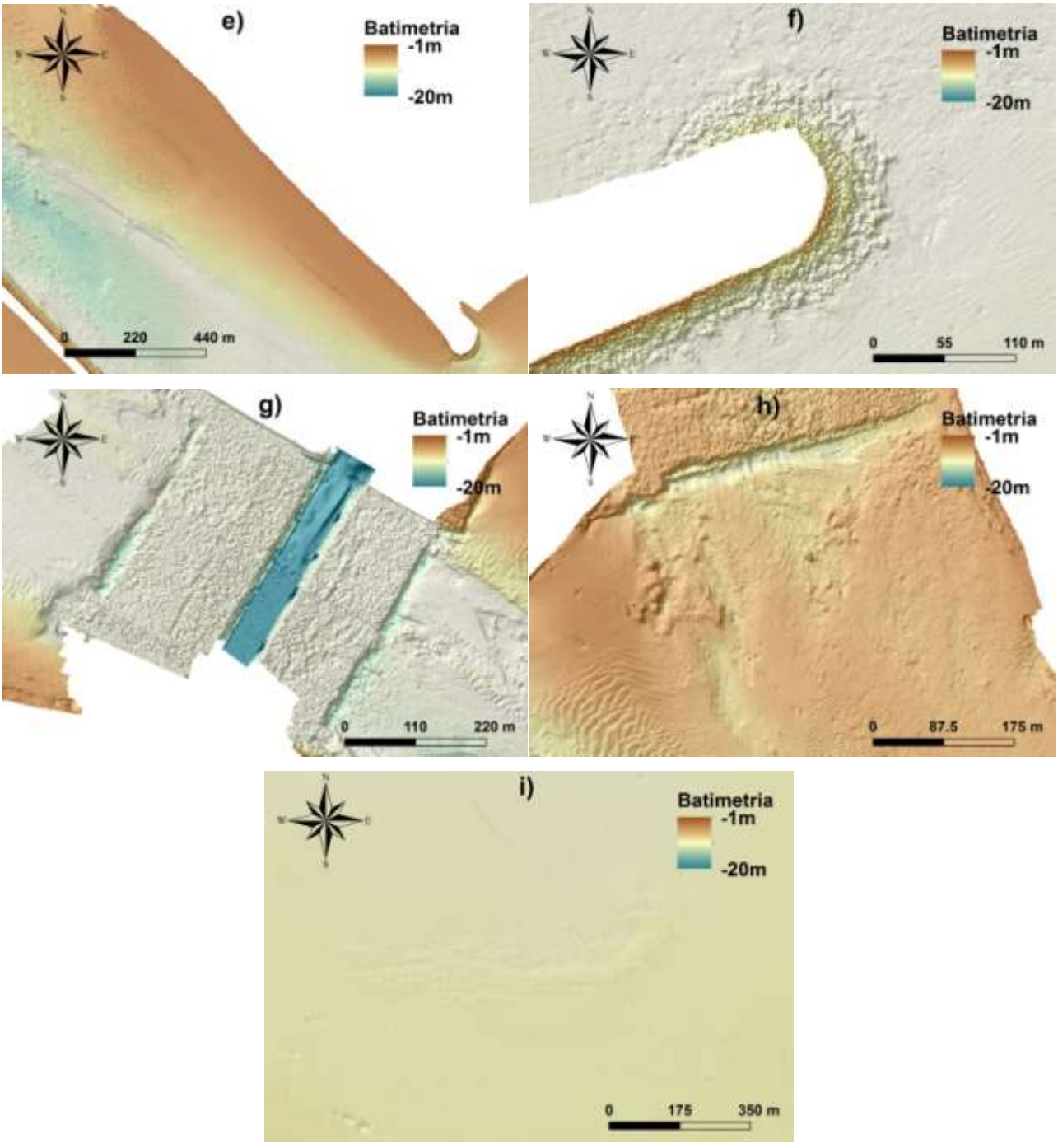


Figura 50. Dettaglio delle morfologie individuate; a) ebb tidal delta, b) *scour*, c) campo di dune, d) grande duna, e) barra, f) massi, g) strutture del MoSE, h) solchi dovuti al dragaggio, i) sconosciuto.

4.1.1.2. Dataset B (2013)

Le forme di fondo individuate dall'approccio manuale diminuiscono notevolmente rispetto all'anno 2011 (Figura 48b). Rimangono le strutture generate da intervento antropico (Figura 48b, viola e verde). Vengono trovati in totale 6 *scours* (Figura 48b, arancio): due

posizionati alle due estremità della lunata frangiflutti, uno all'ingresso della bocca di porto dal lato sud, e tre all'interno.
I campi di dune (Figura 48b, rosso), tutti presenti all'interno della bocca di porto ad eccezione di uno, che è posizionato poco all'esterno, sono in totale sei a cui si somma la grande duna posta all'imboccatura dell'inlet.

4.1.1.3. Dataset A (2016)

Le tipologie di morfologie identificate sono ancora le stesse: troviamo sempre le strutture del MoSE, i massi posizionati a sostegno della lunata frangiflutti (Figura 48c, verde) e alcuni solchi dovuti al dragaggio del canale (Figura 48c, viola). Vengono individuati i medesimi 6 *scours* (Figura 48c, arancio) riconosciuti per il dataset B. Cinque sono invece i campi di dune trovati (Figura 48c, rosso), tutti posizionati all'interno dell'inlet, tranne uno che si trova di poco all'esterno, ai quali si aggiunge la grande duna presente in tutti i dataset.

4.1.2. Scours

Gli *scours* analizzati dopo l'identificazione manuale sono sei e la loro localizzazione è evidenziata in (Figura 51).

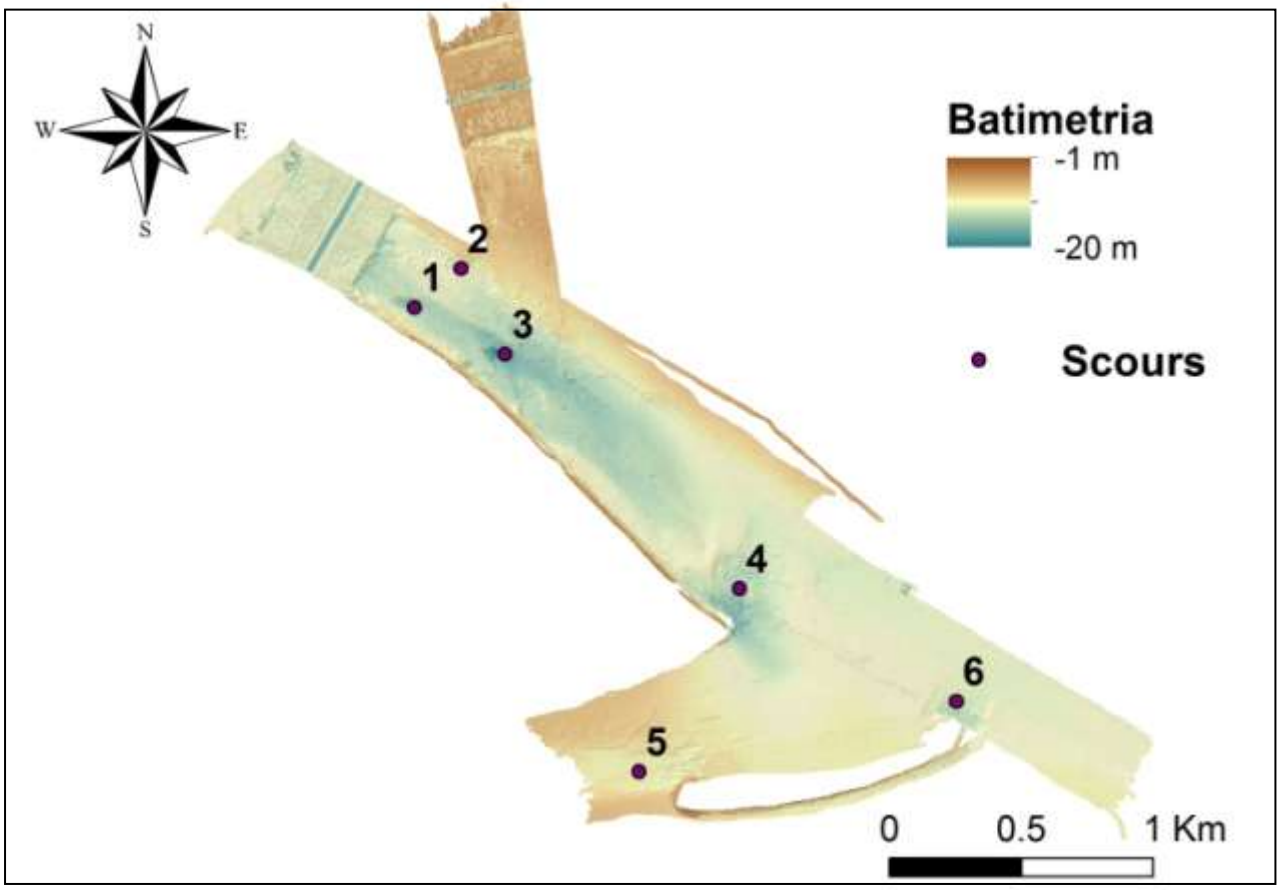


Figura 51. Posizionamento degli *scours* alla bocca di porto di Lido.

Gli *scours* 1, 2 e 3 sono collocati all'interno della bocca di porto, lungo il lato sud; lo *scour* 4 è situato all'estremità del molo foraneo sud, con il quale confina, mentre gli *scours* 5 e 6 sono posti ai lati della lunata frangiflutti, rispettivamente a sud e a nord. Per identificare in modo automatico questi elementi morfologici si è utilizzato il BPI (Benthic Position Index) del BTM, scegliendo per ciascuno scour i valori di *inner radius, outer radius* e la classe più adatta, riportati in Tabella 3.

Tabella 3. Protocollo di identificazione *scours*

Morfologia	Valori broad BPI (inner radius; outer radius)	Classe BPI utilizzata
Scour 1	15; 250	Classe A
Scour 2	15; 500	Classe B
Scour 3	15; 150	Classe A
Scour 4	15; 250	Classi A e B
Scour 5	15; 500	Classe C
Scour 6	15; 250	Classe B

Una volta individuate le depressioni di interesse è stato possibile identificarne i cambiamenti di forma durante gli anni (Figura 52), nonché calcolare area e volume per ognuna di esse (Tabella 4).

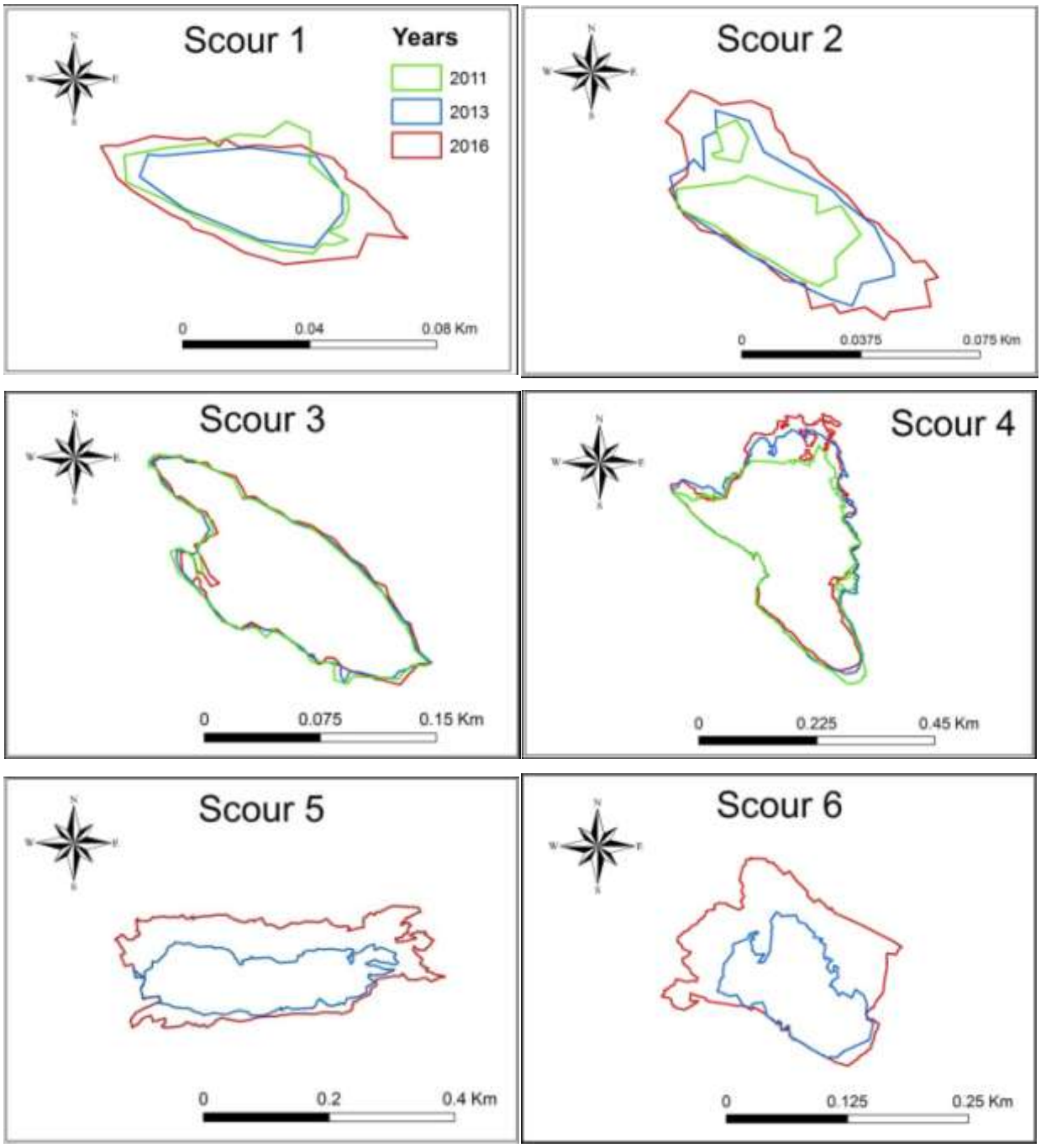


Figura 52. Cambiamento di forma degli *scours* durante i 5 anni oggetto dello studio.

Tabella 4. Aree e differenze volumetriche degli scours durante i 5 anni oggetto dello studio.

	area 2011 (m^2)	area 2013 (m^2)	area 2016 (m^2)	differenza volume 2013-2011 (m^3)	differenza volume 2016-2013 (m^3)	differenza volume 2016-2011 (m3)
scour 1	1747	1364	2329	-222	302	-100
scour 2	1150	2036	2891	-583	-303	-1210
scour 3	11265	11144	11115	-1429	276	-1095
scour 4	74620	85616	83406	-31397	-17594	-51982
scour 5	0	32257	66337	-58306	-40040	-130607
scour 6	0	12322	27641	-21883	-18708	-58137

Dalla Figura 52 si può vedere come l'unico *scour* rimasto di forma pressoché invariata sia il n. 3, mentre per tutti gli altri è visibile un cambiamento. Gli *scours* 5 e 6 non esistevano durante il primo anno di rilievi (2011), ma sono comparsi successivamente, cambiando notevolmente forma e dimensioni nel tempo. Le loro aree raddoppiano dal 2013 al 2016, passando rispettivamente da 32257 m^2 a 66337 m^2, e da 12322 m^2 a 27641 m^2. Nel grafico in Figura 53 è rappresentata l'evoluzione delle depressioni delle tre aree. L'incremento netto si rileva negli *scours* di neoformazione 5 e 6, ad una velocità di 13662 m^2/anno e 5615.5 m^2/anno. Lo *scour* 4, che all'inizio di questo studio era già presente, si mantiene invece piuttosto stabile, tanto che, dopo un aumento iniziale, la sua area inizia a diminuire.

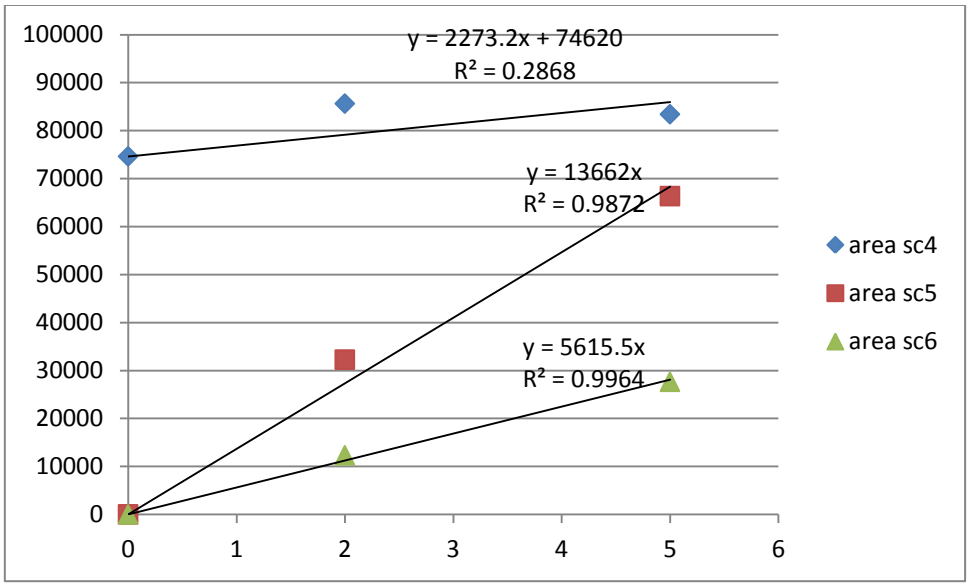


Figura 53. Grafico relativo all'andamento dell'area occupata dagli *scours* 4, 5 e 6. In ascissa viene indicato il numero di anni trascorsi dalla campagna del primo dataset.

Anche la differenza di volume per gli *scours* 5 e 6 (Tabella 4) dimostra una marcata erosione, con 130607 m^3 di sedimento eroso dal 2011 al 2016 per lo scour 5 e con 58136 m^3 per lo scour 6. Notevole perdita di sedimento nei 5 anni studiati si rileva anche nello *scour* 4 (-51982 m^3), anche se l'aumento dell'estensione non è così marcato come per i due citati in precedenza.

4.1.3. Grande duna

Molto spesso, negli ambienti sottomarini non si riscontra la presenza di singole dune, ma di una serie e solitamente si preferisce studiarle come insieme (campo di dune) poiché non risulta rappresentativo analizzarle singolarmente (Van Dijk et al., 2008). Quindi la presenza di una singola grande duna all'imboccature dell'inlet, in prossimità del molo foraneo sud (Figura 54), è un caso molto particolare ed anomalo.
Anche per riconoscere e descrivere questa morfologia si è ricorsi al procedimento automatico di esecuzione dell'algoritmo BPI.

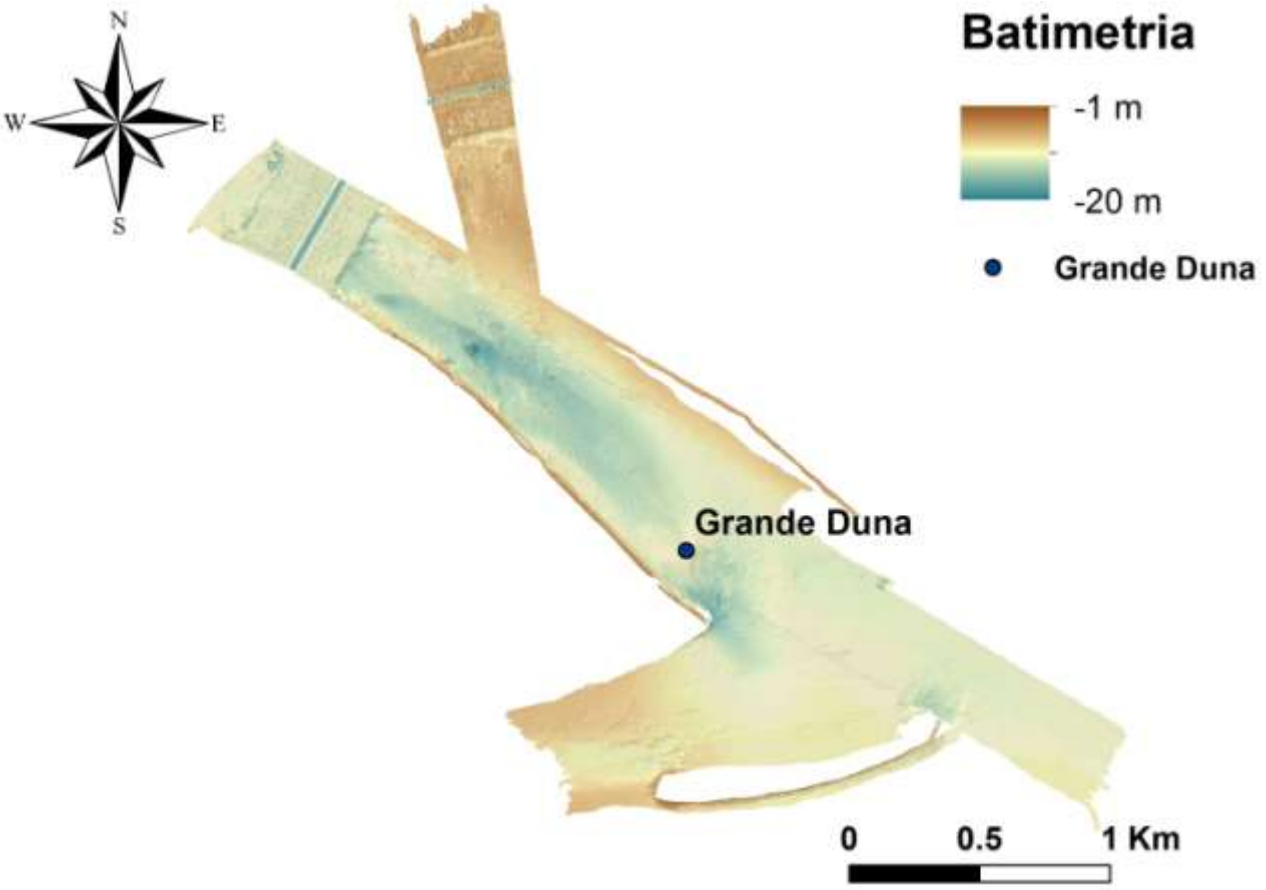


Figura 54. Mappa batimetrica e ubicazione della grande duna.

I valori dell'algoritmo broad BPI che hanno identificato al meglio questa morfologia sono riportati in Tabella 5.

Tabella 5. Protocollo di identificazione grande duna.

Morfologia	Valori BPI (inner radius; outer radius)	Classe BPI utilizzata
Grande duna	15; 150	Classe D (2011 e 2013), Classe E (2016)

Anche per la grande duna è stata estratta automaticamente la forma per ognuno dei dataset (Figura 55) e sono stati calcolati area e volume (Tabella 6).

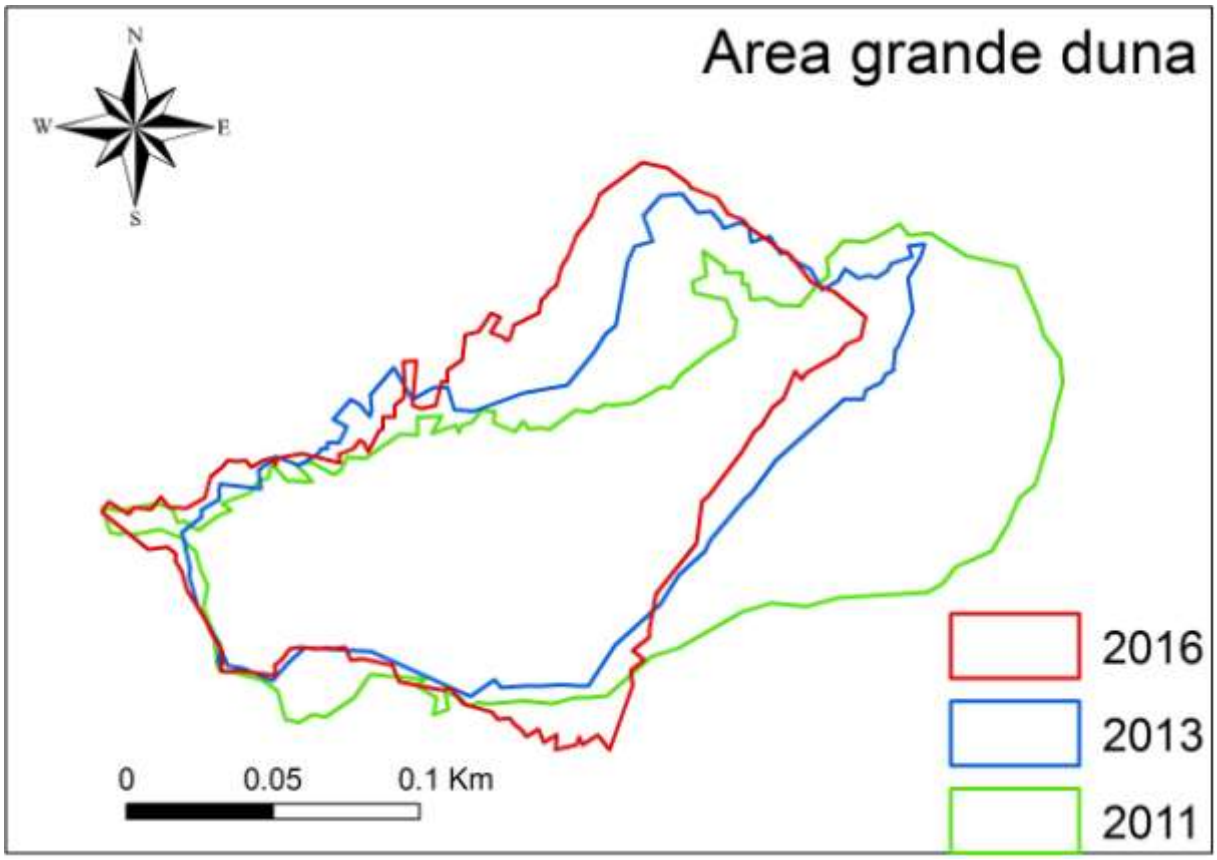


Figura 55. Variazione di forma della grande duna durante i 5 anni oggetto dello studio.

La forma della duna è cambiata dal 2011 ad oggi, arretrando e mutando il suo orientamento da Ovest-Est nel 2011 a SudOvest-NordEst nel 2016 (Figura 56a). Anche le zone a pendenza più elevata sono aumentate negli anni (Figura 56b).

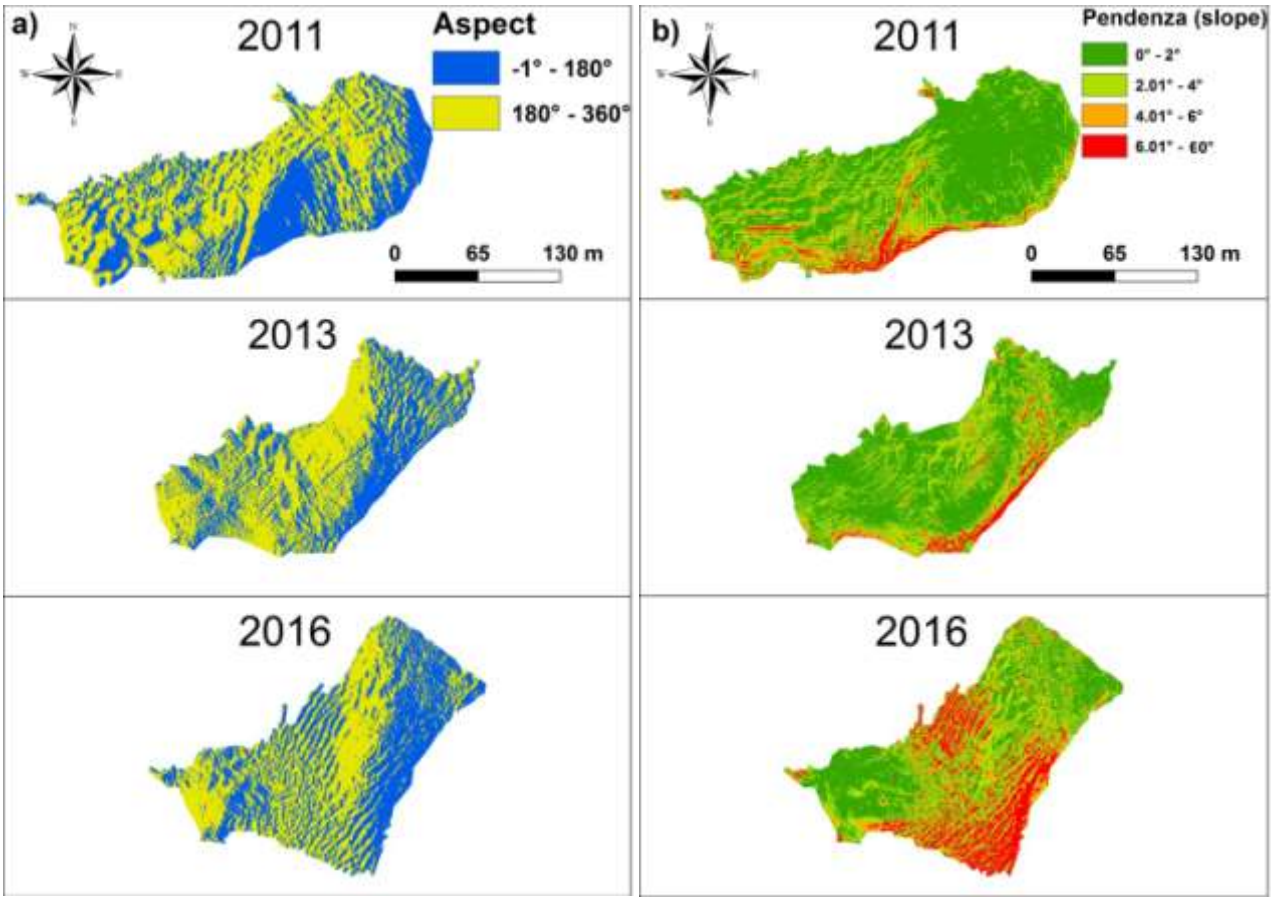


Figura 56. a) Evoluzione dell'aspetto (*aspect*) e b) della pendenza (*slope*) della grande duna durante lo studio.

Tabella 6. Aree e differenze volumetriche della grande duna durante i 5 anni.

	area 2011 (m^2)	**area 2013 (m^2)**	**area 2016 (m^2)**	**differenza volume 2013-2011 (m^3)**	**differenza volume 2016-2013 (m^3)**	**differenza volume 2016-2011 (m3)**
Grande duna	27543	20702	22744	-2506	5578	3389

Dai calcoli di area e volume è possibile notare che l'area di questa morfologia è diminuita dal 2011 al 2013, passando da 27543 m^2 a 20702 m^2, per poi aumentare nuovamente nel 2016 (22744 m^2). Dalle differenze volumetriche si riscontra una perdita di sedimento nel biennio 2011-2013 (2506 m^3), mentre per il triennio successivo si evidenzia un accumulo di materiale di 5578 m^3, per un bilancio sedimentario netto, nel quinquennio 2011-2016, pari a +3389 m^3.

4.1.4. Campi di dune

Le dune sono degli accumuli di sedimento sabbioso, che si trovano disposti in genere trasversalmente rispetto al verso della corrente (Ashley, 1990). Molto spesso, però, come detto nel paragrafo precedente, negli ambienti sottomarini non si riscontra la presenza di singole dune, ma di una serie di esse, che presentano delle caratteristiche omogenee (campo di dune). Poiché diventa difficoltoso e non rappresentativo studiarle singolarmente, si preferisce analizzarne l'insieme. I parametri che vengono utilizzati sono (Figura 57): la lunghezza d'onda (λ), ossia la lunghezza del segmento che collega due truogoli (T) consecutivi e l'altezza (H), cioè la lunghezza del segmento che parte dalla cresta (C) e si congiunge perpendicolarmente a questa linea (Van Dijk et al., 2008).

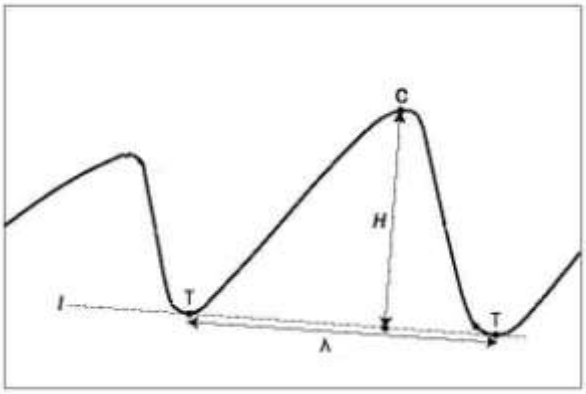


Figura 57. Definizione di alcuni parametri di una duna (Van Dijk et al., 2008).

In Figura 58 sono evidenziati tutti i campi di dune trovati nei tre dataset attraverso un'identificazione manuale. Per ogni dataset, i campi di dune sono stati numerati e ai numeri è stata anteposta la lettera corrispondente al dataset analizzato.

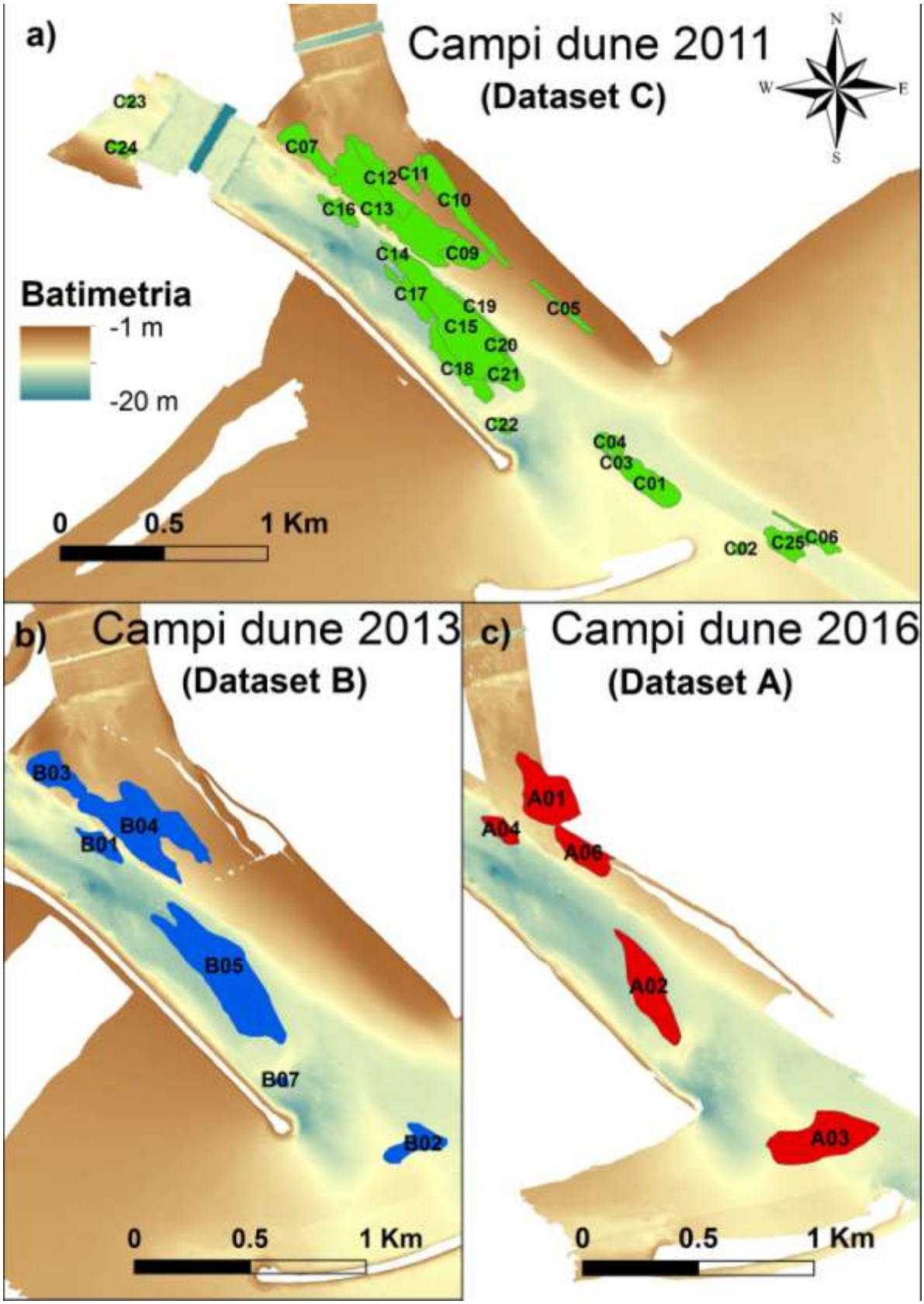


Figura 58. Campi di dune identificati manualmente. a) Con la lettera C sono indicati quelli relativi al dataset C (2011); b) con la lettera B quelli relativi al dataset B (2013) e c) con la lettera A quelli relativi al dataset A (2016).

Per ogni campo di dune è stato tracciato un transetto da cui si è stata estratta la lunghezza d'onda media (λ), l'altezza media (H), la dimensione di sviluppo trasversale e la profondità media in cui si trova. Con il software ArcGIS è stato possibile calcolare, in modo automatico, l'area occupata da ogni campo e di conseguenza anche l'area totale occupata nel corso degli anni.

Nell'anno 2011 (Figura 58a) sono stati trovati 24 campi di dune, che occupano un'area totale di 547538 m^2. Il campo di dune più grande è C15, con un'area di 107879 m^2. La loro lunghezza d'onda varia da 3 m a 15 m, con una media di 7.17 m. L'altezza varia da 0.1 m a 0.4 m, con una media di 0.22 m (Tabella 7).

Nel 2013 (Figura 58b) i campi di dune si riducono a 6, con lunghezza d'onda che varia da 6 m a 20 m, con una media di 10.33 m. In altezza mutano da 0.1 m a 0.5 m, in media 0.24 m. L'area totale occupata è di 294070 m^2, ed il campo più grande è B05, con un'estensione di 124313 m^2 (Tabella 8).

Nel 2016 (Figura 58c) i campi di dune diventano 5, l'area totale occupata è di 212461 m^2, ed il campo più grande è A03, con 68919 m^2. La lunghezza d'onda spazia da 5 m a 10 m, per una media di 8.4 m. L'altezza è tra 0.15 m e 0.6 m, in media 0.27 m (Tabella 9).

Tabella 7. Valori misurati per i campi di dune attraverso l'identificazione manuale per il dataset C (2011)

Campo di dune	λ (m)	Sviluppo trasversale (m)	H (m)	Profondità dell'acqua (m)	Area (m^2)
C01	10	100	0.25	11	33996
C02	10	70	0.3	10	3269
C03	6	50	0.15	11.6	3458
C04	5	90	0.15	11.8	9927
C05	7	25	0.25	3.8	9471
C06	10	50	0.3	11	12025
C07	15	80	0.4	7	27455
C09	6	130	0.15	6	22162
C10	5	100	0.25	3.5	42202
C11	8	100	0.15	4.8	11399
C12	7	55	0.2	6.5	33762
C13	4	140	0.2	8	104550
C14	5	50	0.15	13.6	6337
C15	5	220	0.3	13.4	107879
C16	10	70	0.4	13	12828
C17	4	55	0.1	15	17423
C18	3	50	0.15	13.5	25986
C19	4	17	0.15	12	6872
C20	7	45	0.2	12	4267
C21	10	110	0.2	12	17681
C22	9	50	0.3	12.5	4658
C23	5	40	0.1	10.2	2405
C24	9	35	0.15	9	6366
C25	8	140	0.2	11.5	21160

Tabella 8. Valori misurati per i campi di dune attraverso l'identificazione manuale per il dataset B (2013).

Campo di dune	λ (m)	Sviluppo trasversale (m)	H (m)	Profondità dell'acqua (m)	Area (m^2)
B01	10	80	0.5	12.5	14164
B02	10	210	0.15	11.9	22223
B03	20	100	0.2	6.5	29028
B04	8	220	0.2	7	102144
B05	6	200	0.3	13.8	124313
B07	8	40	0.1	12	2196

Tabella 9. Valori misurati per i campi di dune attraverso l'identificazione manuale per il dataset A (2016).

Campo di dune	λ (m)	Sviluppo trasversale (m)	H (m)	Profondità dell'acqua (m)	Area (m^2)
A01	10	160	0.2	7	52040
A02	5	100	0.2	12	54514
A03	10	180	0.2	11	68919
A04	10	65	0.6	12	11297
A06	7	100	0.15	7.5	25692

Nel grafico in Figura 59 è presente la curva che interpola i dati relativi all'area totale occupata dai campi di dune nei cinque anni esaminati. Dal 2011 al 2013 quest'area diminuisce al ritmo di 126734 m^2/anno, mentre nel periodo 2013-2016 la velocità si riduce a 27202 m^2/anno.

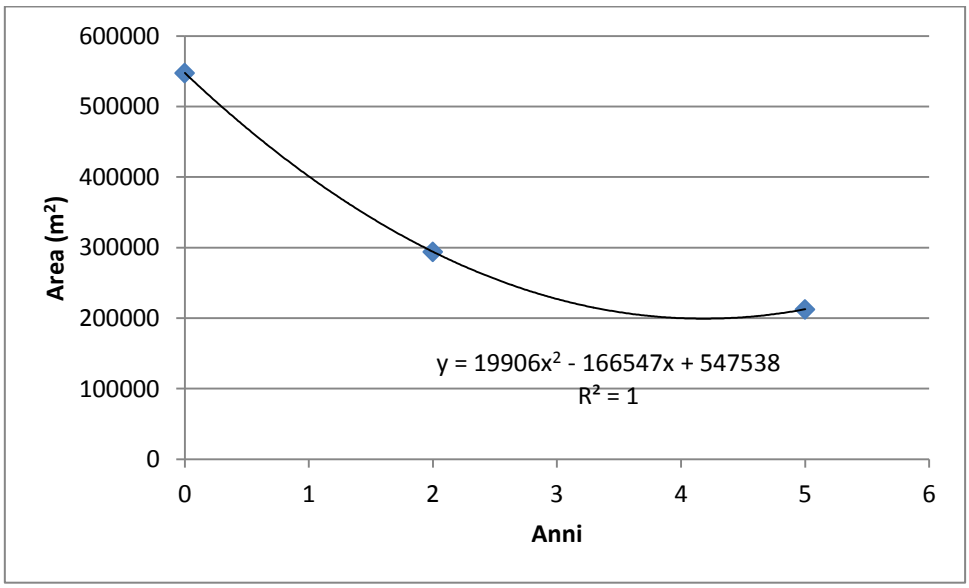


Figura 59. Grafico relativo alla diminuzione dell'area occupata dai campi di dune. In ascissa viene indicato il numero di anni trascorsi dalla raccolta del primo dataset.

Flemming (2000) dimostra come i parametri dimensionali altezza, H, e lunghezza d'onda, λ, che sono funzione principalmente della corrente e della granulometria del sedimento, siano tra loro correlati dalla relazione empirica $H_{media}=0.0677\lambda^{0.8098}$, che può essere

applicata universalmente. La validità di questa relazione è stata constatata anche con i 3 dataset a disposizione. Per il calcolo di questa equazione, ai valori di lunghezza d'onda media e di altezza media delle dune trovate nei campi di dune, sono stati aggiunti i valori delle stesse variabili misurate anche per la grande duna. Dagli studi effettuati dallo stesso Flemming (2000) risulta, infatti, che più è limitato il range di misure che vengono utilizzate per calcolare la relazione, più essa si discosterà dal trend globale. Le correlazioni ottenute in questo studio, seguendo le indicazioni di Flemming, sono mostrate in Figura 60, e le equazioni risultano $H_{media}=0.0275\lambda^{1.0314}$ per il dataset A, $H_{media}=0.0343\lambda^{0.8325}$ per il dataset B e $H_{media}=0.0451\lambda^{0.791}$ per il dataset C.

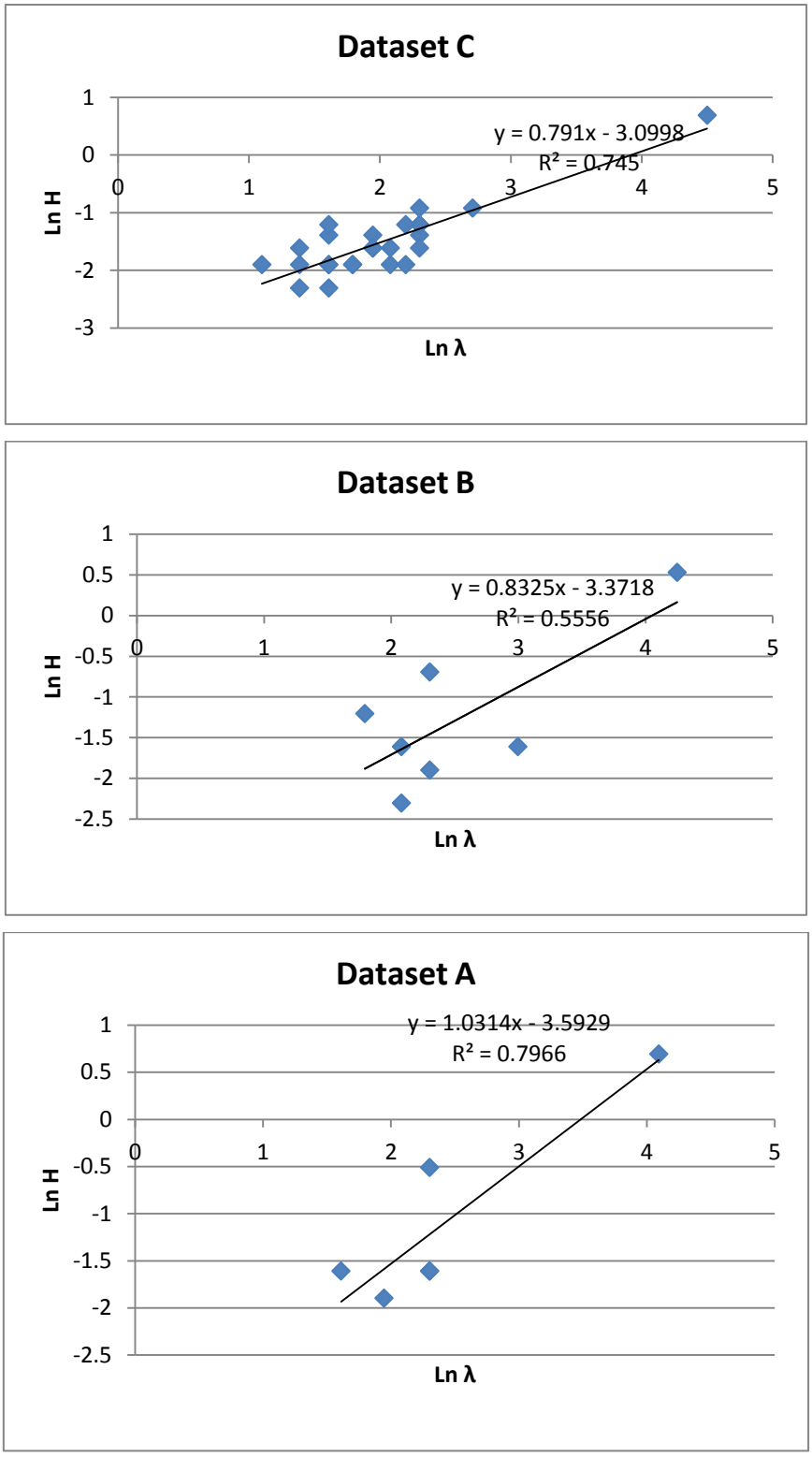


Figura 60. Correlazioni tra il logaritmo naturale della lunghezza d'onda media (λ) e dell'altezza media (H) delle dune per i tre dataset.

Con il metodo automatico tool *Terrain Ruggedness - VRM* è stato possibile individuare e caratterizzare in modo adeguato solo il campo di dune A02 (corrispondente ai campi B05 e C15 dei dataset precedenti - Figura 58). Il metodo risulta, infatti, adeguato per

l'identificazione di un campo di dune solo quando esso presenta un valore di lunghezza d'onda compreso tra i 5 m e i 6 m. Valori più bassi o più elevati portano ad una scorretta identificazione. Per poter eseguire questo tipo di analisi è stato necessario che la lunghezza d'onda del campo di dune mantenesse lo stesso valore per tutta la durata dello studio.

L'analisi automatica ha mostrato un cambiamento di forma del campo di dune negli anni (Figura 61) ed una riduzione della sua estensione (Tabella 10).

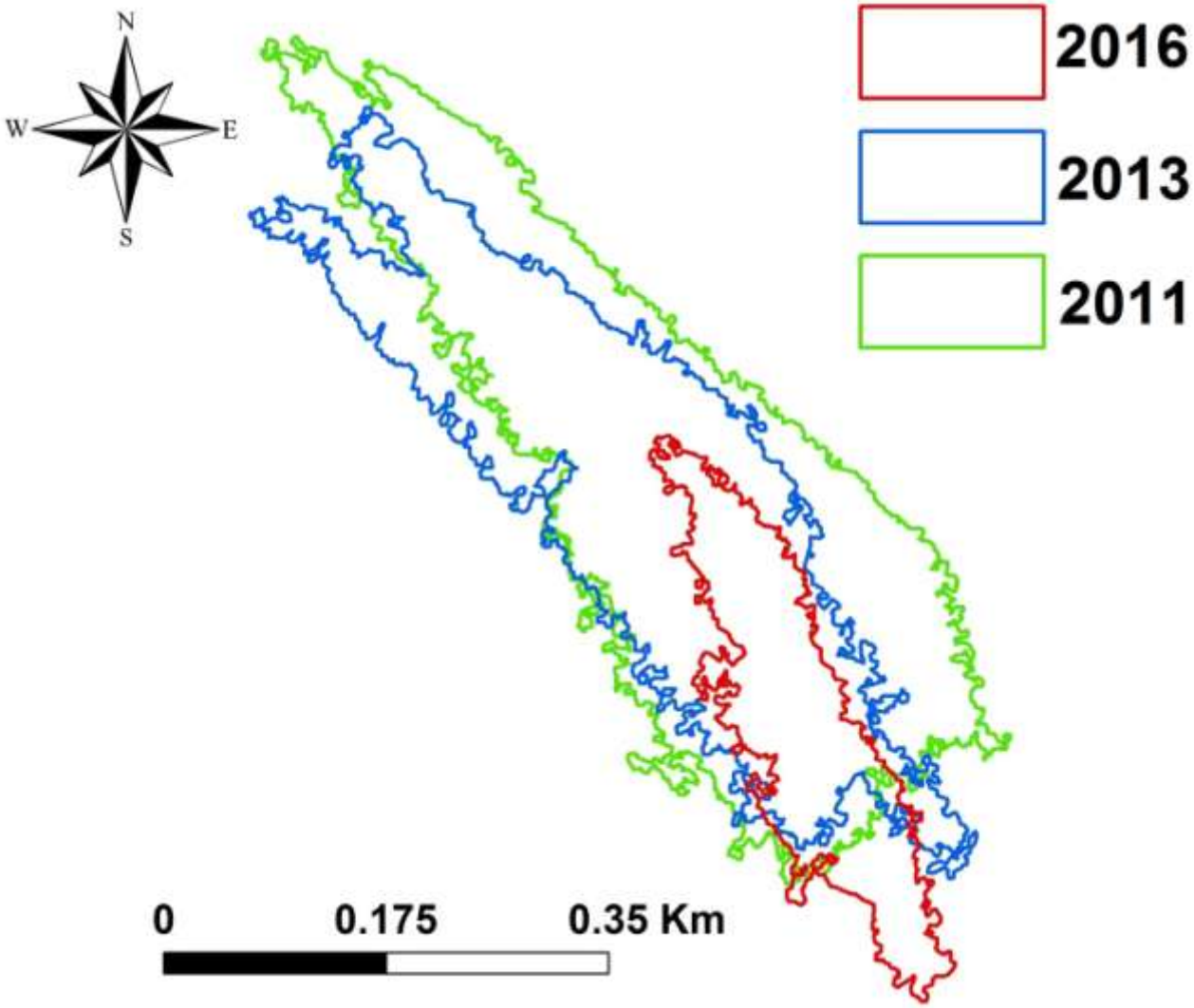


Figura 61. Cambiamento di forma del campo di dune negli anni.

Tabella 10. Area dei campi di dune A02 (2016), B05 (2013) e C15 (2011).

	Area (m^2)
C15	122692
B05	92402
A02	32454

L'area passa da 122692 m^2 nel 2011, a 92402 m^2 nel 2013, e a 32454 m^2 nel 2016, riducendosi a circa un quarto della superficie iniziale, mostrando quindi un trend erosivo (Figura 62), con una velocità di riduzione pari a circa 18000 m^2 all'anno.

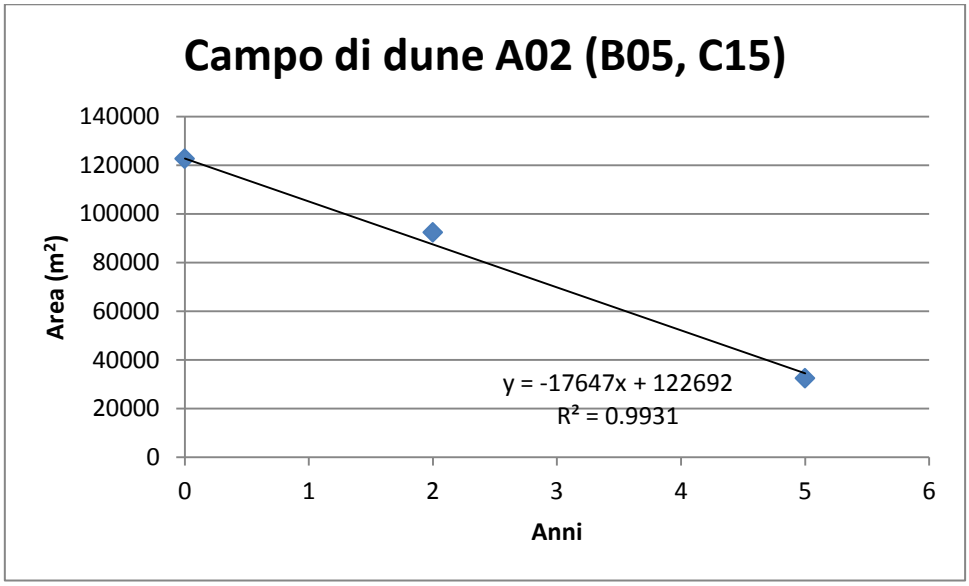


Figura 62. Andamento dell'estensione areale del campo di dune A02 (B05, C15). In ascissa è indicato il numero di anni trascorsi dalla raccolta del primo dataset.

4.2. Risultati dall'analisi del backscatter acustico

I dati di backscatter acustico (BS) sono solitamente rappresentati, in un'immagine *raster*, in una scala cromatica continua di grigi. I colori più chiari rappresentano i valori in decibel (dB) più elevati, e i colori più scuri rappresentano i valori in dB più bassi (Figura 63), a cui in genere corrispondono, rispettivamente, sedimenti più grossolani e sedimenti più fini. Al fine di rendere visivamente confrontabili i dati di BS, i limiti del range di valori entro cui si presentavano i dati è stato impostato manualmente (da -10 dB a -46 dB), poiché i valori al di fuori di questi limiti sono stati ritenuti degli *outliers*.

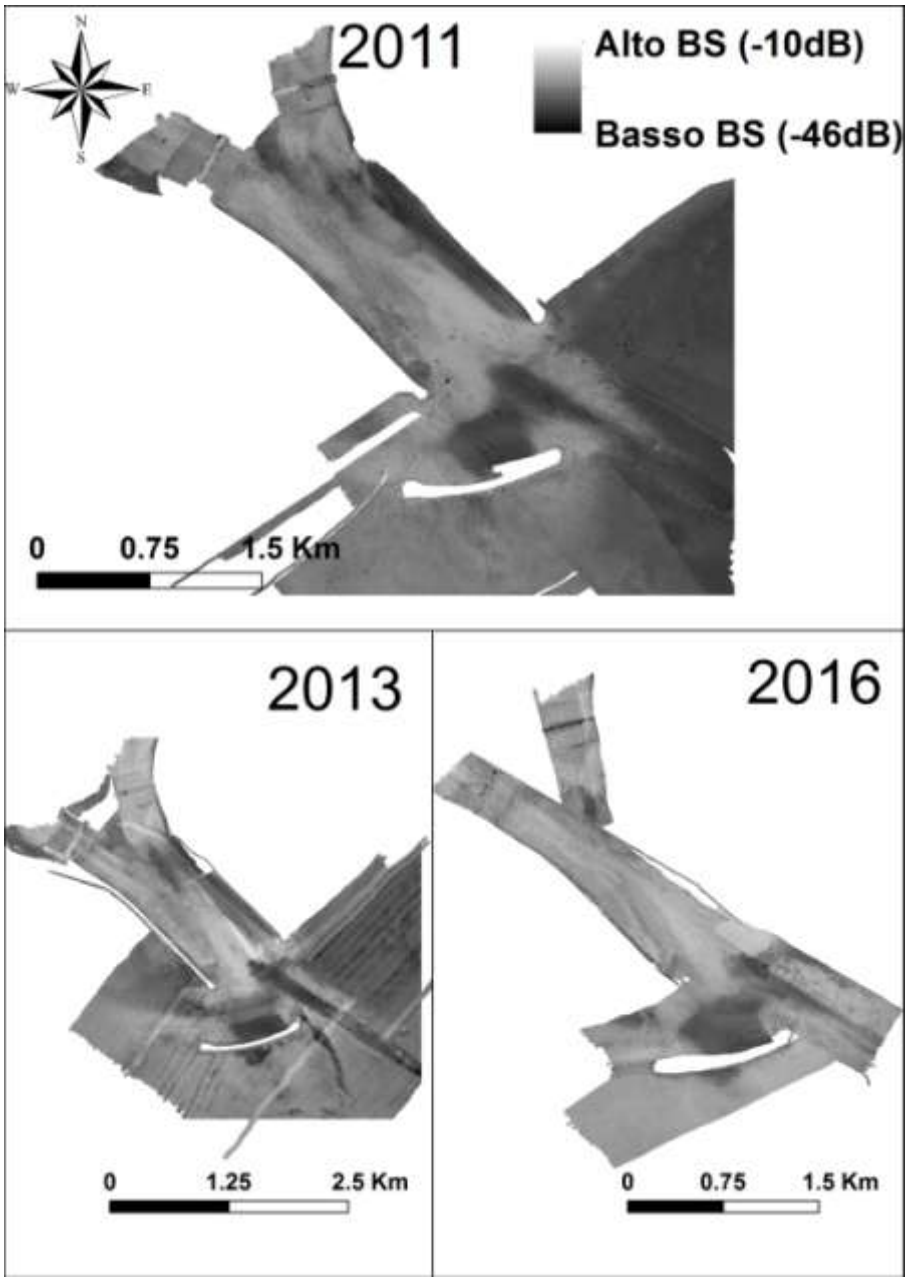


Figura 63. Rappresentazione del backscatter acustico.

La classificazione del BS è stata fatta secondo l'algoritmo di Jenks. Si è deciso di suddividere l'intero range di valori di ogni dataset in 3 classi (Figura 64), e ciò ha permesso di ottenere le immagini raster rappresentate in Figura 65.

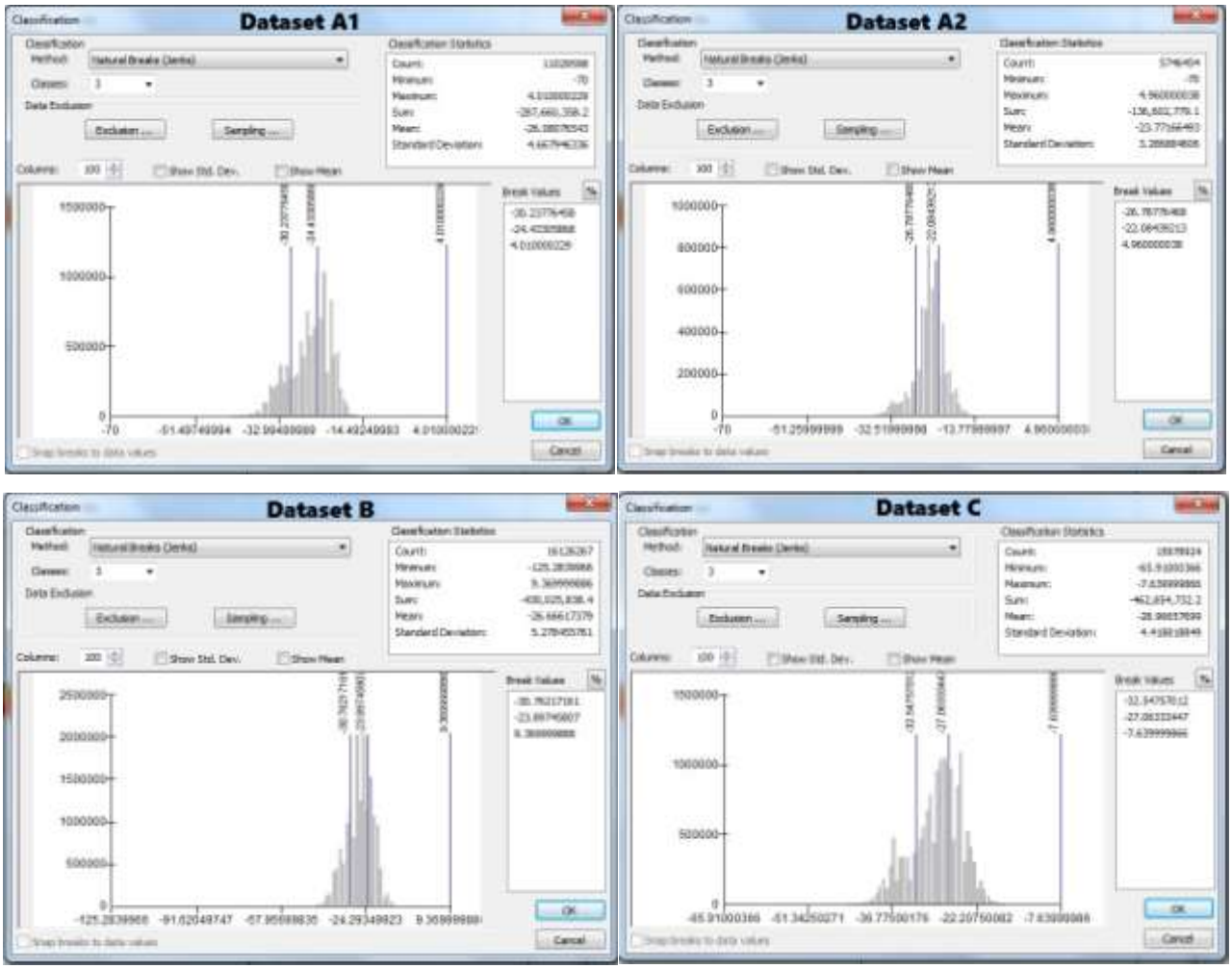


Figura 64. Istogrammi di frequenza del backscatter registrato. Le tre line blu verticali delimitano le 3 classi in cui l'istogramma del BS è stato suddiviso dall'algoritmo di Jenks. Dataset A1 si riferisce al BS registrato dall'imbarcazione dell'I.I.M., dataset A2 a quello registrato dall'imbarcazione del CNR-ISMAR.

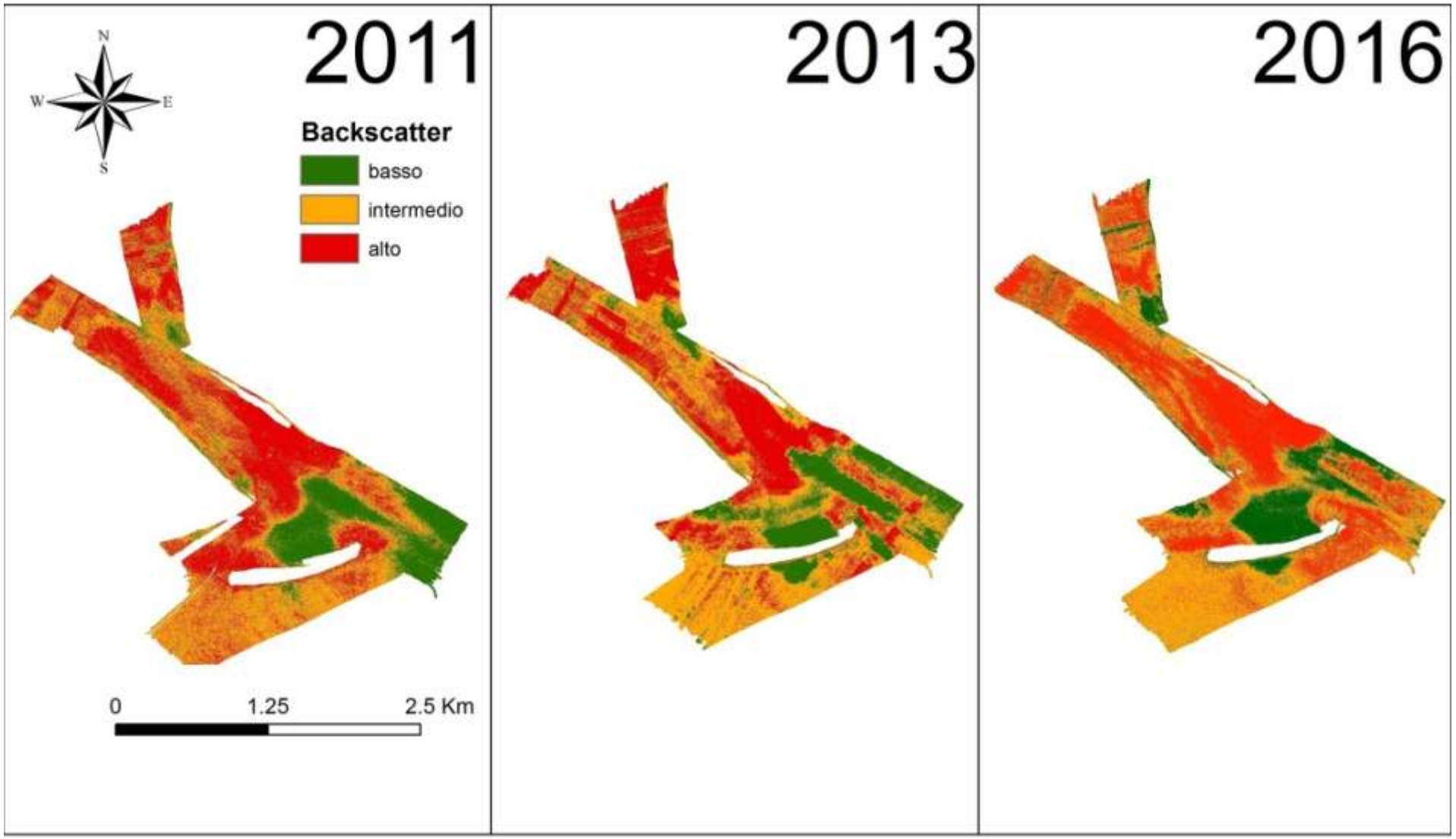


Figura 65. BS classificato per ognuno dei 3 dataset.

Nel 2011 i valori di BS basso si registrano soprattutto nella parte più esterna del canale, a ridosso della lunata frangiflutti lato terra e all'interno del canale dragato. Altre piccole aree con basso segnale si trovano in prossimità dell'estremità del molo foraneo sud e nel canale di Treporti, verso il litorale di Cavallino (Figura 65). Nel 2013, oltre alle zone già viste, si aggiunge un'area che si trova a ridosso della lunata lato mare. Si amplia, inoltre, l'area di bassa intensità del segnale situata nel canale di Treporti. Nel 2016 si evidenzia sempre un'ampia area a basso BS a ridosso della lunata frangiflutti lato terra e permane una piccola area situata verso mare. Il canale dragato esterno all'inlet mostra una riduzione dell'area a basso segnale rispetto ai dataset precedenti. La zona con basso BS nel canale di Treporti sembra arretrare.

Le principali aree in cui è presente un alto segnale di BS in tutti e tre i gli anni sono le zone interne all'inlet. Al centro della bocca di porto sembra, però, esserci una zona a segnale intermedio che si riduce progressivamente negli anni. E' stato inoltre registrato, per tutti e tre gli anni, un segnale con BS da intermedio ad alto sulle due estremità della lunata.

La struttura del MoSE posizionata nel canale di Treporti mostra un aumento del segnale di BS nel 2013 rispetto al 2011, mentre nel 2016 il segnale cala nuovamente ad intermedio, e diventa basso in corrispondenza delle paratoie.

Le restanti aree della bocca di porto presentano un segnale intermedio nei 3 anni.

In Tabella 11 sono mostrati i m^2 occupati da ogni classe di BS per ogni anno. La classe di BS basso occupava nel 2011 il 19.6% dell'area totale; nel 2013 il valore è aumentato fino al 20.8%, per diminuire nuovamente nel 2016 (17.3%). La classe di BS intermedio occupava il 43.1% dell'area totale nel 2011, il 45.6% nel 2013 e il 43.8% nel 2016. La classe di BS alto è passata dal 37.3% (2011), al 33.7% (2013) per arrivare al 38.9% (2016).

Tabella 11. Aree occupate da ogni classe di BS negli anni.

	Area BS basso (m^2)	**Area BS intermedio (m^2)**	**Area BS alto (m^2)**
2011	782699	1723232	1488799
2013	837420	1836969	1357177
2016	725751	1835103	1633158

4.3. Risultati delle analisi sedimentologiche

I 20 campioni di sedimento raccolti e analizzati (Figura 66) sono stati identificati con un codice, da A01 ad A20.

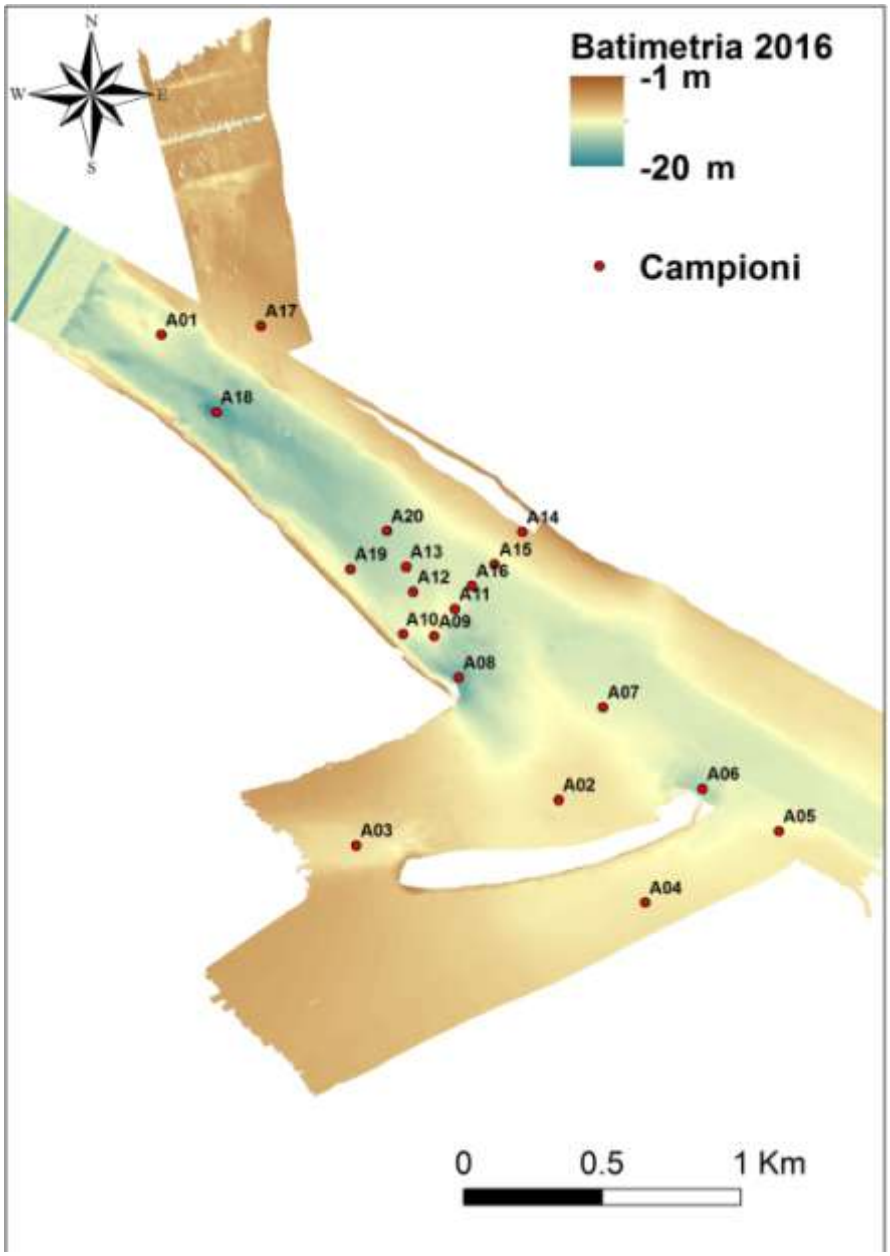


Figura 66. Ubicazione dei campioni raccolti.

La scelta dei punti di prelievo è stata effettuata poco dopo la campagna di rilevamento dei dati acustici, in modo da avere una mappa batimetrica aggiornata; il campionamento è stato organizzato in modo da prelevare il sedimento sulle principali forme di fondo. In Figura 66 si nota il prelievo di un campione all'interno di ognuno dei tre scours più grandi

(campioni A03, A06 e A08). Un altro campione (A02) è stato prelevato all'interno dell'area deposizionale situata sul lato terra della lunata frangiflutti, mentre altri due al suo esterno, verso il mare. Un transetto composto di 5 campioni (A09, A11, A16, A15 e A14) è stato raccolto in prossimità dell'estremità dei moli foranei, dove si trova una grande duna. I restanti campioni provengono dai campi di dune e da morfologie minori.

I dati ottenuti dall'analisi granulometrica sono stati elaborati con il software Gradistat (Blott and Pye., 2001). Questo software è in grado di calcolare i parametri tessiturali principali che descrivono il tipo di sedimento (Tabella 12). I sedimenti analizzati sono stati classificati secondo il diagramma ternario Gravel-Sand-Mud di Folk (Folk e Ward, 1957) (Figura 67).

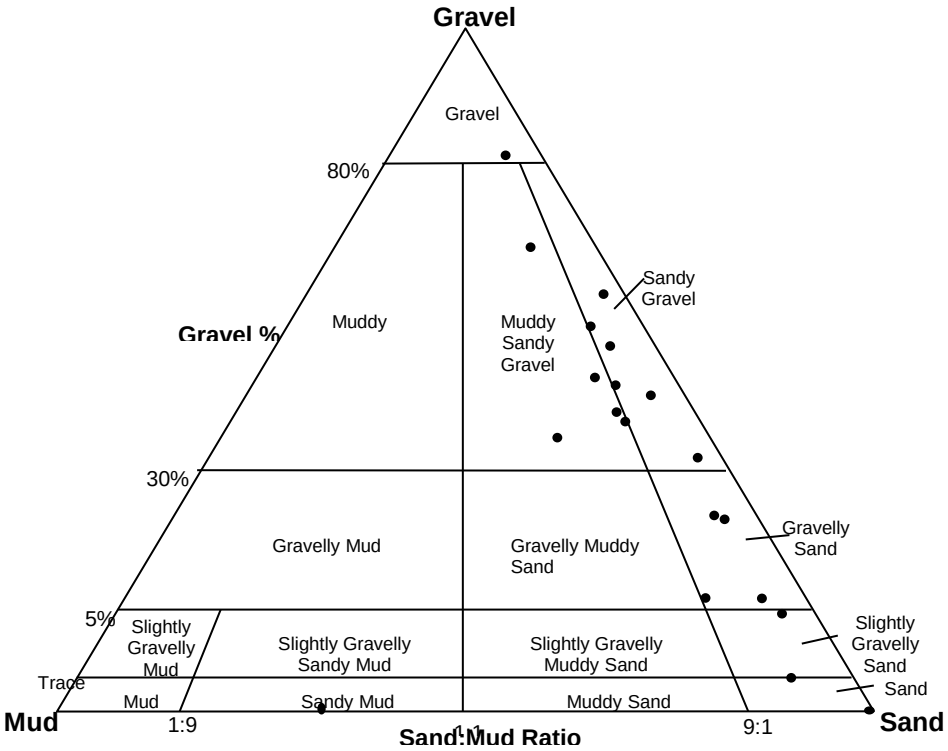


Figura 67. Classificazione secondo Folk (Folk e Ward, 1957) dei campioni A01÷ A20.

Tutti i campioni, ad eccezione di uno, si trovano nella parte destra del diagramma, ad indicare il loro elevato contenuto si sabbia e ghiaia. I gruppi tessiturali identificati da questo tipo di classificazione sono 8:

1. Sandy Mud (fango sabbioso), 1 campione (5%).
2. Sand (sabbia), 1 campione (5%).
3. Slightly Gravelly Sand (sabbia leggermente ghiaiosa), campione (5%).
4. Gravelly Muddy Sand (sabbia ghiaiosa fangosa), campione (5%).

5. Gravelly Sand (sabbia ghiaiosa), 4 campioni (20%).
6. Muddy Sandy Gravel (ghiaia fangosa sabbiosa), 7 campioni (35%).
7. Sandy Gravel (ghiaia sabbiosa), campioni (20%).
8. Gravel (ghiaia), campione (5%).

Tabella 12. Principali parametri tessiturali per ogni campione.

	SAMPLE TYPE:	TEXTURAL GROUP:	MEAN (μm)	SORTING (μm)	MODE 1 (μm):	MODE 2 (μm):	MODE 3 (μm):	D_{50} (μm):
A01	Unimodal, Very Poorly Sorted	Gravel	5686	6.49	12000			10870
A02	Bimodal, Very Poorly Sorted	Sandy Mud	22	4.42	27	107		26
A 03	Bimodal, Very Poorly Sorted	Muddy Sandy Gravel	1082	7.33	302	12000		1200
A 04	Unimodal, Poorly Sorted	Gravelly Muddy Sand	227	4.11	214			222
A 05	Bimodal, Very Poorly Sorted	Muddy Sandy Gravel	958	8.63	302	12000		1396
A 06	Trimodal, Very Poorly Sorted	Muddy Sandy Gravel	511	14.10	214	12000	27	256
A 07	Unimodal, Moderately Sorted	Slightly Gravelly Sand	243	2.51	302			270
A 08	Trimodal, Very Poorly Sorted	Muddy Sandy Gravel	3423	11.67	47250	12000	214	7358
A 09	Unimodal, Very Poorly Sorted	Gravelly Sand	607	4.75	302			363
A 10	Bimodal, Very Poorly Sorted	Muddy Sandy Gravel	1439	6.58	6000	302		2542
A 11	Unimodal, Poorly Sorted	Gravelly Sand	379	3.28	302			338
A 12	Bimodal, Poorly Sorted	Gravelly Sand	689	4.61	427	12000		462
A 13	Unimodal, Moderately Sorted	Gravelly Sand	458	2.85	427			433
A 14	Bimodal, Very Poorly Sorted	Sandy Gravel	1180	7.75	6000	163		2297
A 15	Bimodal, Very Poorly Sorted	Sandy Gravel	1285	6.85	302	12000		1115
A 16	Bimodal, Very Poorly Sorted	Sandy Gravel	2308	5.69	12000	302		4044
A17	Unimodal, Moderately Well Sorted	Sand	233	1.44	214			232
A 18	Bimodal, Very Poorly Sorted	Muddy Sandy Gravel	882	9.52	214	12000		347
A 19	Bimodal, Very Poorly Sorted	Muddy Sandy Gravel	850	8.60	214	6000		389
A 20	Trimodal, Very Poorly Sorted	Sandy Gravel	1409	6.53	427	1500	47250	871

Dall'analisi dei dati presentati in Tabella 12, si vede che la media presenta un ampio intervallo di variazione (da un massimo di 5685 µm ad un minimo di 22 µm; valore medio 1193 µm). Anche il sorting mostra un esteso range di valori, da un minimo di 1.44 µm ad un massimo di 14.10 µm, anche se la maggior parte dei campioni sono classificabili come molto mal classati. Il campione A17 è quello che mostra il grado di classazione migliore (moderatamente ben classato). 10 campioni presentano due mode, mentre solo tre (A06, A08 e A20) ne presentano tre.

Mettendo in relazione il parametro della media con il sorting (Figura 68), è possibile evidenziare che i campioni che presentano un valore della media più basso risultano meglio sortiti di quelli che ne presentano una maggiore.

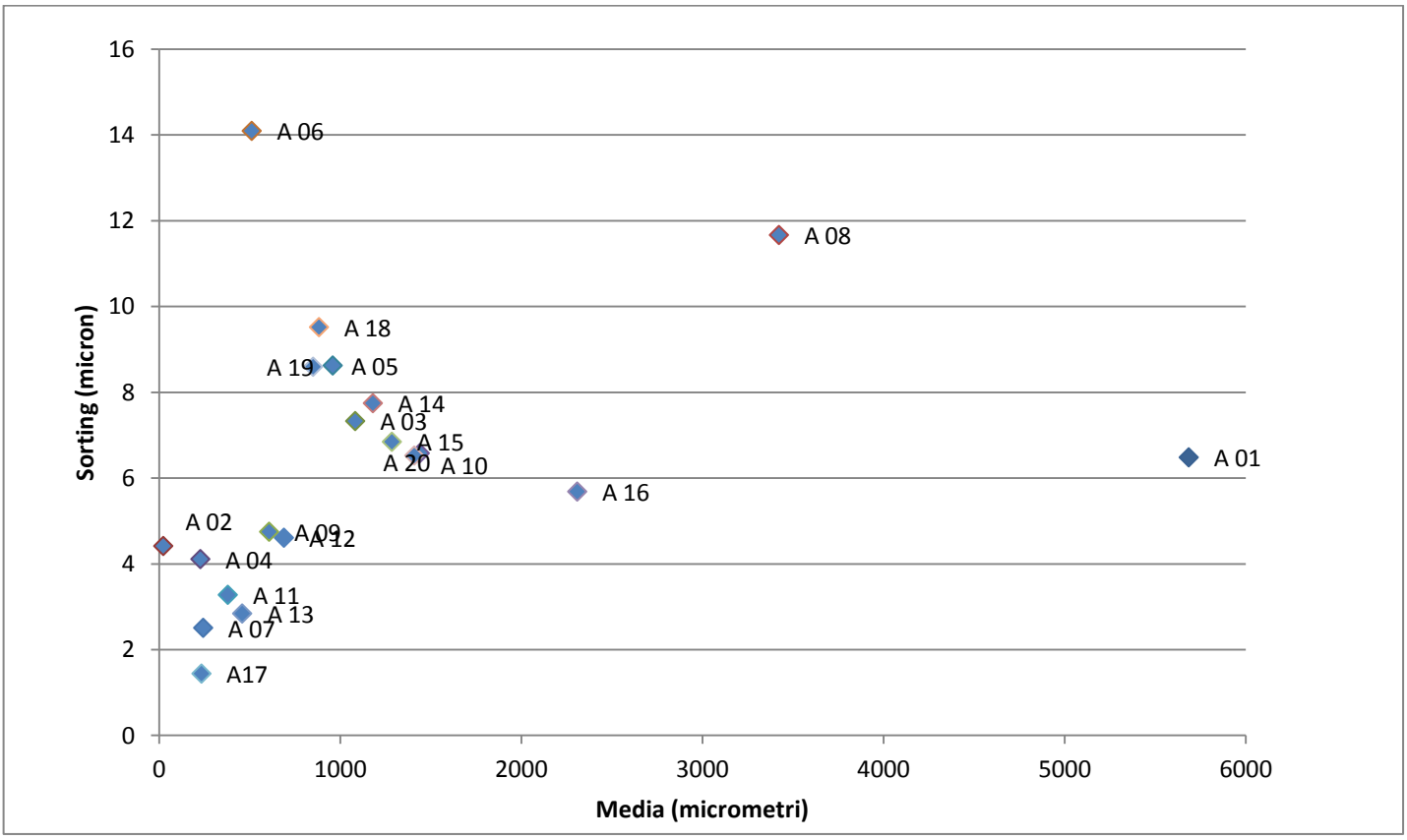


Figura 68. Relazione tra i parametri tessiturali, media e sorting.

Per evidenziare la variazione granulometrica nei campioni esaminati, i dati tessiturali sono stati sottoposti ad analisi statistica mediante l'utilizzo del software EntropyMax. Si sono ottenuti 8 gruppi e per ognuno dei database è stata calcolata la media (Figure 69 ÷ 76). I grafici dei singoli campioni sono, invece, consultabili in Appendice C.

✓ Gruppo 1 (Figura 69): è composto di un solo campione (A02), unimodale e molto mal classato, il cui diametro medio è pari a 22 µm.

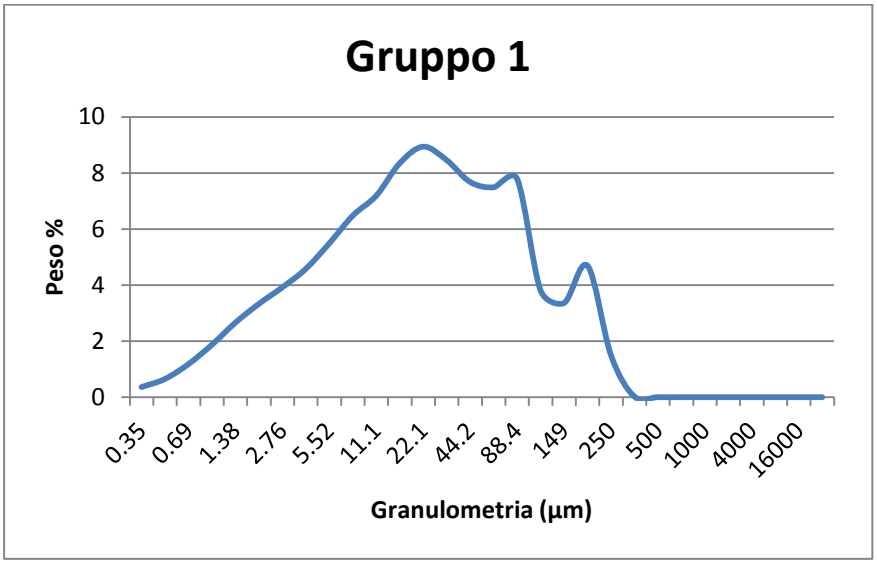


Figura 69. Curva granulometrica del gruppo 1.

✓ Gruppo 2 (Figura 70): racchiude al suo interno i campioni A04, A07 e A17, che mostrano una singola moda attorno ai 250 µm. L'intervallo di variazione del parametro del sorting è ampio, con i campioni che si presentano da ben classati a molto mal classati.

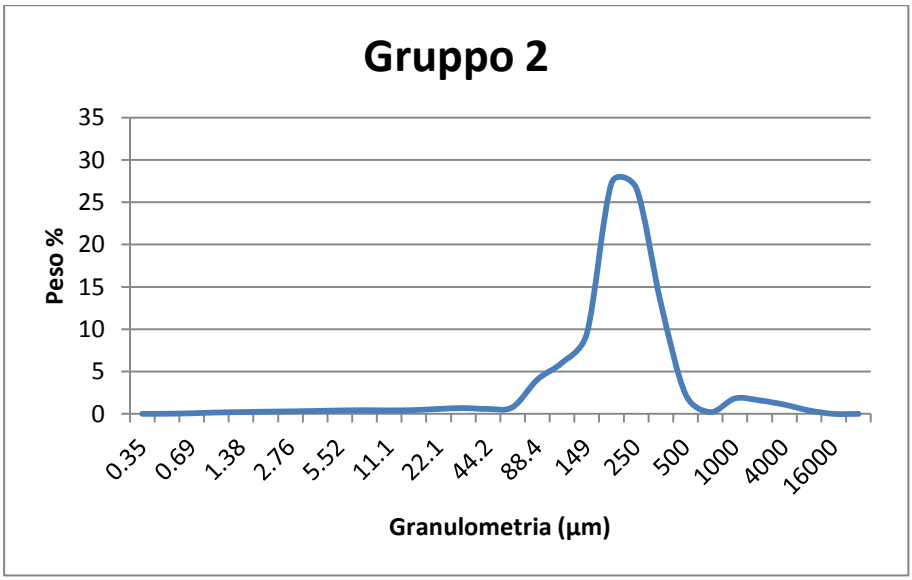


Figura 70. Curva granulometrica del gruppo 2.

- ✓ Gruppo 3 (Figura 71): anche il gruppo 3 è composto da un solo campione (A01), che si distingue per la predominanza della componente grossolana. Dalla curva si evince che l'unica moda è in corrispondenza dei 12000 µm.

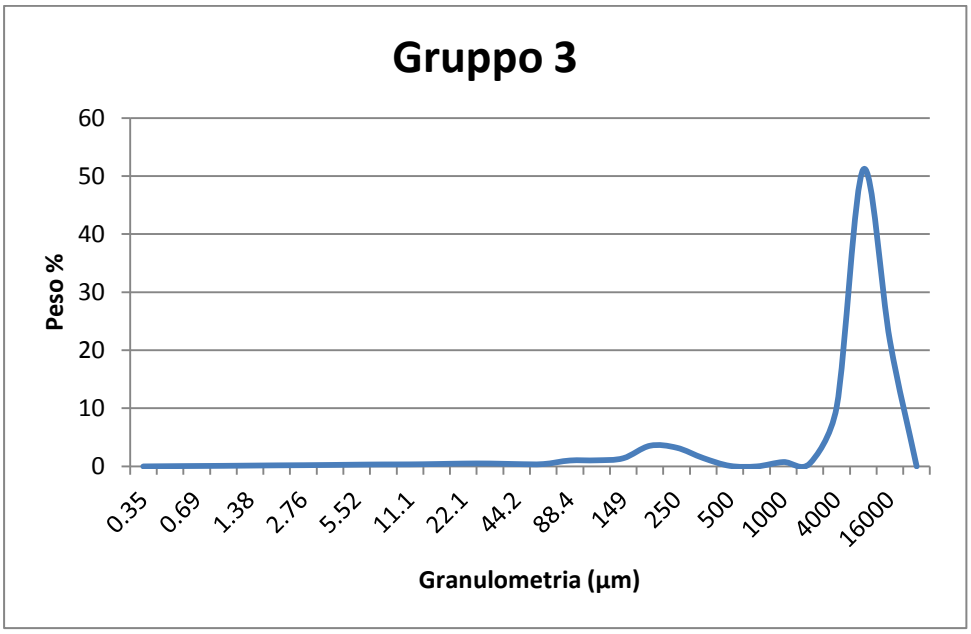


Figura 71. Curva granulometrica del gruppo 3.

- ✓ Gruppo 4 (Figura 72): è composto solo dal campione A08, che si presenta come trimodale e molto mal classato. La curva granulometrica, mostra che sarebbero stati necessari dei setacci a maglia più larga per analizzare correttamente la frazione ghiaiosa di questo campione, composta solamente da bioclasti di grandi dimensioni. L'analisi della fotografia scattata nel punto di prelievo ha evidenziato la presenza sul substrato di un fitta copertura di conchiglie.

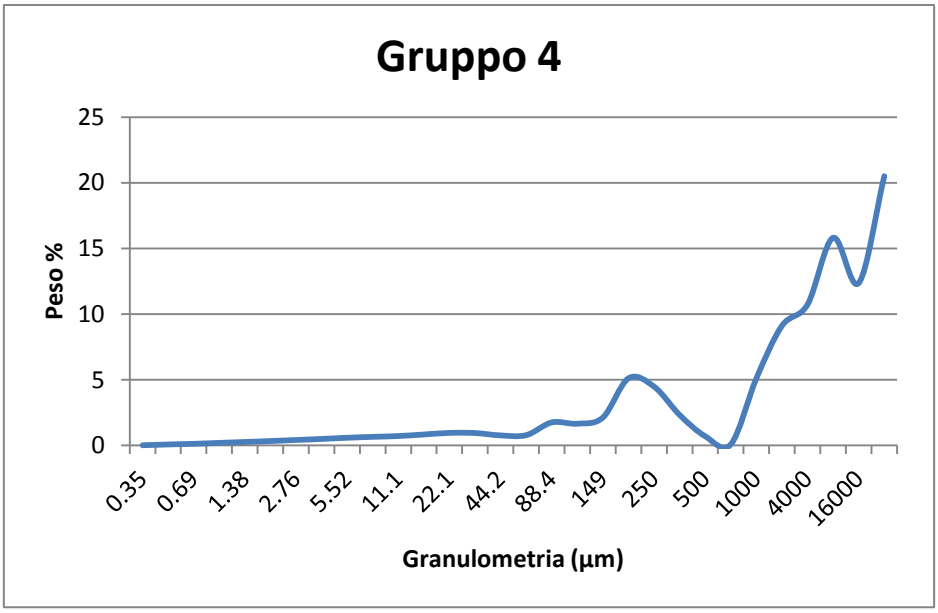


Figura 72. Curva granulometrica del gruppo 4.

- ✓ Gruppo 5 (Figura 73): all'interno del gruppo 5 sono presenti i campioni A02, A05, A10, A14, A15 e A16. Dal grafico si desume l'andamento bimodale della curva granulometrica relativa a questo gruppo, con una moda principale attorno ai 12000 µm ed una secondaria attorno ai 250 µm. Il sorting è sempre molto basso, e porta ad identificare tutti i campioni presenti come molto mal classati.

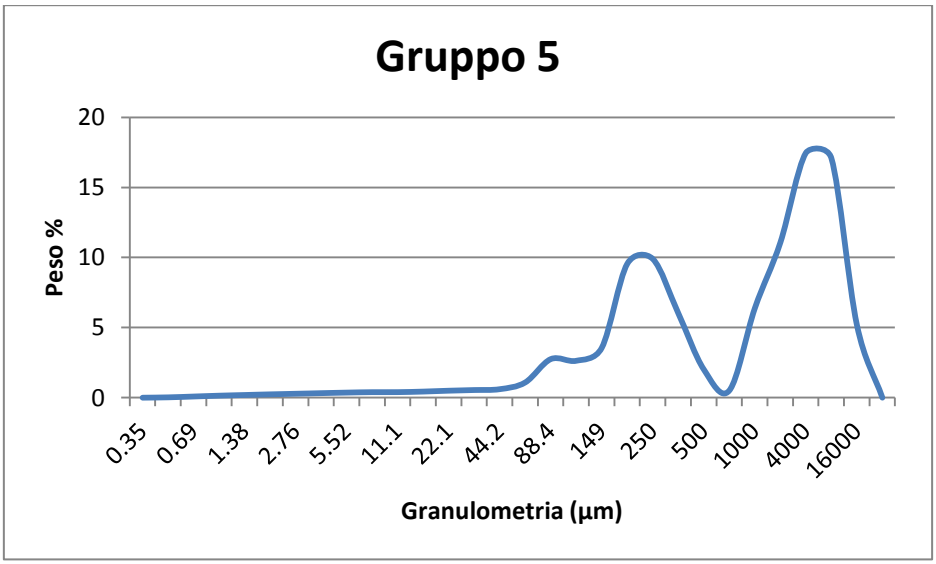


Figura 73. Curva granulometrica del gruppo 5.

- ✓ Gruppo 6 (Figura 74): il gruppo 6 include i campioni A09, A11, A12 e A13. Anche all'interno di questo raggruppamento, tutti i campioni si presentano come mal

classati o molto mal classati, mentre una moda principale è visibile in corrispondenza dei 350 µm.

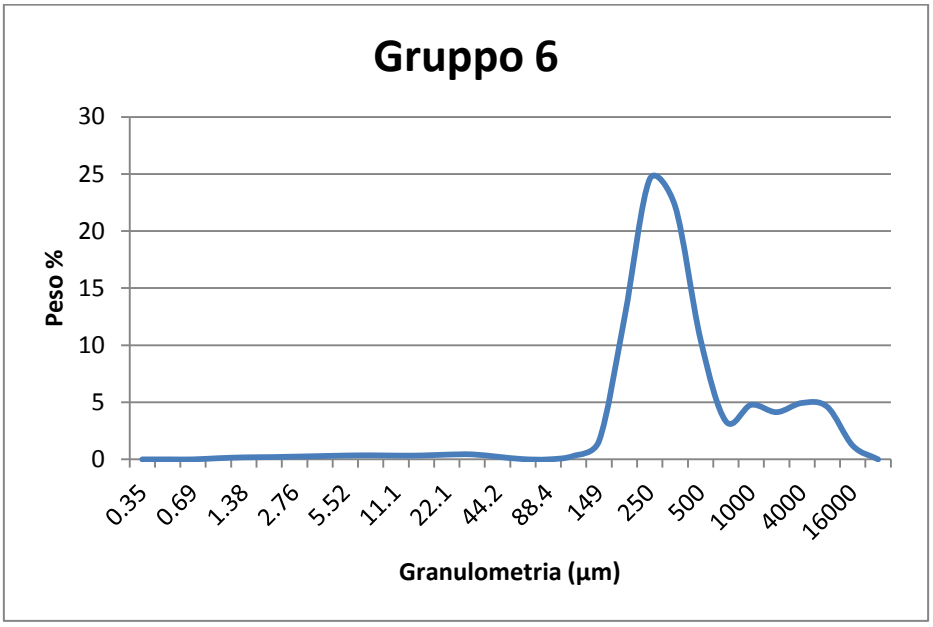


Figura 74. Curva granulometrica del gruppo 6.

- ✓ Gruppo 7 (Figura 75): il campione A20 è l'unico contenuto in questo gruppo e, come per il gruppo 4, sarebbe stato necessario eseguire la setacciatura meccanica utilizzando dei setacci a maglia più ampia di 35 mm. Anche in questo caso si è potuto constatare che la componente ghiaiosa è composta totalmente di bioclasti (gusci di bivalvi).

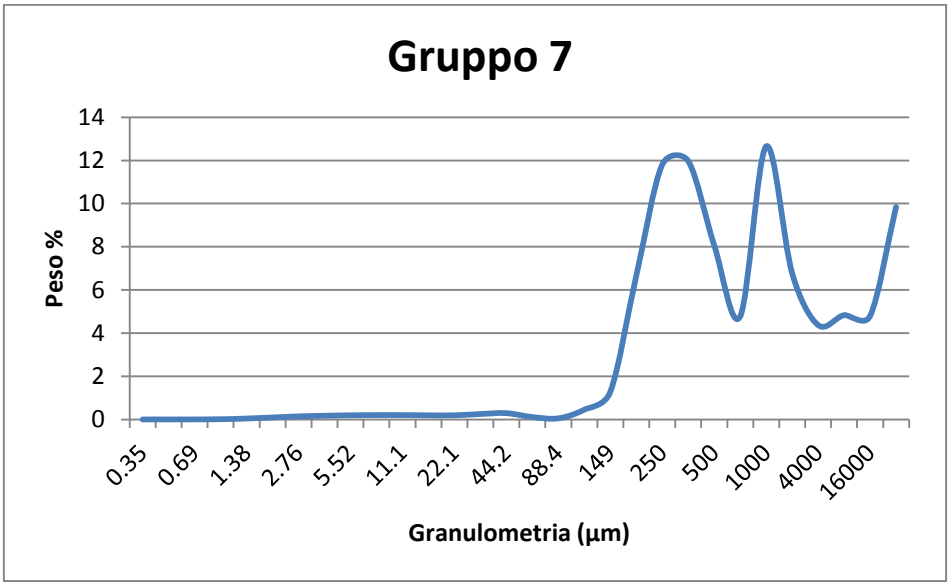


Figura 75. Curva granulometrica del gruppo 7.

- ✓ Gruppo 8 (Figura 76): il gruppo 8 (campioni A06, A18 e A19), mostra un carattere fortemente bimodale, con una moda principale nel campo delle sabbie (~200 µm) ed una secondaria in quello delle ghiaie (12000 µm). I campioni all'interno di questo raggruppamento sono quelli caratterizzati dal grado di classazione peggiore che si rinviene nell'area di studio (campioni molto mal classati).

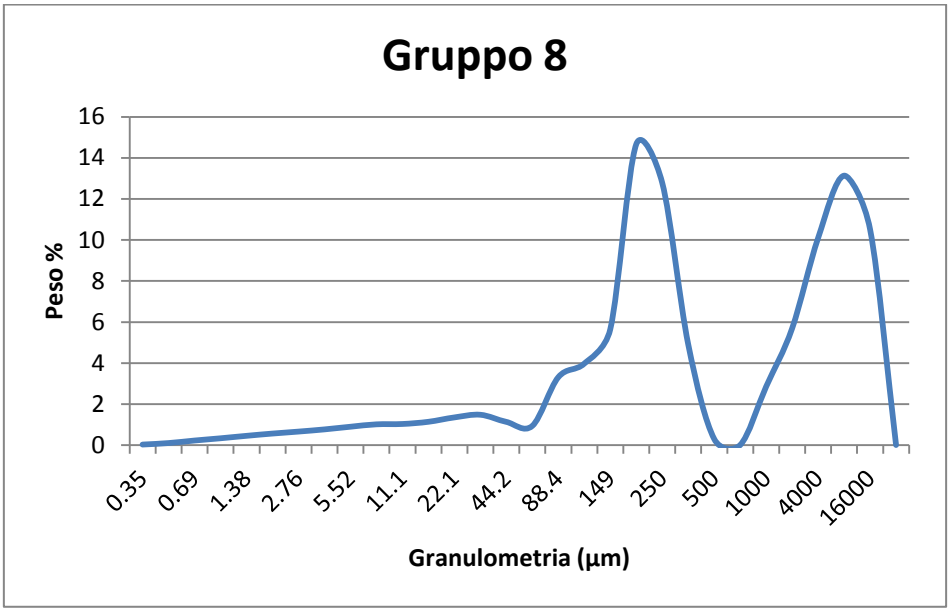


Figura 76. Curva granulometrica del gruppo 8.

5. DISCUSSIONE

5.1. Relazione tra backscatter e proprietà granulometriche dei sedimenti

Come è stato dimostrato da Montereale Gavazzi et al. (2016), la tecnica di segmentazione del backscatter basata sull'algoritmo di Jensk, si rivela essere particolarmente efficace in acque basse. Questa segmentazione è automatica e *unsupervised*, ovvero non si basa sull'utilizzo delle caratteristiche di sedimenti (ciò significa che per la segmentazione non si impiegano le informazioni derivanti dal campionamento). Essa prevede di suddividere prima i dati di backscatter in un certo numero di classi e, solo in un secondo momento, di interpretare le classi in base ai dati derivanti dai campioni. Quindi, lo step successivo alla segmentazione del BS in 3 classi, secondo l'algoritmo di Jenks, è stato quello di assegnare ad ognuna di queste tre un valore rappresentativo della granulometria e della tipologia di sedimento trovata al loro all'interno.
Per il raffronto tra le classi di BS ed i risultati delle analisi sedimentologiche si sono eseguiti diversi confronti:
1) tra le classi BS e il raggruppamento dei campioni eseguito con il software EntropyMax (Woolfe and Michibayashi, 1995);
2) calcolo della correlazione tra i valori di BS in corrispondenza dei campioni e le percentuali di fango, sabbia e ghiaia ottenute dalle analisi granulometriche;
3) calcolo della correlazione tra i valori di BS in corrispondenza dei campioni e il diametro medio (come in Collier e Brown, 2005 e McGonigle and Collier, 2014).

5.1.1. Confronto tra BS e gruppi individuati con Entropy Max

Il raggruppamento dei campioni basato sulla suddivisione fornita dal software EntopyMax, ha prodotto come risultato la ripartizione dei 20 campioni in 8 gruppi (Tabella 13).

Tabella 13. Raggruppamento dei campioni eseguito con il software EntropyMax.

Gruppo 1	Gruppo 2	Gruppo 3	Gruppo 4	Gruppo 5	Gruppo 6	Gruppo 7	Gruppo 8
A02	A04	A01	A08	A03	A09	A20	A06
	A07			A05	A11		A18
	A17			A10	A12		A19
				A14	A13		
				A15			
				A16			

Questi gruppi riflettono la diversa distribuzione granulometrica dei sedimenti dei campioni, ma non sono necessariamente legati al segnale acustico, dal momento che l'onda sonora è maggiormente influenzata dallo strato superficiale del sedimento. Laddove, ad esempio, sul fondale vi sia uno strato di conchiglie, il segnale acustico verrà completamente riflesso, non dando conto dell'eventuale presenza di sedimenti più fini (Lucieer et al., 2013; Neves et al., 2014). Quindi, osservando la distribuzione dei sedimenti con le regioni di BS è stato possibile eseguire un re-arrangiamento degli 8 gruppi trovati con il software EntropyMax; quelli che mostrano un simile segnale di BS e una simile composizione granulometrica sono stati riuniti. Si sono così ottenuti 3 grandi gruppi (Tabella 14) corrispondenti agli intervalli di BS evidenziati dall'algoritmo di Jenks. In particolare, i campioni appartenenti ai gruppi 3, 4 e 7, sebbene molto diversi tra loro e non raggruppabili da un punto di vista sedimentologico, sono stati inseriti nella classe III. Questo è stato fatto perché presentano una curva granulometrica spostata verso il campo dei sedimenti grossolani, un fattore determinante per la risposta del backscatter.

Tabella 14. Campioni che si ritrovano all'interno di ciascuna classe di BS. Tra parentesi i gruppi identificati da EntropyMax.

Classe I (Gruppo 1)	Classe II (Gruppi 2 + 6)	Classe III (Gruppi 2 + 3 + 4 + 5 +7+ 8)
A02	A04	A01
	A07	A03
	A09	A05
	A11	A06
	A12	A08
	A13	A10
	A17	A14
		A15
		A16
		A18
		A19
		A20

I. La classe I include i sedimenti più fini (sedimento siltoso-argilloso) che sono stati analizzati (Figura 77), infatti la curva granulometrica dell'unico campione appartenente a questa classe si presenta quasi totalmente spostata vero il campo di silt e argilla (moda principale a ~ 22 µm). Dall'analisi delle immagini, la principale caratteristica dei fondali appartenenti a questa classe è la quasi totale assenza di conchiglie. I valori di BS che distinguono le zone occupate dalla classe I sono <-30.24 dB per il dataset A, <-30.76 dB dataset B e <-32.55 dB dataset C.

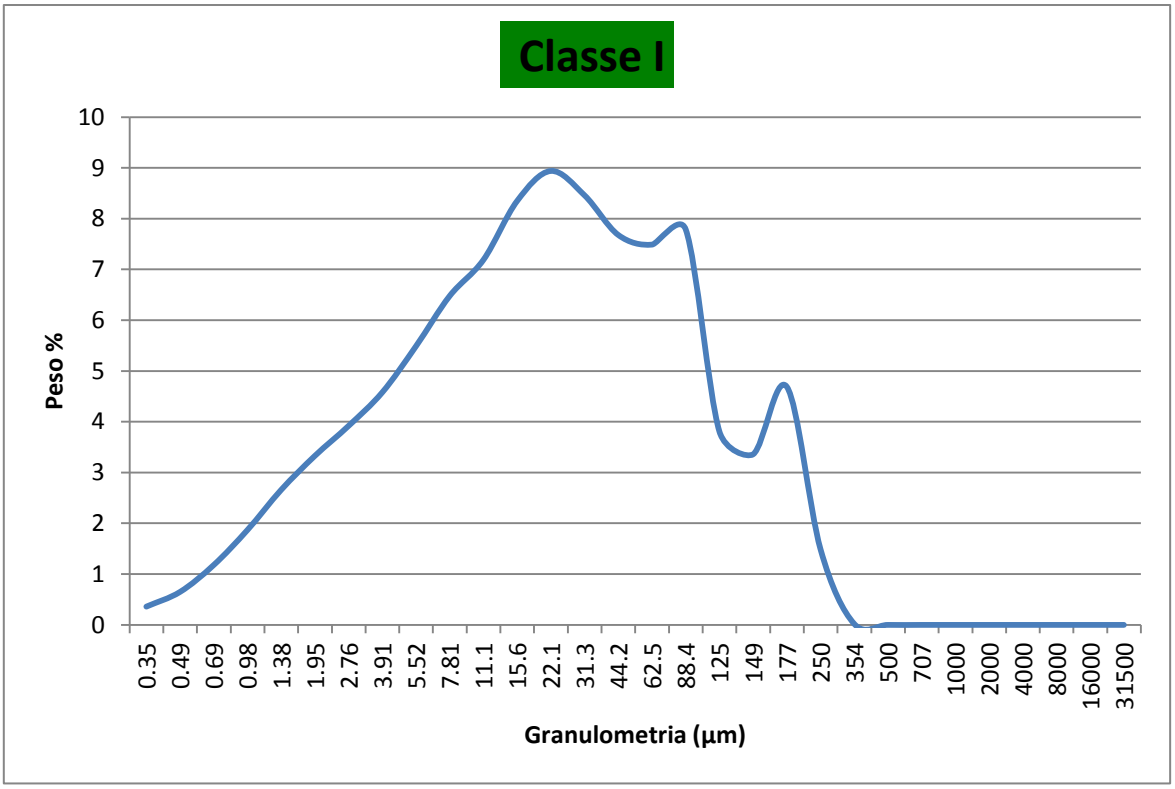


Figura 77. Curva granulometrica del campione appartenente alla classe I.

II. La classe II mostra al suo interno i sedimenti in cui la componente della sabbia è predominante (72.5 % ÷ 100%) (sedimento prevalentemente sabbioso). I materiali sono caratterizzati da una moda principale a ~ 250 µm (Figura 78) ed il grado di classazione, anche se molto basso, è il migliore che si trova nell'area di studio. Il segnale di BS distintivo delle zone ricoperte da sedimento appartenente alla classe II è compreso tra -30.24 dB e -24.43 dB per il dataset A, tra -30.76 dB e -23.90 dB per il dataset B e tra -32.55 dB e -27.06 dB per il dataset C. I sedimenti di questa classe derivano principalmente dai campi di dune.

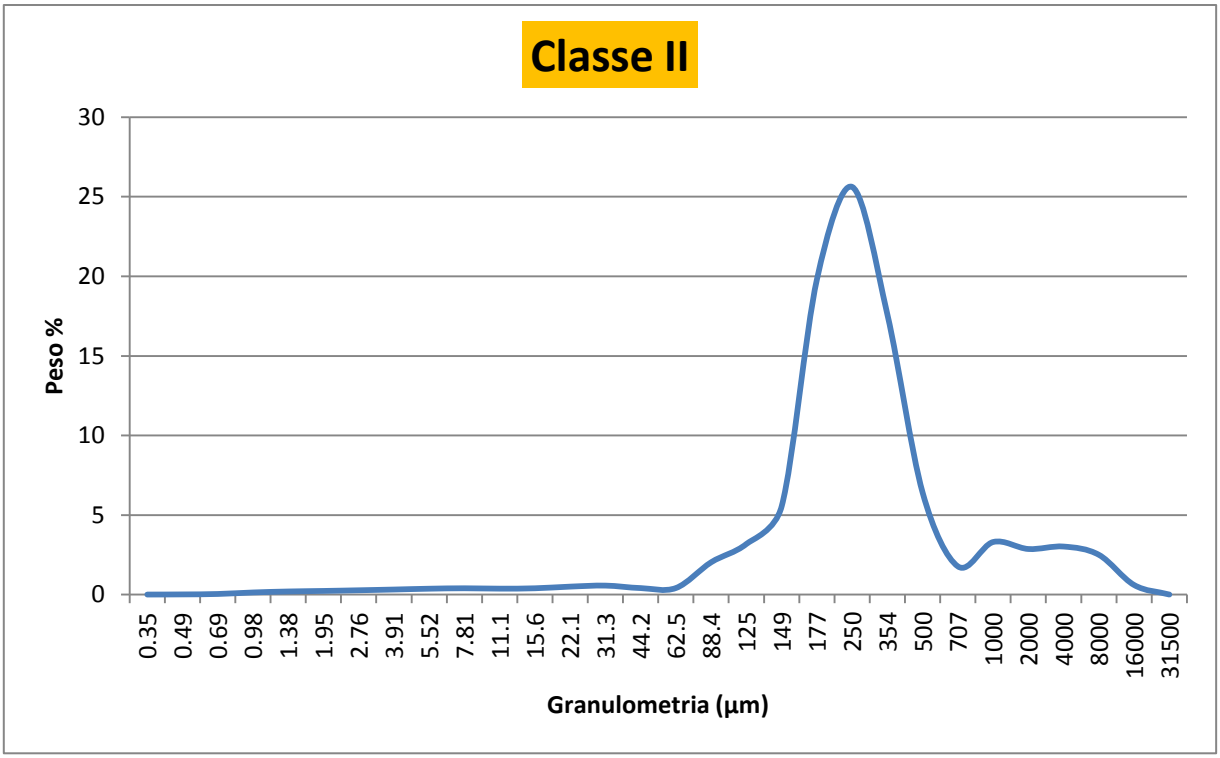


Figura 78. Media delle curve granulometriche dei campioni raggruppati all'interno della classe II.

III. La classe III include i sedimenti più grossolani (Figura 79) (sedimento prevalentemente ciottoloso-ghiaioso). I materiali sono caratterizzati da una moda principale a ~250 µm e una seconda a ~8000 µm. Al suo interno ricadono anche i campioni A01, A08 e A20, che, pur essendo molto diversi e non raggruppabili da un punto di vista sedimentologico, sono contraddistinti, come tutti i sedimenti classificati all'interno della classe III, da un elevata presenza di ghiaia (>33 %). Il fondale dove questa classe è presente appare fittamente ricoperto di conchiglie, sia intere che frammentate, tanto che in alcuni casi è stata necessaria più di una bennata per raccogliere il materiale. Il segnale di BS che caratterizza questa classe è il più elevato che viene registrato (>-24.43 per il dataset A; >-23.90 per il dataset B e >-27.06 per il dataset C).

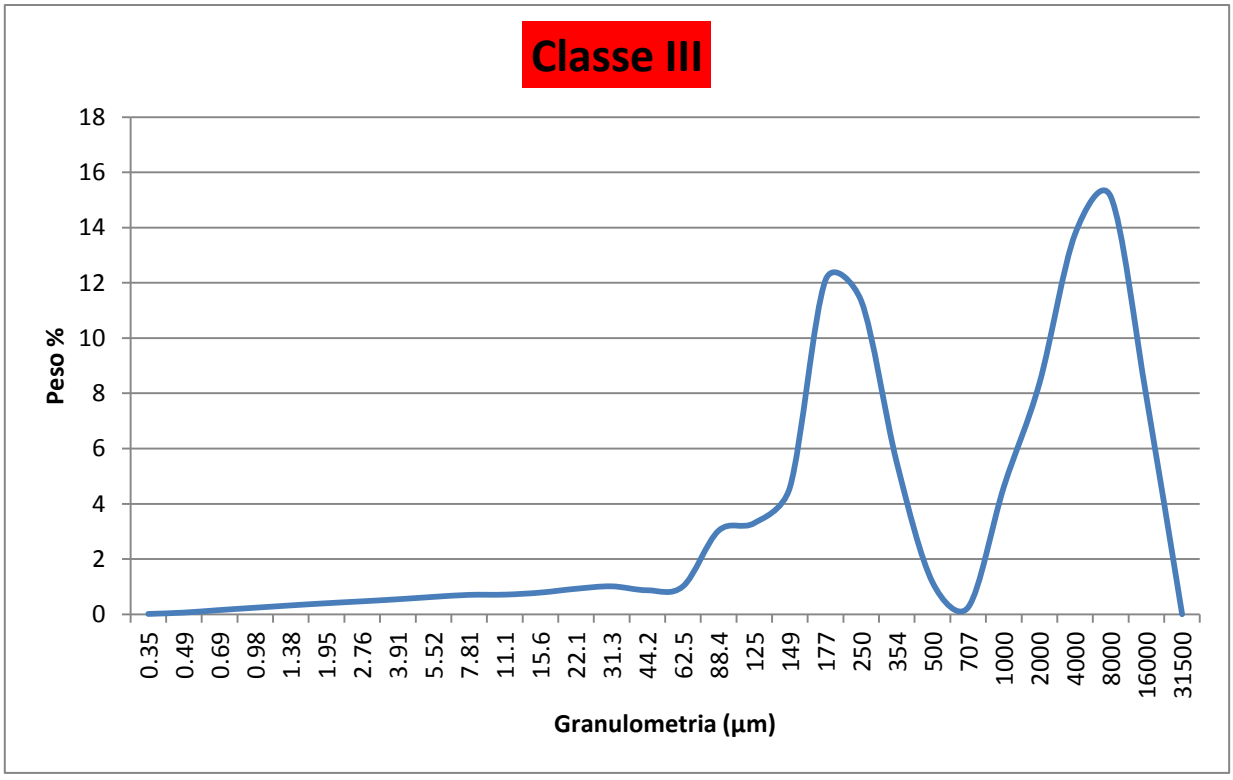
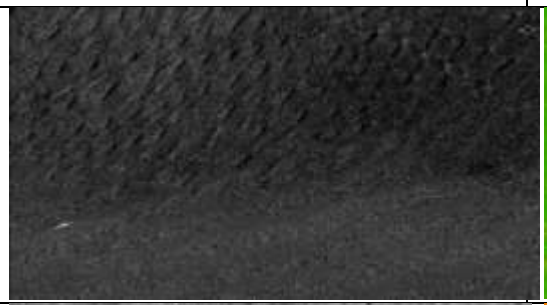
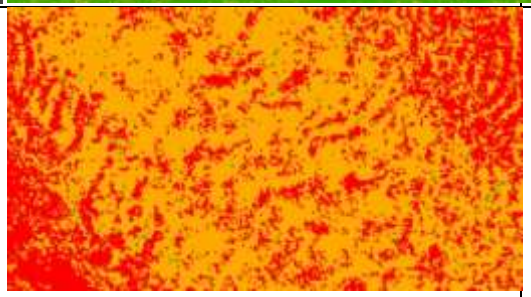
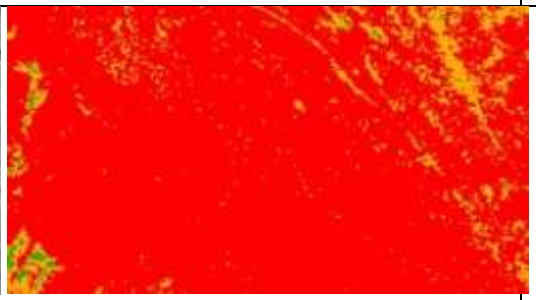
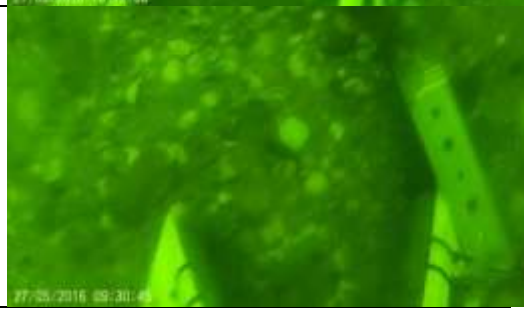


Figura 79. Media delle curve granulometriche dei campioni raggruppati all'interno della classe III. In questa media non sono stati inseriti i campioni A01, A08 e A20, i cui grafici sono consultabili in appendice C.

Le tre classi individuate attraverso la segmentazione sono state rappresentate visivamente in Tabella 15, dove vengono comparati il BS, il BS classificato ed una foto del fondale per ogni classe.

Tabella 15. Classi individuate dall'analisi del backscatter.

	BS originale	BS classificato	Foto
Classe I			
Classe II			
Classe III			
Legenda			

5.1.2. Relazione tra BS e percentuali granulometriche

Al fine di cercare una relazione tra caratteristiche granulometriche e BS, abbiamo seguito la metodologia indicata in McGonigle and Collier (2014) e Montereale Gavazzi et al. (2016), per cui attorno ad ogni punto campionato è stato ritagliato un quadrato della misura di 5 m x 5 m. La misura del quadrato è stata scelta per tenere in considerazione l'errore di posizionamento dovuto soprattutto alla forza delle correnti. Da osservazioni fatte in campo è stato possibile notare che l'angolo di immersione della benna non è mai stato maggiore di 10°, e che la profondità dell'acqua non ha mai superato i 15 m nei punti di campionamento. Il cerchio risultante, che presentava un diametro di 2.6 m, è stato per comodità approssimato ad un quadrato di lato 5 m. Da questo quadrato è stato estratto il valore medio di BS utilizzato per le correlazioni seguenti.

Mettendo in relazione i dati di BS e la frazione ghiaiosa (> 2 mm) (Figura 80) si evidenzia una correlazione positiva (R^2=0.36). Un valore superiore viene trovato sia da McGonigle e Collier (2014) (R^2=0.52), che da Fogarin (2014) (R^2= 0.55).

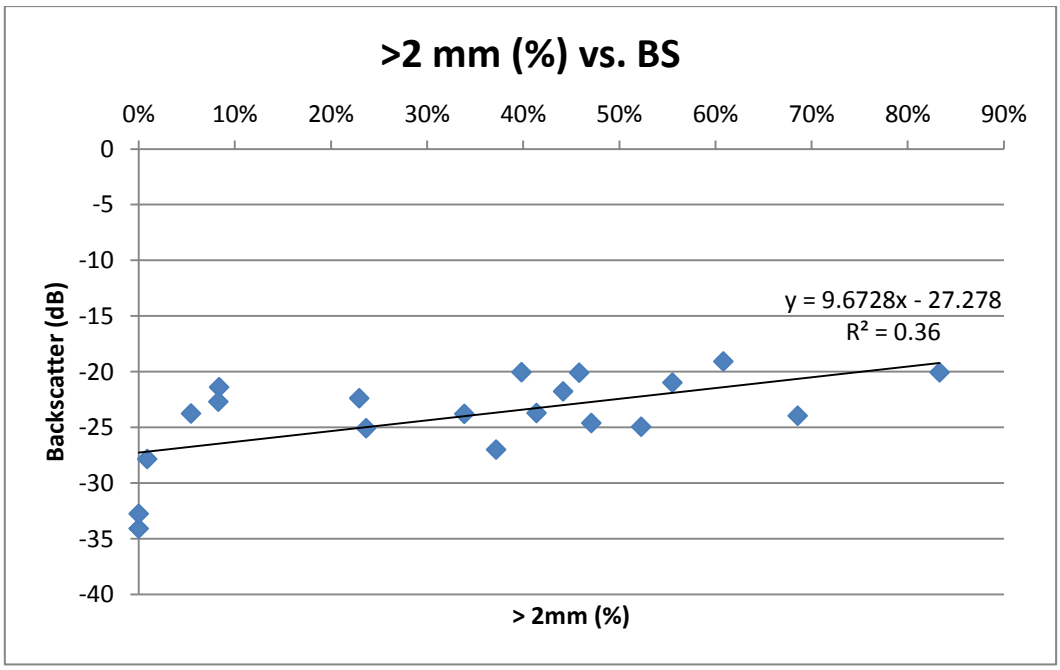


Figura 80. Correlazione tra la % >2 mm ed intensità di BS.

Per quanto riguarda la relazione tra percentuale di sabbia (2 mm - 0,063 mm) ed intensità di BS, non è stato trovato alcun legame (R^2=0.05 - Figura 81), mentre la moderata correlazione (R^2=0.34), che viene mostrata dal grafico in Figura 82 tra percentuale di

fango (<63 µm) ed intensità di BS, è influenzata dall'unico punto presente sulla destra del grafico, data la bassa numerosità dei campioni, perciò il valore non può essere ritenuto rappresentativo. Mc Gonigle e Collier (2014) trovano comunque lo stesso valore per questa correlazione, che invece è ben più elevato in De Falco (2010) (R^2=0.70).

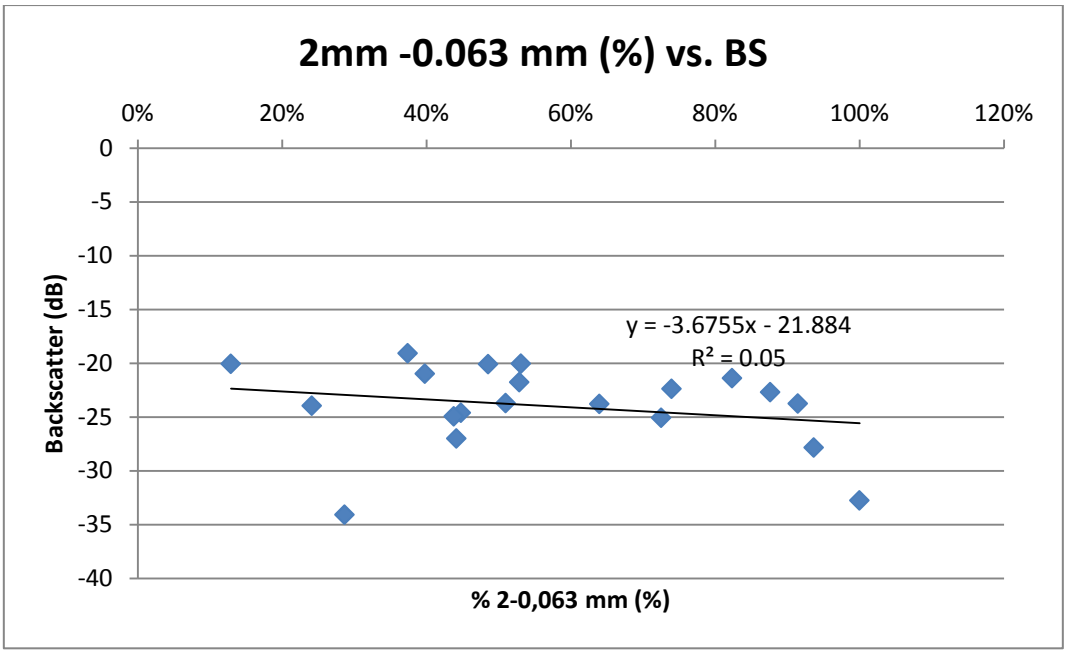


Figura 81. Correlazione tra la contenuto di sabbia ed intensità di BS.

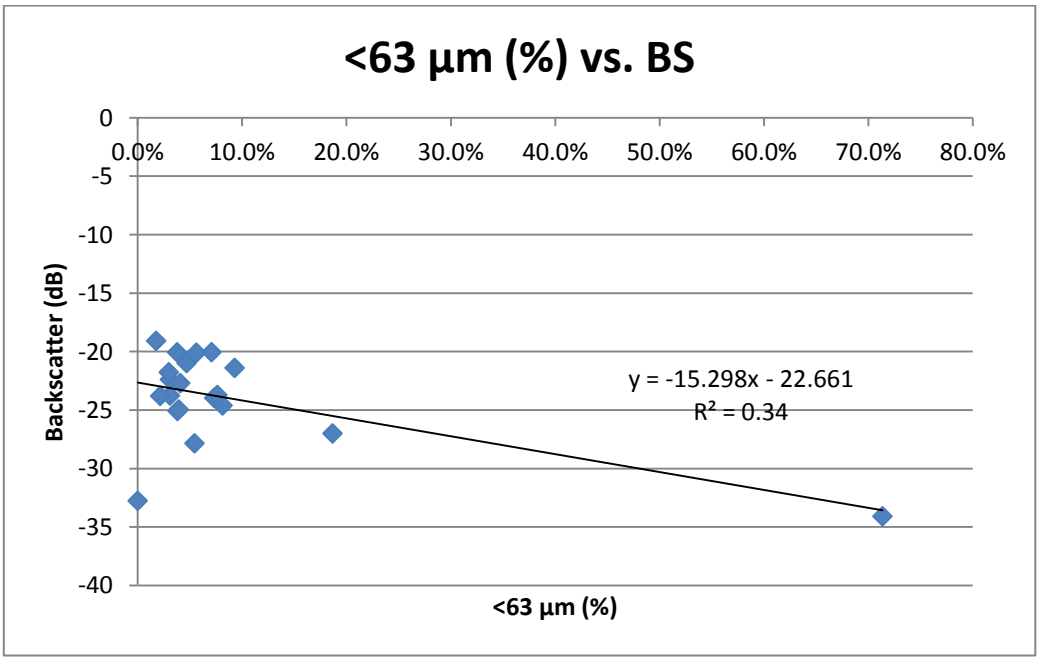


Figura 82. Correlazione tra il contenuto di fango ed intensità di BS.

Nonostante le correlazioni trovate in questo lavoro non siano sempre molto buone, come invece quelle degli studi citati, si può comunque affermare che, in accordo con gli autori sopra menzionati, il segnale di BS risponda meglio alla presenza di frammenti di grandi dimensioni.

5.1.3 Confronto tra BS e diametro medio

Un altro confronto che è stato analizzato è quello tra intensità di BS e diametro medio delle particelle. Per poter comparare i nostri risultati con i lavori di Collier e Brown (2005) e McGonigle and Collier (2014), si è proceduto a trasformare i valori del diametro medio di ogni campione espresso in micrometri (μm) in unità phi (Φ) attraverso la formula:

$$\Phi = -\log_2 d$$

dove *d* è il diametro delle particelle espresso in mm. In accordo con Collier e Brown (2005), emerge una buona correlazione (Figura 83) tra le due variabili (R^2=0.53).

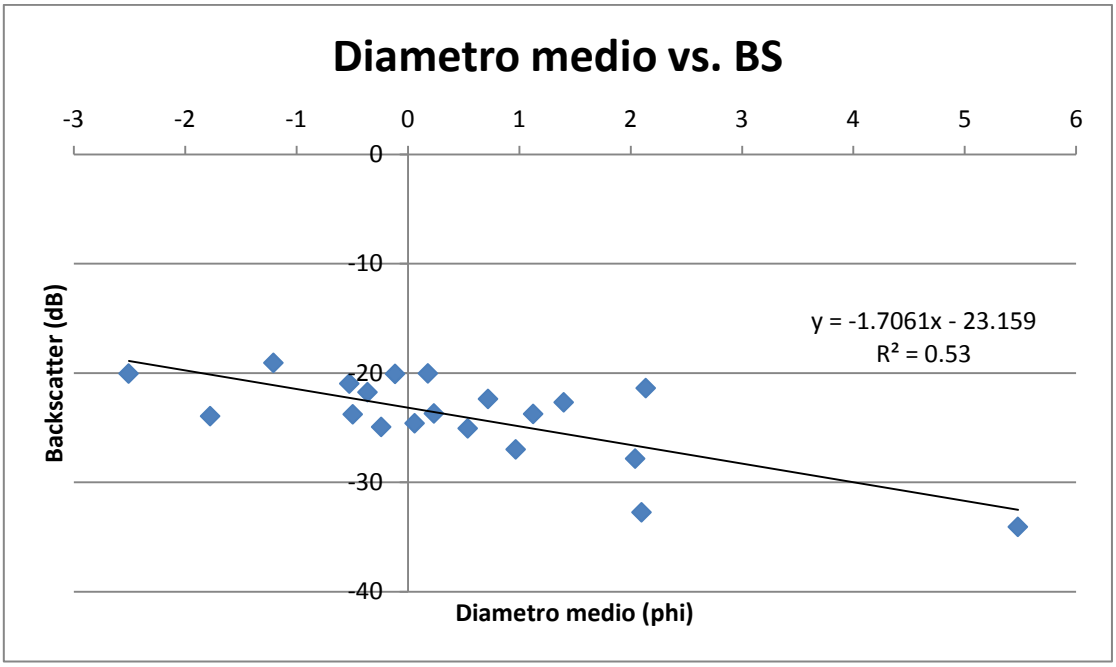


Figura 83. Correlazione tra diametro medio ed intensità di BS.

Questo legame è invece leggermente superiore (R^2=0.62) in McGonigle and Collier (2014), e ciò potrebbe essere imputabile alla scelta delle dimensioni del quadrato attorno ad ogni campione da cui è stata estratta l'intensità media di BS. In questo lavoro, per

quanto esposto al paragrafo 5.1.2., è stato selezionato un quadrato di 5 m x 5 m, mentre McGonigle and Collier (2014) ne utilizzano uno di 25 m x 25 m.

5.1.4. Accuracy assessment

Poiché ogni mappa è semplicemente un modello o una generalizzazione della realtà (Maling, 1989; Dicks & Lo, 1990; Brown et al., 1999; Smits et al., 1999) conterrà degli errori. Infatti, accompagnata al processo di generalizzazione, ci sarà una perdita di informazioni e quindi di completezza (Maling, 1989), ed è perciò importante che la qualità delle mappe tematiche derivate da indagini in remoto, come quelle realizzate in questa tesi, venga valutata (Foody, 2002). Il termine "accuratezza" in questo contesto è utilizzato per descrivere il grado di correttezza di una mappa o di una classificazione. Essenzialmente, l'accuratezza di una classificazione si riferisce a quanto la classificazione derivata da una certa immagine concordi con la realtà o si adegui ad essa (Maling, 1989; Smits et al., 1999). Al contrario, un errore nella classificazione è una discrepanza tra la situazione rappresentata sulla mappa tematica e la realtà stessa (Foody, 2002).
Il metodo più utilizzato per stimare l'accuratezza di una classificazione è una matrice di errore (o *confusion matrix*), cioè una tabella che mostra la corrispondenza tra il risultato della classificazione e i dati raccolti in campo (Foody, 2002) (Figura 84).

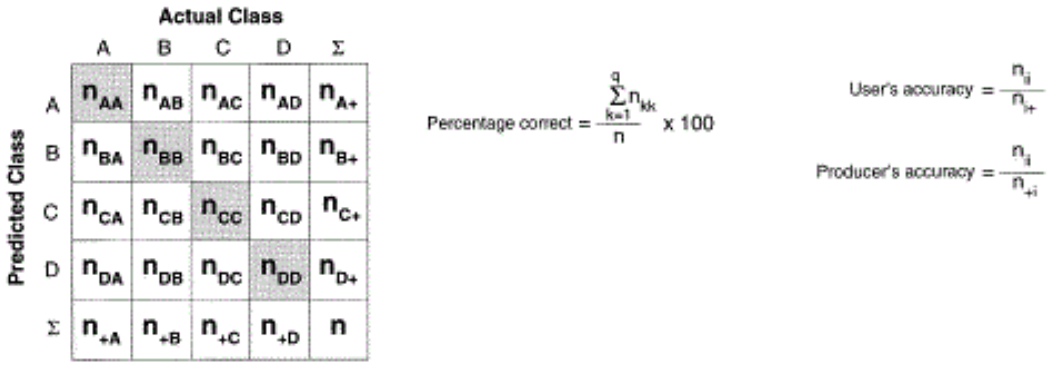


Figura 84. Esempio di *confusion matrix* e statistiche utilizzate.

In questo lavoro, la matrice viene utilizzata per valutare la corrispondenza tra le classi di BS ottenute secondo l'algoritmo di Jenks e il raggruppamenti dei campioni. La classificazione totale dell'accuratezza si ottiene dividendo il numero dei campioni che

corrispondono alla classe corretta per il numero totale di campioni. La *producer accuracy* indica un errore di omissione (quanto bene è stata classificata una certa area), mentre la *user accuracy* identifica un errore di inclusione, cioè la probabilità che un'area classificata all'interno di una categoria rappresenti realmente quella categoria in campo.

Tabella 16. Matrice che valuta l'accuratezza della classificazione.

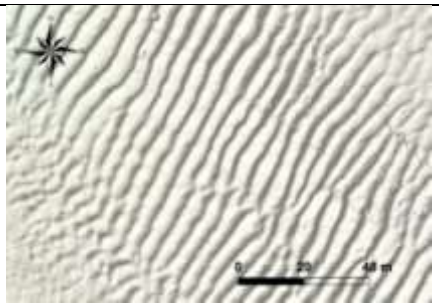
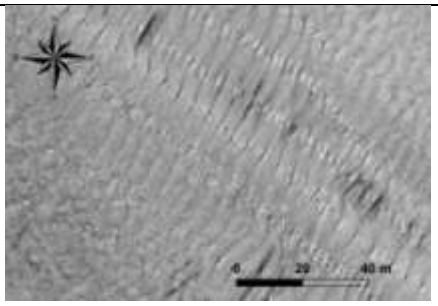
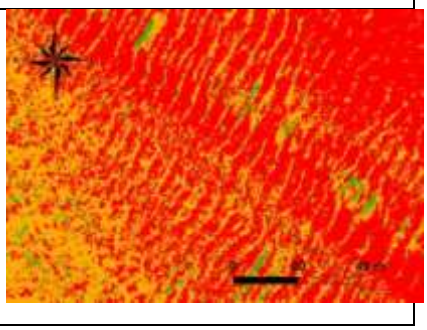
		Gruppi campioni				
		I	**II**	**III**	**tot righe**	**users accuracy**
BS classificato	**I**	1	1	0	2	0.50
	II	0	4	2	6	0.67
	III	0	2	10	12	0.83
	tot colonne	1	7	12	20	
	producers accuracy	1.00	0.57	0.83	**overall accuracy**	**0.75**

I valori di accuratezza trovati in Tabella 16, anche se non ottimali, sono simili a quelli trovati in Diesing et al. (2014) nel mare del Nord. La limitazione maggiore è dovuta all'incertezza nel posizionamento dei campioni di sedimento (Muller et al., 1998). Un altro fattore di incertezza è legato al fatto che il campionamento non è stato eseguito contemporaneamente ai rilievi MBES, quindi, nel tempo intercorso tra i rilievi acustici e la raccolta dei campioni, la presenza di forti correnti tidali può aver cambiato la distribuzione dei sedimenti nell'area esplorata. Questo avviene in particolare per la classe II, ovvero per i campioni che sono stati raccolti sui campi di dune, dal momento che le dune si possono spostare anche di qualche metro in un solo ciclo di marea (Ernsten et al., 2006; Madricardo et al., 2015).

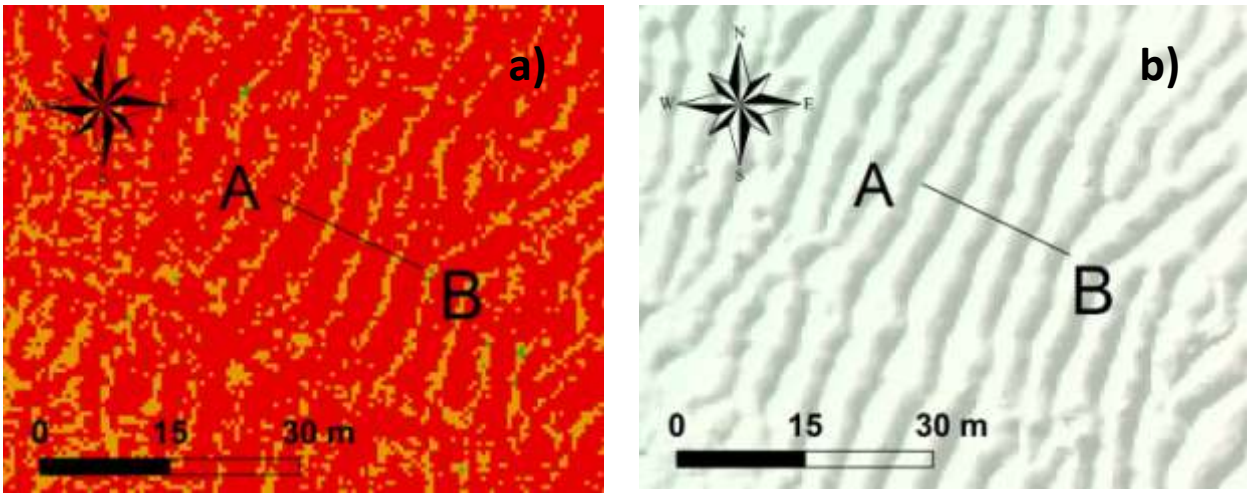
5.2. Forme di fondo e granulometria del sedimento

La ricerca di una relazione tra forme di fondo e tipologia di sedimento presenti nell'area di studio ha portato a studiare la possibile correlazione tra la lunghezza d'onda dei campi di dune e il valore di intensità di BS medio presente nell'area occupata da ogni singolo campo. Quello che si può notare da un'analisi dei dati è che, laddove è presente una bassa intensità di BS, le lunghezze d'onda delle dune sono maggiori. Questa bassa intensità del segnale di BS è quella che caratterizza la classe I, alla quale corrisponde il sedimento più fine trovato: si tratta infatti di un sedimento siltoso argilloso e di sabbia medio-fine. La corrispondenza tra lunghezze d'onda maggiori e sedimento con granulometria fine viene trovata anche da Van Oyen e Blondeaux (2009) nel Mare del Nord. Questo tipo di sedimento viene depositato a basse velocità di corrente, che potrebbero essere compatibili con la situazione delle zone della bocca di Lido dove sono situati questi campi di dune a maggior lunghezza d'onda.
Osservando ad una scala più dettagliata il BS in relazione alla batimetria, è possibile vedere come, in corrispondenza dei campi di dune, ci sia un'alternanza di grigio chiaro e grigio scuro (Tabella 17).

Tabella 17. Comparazione tra batimetria, BS e BS classificato per un campo di dune

	Batimetria	**BS**	**BS classificato**
Campo di dune			

In Figura 85a è osservabile un'immagine ingrandita di un campo di dune. Se si analizza la sezione da A a B (figura 85a e b) si osserva che l'intensità del segnale riflesso è maggiore nel truogolo e diminuisce verso la cresta, (Figura 85c). Infatti partendo dal truogolo e procedendo verso la cresta, la granulometria del materiale diminuisce, per poi aumentare nuovamente dove la pendenza della duna si rompe. Affiancando tra di loro la batimetria ed il backscatter classificato è possibile vedere questa corrispondenza (Figura 90).



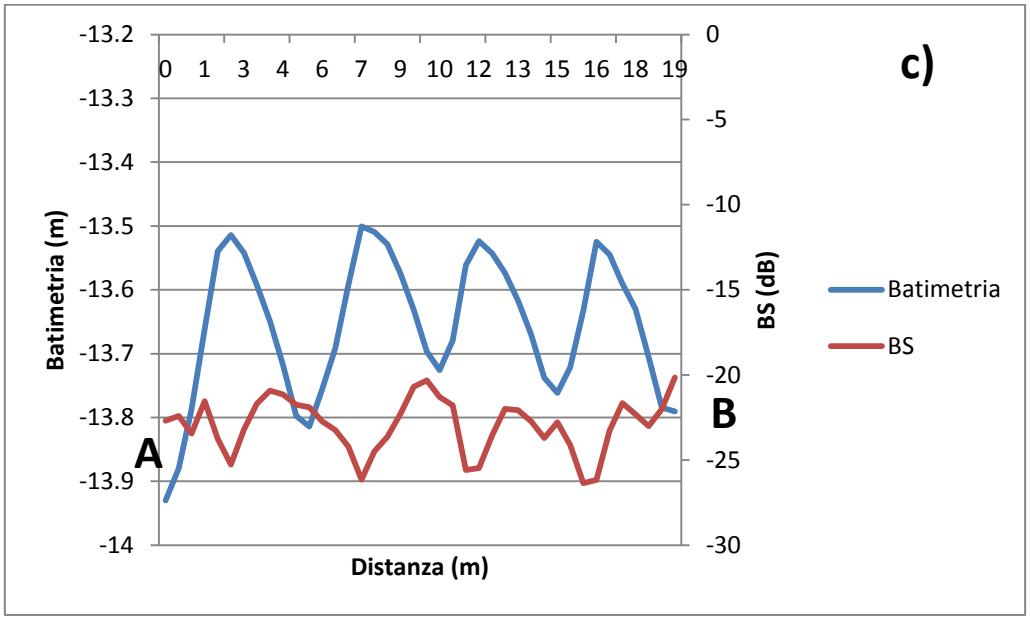


Figura 85. a) Profilo estratto dal BS classificato e b) dalla batimetria di in campo di dune. Nel grafico c) è possibile vedere come ad un'intensità di BS elevata corrisponda il truogolo di una duna, mentre ad una bassa intensità corrisponda la cresta.

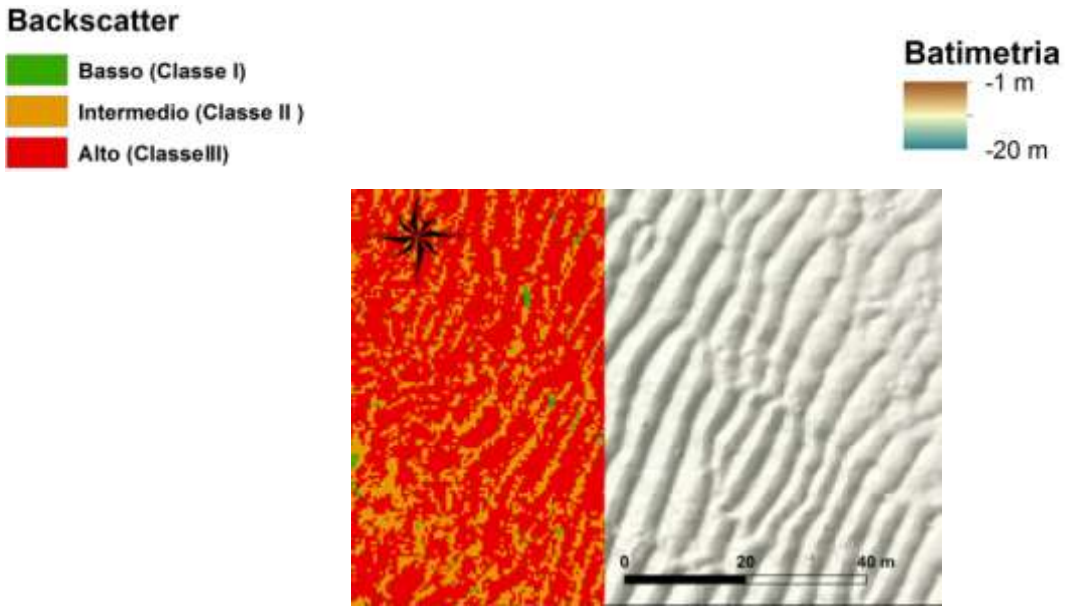


Figura 86. Campo di dune visualizzato nel layer di batimetria (a destra) e nel layer di BS classificato (a sinistra).

Dalla letteratura (Terwindt, 1971; Van Lancker and Jacobs, 2000; Anthony and Leth, 2002; Roos et al., 2007) si è osservato che in alcuni luoghi (nel Mare del Nord meridionale e sulla piattaforma continentale al largo della costa belga occidentale) il diametro medio delle particelle aumenta passando dal truogolo alla cresta, mentre in altri (nel Mare del Nord meridionale e al largo della costa danese occidentale) la distribuzione osservata è opposta. Ciò dipende dalla forza delle correnti; infatti per correnti tidali moderate, come nel caso della bocca di porto di Lido, si nota che la frazione più fine tende ad accumularsi sulla cresta, mentre dove le correnti sono maggiori la frazione più fine si deposita nel truogolo (Van Oyen et al., 2013).

Sulla grande duna all'ingresso dell'inlet del Lido la distribuzione di sedimento è la stessa per tutti e tre i dataset, e sembra essere opposta a quella che si trova sui campi di dune. Sulla cresta è presente il materiale più grossolano, appartenente alla classe III, mentre, dove la pendenza si rompe, il materiale diventa più fine. Qui si trova prevalentemente materiale appartenente alla classe II (Figura 87). Probabilmente questo pattern invertito sulla grande duna è dovuto al fatto che in questo punto la velocità delle correnti aumenta. Le fotografie del fondale realizzate nell'anno 2016 hanno dimostrato che questo materiale grossolano, in superficie è prevalentemente composto da conchiglie intere e frammenti di grosse dimensioni.

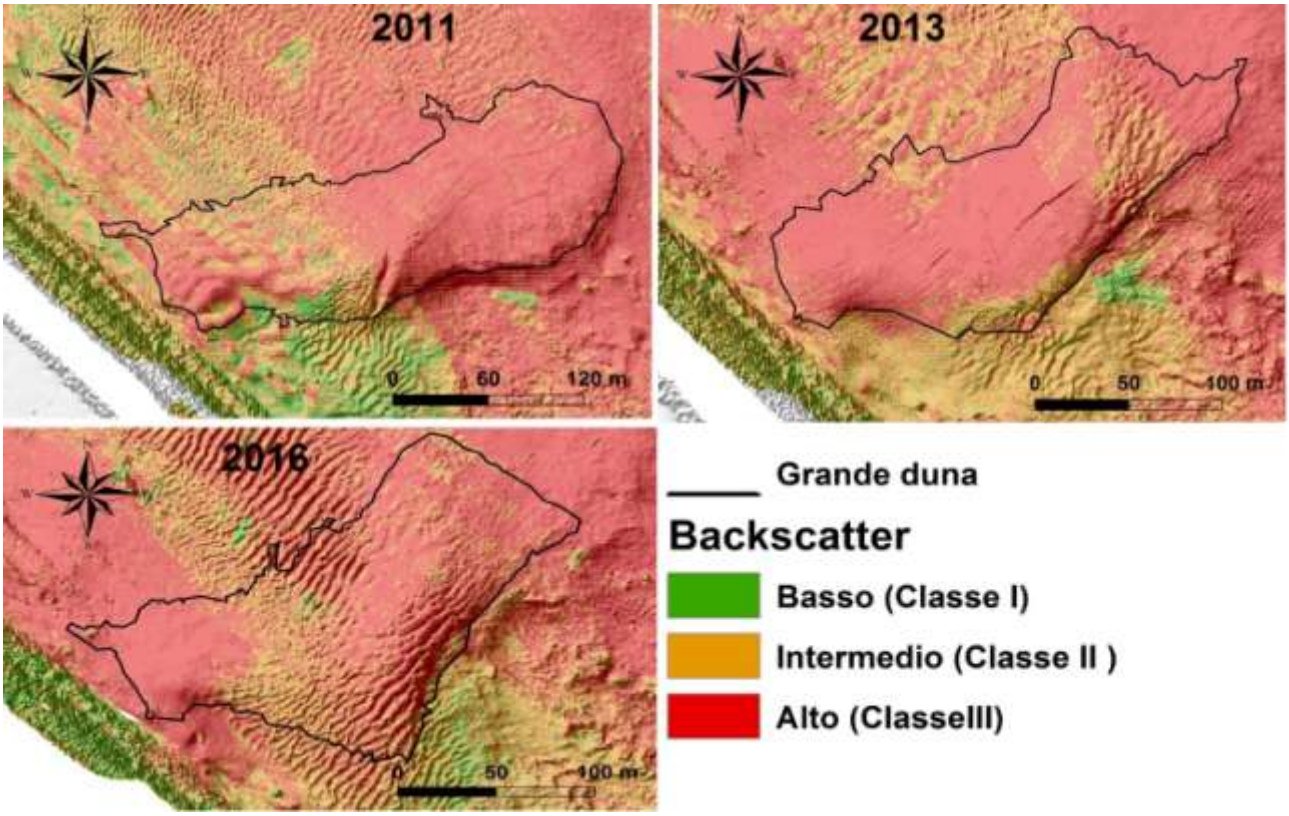


Figura 87. Grande duna negli anni oggetto dello studio. Nell'immagine il layer di hillshade e quello del BS classificato sono stati sovrapposti.

Nell'anno 2016 sono chiaramente visibili al di sopra della grande duna dei campi di dune più piccoli sovraimposti, che non erano presenti negli anni precedenti.

All'interno degli *scours* 1, 2 e 3 il materiale che si rinviene per tutti e tre i dataset è grossolano, appartenente cioè alla classe III. I rimanenti tre *scours* sono quelli che vengono meno influenzati dagli interventi di dragaggio del canale, perciò il sedimento che si trova al loro interno è dovuto principalmente all'idrodinamica della zona. Dal dataset più vecchio a quello più recente, si può notare che, assieme all'ampliamento di ogni depressione, aumentano anche la zone coperte da materiale grossolano, a discapito di quelle in cui era predominante il materiale più fine. La distribuzione di sedimento all'interno degli *scours* non sembra, però, seguire lo stesso trend in tutti. Lo *scour* 4 (Figura 88) mostra una zona caratterizzata da sedimento più fine (Classi I e II) situata all'estremità nord-ovest, in cui si colloca anche un piccolo campo di dune. Dove le acque sono più profonde appare, invece, essere presente del materiale grossolano, quello appartenente alla classe III.

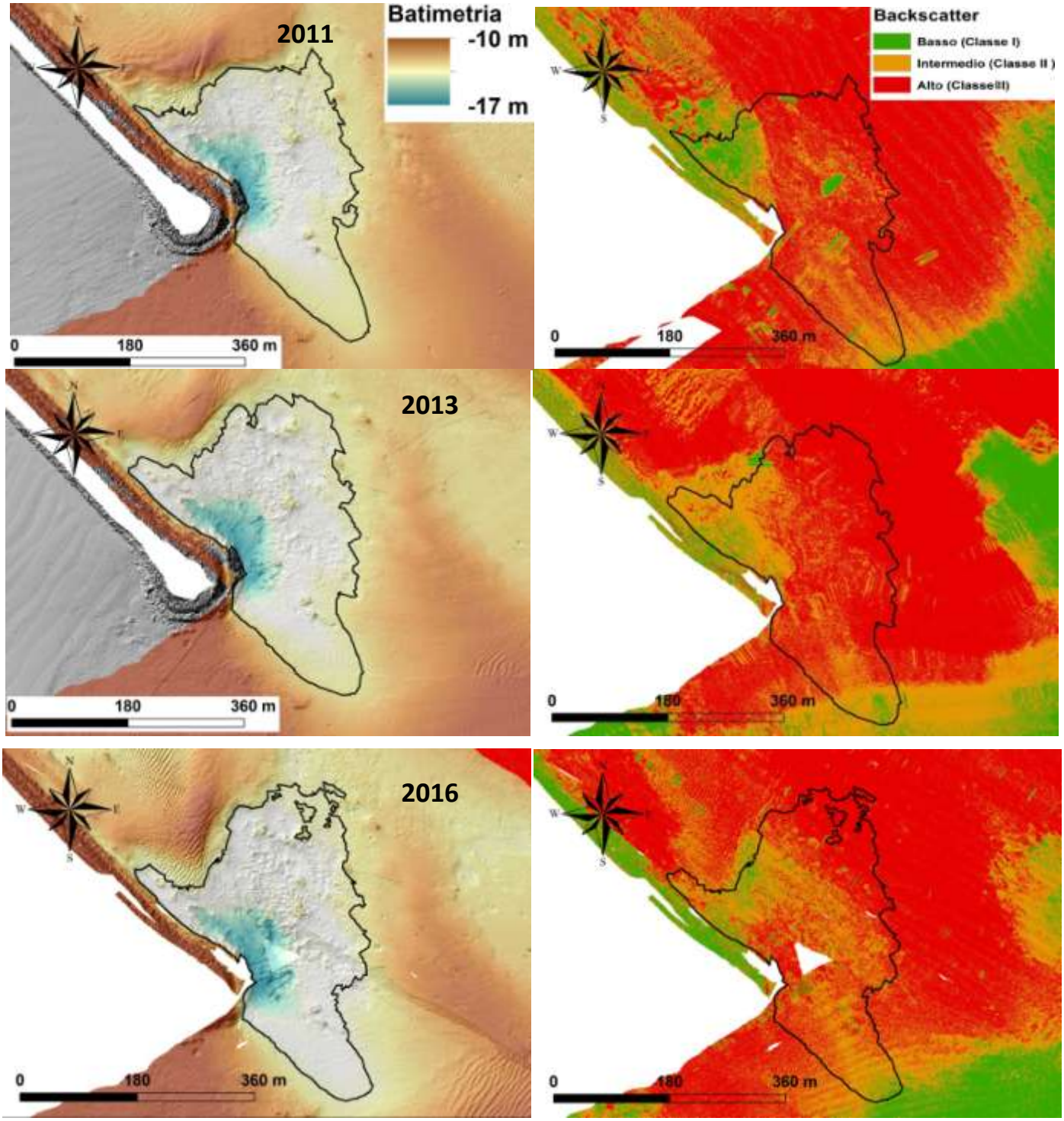


Figura 88. Batimetria e modello 3D del fondale dello *scour* 4 affiancati al BS classificato per ogni dataset.

Anche per lo *scour* 5 (Figura 89) è evidente come la zona più profonda sia quella dove il BS registra il segnale più elevato, corrispondente alla classe III.

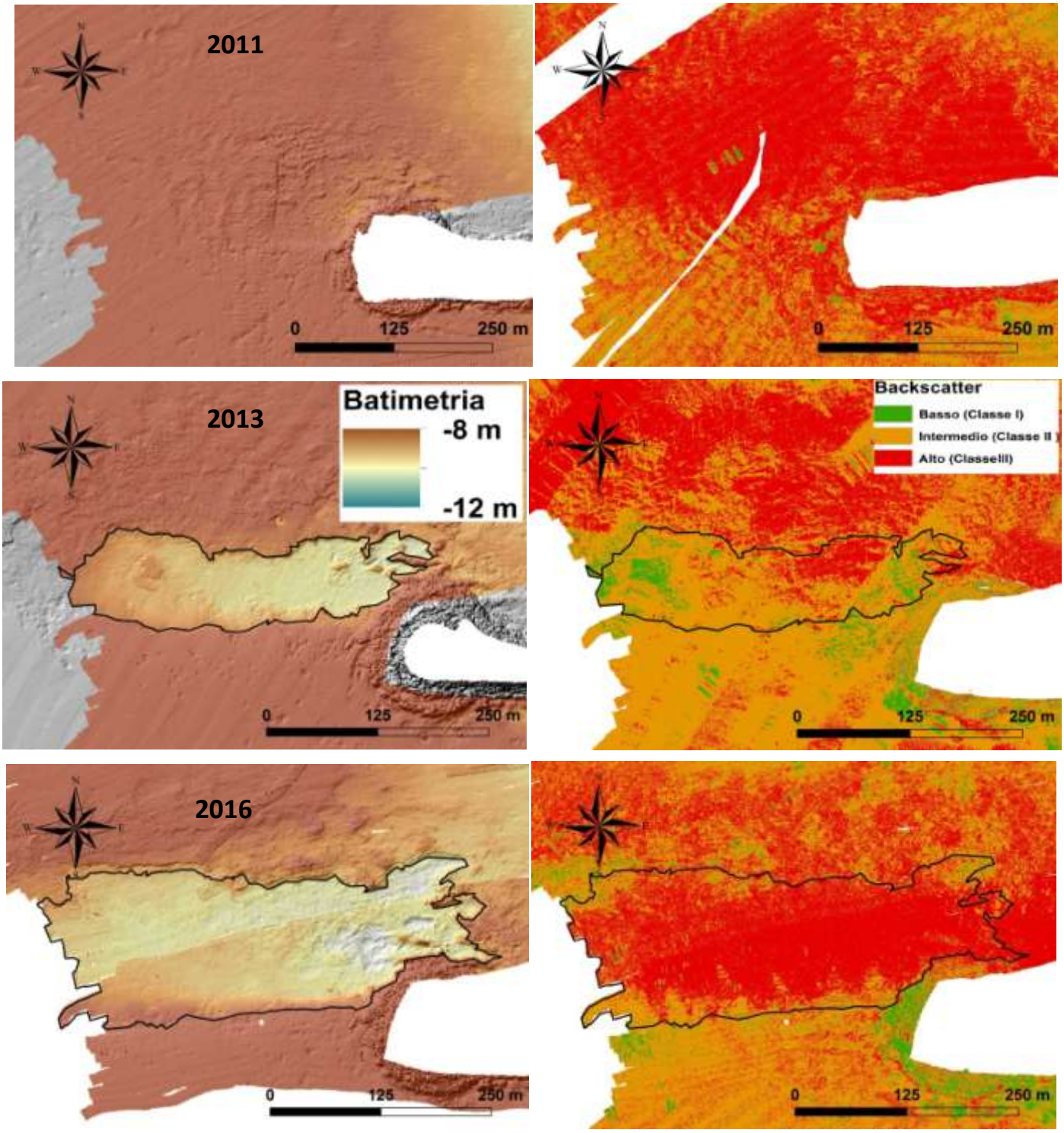


Figura 89. Batimetria e modello 3D dello *scour* 5 affiancati al BS classificato per ogni dataset.

Lo *scour* 6 (Figura 90) mostra un trend opposto: il sedimento fine si trova all'interno, nella zona più profonda, mentre quello più grossolano lungo i margini. La fotografia scattata in

questa depressione (Figura 91) sembra provenire proprio da un punto dove è ben visibile la parte di fondale coperta da materiale siltoso-argilloso, appartenente alla classe I.

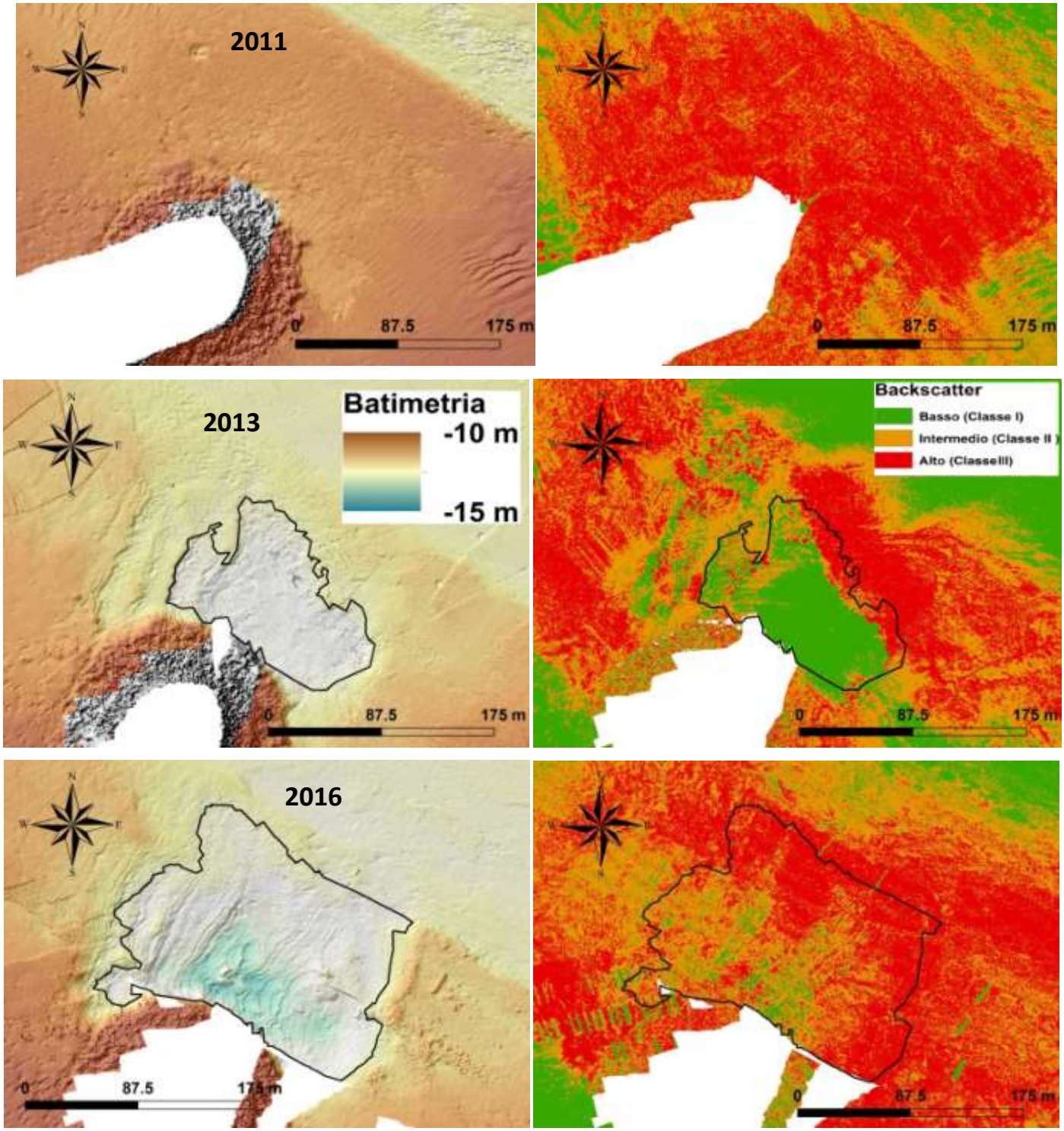


Figura 90. Batimetria e modello 3D dello *scour* 6 affiancati al BS classificato per ogni dataset.

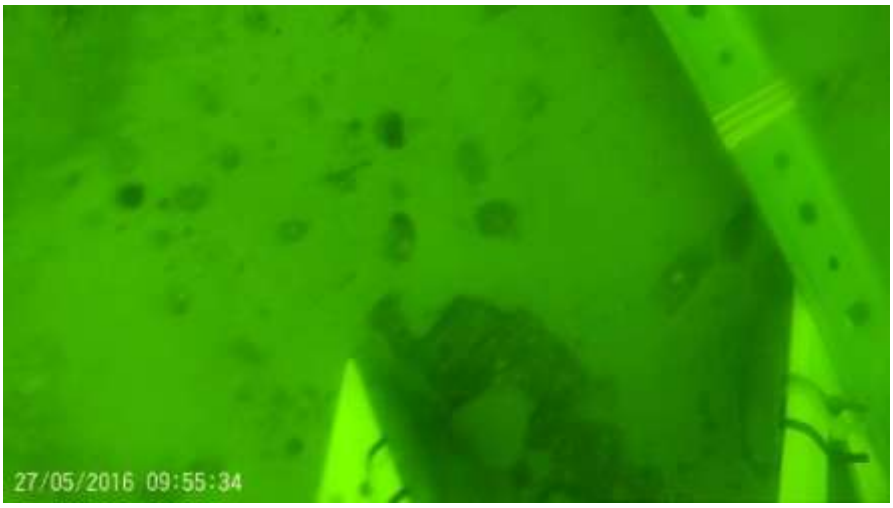


Figura 91. Fondale siltoso-argilloso (Classe I) trovato nello *scour* 6.

Dai dati disponibili non sembra quindi esserci una distribuzione di sedimento uguale per tutti gli *scours*, perciò non risulta possibile affermare che alla parte più profonda di queste depressioni corrisponda del sedimento più grossolano o più fine, poiché in questo studio sono state riscontrate entrambe le situazioni.

5.3. Evoluzione recente della bocca di Lido e confronto con i dati pregressi

Nel corso degli anni indagati in questo lavoro, si è assistito ad una drastica diminuzione delle morfologie presenti nella bocca di Lido. I campi di dune mappati sono passati da 24, nel 2011, a 5 nel 2016, riducendo di ben il 38.8% l'area che occupavano durante il primo rilievo. La velocità a cui è avvenuta questa riduzione è differente nei due periodi analizzati (2011-2013 e 2013-2016), e ciò potrebbe essere dovuto alla costruzione della lunata frangiflutti. Infatti, mentre sono in corso i lavori per la costruzione (2011-2013) si registra una grande diminuzione dell'area occupata da queste morfologie (da 547538 m^2 a 294070 m^2), ad un ritmo di 126734 m^2/anno, dovuta probabilmente alla perturbazione dell'equilibrio preesistente. Sembra, però, che ora il sistema stia evolvendo verso un diverso equilibrio, data la diminuzione della velocità (27202 m^2/anno) con cui i campi di dune scompaiono nei 3 anni successivi (2013-2016, da 294070 m^2 a 212461 m^2). La tendenza a raggiungere un nuovo equilibrio non sembra essere, però, plausibile per il

campo di dune A02 (B05, C15) (Figura 92), per il quale la velocità di riduzione della superficie continua ad aumentare, da 15145 m^2/anno nel biennio 2011-2013, a 19983 m^2/anno nel triennio 2013-2016. Se il sistema non dovesse trovare un nuovo equilibrio e le condizioni che determinano questa diminuzione si manterranno, nel giro di meno di due anni questo campo di dune scomparirà del tutto.

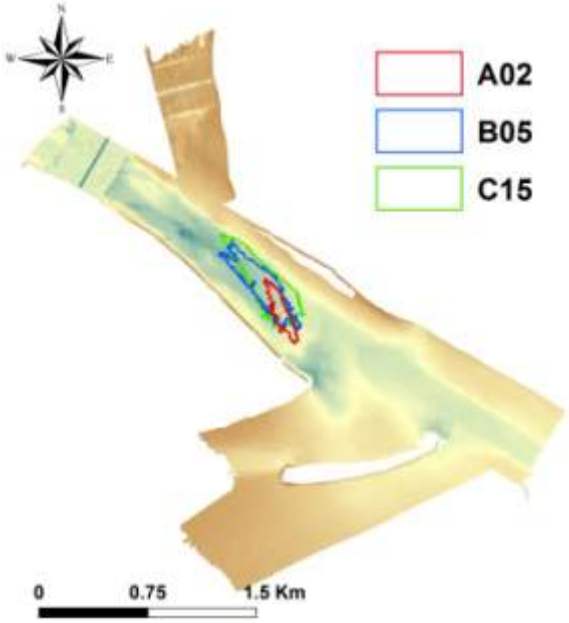


Figura 92. Posizione del campo di dune A02 (2016), B05 (2013) e C15 (2011).

I processi che portano alla formazione di *scours* in presenza di strutture costiere sono stati ampiamente studiati (Hoffmans and Verheij, 1997, Sumer and Fredsøe ,1999, Melville and Coleman, 2000, Sumer et al., 2001). La costruzione della lunata frangiflutti sembra aver cambiato la composizione del sedimento e dei parametri dimensionali degli *scours* ad essa associati (*scours* 5 e 6). Dalle immagini del BS classificato (Figure 89 e 90), si distingue, per le zone occupate da queste due depressioni, un primo periodo (2011-2013) in cui il sedimento passa da più grossolano a più fine. Nel triennio successivo il sedimento cambia nuovamente la sua composizione, tornando ad essere prevalentemente grossolano.

Durante la durata di tutto lo studio, entrambe queste morfologie si sono approfondite (Figure 93 e 94), aumentando sia la loro profondità media (da -8.98 m a -9.14 m per lo *scour* 5 e da -12.48 m a -12.76 m per lo *scour* 6) che la loro profondità massima (da -10.15 m a - 10.85 m per lo *scour* 5 da-13.59 m a -14.36 m per lo *scour* 6).

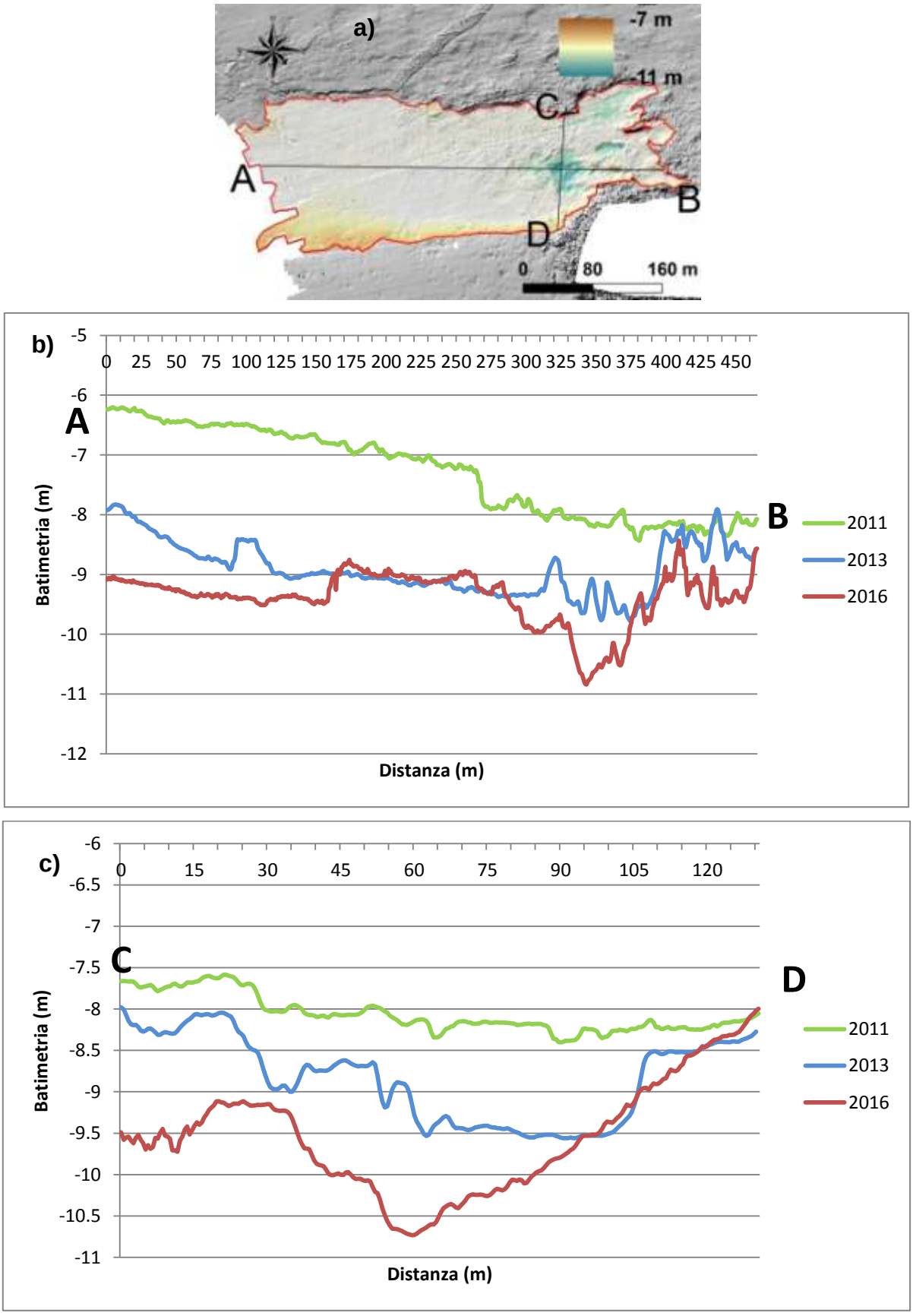


Figura 93. a) Profili estratti per lo *scour* 5 e b) e c) relativi andamenti.

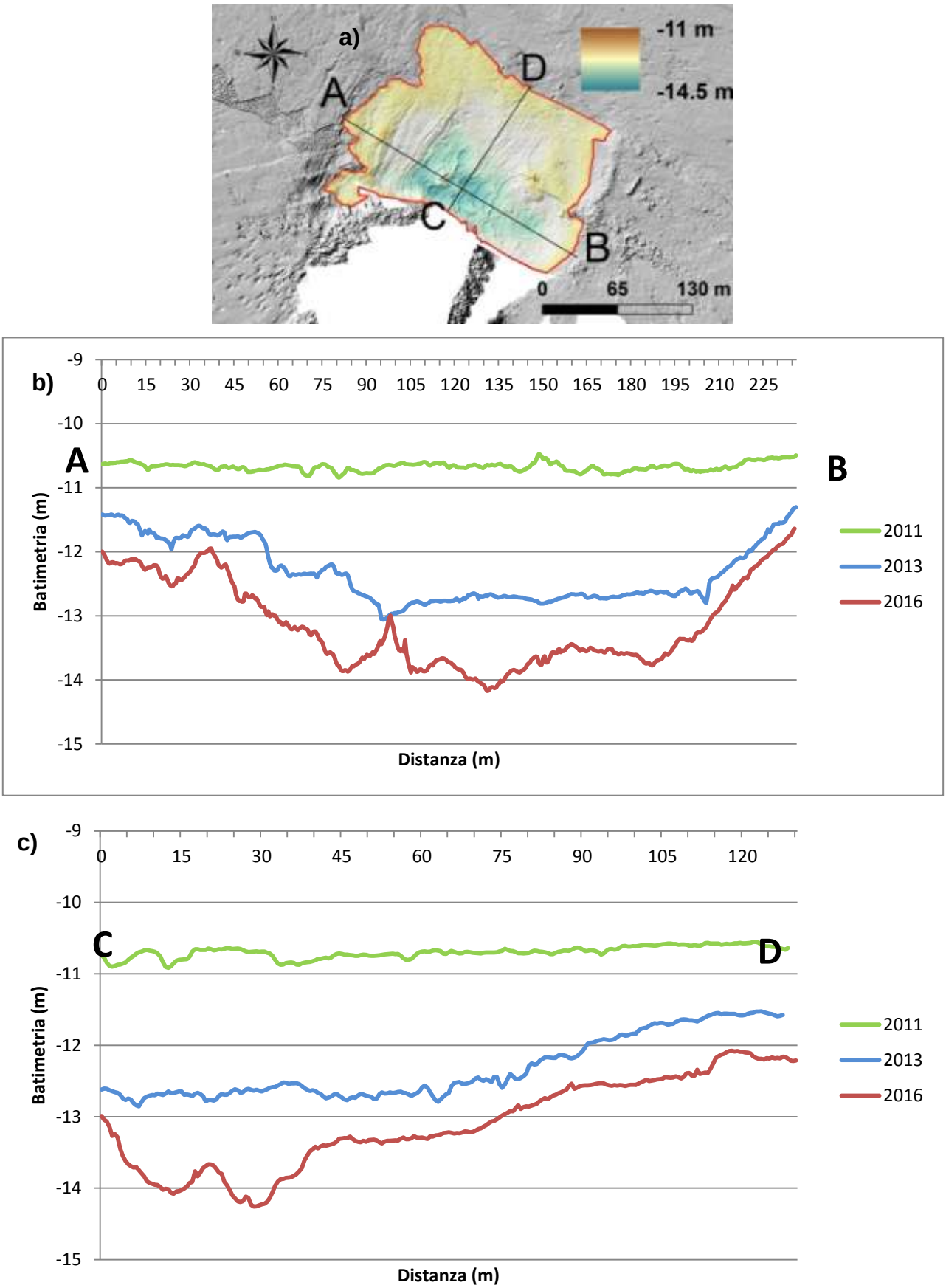


Figura 94. a) Profili estratti per lo *scour* 6 e b) e c) relativi andamenti.

L'approfondimento è dovuto molto probabilmente ad un processo simile a quello che avviene lungo una costa in presenza di un promontorio: la struttura della lunata fa sì che si creino dei vortici in vicinanza degli estremi della struttura (Signell and Geyer, 1991).
Anche dai dati relativi alle differenze volumetriche si può vedere come a prevalere sia un processo erosivo, che porta ad una perdita di sedimento (Tabella 18).

Tabella 18. Perdita di sedimento dagli scours.

	differenza volume 2013-2011 (m^3)	**differenza volume 2016-2013 (m^3)**	**differenza volume 2016-2011 (m3)**
scour 5	-58306	-40040	-130607
scour 6	-21883	-18708	-58137

La velocità con cui il sedimento viene perso è, però, differente nei due periodi studiati. Nel biennio 2011-2013 la velocità dell'erosione è di 29153 m^3/anno per lo *scour* 5 e di 10942 m^3/anno per lo *scour* 6. Queste velocità si riducono nel triennio successivo, dimezzandosi (13347 m^3/anno per lo *scour* 5 e 6236 m^3/anno per lo *scour* 6). Lo stesso tipo di morfologia a *scours* è presente anche alle estremità settentrionale e meridionale della lunata frangiflutti al largo della bocca di porto di Chioggia, quindi una situazione molto simile a quella del Lido (Fogarin, 2014). A differenza di quelli individuati in questa tesi, gli *scours* a Chioggia presentano sia profondità che estensioni maggiori. Questo potrebbe essere dovuto al fatto che la costruzione della lunata frangiflutti alla bocca di porto di Chioggia è precedente alla costruzione di quella di Lido (2003-2006 per Chioggia, 2010-2012 per Lido). Per capire se il ritmo dell'erosione alla bocca di Lido è analogo a quello alla bocca di Chioggia, è stato utilizzato il grafico in Figura 53, relativo all'andamento dell'area occupata dagli *scours* negli anni, dal quale sono state ricavate con il software ExCel le equazioni che descrivono queste funzioni, riportate qui di seguito:

Per lo *scour* 5: $y = 13662x$
Per lo *scour* 6: $y = 5615.5x$
dove y è l'area in m^2 e x il tempo in anni.

La stima è stata compiuta ponendo un tempo di 10 anni, pari cioè al tempo trascorso tra la costruzione della lunata frangiflutti a Chioggia e le misure svolte da Fogarin (2014).
Sono risultati dei valori di 133620 m^2 per lo *scour* 5 e di 56155 m^2 per lo *scour* 6, ed entrambi si avvicinano a quelli misurati a Chioggia (Fogarin, 2014) per i due *scours* analoghi (100500 m^2 e 44000m^2 rispettivamente). Quindi, nonostante l'erosione delle due depressioni alla bocca di Lido sembra essersi ridotta nell'arco dei due periodi analizzati, l'estrapolazione con i dati derivanti dall'indagine alla bocca di porto di Chioggia fa pensare che il processo erosivo in atto possa continuare nel tempo e, nel lungo periodo, portare anche ad un problema di instabilità stessa delle strutture (Sumer et al., 2001).
In Figura 95a sono visibili i due profili estratti per lo *scour* 4. Dal grafico corrispondente al profilo AB (Figura 95b) si nota come questa depressione presenti un versante in erosione (verso mare) e uno (verso la laguna) che, dopo un approfondimento nel biennio 2011-2013, si trova ora in deposizione, tanto da avere raggiunto una quota più elevata nel 2016 rispetto al 2011. Nonostante il versante in accrescimento, c'è stata comunque una perdita netta di sedimento rispetto a tutta la depressione, pari a 51982 m^3. Anche in questo caso, nel secondo periodo, il sedimento che è andato perduto è stato circa la metà di quello perso nel primo biennio, e pure questo dato sembra indicare un rallentamento dell'erosione.

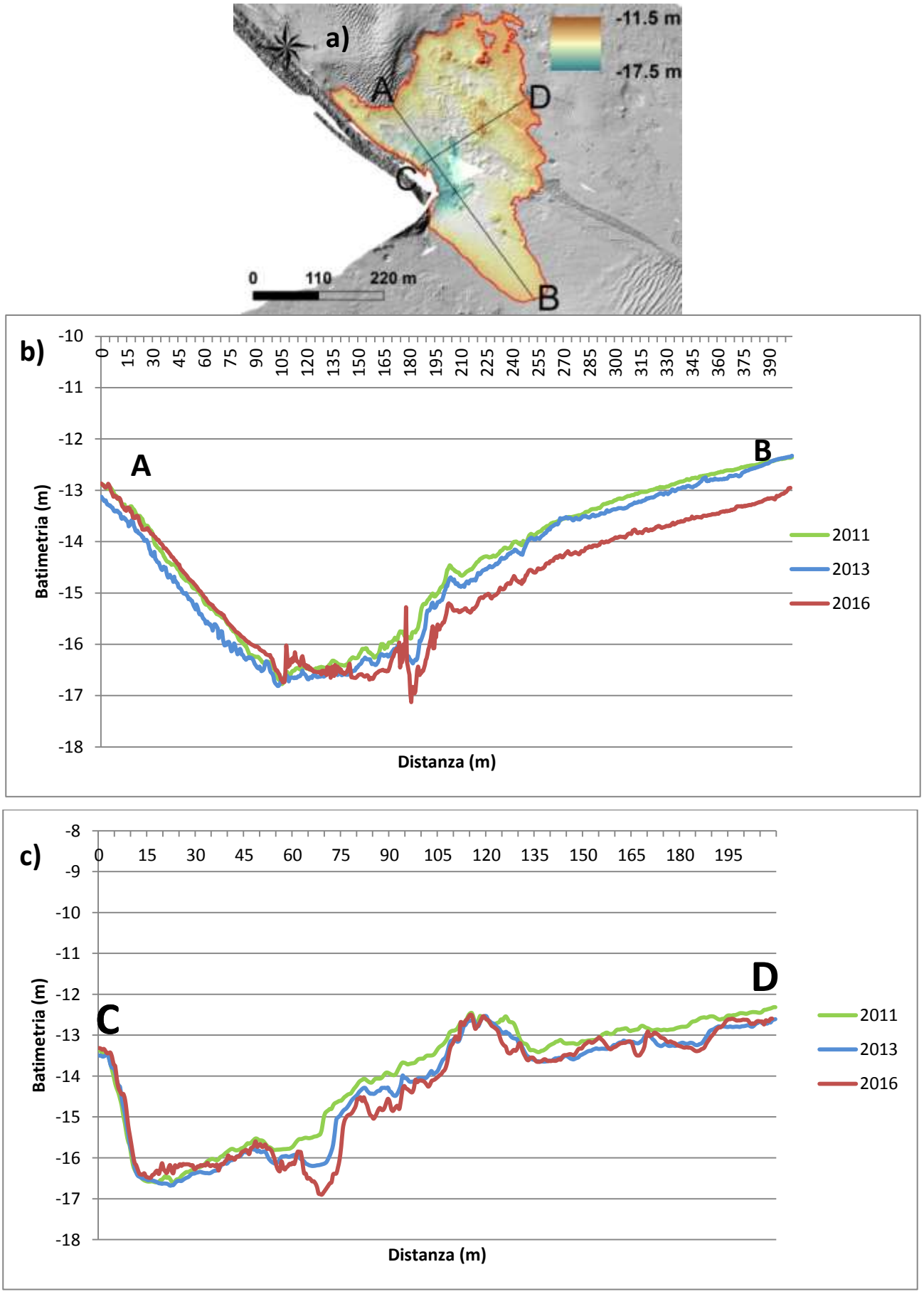


Figura 95. a) Profili estratti per lo *scour* 4 e b) e c) relativi grafici degli andamenti del profilo.

Dal profilo AB (Figura 96a) relativo alla grande duna, si vede un suo avanzamento verso mare (Figura 96b), che corrisponde al riempimento del versante verso la laguna dello *scour* ad essa adiacente (*scour* 4). Il profilo CD (Figura 96a) sempre sulla grande duna, mostra, invece, un arretramento della morfologia verso la laguna (Figura 96c). Questi dati sembrano indicare globalmente una sua rotazione lungo l'asse principale: da una direzione O→E ad una NO→SE. Questa rotazione è visibile anche osservando l'area occupata dalla duna nei tre diversi dataset (Figura 55).

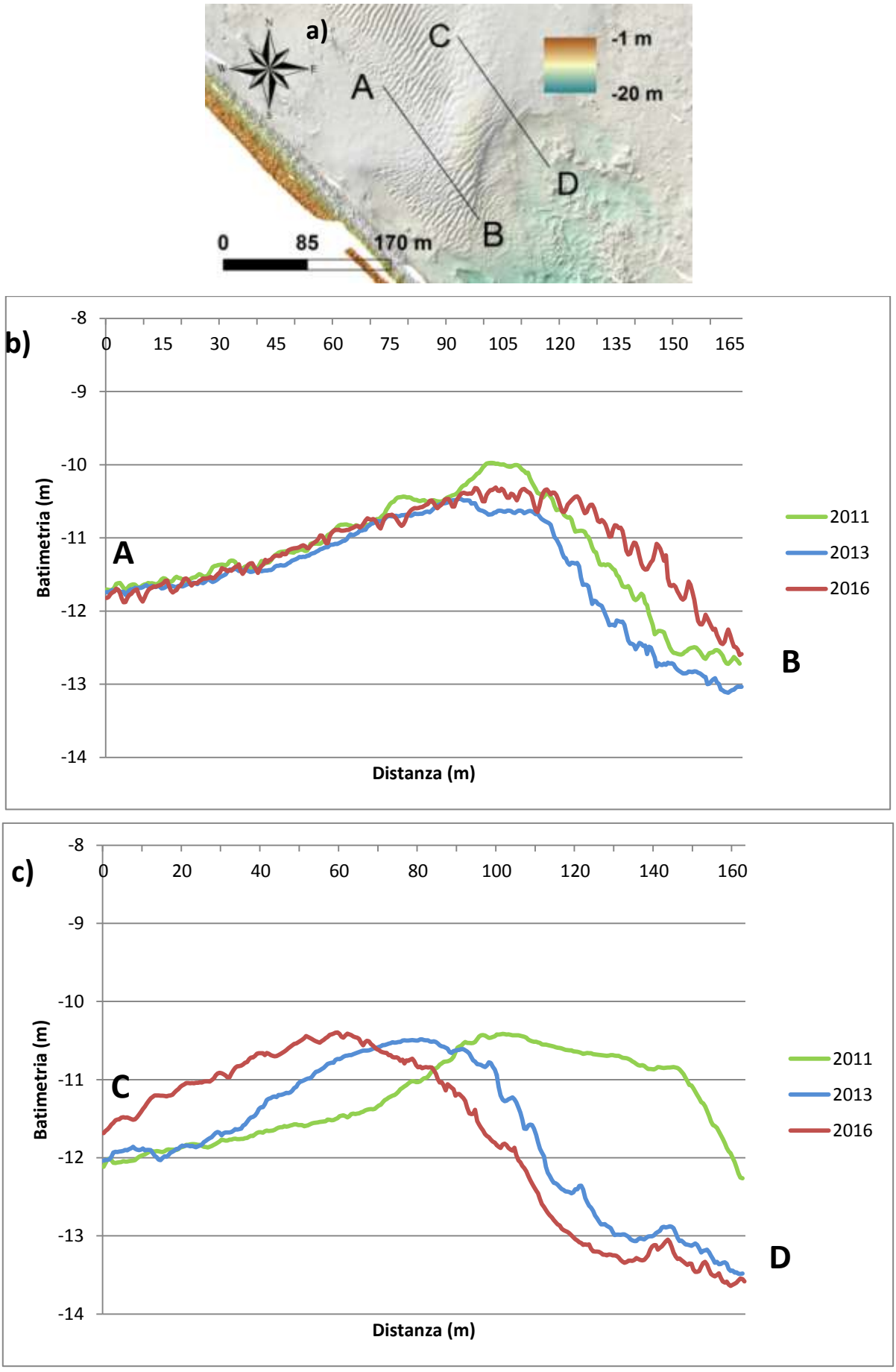


Figura 96. a) Profili estratti per la grande duna e b) e c) relativi andamenti.

La presenza della lunata frangiflutti genera anche la formazione di una zona a deposizione di sedimento fine (il più fine che viene trovato nell'area di studio, classificato come un fango sabbioso) sul suo lato laguna (Figura 47). Il motivo di questo deposito è legato al cambiamento delle condizioni idrodinamiche avvenuto dopo la sua costruzione. In Figura 97 viene mostrato il modello proposto da Helsby (2008), che utilizza dati relativi all'anno 2003, per quanto riguarda le direzioni del trasporto e la tipologia di sedimento trasportato.

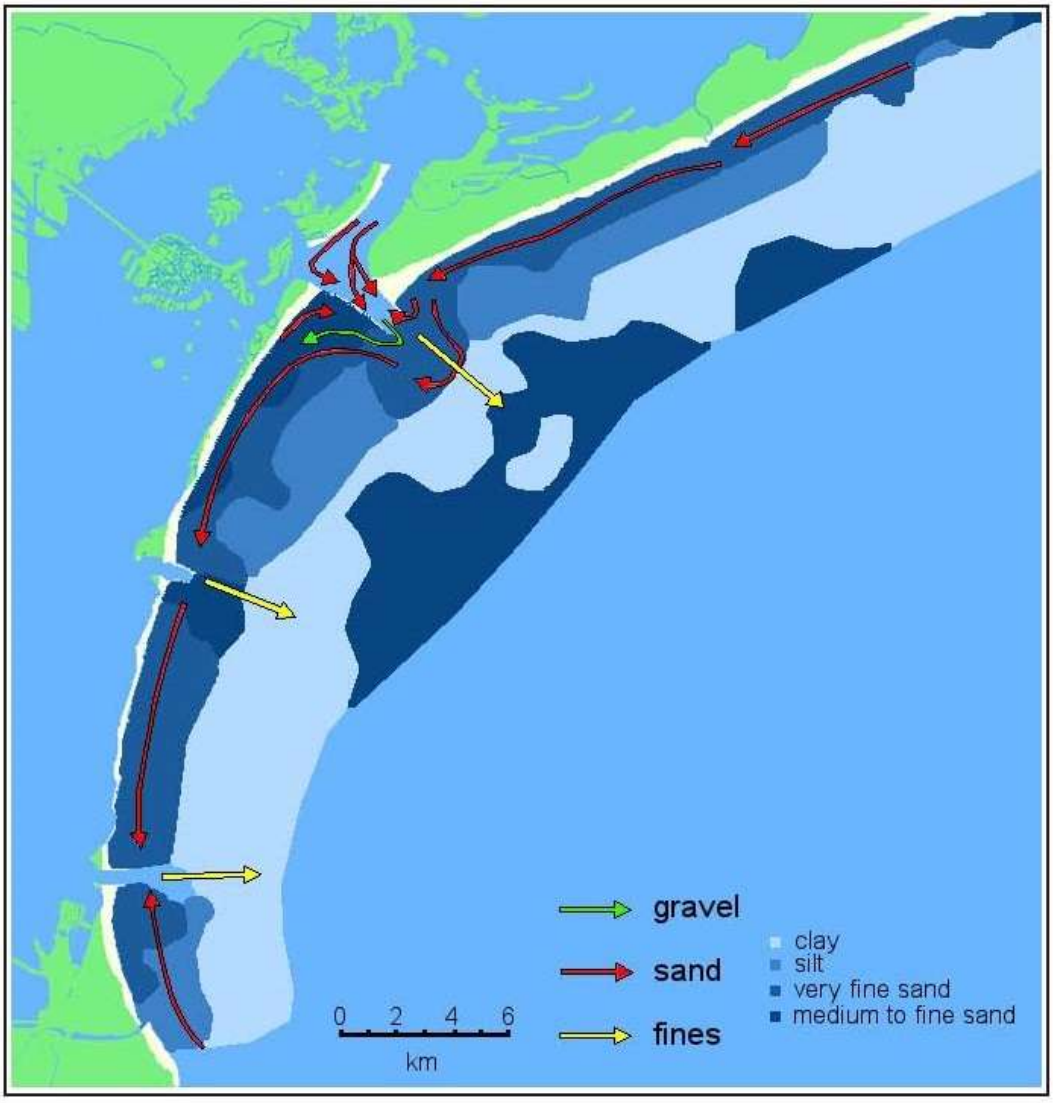
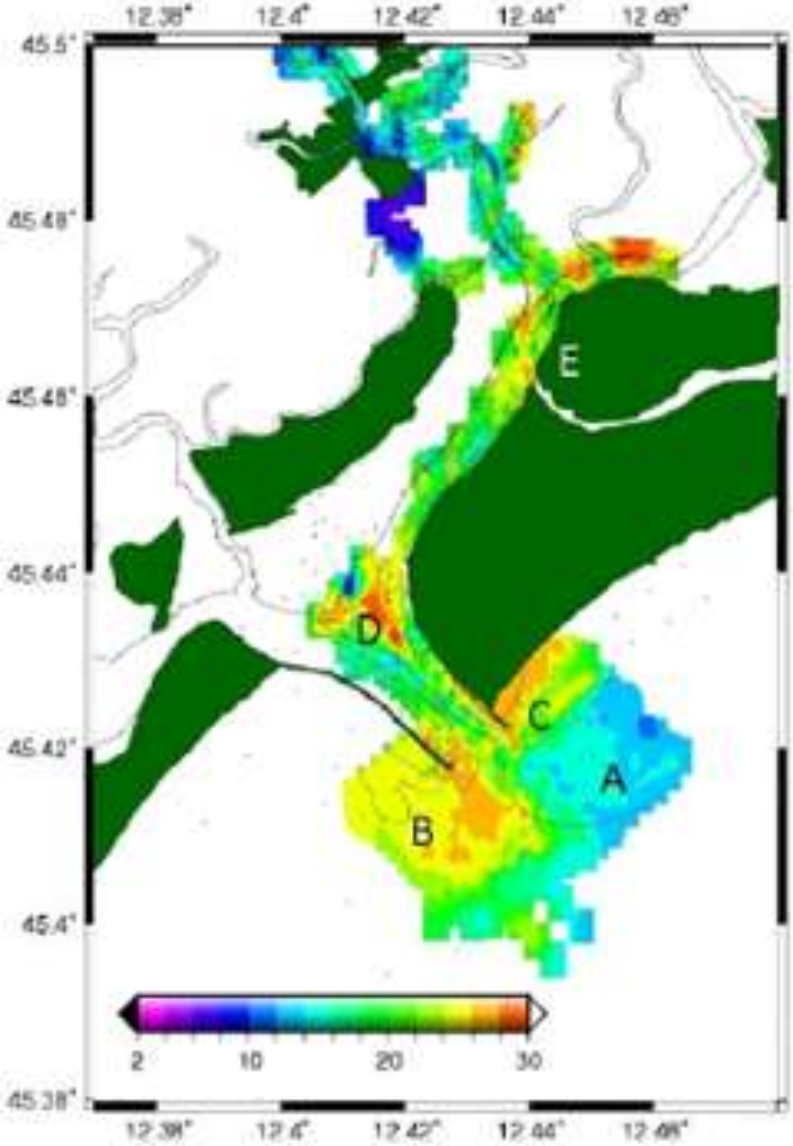


Figura 97. Trasporto di sabbia, ghiaia e sedimento fine alla bocca di porto di lido e lungo il litorale veneziano (Helsby, 2008).

La freccia gialla indica il flusso di marea uscente che portava con sé grandi quantità di sedimento fine. Ora questo getto uscente, così come avviene per la bocca di porto di Chioggia (Fogarin, 2014), viene spezzato in due rami dalla scogliera curvilinea: uno

principale con direzione NO→SE, e uno secondario con direzione N→S, consentendo così anche la deposizione di sedimento molto fine nella zona intermedia tra i due. Confrontando la mappa di riflettività proposta da Helsby (2008) con quella più recente prodotta in questa tesi (Figura 98), si possono notare due mutamenti principali:

1. la riflettività è diminuita notevolmente dove oggi è presente la lunata frangiflutti, soprattutto dal lato laguna;
2. la riflettività è diminuita anche nelle vicinanze dell'Isola Nuova.



(a) Reflectivity

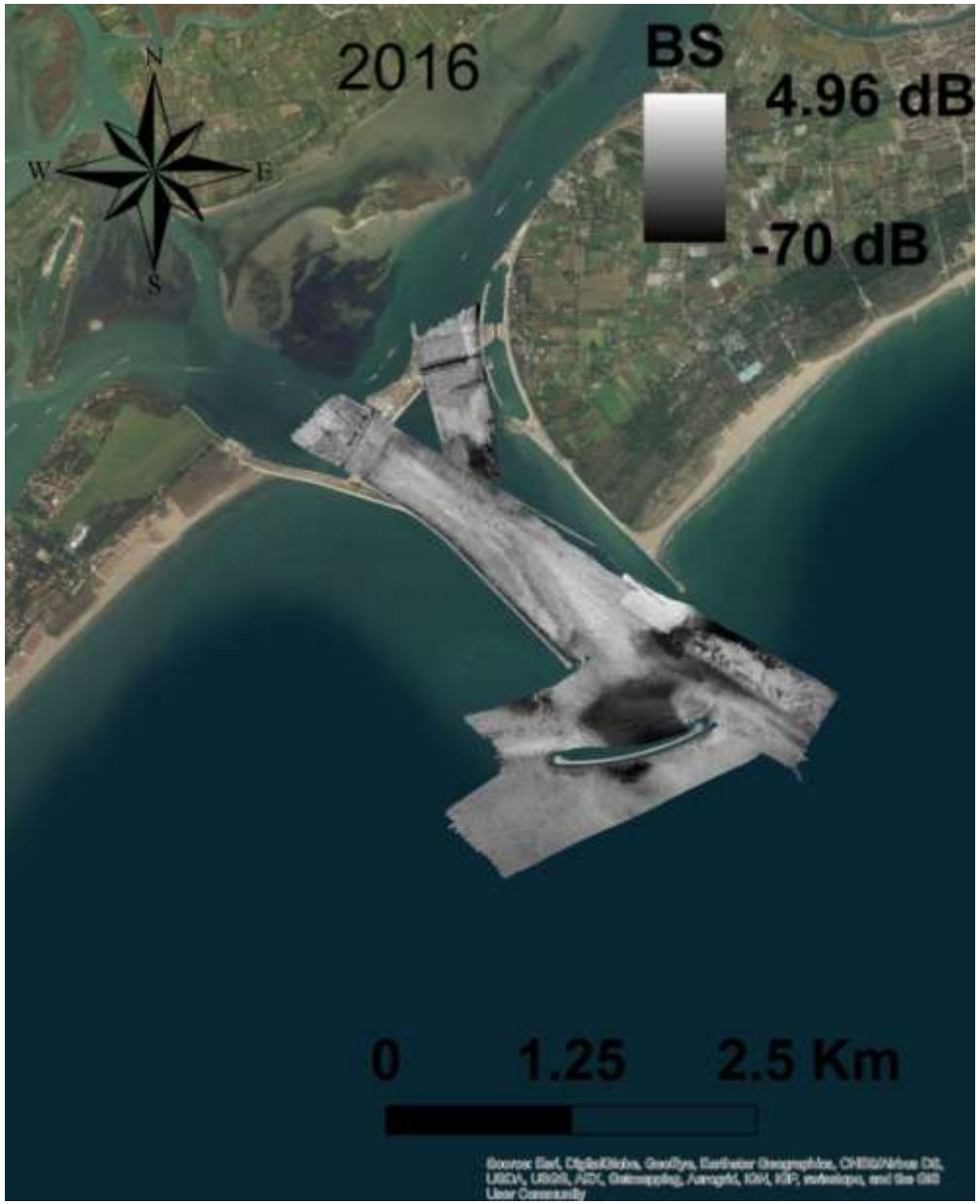


Figura 98. A sinistra la mappa di riflettività relativa a dati dell'anno 2004 proposta da Helsby, dove in rosso sono indicate le zone ad alta riflettività ed in blu quelle a bassa riflettività. A destra la mappa di intensità di BS prodotta in questa tesi per l'anno 2016. Le zone ad elevato BS sono rappresentate in bianco, quelle a basso BS in nero. I termini riflettività e BS sono sinonimi.

Per verificare se effettivamente è variata la tipologia di sedimento delle due aree sopra citate, sono state create, con i dati granulometrici dell'anno 2016, delle mappe di distribuzione dei sedimenti per le frazioni granulometriche di ghiaia (> 2 mm), sabbia (2 mm - 0.063 mm) e fango (<0.063 mm) attraverso l'interpolazione con il metodo del Kriging (Figura 99) che sono state confrontate con delle mappe analoghe proposte sempre da Helsby (2008), riguardanti la distribuzione di sedimento alla bocca di porto di Lido nell'anno 2004 (Figura 100). Quest'ultimo confronto ha permesso di vedere come, nella zona di cui al punto 1, la percentuale di fango è aumentata, mentre sono notevolmente diminuite quelle di sabbia e ghiaia.

Le mappe di interpolazione non coprono la zona di cui al punto 2 ma, da un'analisi della mappa del BS classificato, si nota come quella zona ricada, a differenza del 2004, all'interno di un'area caratterizzata da sedimento fine.

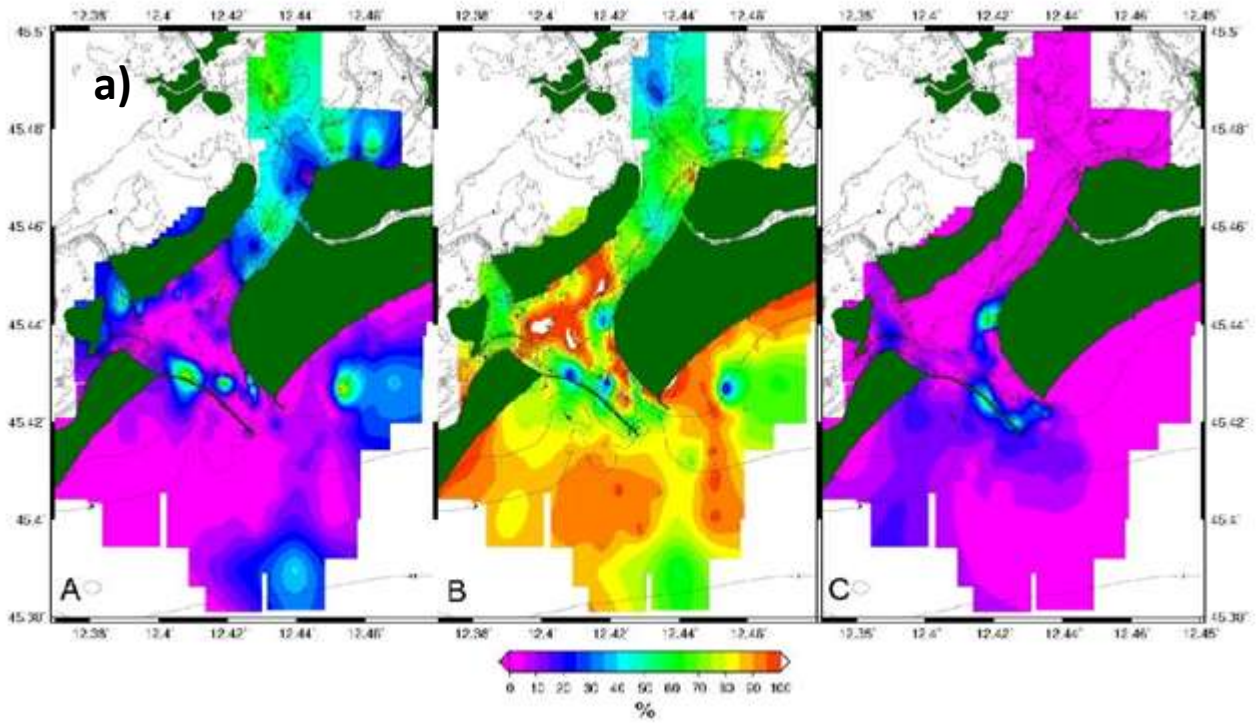


Figura 99. Composizione percentuale di: A) frazione fine (< 63 µm); B) sabbia (63 µm - 2 mm); e C) ghiaia (> 2 mm) alla bocca di porto di Lido tratta dallo studio di Helsby (2008).

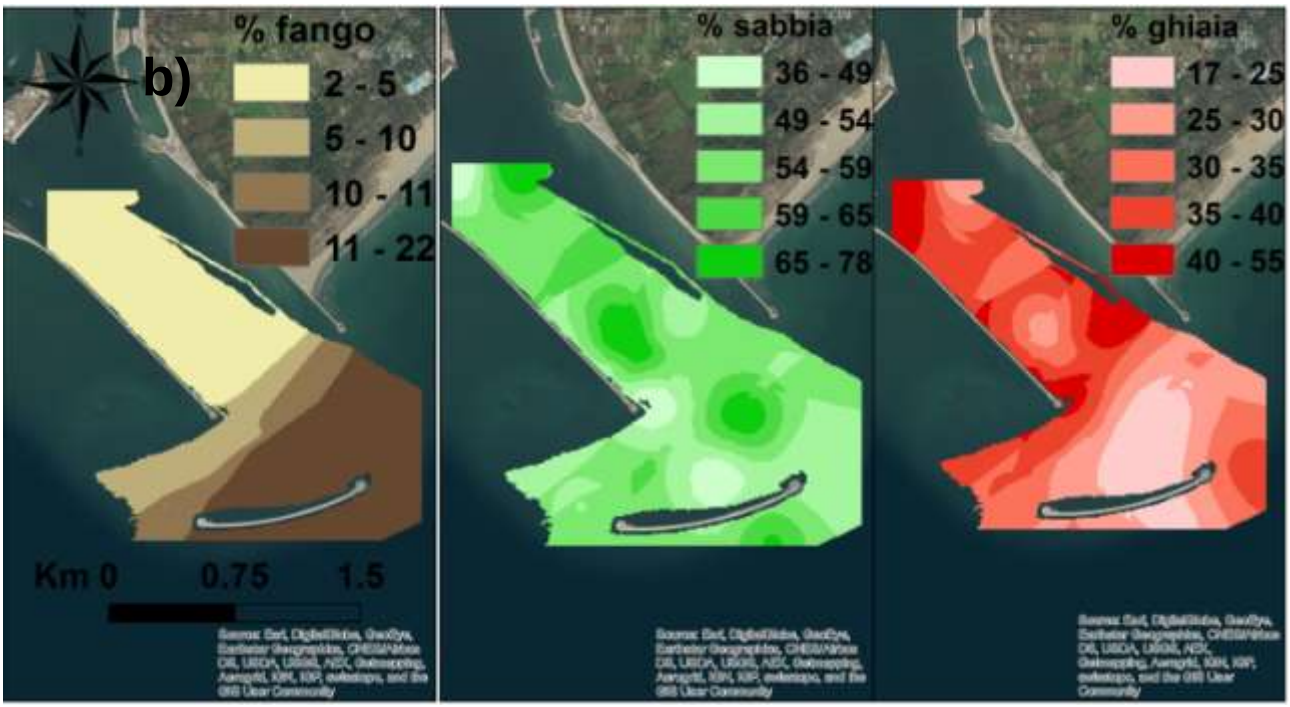


Figura 100. Mappe della distribuzione dei sedimenti create nel presente lavoro con i dati sedimentologici relativi all'anno 2016. In a) la distribuzione della frazione fangosa (< 63 µm); in b) la distribuzione della frazione sabbiosa (63 µm - 2 mm); in c) la distribuzione della frazione ghiaiosa (> 2 mm).

Purtroppo questo confronto si limita ai cambiamenti più evidenti, data la bassa risoluzione delle mappe disponibili per gli anni 2003-2004. Si può, però, notare come questi cambiamenti avvengano tutti in corrispondenza delle strutture costruite per il MoSE, indicando un cambiamento dell'idrodinamica in quelle zone e di conseguenza della tipologia di sedimento presente.

6. CONCLUSIONI

Le bocche tidali sono ambienti generalmente molto dinamici, regolati da processi naturali che ne determinano le variazioni morfologiche ed idrodinamiche. Spesso tale dinamismo rappresenta un problema per le attività umane, e pertanto si adottano delle misure atte a limitarlo. Questo è il caso della bocca di porto di Lido, che nell'ultimo secolo ha subito numerosi interventi antropici; i più recenti sono quelli collegati alla costruzione delle strutture del MoSE, che ne hanno modificato in modo radicale la configurazione.

In questo lavoro di tesi, grazie a studi di tipo geofisico (innovativo sistema MBES, piattaforma GIS e protocolli codificati), geomorfologico e sedimentologico, e all'applicazione di protocolli semiautomatici e ripetibili, si è voluto valutare l'impatto diretto ed indiretto sul fondale di tali strutture antropiche. A tal fine si sono realizzate mappe del fondale ad alta risoluzione (0.5 m) di batimetria e backscatter acustico, che hanno permesso di osservare le morfologie presenti sul fondo con un dettaglio finora mai raggiunto. La mappatura degli elementi morfologici (campi di dune, barre, morfologie erosive legate alla presenza di strutture o di ostacoli, ecc.), eseguita secondo i canoni della moderna geomorfometria, ha permesso, non solo di classificare le forme di fondo della bocca tidale del Lido, ma di determinare anche la loro evoluzione recente grazie all'analisi di tre dataset acquisiti in tre diversi rilievi MBES ripetuti nell'arco di 5 anni: 2011, 2013 e 2016.

Dal confronto delle mappe delle forme di fondo della bocca di Lido ottenute per ogni dataset, si è osservata una generale riduzione delle forme deposizionali ed un aumento di quelle erosive. In particolare, si è rilevata una drastica diminuzione del numero di campi di dune presenti sul fondale, che da 24 nel 2011 sono passate a 5 nel 2016. La loro estensione, che era pari a 5475378 m^2 nel 2011, è diminuita del 60% in 5 anni arrivando ad essere di 212461 m^2 nel 2016. La loro superficie si è ridotta con una velocità media di 126734 m^2 all'anno nei primi due anni e di 27202 m^2 all'anno dal 2013 al 2016.

Per quanto riguarda le forme erosive, il cambiamento più evidente è dovuto alla formazione di due nuovi grandi *scours* in corrispondenza degli estremi della lunata frangiflutti, che non erano presenti nel rilievo del 2011. Nei 5 anni di studio si è osservato un generale approfondimento di queste due depressioni e di quella in prossimità del molo foraneo sud (già presente nel 2011), ed un aumento delle loro dimensioni.

Anche in questo caso l'approfondimento si è sviluppato in due fasi di adattamento del fondale alla costruzione delle opere antropiche del MoSE: una prima fase tra il primo ed il secondo rilievo (2011-2013) in cui si sono osservati cambiamenti più rapidi e una seconda fase tra il secondo ed il terzo (2013-2016) in cui la velocità di approfondimento degli *scours* è diminuita. Il primo arco temporale è coinciso con il periodo in cui la lunata frangiflutti era in costruzione. La presenza della nuova struttura ha portato ad una rapida modificazione del sistema, sia dal punto di vista idrodinamico che morfologico. Nel secondo arco temporale, terminati i lavori, la velocità dei processi sopra descritti è diminuita notevolmente. Per verificare se la diminuzione di velocità dei processi di approfondimento delle depressioni e di perdita di morfologie dunali possa essere sintomo di un graduale ritorno del sistema all'equilibrio, sarebbe auspicabile programmare di eseguire nuovi rilievi MBES e campionamenti nel corso dei prossimi anni. Infatti, se questi processi dovessero continuare, potrebbero andare a minare la stabilità delle strutture antropiche stesse.

Parallelamente ai rilievi MBES dell'anno 2016 si sono prelevati campioni di sedimento e sono state scattate fotografie del fondale. A partire dall'analisi sedimentologica (distribuzione granulometrica dei sedimenti) confrontata con i dati di batimetria e di backscatter acustico, è stato possibile mappare la distribuzione dei sedimenti superficiali suddividendoli in tre classi principali. Classe I: sedimento siltoso-argilloso; classe II: sedimento prevalentemente sabbioso; classe III: sedimento prevalentemente ciottoloso-ghiaioso con presenza di sabbia. L'accuratezza della classificazione per il dataset del 2016 è pari al 75%. Grazie al confronto tra la classificazione così ottenuta e le morfologie presenti nell'area è stato possibile associare ai campi di dune la classe II (sedimento sabbioso), mentre il fondo degli *scours* è per lo più coperto da sedimento ciottoloso-ghiaioso (classe III).

Comparando le mappe di BS classificato anche per gli anni 2013 e 2011, di cui non si avevano campioni, si osserva che, in termini di percentuali, le tre classi restano sostanzialmente stabili, con un leggero incremento della classe III a sedimento grossolano ciottoloso-ghiaioso (da 37.3% a 38.9% dell'area totale) e diminuzione della classe I a sedimento siltoso-argilloso (da 19.6% a 17.3% dell'area totale). Le variazioni granulometriche spaziali e temporali dei sedimenti sembrano essere meno rilevanti rispetto alle variazioni morfologiche. La modifica più importante ha riguardato soprattutto la formazione di un'area a deposizione di sedimento siltoso-argilloso immediatamente all'interno della lunata (lato laguna). L'estensione di tale area è aumentata negli anni. Il

confronto con uno studio realizzato nel 2004 nella stessa area, prima della costruzione delle strutture del MoSE, ha evidenziato come i cambiamenti più importanti siano avvenuti in corrispondenza delle nuove strutture.

Dall'analisi relativa alle forme di fondo non si evidenzia la presenza di un trasporto al fondo, dato confermato dal fatto che la grande duna presente all'imboccature dell'inlet non migra, ma cambia di forma e ruota, ad indicare il mutamento della direzione della corrente principale. Si potrebbe comunque pensare che il trasporto potrebbe concentrarsi lungo il lato nord della bocca di porto, dove la profondità è minore e dove è visibile una barra di deposizione, come documentato dall'unico rilievo che raggiunge questa zona.

I risultati di questo lavoro potranno essere utili, sia per il monitoraggio dell'impatto a breve e a lungo termine del MOSE, sia per studiare il trasporto di sedimento all'interno della bocca. Inoltre, una sempre maggiore conoscenza riguardo la distribuzione e l'abbondanza delle diverse tipologie di sedimento, potrà essere di aiuto ad identificare gli habitat presenti sul fondale.

In conclusione, si può affermare che i dati derivanti da rilievi MBES combinati con lo studio morfologico e sedimentologico del fondale marino, si rivelano, anche in questo caso, come già dimostratosi precedentemente sia in altre aree della laguna di Venezia, che in altre regioni costiere, uno strumento efficace per mappare e monitorare con grandissimo dettaglio gli ambienti altamente dinamici. L'accuratezza della mappa di tipologia di sedimenti prodotta può essere migliorata modificando i protocolli di raccolta di campioni, creandone ad hoc per questo genere di dati acustici ad elevato dettaglio.

7. BIBLIOGRAFIA E SITOGRAFIA

Aliaume, C., Do Chi T., Viaroli P., Zladivar J. M., 2007, Coastal lagoons of Southern Europe: recent changes andfuture scenarios, Transitional Waters Monographs TWM, Transit. Waters Monogr. 1, 1-12.

Albani, A.D., Favero,V.M., Serandrei Barbero, R., 1991. The distribution and ecological significance of recent foraminifera in the lagoon south of Venice (Italy). Rev. Esp. Micropalaeontol. 23, 29–45.

Anthony, D. ,Leth, J., 2002. Large-scale bedforms, sediment distribution and sand mobility in the eastern North Sea off the Danish West Coast. Marine Geology 182, 247–263.

Anthony, Abigail, Joshua Atwood, Peter August, Carrie Byron, Stanley Cobb, Cheryl Foster, Crystal Fry, Arthur Gold, Kifle Hagos, Leanna Heffner, D. Q. Kellogg, Kimberly Lellis-Dibble, James J. Opaluch, Candace Oviatt, Anna Pfeiffer-Herbert, Nicole Rohr, Leslie Smith, Tiffany Smythe, Judith Swift and Nathan Vinhateiro, 2009. "Coastal Lagoons and Climate Change: Ecological and Social Ramifications in the U.S. Atlantic and Gulf Coast Ecosystems."Ecology and Society. 14(1):#8.

Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. Journal of Sedimentary Petrology, 60, 160-172.

Basu, A., Molinaroli, E., 1994. Toxic metals in Venice lagoon sediments: model, observation, and possible removal. Environ. Geol. 24, 203–216.

Bird, E. C. F. 1994. Chapter 2. Physical setting and geomorphology of coastal lagoons. Pages 9-40 in B. Kjerfve, editor. Coastal lagoon processes. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.

Blott, J.S., Pye, K., 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surface Process Landforms, 26,1237–1248.

Bondesan, M., Castiglioni, G.B., Elmi, C., Gabbinelli, G., Marocco, R., Pirazzoli, P.A., Tomasin, A., 1995. Coastal areas at risk from storm surges and sea-level rise in Northeastern Italy. Journal of Coastal Research 11, 1354–1379 (Appendix: Elevation Map of the Po and Veneto–Friuli Plain, scale 1:500,000).

Brambati, A., Carbognin L., Quaia, T., Teatini, P., Tosi, L., 2003. The Lagoon of Venice: geological setting, evolution and land subsidence. 32nd International Geological Congress, 26, 264-268.

Brown, J. F., Loveland, T. R., Ohlen, D. O., & Zhu, Z. (1999). The global land-cover characteristics database: the user's perspective. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 65, 1069–1074.

Brown, C.J., Smith, S.J., Lawton, P., Anderson, J.T., 2011. Benthic habitat mapping: A review of progress towards improved understanding of the spatial ecology of the seafloor using acoustic techniques. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 92, 502-520.

Brown, C. J., Sameoto, J. a., and Smith, S. J. 2012. Multiple methods, maps, and management applications: Purpose made seafloor maps in support of ocean management. Journal of Sea Research, 72: 1–13.

Bui, E.N., Mazullo, J., Wilding, L.P. 1990. Using quartz grain size and shape analysis to distinguish between aeolian and fluvial deposits in the Dallol Bosso of Niger (West Africa). Earth Surface Processes and Landforms **14**: 157–166.

Burke, L., Kura, Y., Kassem, K., Revenga, C., Spalding, M., and McAllister, D., 2001. Pilot Analysis of Global Ecosystems: Coastal Ecosystems, World Resources Institute, Washington D.C.

Calvert, J., Strong, J. A., Service, M., McGonigle, C., and Quinn, R. 2015. An evaluation of supervised and unsupervised classification techniques for marine benthic habitat mapping using multibeam echosounder data. – ICES Journal of Marine Science, 72: 1498–1513.

Carbognin, L., Taroni, G., 1996. Eustatismo a Venezia e trieste nell'ultimo secolo. Atti Istituto Veneto, classe di scienze fisiche, matematiche e naturali, 33-52.

Carniello, L., Defina, A., D'Alpaos, L., 2009. Morphological evolution of the Venice lagoon: Evidence from the past and trend for the future. Journal of geophysical research, Vol. 114, F04002, doi:10.1029/2008JF001157.

Che Hasan, R., Ierodiaconou, D., Laurenson, L., Schimel, A., 2014. Integrating Multibeam Backscatter Angular Response, Mosaic and Bathymetry Data for Benthic Habitat Mapping. PLoS ONE 9(5): e97339. doi:10.1371/journal.pone.0097339.

Cihlar, J., 2000. Land cover mapping of large areas from satellites: status and research priorities. International Journal of Remote Sensing, 21: 1093–1114. http://www.tandfonline.com/doi/abs/10. 1080/014311600210092.

Collier, J.S., Brown, C.J., 2005. Correlation of sidescan backscatter with grain size distribution of surficial seabed sediments. Marine Geology, 214, 431–449.

Consorzio Venezia Nuova, 1989. Progetto preliminare di massima delle opere alle bocche, Volume 2, Descrizione dell'ecosistema, Parte II. Ministero dei Lavori Pubblici, Magistrato alle Acque di Venezia, Venezia, 254 pp.

CVN, 2003. Quaderni trimestrali Consorzio Venezia Nuova, anno XI, n 1/2, gennaio/giugno.

CVN, 2004a. Quaderni trimestrali Consorzio Venezia Nuova, anno XII, n 1/2, gennaio/giugno 2004.

CVN, 2004b. Quaderni trimestrali Consorzio Venezia Nuova, anno XII, n 3/4, luglio/dicembre 2004.

CVN, 2005. Quaderni trimestrali Consorzio Venezia Nuova, anno XIII, n 1/2, gennaio/giugno.

CVN, 2006. Quaderni trimestrali Consorzio Venezia Nuova, anno XIV, n 1/2, gennaio/giugno.

CVN, 2007. Quaderni trimestrali Consorzio Venezia Nuova, anno XV, n 1/2, gennaio/giugno.

CVN, 2008. Quaderni trimestrali Consorzio Venezia Nuova, anno XVI, n 1, gennaio/marzo.

CVN, 2010. Quaderni trimestrali Consorzio Venezia Nuova, anno XVIII, n 1, gennaio/marzo.

CVN, 2012. Quaderni trimestrali Consorzio Venezia Nuova, anno XX, n 1, gennaio/marzo.

CVN, 2013. Quaderni trimestrali Consorzio Venezia Nuova, anno XXI, n 1, gennaio/marzo.

CVN, 2014. Quaderni trimestrali Consorzio Venezia Nuova, anno XXII, n 1, gennaio/marzo.

CVN, 2015. Quaderni trimestrali Consorzio Venezia Nuova, anno XXI.

Davis, J., R.A. and Gibeaut, J.C., 1990. Historical morphodynamics of tidal inlets in Florida: models for coastal zone planning, Technical Paper 55, Florida Sea Grant College 81 pp.

Dayton, P., Curran, S., Kitchingman, A., et al., 2005. Coastal systems.In Haasan, R. M., Scholes, R. J., and Ash, N., (eds) Ecosystems and Human Well-Being: Current State and Trends: findings of the Condition and Trends Working Group of the Millennium Ecosystem Assessment. Island Press, Washington DC, pp. 513-549.

De Falco, G., Tonielli, R., Di Martino, G., Innangi, S., Simeone, S., Michael Parnum, I., 2010. Relationships between Multibeam backscatter, sediment grain size and Posidonia oceanica seagrass distribution. Continental Shelf Research, 30, 1941-1950.

De Swart H.E. and Zimmerman J.T.F., 2009. Morphodynamics of Tidal Inlet Systems. Annual Review of Fluid Mechanics. 41:203–229.

Dicks, S. E., & Lo, T. H. C., 1990. Evaluation of thematic map accuracy in a land-use and land-cover mapping program. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 56, 1247–1252.

Diesing, M., Mitchell, P., and Stephens, D., 2016. Image-based seabed classification: what can we learn from terrestrial remote sensing? – ICES Journal of Marine Science, doi:10.1093/icesjms/fsw118.

Direttiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo e del Consiglio del 23 ottobre 2000 che istituisce un quadro per l'azione comunitaria in materia di acque. Gazzetta Ufficiale delle Comunità europee. 22 Dicembre 2000.

Duffy G.P., Hughes-Clarke, J.E., 2012. Measurement of bedload transport in a coastal sea using repeat swath bathymetry surveys: assessing bedload formulae using sand dune migration. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 44, 249‐272.

Elias, P.L., Van der Spek, **Ad J.F.**, 2006. Long term morphodynamic evolution of Texel inlet and its ebb-tidal delta (The Netherlands). Marine Geology, 225, 5-21.

Erdey-Heydorn, M.D., 2008. An ArcGIS seabed characterization toolbox developed for investigating benthic habitats. Marine Geodesy, 31(4): 318-358.

Ernsten, V.B., Noormets, R., Winter, C., Hebbeln, D., Bartholomä, A., Flemming, B.W., Bartholdy, J., 2006. Quantification of dune dynamics during a tidal cycle in an inlet channel of the Danish Wadden Sea. Geo-Mar Lett 26: 151–163 DOI 10.1007/s00367-006-0026-2.

Escoffier, F.F., 1940. The stability of tidal inlets. Shore Beach, 114– 115.

ESRI, 2009. Understending raster data.

Facca, C., Ceoldo, S., Pellegrino, N., Sfriso A., 2014. Natural recovery and planned intervention in coastal wetlands, Venice Lagoon (Northern Adriatic Sea, Italy) as a case study. Sci. World J., 2014, Article 968618 (15 pp.).

Ferrini, V.L., Flood, R.D., 2006. The effects of fine-scale surface roughness and grain size on 300 kHz multibeam backscatter intensity in sandy marine sedimentary environments. Marine Geology 228, 153–172.

Flemming, B.W., 2000. The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes. In: Trentesaux, A., Garlan, T. (Eds.), Proceedings of the Marine Sandwave Dynamics, 23–24 March 2000, University of Lille 1 (France), pp. 55–60.

Flindt, M.R., Salomonsen, J., Carrer, M., Bocci, M., Kamp-Nielsen, L. 1997. Loss, growth and transport dynamics of Chaetomorpha aerea and Ulva rigida in the Lagoon of Venice during an early summer field campaign. Ecological Modelling, 102, pp. 133–141.

Fogarin, S., 2014. Mappatura dell'ambiente sedimentario della bocca tidale di Chioggia (Laguna di Venezia): backscatter acustico, morfologia del fondale e distribuzione dimensionale. Tesi di Laurea Magistrale in Scienze Ambientali, Università cà Foscari di Venezia.

Folk, R.L., 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. Journal of Geology, 62, 344-359.

Folk, R.L. and Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, 27, 3-26.

Fonseca, L., Brown, C., Calder, B., Mayer, L., Rzhanov, Y., 2009. Angular range analysis of acoustic themes from Stanton Banks Ireland: A link between visual interpretation and Multibeam Echosounder angular signatures. Applied Acoustics 70, 1298–1304.

Fontolan, G., Pillon, S., Delli Quadri, F. and Bezzi, A., 2007. Sediment storage at tidal inlets in northern Adriatic lagoons: Ebb-tidal delta morphodynamics, conservation and sand use strategies. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 75(1-2): 261-277.

Foody, G.M., 2002. Status of land cover classification accuracy assessment. Remote Sensing of Environment, 80, 185– 201.

Friedman, G.M. 1979. Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. Sedimentology 26: 3–32.

Friedman, G.M., Johnson, K.G., 1982. Exercises in Sedimentology. Wiley: New York.

Gallant, J. C., and J. P.Wilson. 2000. Primary Topographic Attributes. In Terrain Analysis: Principles and Applications, J. P. Wilson and J. Gallant (eds.). New York: John Wiley & Sons Inc., pp. 51–85.

Gatto, P., 1979. La laguna di Venezia - Conservazione dell'ambiente fisico: subsidenza, idrodinamica lagunare e difesa dei litorali. Atti dell'XI Congresso della società Italiana di Biologia Marina (Orbetello, Italy).

Gatto, P.& Carbognin, L., 1981. The Lagoon of Venice: natural environmental trend and man-induced modification / La Lagune de Venise: l'évolution naturelle et les modifications humaines, Hydrological Sciences Bulletin, 26:4, 379-391, DOI: 10.1080/02626668109490902.

Ghetti., A., 1974. Problemi idraulici della Laguna di Venezia. Giornale Economico, Camera di Commercio di Venezia, pp. 3–48.

Goff, J.A., Kraft, B.J., Mayer, L.A., Shock, S.G., Sommerfield, C.K., Olson, H.C., Gulick, S.P.S., Nordfjord, S., 2004. Seabed characterization on the New Jersey middle and

outer shelf: correlatability and spatial variability of seafloor sediment properties. Marine Geology, 209, 147‑172.

Hayes, M.O., 1980. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. Sediment Geology, 26, 139-156.

Helsby, 2008. Sand transport in northern Venice Lagoon through the tidal inlet of Lido. Phd thesis University of Southampton.

Hoffmans, G.J.C.M., Verheij, H.C., 1997. Scour Manual. Balkema, Rotterdam, Netherlands.

IPCC, 2014. Climate change 2014 - Synthesis Report Summary for Policymaker, p. 3, 11.

Innangi, S., 2013. Analisi del segnale di backscatter da Ecoscandaglio MultiFascio (EMF) in ambiente marino: applicazioni per lo studio dei fondali e delle risorse ittiche pelagiche in 3D. Tesi di dottorato in scienze ambientali, Università Ca' Foscari di Venezia.

Istituto Idrografico della Marina (I.I.M.), 2012a. Relazione tecnica del rilievo 10142/B.

Istituto Idrografico della Marina (I.I.M.), 2012b. Relazione tecnica del rilievo 20234/B.

Jackson, J.B.C., M.X. Kirby, W.H. Berger, K.A. Bjorndal, L.W. Botsford, et al. 2001: Historical overfishing and the recent collapse of coastal ecosystems. Science, 293(5530), 629–638.

Kjerfve, B., 1994. Coastal lagoons. Elsevier Oceanography Series, 60, 1-8.

Kostylev, V.E., Todd B.J., Fader G.B.J., Courtney R.C., Cameron G.D.M., Pickrill R.A., 2001. Benthic habitat mapping on the Scotian Shelf based on multibeam bathymetry, surficial geology and sea floor photographs. Mar. Ecol. Prog. Ser. 219, 121e137.

Krumbein, W.C., Pettijohn, F.J. 1938. Manual of Sedimentary Petrography. Appleton-Century-Crofts: New York.

L-3 Communications SeaBeam Instruments, 2000. Multibeam sonar. Theory of operation.

Le Bas, T.P., Huvenne, V.A.I., 2009. Acquisition and processing of backscatter data for habitat mapping – Comparison of multibeam and sidescan systems. Applied Acoustics 70: 1248 1257.

Lucieer, V., Hill, N. A., Barrett, N. S., Nichol, S., 2013. Do marine substrates 'look' and 'sound' the same? Supervised classification of Multibeam acoustic data using autonomous underwater vehicle images. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 117, 94-106.

Lundblad, E. R., Wright, D. J., Miller, J., Larkin, E. M., Rinehart, R., Naar, D. F., & Battista, T., 2006. A benthic terrain classification scheme for American Samoa. Marine Geodesy, 29(2), 89-111.

Lurton, X. 2002. An Introduction to Underwater Acoustics: Principles and Applications. Springer Praxis Publishing, London, UK.

Lurton, X.; Lamarche, G. (Eds) (2015) Backscatter measurements by seafloor-mapping sonars. Guidelines and Recommendations. 200p. http://geohab.org/wp-content/uploads/2014/05/BSWGREPORT- MAY2015.pdf

Madricardo, F., Amos, C.L., De Pascalis, F., Ferrarin, C., Fogarin, S. Lorenzetti, G., Kassem, H., Kruss, A., Maicu, F., Petrizzo, A., Umgiesser, G., Zaggia, L., 2016. Sediment transport in a tidal inlet: the case of the Lido inlet, Venice, Italy. Conference paper.

Maling, D. H., 1989. Measurements from maps. Oxford: Pergamon.

Malvern. Material relationship. Mastersizer 3000 - smarter particle sizing .

Manning, A.J., 2004. The observed effects of turbulence on estuarine flocculation. Journal of Coastal Research, SI 41.

Martin, L., and J. M. L. Dominguez., 1994. Chapter 3: Geological history of coastal lagoons. Pages 41-68 in B. Kjerfve, editor. Coastal lagoon processes. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.

Mayer, L.A., 2006. Frontiers in seafloor mapping and visualization. Marine Geophysical Researches 27, 7e17.

McGonigle, C.,and Collier, J.S., 2014. Interlinking backscatter, grain size and benthic community structure. Estuarine, Coastal and Shelf Science 147, 123-136.

Mei, C.C., Stiassnie, M., Yue, D.K.P., 2005a. Theory and Applications of Ocean Surface Waves. Part 1: Linear Aspects. Singapore:World Sci.

Mei, C.C., Stiassnie, M., Yue, D.K.P., 2005b. Theory and Applications of Ocean SurfaceWaves. Part 2: Nonlinear Aspects. Singapore:World Sci.

Melville, B.W., Coleman, S.E., 2000. Bridge Scour. Water Resources Publications, CO, USA.

Micallef, A., Le Bas, T. P., Huvenne, V. A., Blondel, P., Hühnerbach, V., Deidun, A., 2012. A multi-method approach for benthic habitat mapping of shallow coastal areas with high-resolution Multibeam data. Continental Shelf Research, 39, 14-26.

Molinaroli, E., Guerzoni, S., Sarretta, A., Cucco, Umgiesser, G., 2007. Links between hydrology and sedimentology in the Lagoon of Venice, Italy. Journal of Marine Systems, 68, 303-317.

Molinaroli, E., Guerzoni, S., De Falco, G., Sarretta, A., Cucco, A., Como, S., Simeone, S., Perilli, A., Magni, P., 2009a. Relationships between hydrodynamic parameters and grain size in two contrasting transitional environments: The Lagoons of Venice and Cabras, Italy. Sedimentary Geology, 219, 196- 207.

Molinaroli, E., Guerzoni, S., Sarretta, A., Masiol, M., Pistolato, M. 2009b. Thirty-year changes (1970 to 2000) in bathymetry and sediment texture recorded in the Lagoon of Venice sub-basins, Italy. Marine Geology, 258, 115–125.

Montereale Gavazzi, G., 2014. Benthic Habitat Mapping Through Hydro-Acoustic Methods, Ground Truth Samples and Underwater Photography: Case Study from the Lagoon of Venice. Thesis for the degree of Master of Conservation Ecology, Oxford Brookes University.

Montereale Gavazzi, G., Madricardo, F., Janowski, L., Kruss, A., Blondel, P., Sigovini, M., Foglini, F., 2016. Evaluation of seabed mapping methods for fine-scale classification of extremely shallow benthic habitats - Applicatiom to the Venice Lagoon, Italy, Estuarine, Coastal and Shelf Science, doi: 10.1016/j.ecss.2015.12.014. 45-60.

Muller, S. V., Walker, D. A., Nelson, F. E., Auerach, N. A., Bockheim, J. G., Guyer, S., & Sherba, D., 1998. Accuracy assessment of a land-cover map of the Kuparuk river basin, Alaska: considerations for remote regions. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 64, 619– 628.

Müller R.D., Eagles S., 2007. Mapping Seabed Geology by Ground-Truthed Textural Image/Neural Network Classification of Acoustic Backscatter Mosaics. Math Geol 39: 575–592.

Muraca, A., 1982. Shore protection at Venice: a case study. In: Proceedings of the 18th International Conference on Coastal Engineering. American Society of Civil Engineers, New York, pp. 1078e1092.

Myers, R.A. and B. Worm, 2003. Rapid worldwide depletion of predatory fish communities. Nature, 423(6937), 280–283.

Neves, B., Du Preez, C., Edinger, E., 2014. Mapping coral and sponge habitats on a shelf-depth environment using Multibeam sonar and ROV video observations: Learmonth

Bank, northern British Columbia, Canada. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 99, 169–183.

Nichols, M. M., and J. D. Boon III. 1994. Chapter 7. Sediment transport processes in coastal lagoons. Pages 157-219 in B. Kjerfve, editor. Coastal lagoon processes. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.

Nichols G., 2009. Sedimentology and Stratigraphy. 2nd ed. Wiley-Blackwell, 2009. 419 pp.

Nicholls, R.J., Brown, S., Hanson, S., and Hinkel, J., 2010. Economics of Coastal Zone Adaptation to Climate Change. The World Bank Discussion Paper 10, Development and Climate Change Series, The International Bank for Development and Reconstruction / The World Bank, Washington DC, USA, 48 pp.

Parolin L., 2013. Analisi dei dislivelli all'interno della Laguna di Venezia durante il funzionamento del MoSE. Tesi di Laurea. Univrsità degli studi di Padova.

Pirazzoli, P., "Dati storici sul medio mare a Venezia," Atti della Accademia delle Scienze dell'Istituto di Bologna, vol. 13, no. 1, pp. 125–148, 1974.

Roos, P., Hulscher, S., van der Meer, F., van Dijk, T.A.G.P., Wientjes, I.G.M., Van den Berg, J., 2007a. Grain size sorting over offshore sandwaves: observations and modelling. In: Dohmen-Janssen, C., Hulscher, S. (Eds.), 5th IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics. University of Twente, The Netherlands.

Ryzak, M., Bieganowski, A., 2011. Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. J. Plant Nutr. Soil Sci. 2011, 174, 624–633.

Salviato, S., 2000. Vegetazione alofila e morfologia delle barene. Tesi di laurea quinquennale in Scienze Ambientali. Università Cà Foscari di Venezia.

Sánchez Gámez, P., 2014. Comparison of Laser Bathymetry with Single beam and Multibeam data in the southwestern Baltic Sea. Master thesis. Master of Science HafenCity University Hamburg.

Sappington, J.M., Longshore, K.M., Thompson, D.B., 2007. Quantifying landscape ruggedness for animal habitat analysis: A case study using bighorn sheep in the Mojave Desert. J. Wildl. Manage. 71, 1419–1426.

Sarretta, A., Pillon, P., Molinaroli, E., Guerzoni, S., Fontolan, G., 2010. Sediment budget in the Lagoon of Venice, Italy. Continental Shelf Research 30, 934–949.

Scarton, F., 2016. Long-term trend of the waterbird community breeding in a heavily man-modified coastal lagoon: the case of the important bird area "Lagoon of Venice". J Coast Conserv. DOI 10.1007/s11852-016-0470-8.

Schneider von Deimling, J., Weinrebe, W., Tóth., Zs., Fossing, H., Endler, R., Rehder, G., Spieß, V., 2013. A low frequency multibeam assessment: Spatial mapping of shallow gas by enhanced penetration and angular response anomaly. Marine and Petroleum Geology 44 (2013) 217-222.

Signell, R.P. and Geyer, W.R., 1991. Transient Eddy Formation Around Headlands. Journal of geophysical research vol.96, no. C2, pp. 2561-2575.

Smits, P. C., Dellepiane, S. G., & Schowengerdt, R. A. (1999). Quality assessment of image classification algorithms for land-cover mapping: a review and proposal for a cost-based approach. International Journal of Remote Sensing, 20, 1461–1486.

Stein, M.L., 1999. Interpolation of spatial data: some theory for Kriging. Springer science + buisness media, New York.

Stewart, L.K., Kostylev, V.E., Orpin, A.R., 2008. Windows-based software for optimising entropy-based groupings of textural data. Computers & Geosciences 35 (2009) 1552–1556.

Stewart, W.K., Chu, D., Malik, S., Lerner, S., Singh, H., 1994. Quantitative seafloor characterization using a bathymetric sidescan sonar. IEEE Journal of Oceanic Engineering 19 (4), 599–610.

Sumer, B.M., Fredsøe, J., 1999. Wave scour around structures. In:<Liu, P.L.-F. (Ed.), Advances in Coastal and Ocean Engineering. World Scientific, pp. 191–249, Chapter in vol. 4.

Sumer, B.M., Whitehouse, R.J.S., Tørum, A., 2001. Scour around coastal structures: a summary of recent research. Coastal Engineering 44, 153– 190.

Syvitski, J.P.M., A.J. Kettner, I. Overeem, E.W.H. Hutton, M.T. Hannon, G.R. Brakenridge, J. Day, C. Vörösmarty, Y. Saito, L. Giosan, and R.J. Nicholls, 2009: Sinking deltas due to human activities. Nature Geoscience, 2, 681-686.

Terwindt, J., 1971. Sand waves in the southern bight of the North Sea. Marine Geology 10,51–67.

Udden, J.A. (1914) Mechanical composition of clastic sediments. Bulletin of the Geological Society of America, 25, 655-744.

Umgiesser, G., Canu, D.M., Cucco, A., Solidoro, C., 2004. A finite element model for the Venice Lagoon. Development, set up, calibration and validation. J. Mar. Syst. 51 (1), 123e145.

UNEP (United Nations Environment Programme), 1992: The world environment 1972–1992: Two decades of challenge. Chapman & Hall, New York, NY (USA), 884 pp.

UNEP, (United Nations Environment Programme) 2006. Marine and coastal ecosystems and human wellbeing: A synthesis report based on the findings of the Millennium Ecosystem Assessment. UNEP. 76pp.

Van Dijk, T. A. G. P., Lindenbergh, R. C. & Egberts, P. J. P., 2008. Separating bathymetric data representing multiscale rhythmic bed forms: A geostatistical and

spectral method compared. Journal of Geophysical Research, 113, F04017, doi:10.1029/2007JF000950.

Van Lancker, V., Jacobs, P., 2000. The dynamical behaviour of shallow marine dunes. In: Trentesaux, A., Garlan, T. (Eds.), International Workshop on Marine Sand- wave Dynamics. University of Lille I, France.

Van Oyen, T., Blondeaux, P., 2009. Tidal sand wave formation: influence of graded suspended sediment transport. Journal of Geophysical Research 114(C07004) http://dx.doi.org/10.1029/2008JC005136.

Van Oyen, T., Blondeaux, P., Van den Eynde, D., 2013. Sediment sorting along tidal sand waves: A comparison between field observations and theoretical predictions. Continental Shelf Research 63 (2013)23–33.

Van Rein, H.B., Brown, C.J., Quinn, R., Breen, J., 2009. A review of sublittoral monitoring methods in temperate waters: a focus on scale. Underwater Technology: The International Journal of the Society for Underwater 28, 99e113.

Van Rijn, L.C., 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands

Van Rijn, L.C., 1998. Principles of Coastal Morphology. Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands.

Vandelli, V., 2013. Analisi morfo-sedimentologica dell'area di piattaforma continentale antistante la costa nord-orientale dell'isola di Malta tramite l'utilizzo di dati Multibeam Echosounder. Tesi di laurea in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia.

Verfaillie, E., Doornenbal, P., Mitchell, A.J., White, J. and Van Lancker, V., 2007. The bathymetric position index (BPI) as a support tool for habitat mapping. Worked example for the MESH Final Guidance, 14 pp.

Vitousek, P.M., H.A. Mooney, J. Lubchenco, and J.M. Melillo, 1997: Human domination of Earth's ecosystems. Science, 277(5325), 494–499.

Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology, 30, 377-392.

Wong, **P.P.**, I.J. Losada, J.-P. Gattuso, J. Hinkel, A. Khattabi, K.L. McInnes, Y. Saito, and A. Sallenger, 2014: Coastal systems and low-lying areas.In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 361-409.

Woolfe, K.J., Michibayashi, K., 1995. BASIC entropy grouping of laser-derived grain size data: an example from the Great Barrier Reef. Computers & Geosciences 21, 447–462.

Wright, D.J., E.R., Lundblad, E.M., Larkin, R.W., Rinehart, J., Murphy, L., Cary-Kothera, Draganov, K, 2005. ArcGIS Benthic Terrain Modeler. Corvallis, Oregon, Oregon State University, Davey Jones Locker Seafloor Mapping/Marine GIS Laboratory and NOAA Coastal Services Center.

https://blog.cartographica.com/blog/2010/8/16/gis-data-classifications-in-cartographica.html
(consultato il 2-01-2017)

www.corila.it
(consultato il 16-01-2017)

http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-slope-works.htm
(consultato il 12-01-2017)

http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-aspect-works.htm
(consultato il 12-01-2017)

http://eur-lex.europa.eu/legal-content/IT/TXT/HTML/?uri=CELEX:02000L0060-20141120&from=EN
(consultato il 25/08/2016)

http://www.ismar.cnr.it/
(consultato il 25/10/2016)

http://www.ismar.cnr.it/infrastrutture/mezzi-navali/motoscafo-litus
(consultato il 29-12-2016)

http://www.lagunaproject.it/water_framework_directive.aspx
(consultato il 25/08/2016)

http://www.mareografico.it
(consultato il 12/01/2017)

http://www.marina.difesa.it/Notiziario-online/Pagine/20160502_venezia.aspx
(consultato il 29-12-2016)

https://www.mosevenezia.eu
(consultato il 6-10-2016)

http://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/data-management/mosaic.htm
(consultato il 8-11-16)

http://pro.arcgis.com/en/pro-app/help/mapping/symbols-and-styles/data-classification-methods.htm
(consultato il 2-01-2017)

http://www.venezia.isprambiente.it/index.php?folder_id=2129
(consultato il 8-11-16)

http://www.venezia.isprambiente.it/index.php?folder_id=2114
(consultato il 12/01/2017)

APPENDICE A - Il sistema MoSE

Il 4 Novembre del 1966 segna l'inizio per Venezia di un percorso durato oltre cinquant'anni. Questa infatti è la data che ha fatto registrare la marea eccezionale più elevata di cui si abbia memoria, che ha toccato l'altezza di 194 cm.

Questo evento è dovuto ad una concomitanza di concause che hanno agito "contro" Venezia: la fase lunare, il vento, la depressione atmosferica particolarmente sensibile e l'oscillazione del mare adriatico, nota con il nome di "*sessa*" (https://www.mosevenezia.eu).

La forza del mare che viene riportata per quell'evento è "forza otto", un'energia tale che ha addirittura prodotto delle falle nelle dighe artificiali fatte erigere dalla Serenissima nel settecento a difesa dei litorali di Lido e Pellestrina, i cosiddetti "*Murazzi*".

La prima valutazione dei danni, come riportano le pagine del Gazzettino il 13 Novembre a seguito di quell'evento, ammonta ad una cifra esorbitante per l'epoca: "almeno 35 miliardi di Lire".

Così a seguito di questo evento, il 13 aprile 1973 viene approvata la Prima legge speciale su Venezia (legge 171/73), che va a stabilire che la difesa di Venezia è una questione di "preminente interesse nazionale" (Parolin, 2013).

Nel 1975 il Ministero dei Lavori Pubblici indice un appalto-concorso internazionale per trovare una soluzione adatta a garantire la difesa della città di Venezia e degli altri centri abitati in laguna dal fenomeno delle acque alte. Il tutto si conclude senza la selezione da parte dell'Amministrazione dei Lavori Pubblici di uno dei cinque progetti presentati. Però nel 1980 il Governo decide di acquistare gli elaborati presentati.

Nello stesso anno viene stipulata una convenzione tra il Ministro dei Lavori Pubblici e un gruppo di professionisti, a cui viene dato l'incarico dello studio per la difesa di Venezia dalle acque alte. I nomi di questi professionisti sono: prof. Augusto Ghetti, prof. Enrico Marchi, prof. Pietro Matildi, prof. Roberto Passino e prof. Giannantonio Pezzoli, prof. Jan F. Agema e prof. Roberto Frassetto.

Il progetto, chiamato "Progettone", viene trasmesso e valutato positivamente dal Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici il 27 maggio 1982. Vengono però formulate delle prescrizioni: sostanzialmente si raccomanda di procedere per gradi, partendo dalla realizzazione delle opere fisse alle bocche di porto, per poi passare alle opere mobili, dopo un'adeguata sperimentazione.

Dato, però, che i problemi di Venezia si erano aggravati nuovamente, nel 1984 diventa necessaria una nuova legge che si occupi della "salvaguardia di Venezia e della sua laguna"; viene emanata così la seconda legge speciale su Venezia (legge n. 798 del 29 novembre 1984). Questa legge istituisce il cosiddetto Comitatone (Comitato indirizzo, di coordinamento e controllo), che ha il compito di coordinare gli interventi da realizzare su Venezia, ed incarica il Consorzio Venezia Nuova come unico concessionario per l'esecuzione di questi interventi.

Alla fine del 1988 il Consorzio Venezia Nuova presenta il Progetto REA - Riequilibrio e Ambiente, che comprende anche il progetto preliminare di massima delle opere alle bocche di porto ed il MoSE (Modulo Sperimentale Elettromeccanico).

Nel marzo del 1992 il Comitatone approva il progetto, deliberando che si debba passare alla fase esecutiva. Lo stesso progetto preliminare di massima viene poi approvato nel novembre dello stesso anno dal Magistrato alle Acque.

Nell'ottobre del 1994 anche il Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici dà il suo parere favorevole alla progettazione esecutiva. Critico rimane invece il parere del Comune di Venezia che richiede, nel 1995, che il progetto venga sottoposto a procedura di VIA (Valutazione di Impatto Ambientale), che sarà quindi disposta dal Comitatone nello stesso anno.

Il 10 dicembre 1998 la commissione di VIA si pronuncia, esprimendo un giudizio di compatibilità negativo rispetto all'opera da realizzare; così, il Ministro dell'Ambiente, di concerto con il Ministro per i Beni e le Attività Culturali, recependo la posizione della Commissione VIA del Ministero dell'Ambiente, esprime "allo stato, giudizio di compatibilità negativa" (Parolin, 2013).

Il Magistrato alle Acque viene allora incaricato di svolgere ulteriori ricerche e attività di approfondimento.

Nel luglio del 2000 il Comitatone rimanda la decisione sul passaggio alla fase esecutiva del progetto al Consiglio dei Ministri. Ed è nel 2001 che i Consiglio dei Ministri si riunisce e, basandosi su un'importante premessa, decide il passaggio alla progettazione esecutiva de sistema MoSE. La premessa recita quanto segue: "si manifesta una sempre maggiore convergenza degli studi internazionali sulle previsioni relative ai mutamenti climatici, che comportano un aumento costante e graduale della frequenza e dell'intensità delle acque alte e un aumento delle tendenze alla compromissione dell'equilibrio lagunare, e questo richiede di procedere nella progettazione e pertanto di approntare fin d'ora progetti prontamente attuabili per interventi in grado di difendere i centri abitati lagunari anche

dalle maree eccezionali, ispirati al massimo grado di flessibilità, e di contrastare le tendenze all'erosione della laguna" (https://www.mosevenezia.eu).
Il progetto definitivo (dighe mobili, opere complementari e conca di navigazione di Malamocco) viene completato dal Consorzio Venezia Nuova, consegnato e approvato dal Comitato Tecnico di Magistratura l'8 novembre 2002 (CVN, 2003).
Così il 3 aprile 2003 il Comitatone decide all'unanimità il passaggio alla fase esecutiva e alla realizzazione del sistema MoSE per la difesa di Venezia e della Laguna dalle acque alte, e nello stesso anno vengono aperti i cantieri alle tre bocche di porto (Parolin, 2013).

Il MoSE (Modulo Sperimentale Elettromeccanico) è quindi il prodotto del complesso iter legislativo e procedurale sopra descritto. Esso si prefigge l'obiettivo di isolare temporaneamente la Laguna di Venezia dal mare in caso di eventi di marea eccezionali (> 110 cm), fenomeno chiamato localmente "*acqua alta*".

Figura A.1. Laguna di Venezia e le 3 bocche di porto dove è collocato il sistema MoSE (https://www.mosevenezia.eu).

Il MoSE consiste di un sistema di barriere mobili posizionate alle 3 bocche di porto (Lido, Malamocco e Chioggia) (Figura A.1); i sistemi di barriere mobili posizionati agli ingressi della laguna sono in totale 4 perché, data l'ampiezza della bocca di porto di Lido, è stato necessario suddividerla in due canali. Tali canali sono caratterizzati da profondità differenti e sono separati da un'isola artificiale ampia 9 ettari. Sul canale di Treporti (largo 420 m e profondo 6m), a nord, sono state posizionate 21 paratoie, mentre sul canale di San Nicolò

(largo 400 m e profondo 12 m), a sud, sono state installate 20 paratoie. Le paratoie alle tre bocche di porto saranno 78. Quando le paratoie sono inattive, giacciono sul fondo della laguna, invisibili, all'interno dei loro cassoni di alloggiamento e piene d'acqua. Nel caso in cui le previsioni di marea indichino l'arrivo di una "*acqua alta*", all'interno delle paratoie verrà immessa aria compressa, che spingerà man mano fuori l'acqua. Con la fuoriuscita dell'acqua dalle paratoie, esse ruoteranno attorno a delle cerniere fino a quando emergeranno dal pelo dell'acqua ed andranno ad isolare completamente la laguna dal mare (Figura A.2). Quando l'evento di "*acqua alta*" sarà concluso, si attiverà il processo inverso, cioè le paratoie verranno nuovamente riempite d'acqua e si andranno ad appoggiare sul fondale della bocca di porto. Il tempo stimato per la chiusura delle bocche di porto è di 4/5 ore.

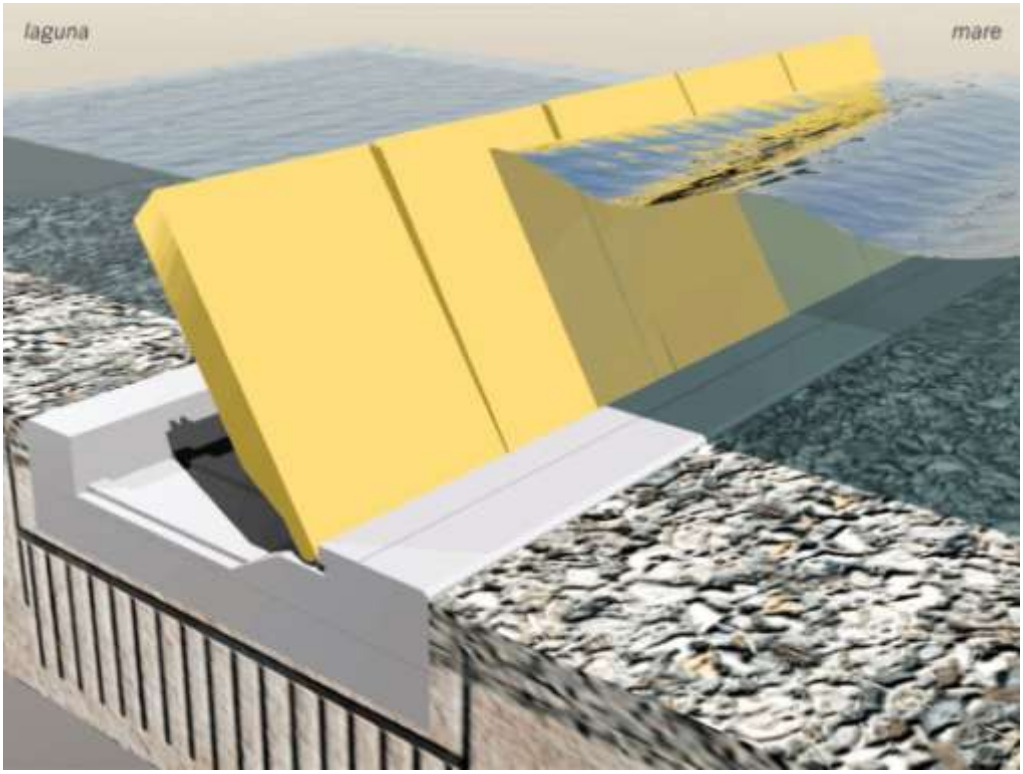


Figura A.2. Schema di funzionamento delle paratoie (https://www.mosevenezia.eu).

APPENDICE B - I lavori per la costruzione del MoSE alla bocca di porto di Lido

Tre sono state le fasi dei lavori previste per la realizzazione del MoSE. La prima fase ha riguardato la costruzione delle opere complementari e la realizzazione di una serie di interventi propedeutici all'installazione delle barriere mobili (campi prove per il consolidamento dei fondali, indagini subacquee per rilevare eventuali presenze archeologiche, bonifiche da ordigni bellici, ecc.) (CVN, 2004b). La seconda fase dei lavori ha previsto la costruzione delle opere di spalla delle barriere, oltre alle opere connesse: i porti rifugio e le conche di navigazione per i pescherecci, le imbarcazioni da diporto e i mezzi di soccorso alle bocche di porto di Lido e Chioggia e la conca di navigazione per le grandi navi alla bocca di porto di Malamocco (CVN, 2004b). Per "spalle" si intendono le parti strutturali dell'opera su cui sono impostate le schiere di paratoie e che raccordano le barriere al territorio o alle opere di sponda (porti rifugio, conche di navigazione, isola artificiale) (CVN, 2007). La terza fase invece è stata la costruzione delle parti mobili dell'opera, cioè i cassoni di alloggiamento per le paratoie, le paratoie stesse, e la loro installazione.

I lavori alla bocca di porto di Lido sono iniziati nell'anno 2004, con una bonifica dall'eventuale presenza di ordigni bellici e un'indagine archeologica. Sono stati effettuati poi interventi per la realizzazione di campi prova per il trattamento dei terreni di fondazione delle schiere di paratoie, uno in corrispondenza del canale di S. Nicolò e uno del canale di Treporti. Sono iniziati gli interventi per la realizzazione del porto-rifugio attraverso la realizzazione di terrapieni per il bacino sud, e attraverso la costruzione di una diga di protezione per il bacino nord del suddetto porto-rifugio. Sono inoltre iniziati gli interventi per il rinforzo della radice del molo foraneo sud, in corrispondenza della spalla della schiera di paratoie, attraverso la realizzazione di una scogliera parallela a quella già esistente; lo spazio intermedio è stato riempito con il materiale proveniente da dragaggi effettuati in laguna. Inoltre in questo periodo sono iniziati i lavori di costruzione dell'Isola Nuova (che alla fine dei lavori sarà ampia 9 ettari) (CVN, 2004a).

Nel secondo semestre del 2004 sono inoltre stati avviati gli interventi per proteggere il fondale della bocca di porto di Lido in corrispondenza delle paratoie (lato sud, canale di S. Nicolò), attraverso la posa di massi e pietre sui fondali (CVN, 2004b).

Nell'immagine sottostane (Figura B.1) si possono vedere gli interventi in atto alla fine dell'anno 2004.

Figura B.1. Interventi in corso nell'anno 2004 per il sistema MoSE alla bocca di porto di Lido. 1) campi di prove; 2) porto rifugio; 3) isola artificiale, prima fase; 4) protezione del fondale; 5) rinforzo molo sud (CVN, 2004b).

Nel corso dell'anno 2005 vengono concluse le attività sui campi prova, invece gli altri cantieri proseguono i loro lavori.

Nell'anno 2006, oltre al proseguimento dei lavori iniziati negli anni precedenti, si è proceduto con la costruzione di entrambi i bacini del porto-rifugio e della conca di navigazione dal lato nord della bocca di porto, con la realizzazione di terrapieni di raccordo con il territorio e di scogliere di delimitazione lungo il canale di bocca; il bacino lato mare è stato inoltre predisposto per ospitare la prefabbricazione degli elementi strutturali della schiera di paratoie di Treporti. Lungo il canale di S. Nicolò è stato iniziato lo scavo dove sarebbero poi state collocate le schiere di paratoie e si è provveduto, come era stato fatto lungo lo stesso canale di S. Nicolò, alla protezione del fondale del canale di Treporti con massi e pietrame (CVN, 2006).

Nel 2007 sono stati ultimati i lavori di costruzione del nucleo centrale dell'Isola Nuova; si continua a lavorare sull'Isola Nuova per formare le sponde che poi ospiteranno le spalle delle schiere di paratoie. Continuano a lavorare anche tutti i cantieri citati in precedenza (CVN, 2007).

Nell'anno 2008 sono stati completati i due bacini del porto rifugio, mentre è quasi terminata la conca di navigazione; sono state anche completate la realizzazione dell'Isola Nuova e le opere di spalla ad essa associate, mentre sono in dirittura d'arrivo i lavori di adeguamento e rinforzo dei moli foranei. Continuano invece i lavori per le spalle delle barriere a Lido-Treporti (spalla est), a Lido-San Nicolò (spalla sud). Ancora in corso sono anche i lavori per la protezione ed il rinforzo dei fondali nelle aree prossime a dove sarà collocata la schiera di paratoie e continua lo scavo della trincea che ospiterà i cassoni di alloggiamento delle paratoie. Inoltre a Lido-Treporti si iniziano a costruire i cassoni nell'area del porto-rifugio adibita a questo scopo (CVN, 2008).
In Figura B.2 sono evidenziati i lavori completati e in corso nell'anno 2008.

Figura B.2. Configurazione della bocca di porto di Lido nell'anno 2008 con le opere del sistema MoSE: 1) porto rifugio con conca di navigazione per piccole imbarcazione; 2) spalla; 3) schiera di paratoie (Lido-Treporti); 4) isola intermedia tra le schiere di paratoie e spalle; 5) schiera di paratoie (Lido-S.Nicolò); 6) spalla e molo sud rinforzato; 7) scogliera (CVN, 2008).

Nel 2010 oltre il 60% dei lavori previsti per l'opera è completato. Sono stati conclusi i lavori per la protezione di fondali e i lavori di scavo per le zone di alloggiamento dei cassoni. Sono ancora in corso invece i lavori per le opere di spalla delle due schiere di paratoie. Viene inoltre costruita la scogliera curvilinea esterna alla bocca di porto (lunata frangiflutti) che, per altro, non era stata prevista nel progetto iniziale (CVN, 2010).
Nell'anno 2012 i lavori ancora in corso sono quelli della costruzione delle strutture per le spalle delle due schiere di paratoie; è invece quasi ultimata la scogliera curvilinea esterna

alla bocca di porto. Sono inoltre state installate le cerniere sugli alloggiamenti ed è iniziata la fase di vera e propria messa in opera della barriera,che prevede il riallagamento del bacino dove sono stati costruiti gli elementi strutturali delle paratoie, il loro varo, la loro collocazione nel fondale del canale di Lido-Treporti e la successiva messa in opera delle paratoie (CVN, 2012).

Nell'anno 2013 tutti i lavori alla bocca di porto di Lido sono stati completati, ed è iniziata l'installazione delle prima quattro paratoie nella barriera di Lido nord, consentendo così, grazie all'attivazione parziale della barriera, la possibilità di svolgere prove in situ; infatti il 13 ottobre 2013 sono state sollevate le prime paratoie (Figura B.3) con esito positivo. Sono stati anche messi in opera i 7 alloggiamenti per la barriera di Lido sud, costruiti a Malamocco (CVN, 2013).

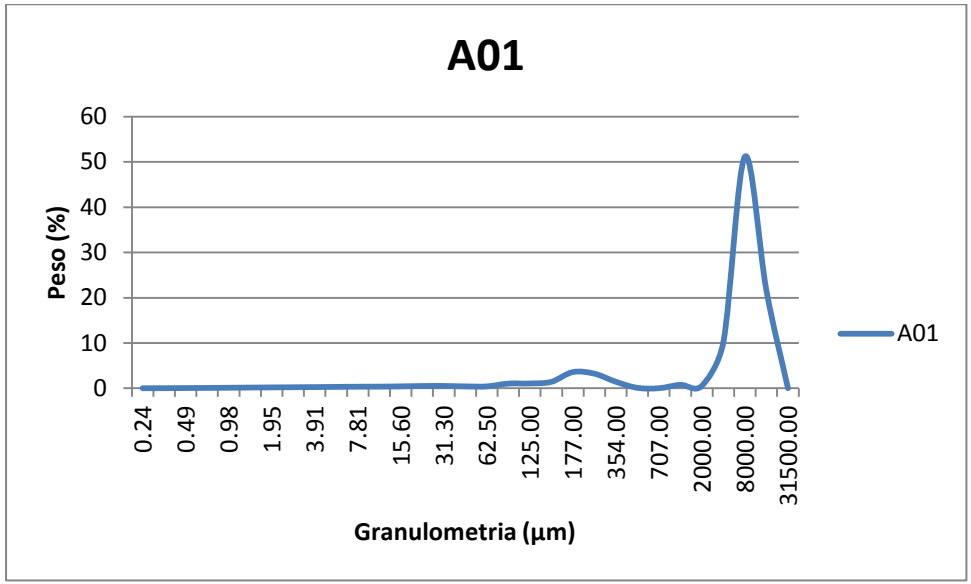
Figura B.3. Sollevamento delle prime paratoie della barriera di Lido nord (CVN, 2014).

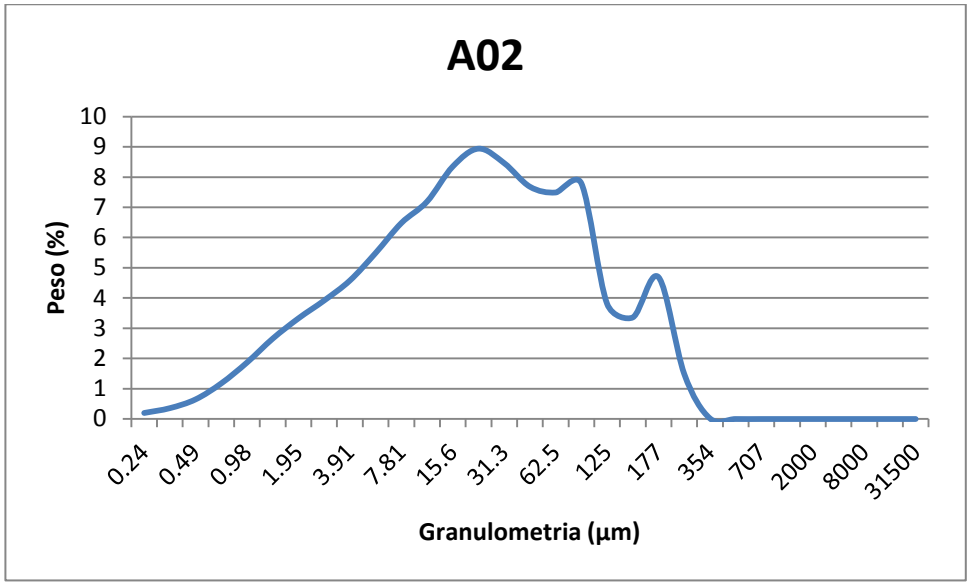
Nel corso del 2014 sono state installate tutte le paratoie delle barriere di Lido-Treporti. Per quanto riguarda la barriera di Lido S. Nicolò, nel 2014 sono stati completati i lavori per la base delle paratoie, e sul fondale della bocca sono stati posizionati i nove cassoni in calcestruzzo armato dove sono state posizionate poi le relative paratoie (CVN, 2015).

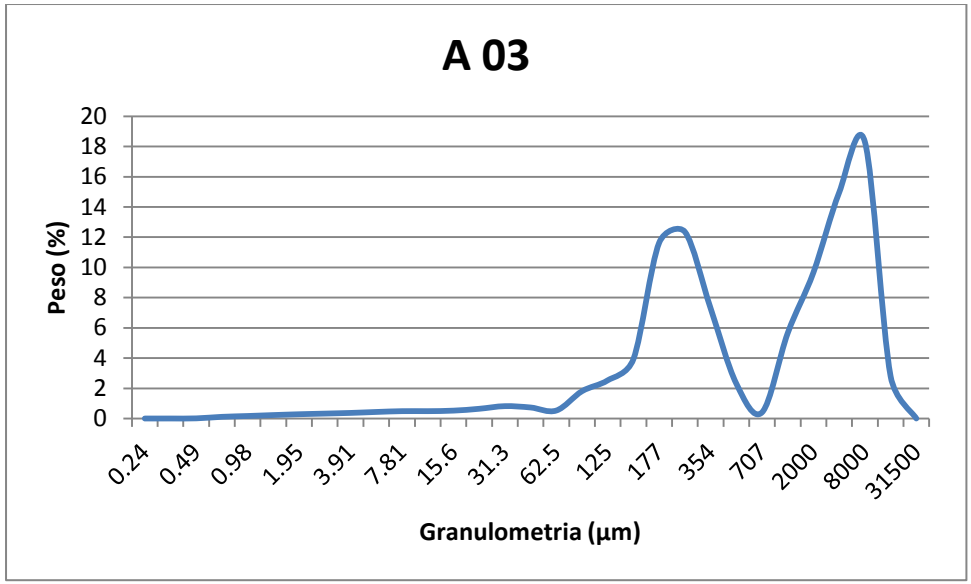
Nella figura B.4 sottostante si può osservare l'evoluzione della bocca di porto negli anni, dall'inizio dei lavori (2003) al momento attuale.

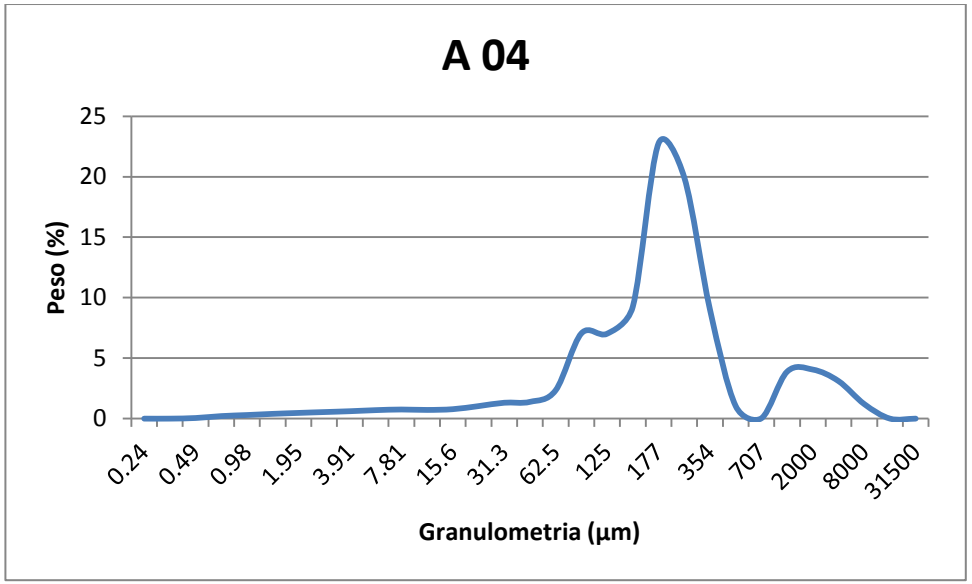
Figura B.4. Configurazione della bocca di porto di Lido nel tempo. Dall'alto al basso, la bocca di porto di Lido prima dell'avvio dei lavori nell'anno 2003, poi nell'anno 2009 e nel 2014. Nella foto in basso sono indicati: 1) area della barriera nord (Lido-Treporti); 2) porto rifugio con conca di navigazione per piccole imbarcazioni; 3) isola artificiale tra le barriere; 4) area della barriera sud (Lido- S.Nicolò); 5) molo sud rinforzato; 6) scogliera esterna (CVN, 2015).

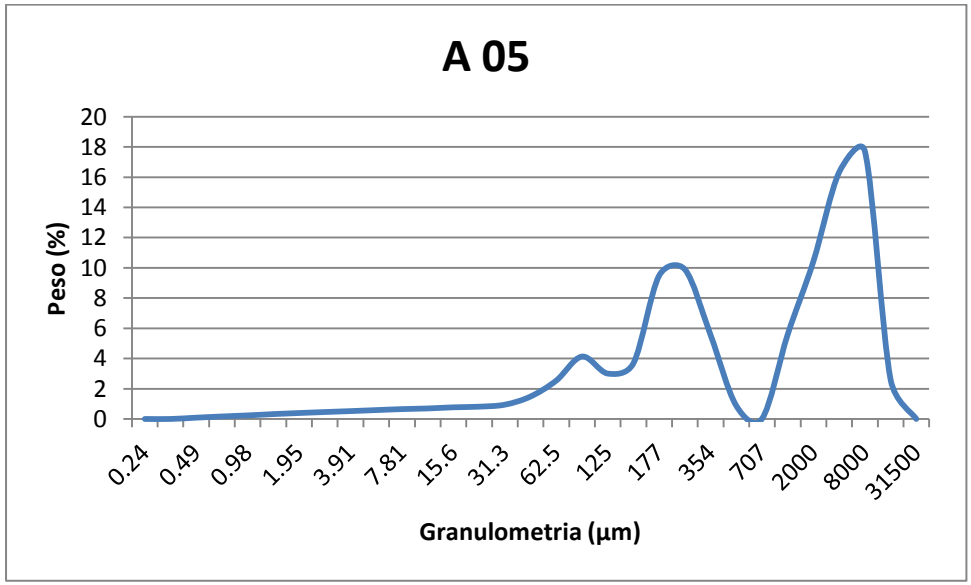
APPENDICE C - Grafici relativi ai campioni raccolti nell'anno 2016

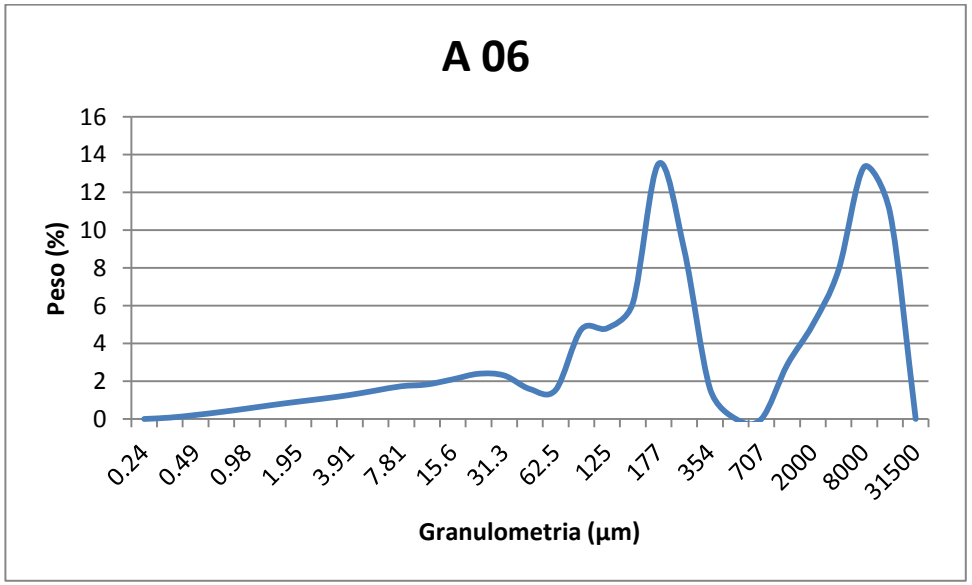


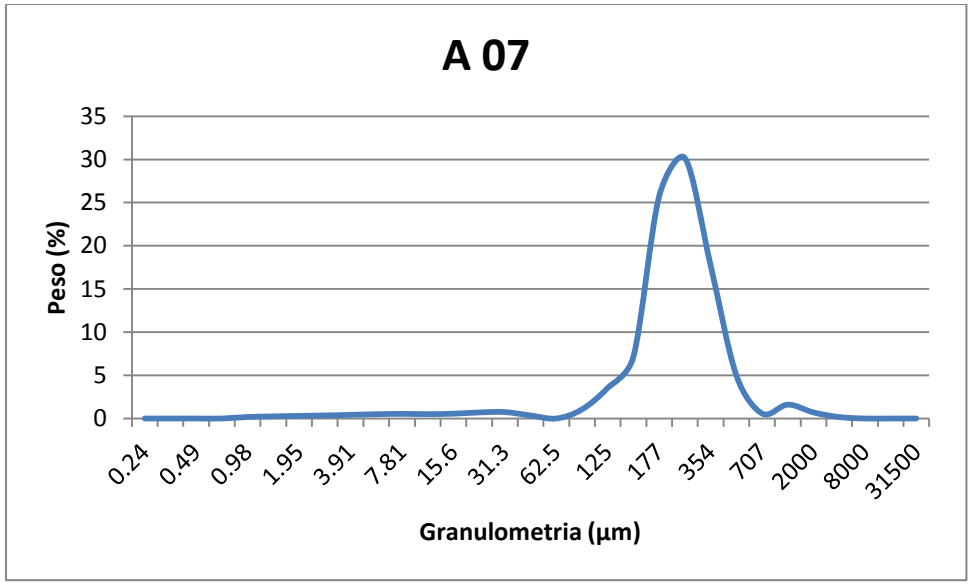


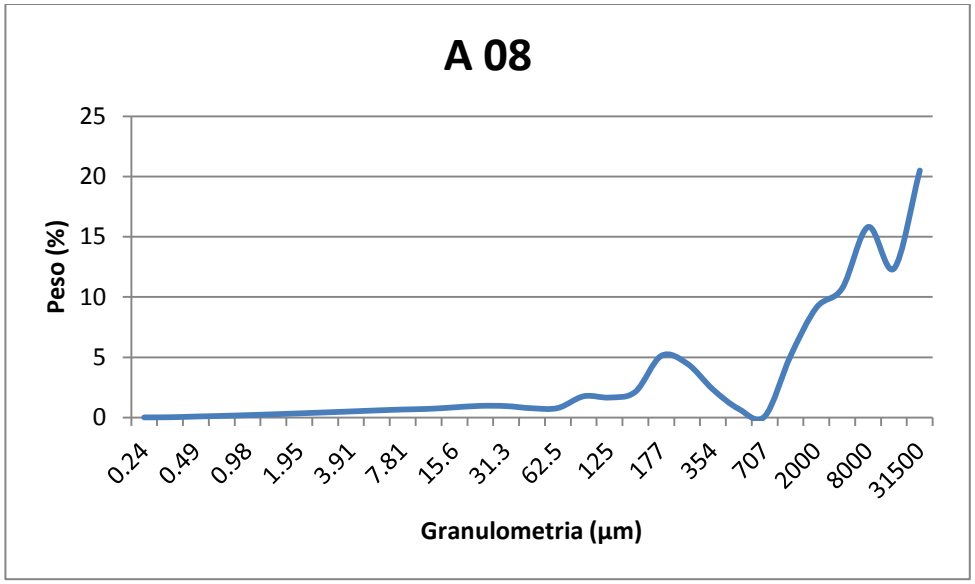

A 03
Peso (%)
0
2
4
6
8
10
12
14
16
18
20
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)

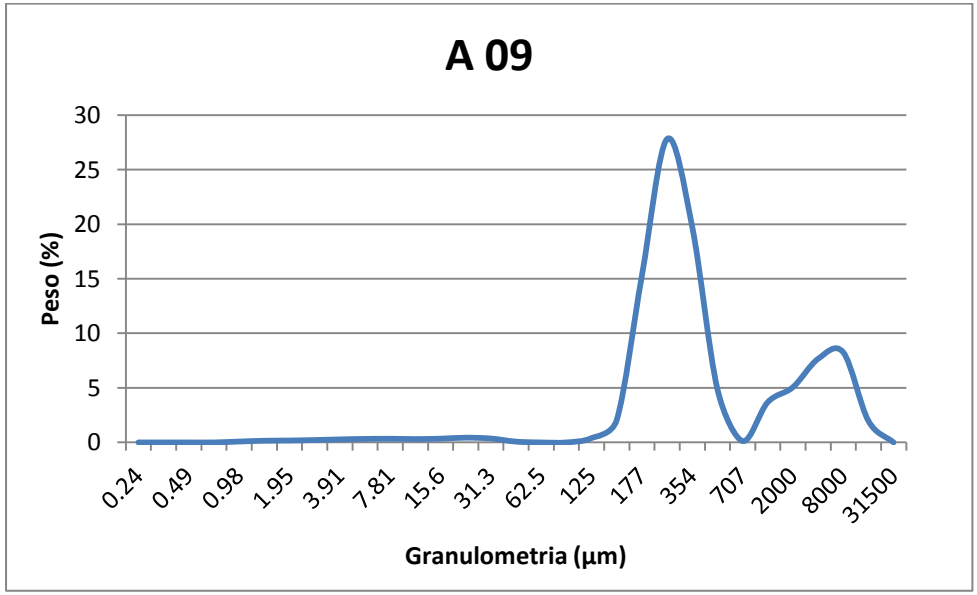

A 04
Peso (%)
0
5
10
15
20
25
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)

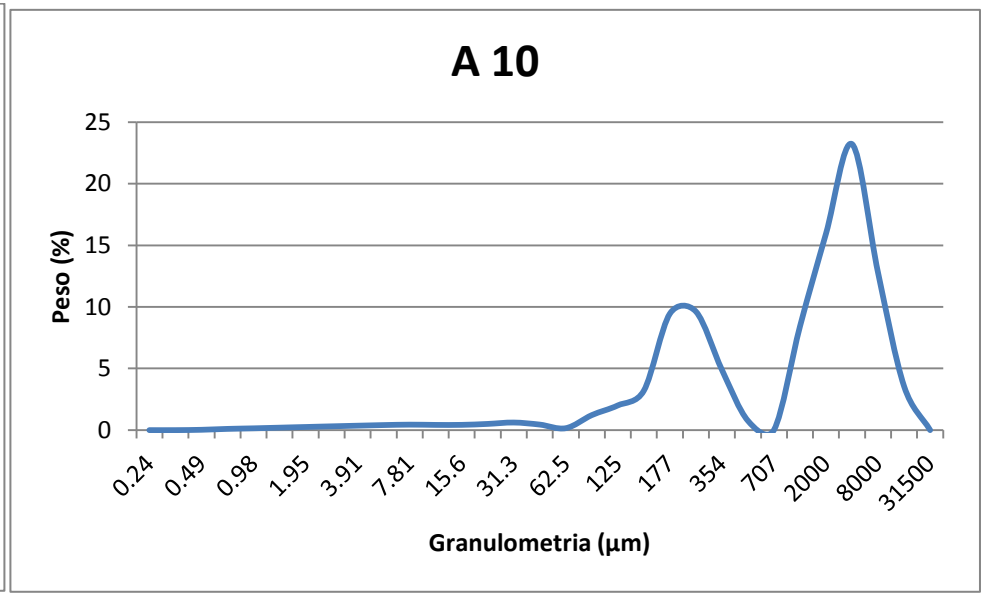

A 05
Peso (%)
0
2
4
6
8
10
12
14
16
18
20
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)

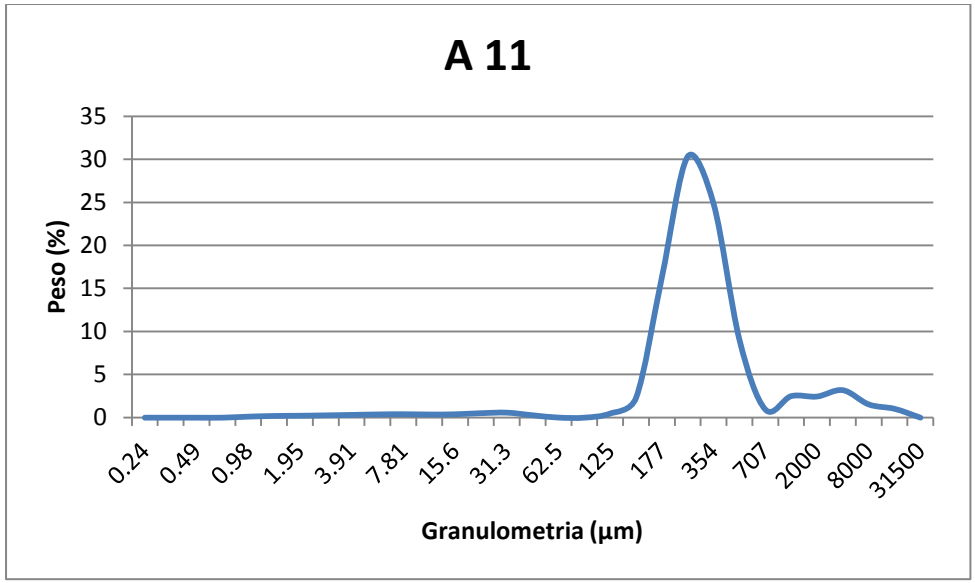

A 06
Peso (%)
0
2
4
6
8
10
12
14
16
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)

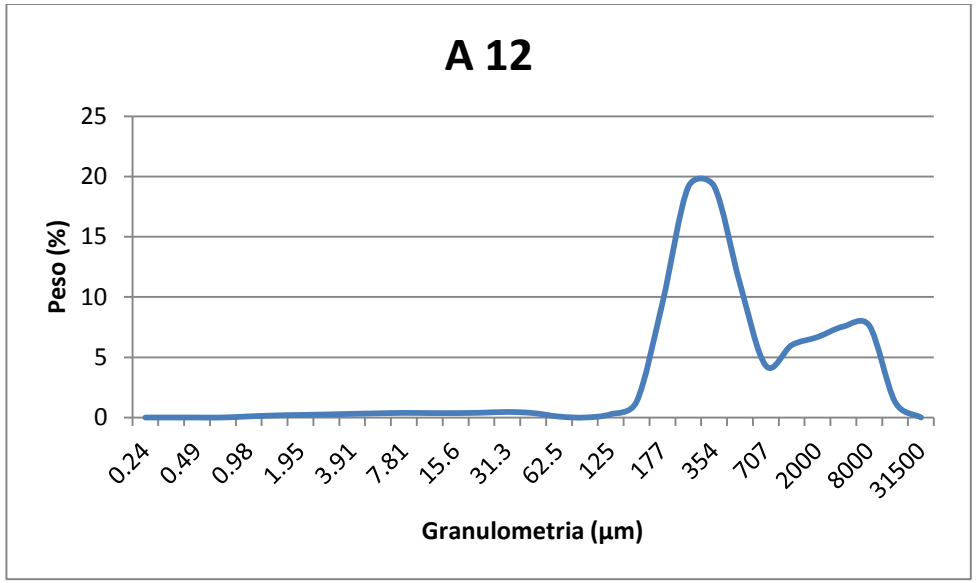

A 07
Peso (%)
35
30
25
20
15
10
5
0
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)

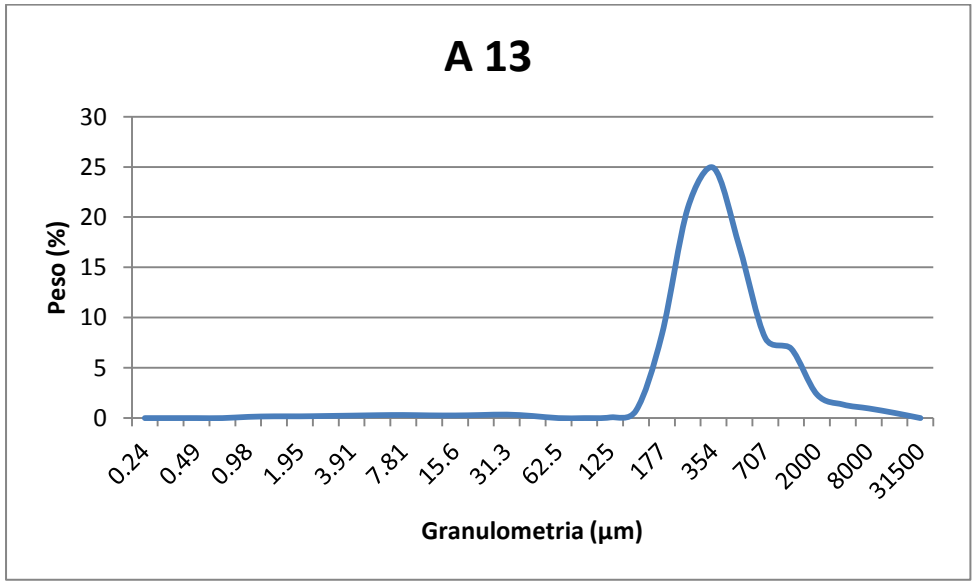

A 08
Peso (%)
25
20
15
10
5
0
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)

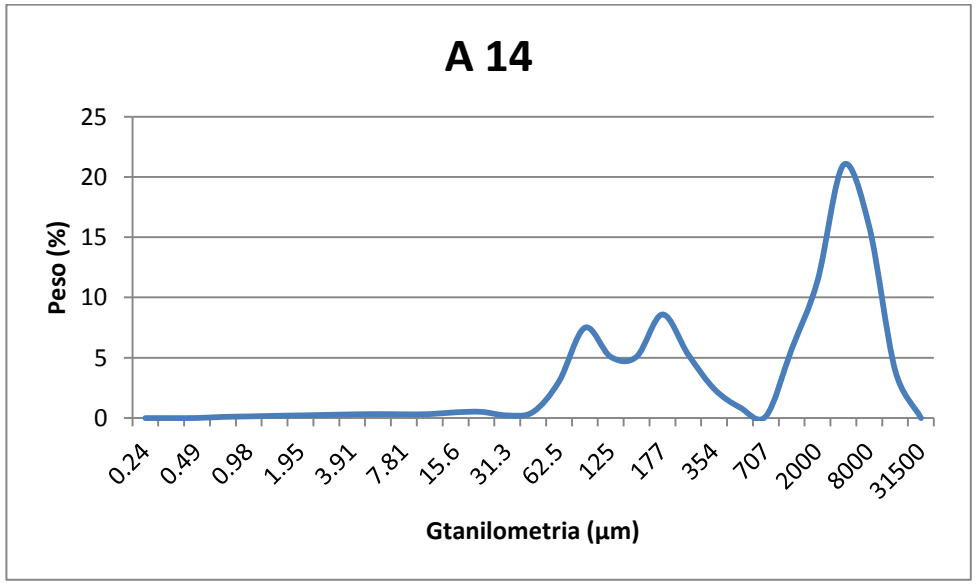

A 09
Peso (%)
30
25
20
15
10
5
0
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)

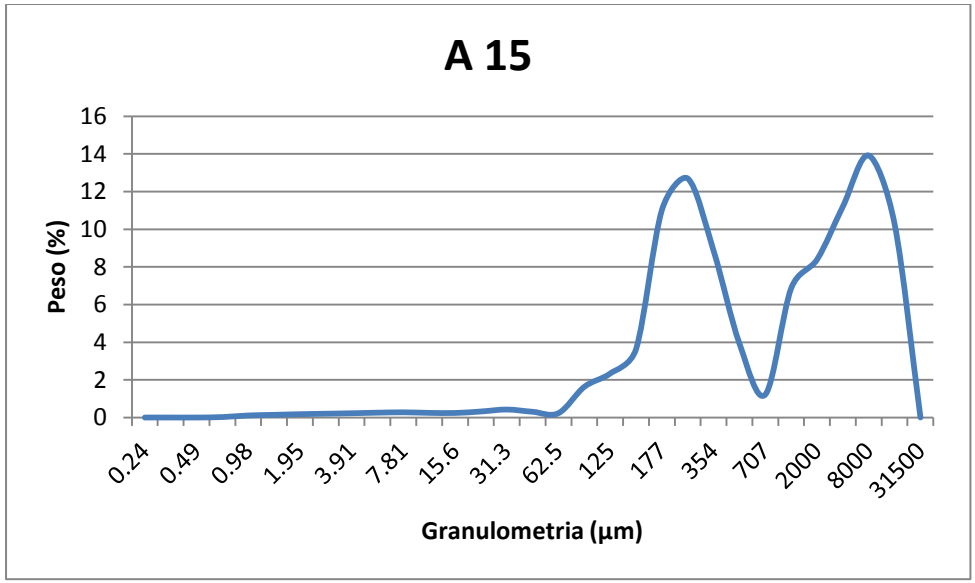

A 10
Peso (%)
25
20
15
10
5
0
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)

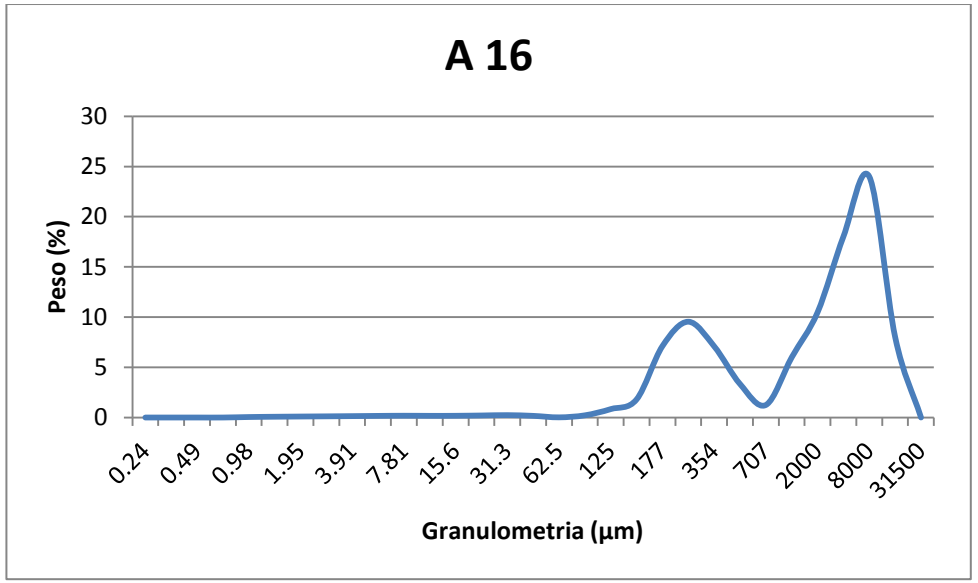

A 11
Peso (%)
35
30
25
20
15
10
5
0
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)

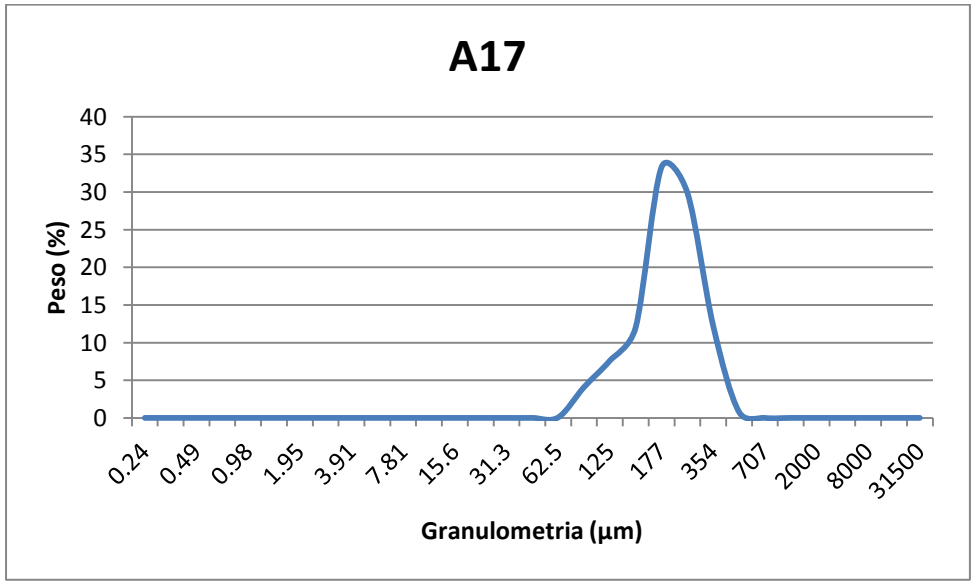

A 12
Peso (%)
25
20
15
10
5
0
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)

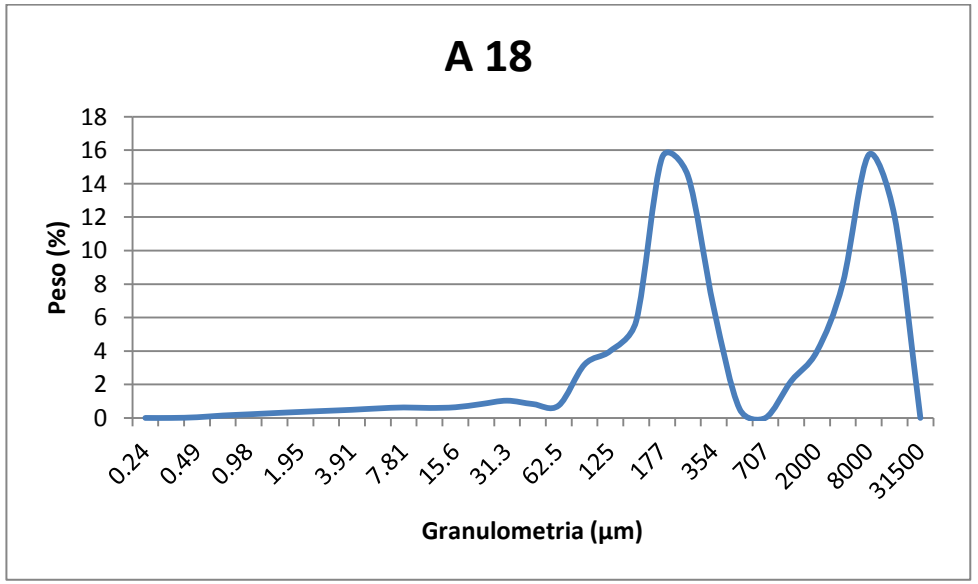

A 13
Peso (%)
30
25
20
15
10
5
0
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)

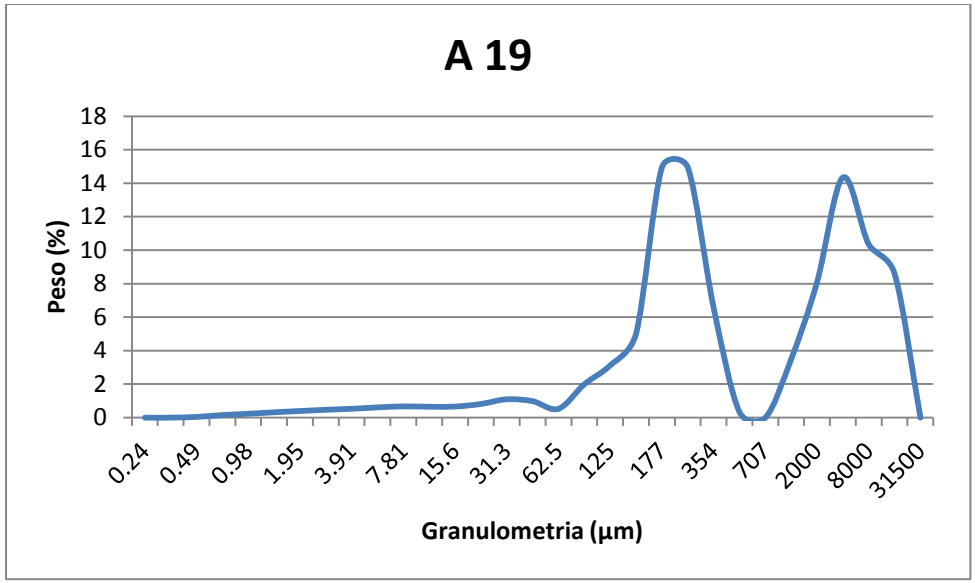

A 14
Peso (%)
25
20
15
10
5
0
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Gtanilometria (µm)

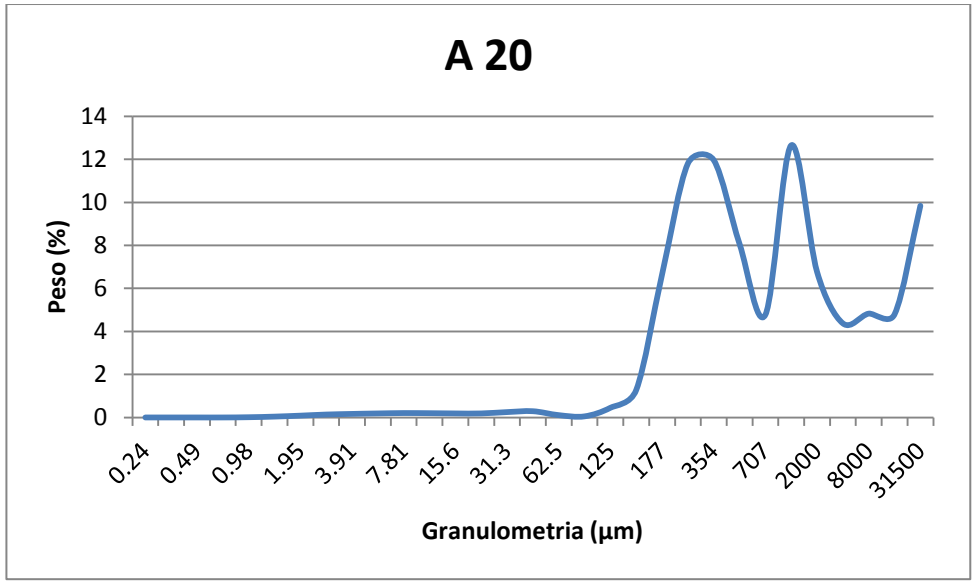

A 15
Peso (%)
16
14
12
10
8
6
4
2
0
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)


A 16
Peso (%)
30
25
20
15
10
5
0
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)


A17
Peso (%)
40
35
30
25
20
15
10
5
0
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)


A 18
Peso (%)
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)


A 19
Peso (%)
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)


A 20
Peso (%)
14
12
10
8
6
4
2
0
0.24
0.49
0.98
1.95
3.91
7.81
15.6
31.3
62.5
125
177
354
707
2000
8000
31500
Granulometria (µm)

RINGRAZIAMENTI

Un ringraziamento sincero va a tutte le persone che mi hanno aiutato nella stesura di questa tesi: alla mia relatrice, Professoressa Emanuela Molinaroli, per i suoi preziosi consigli; alla Dottoressa Fantina Madricardo, per avermi seguito lungo questo percorso; al Dottor Antonio Petrizzo, per essermi stato di supporto durante i problemi "informatici"; al mio amico Dottor Stefano Fogarin, per avermi insegnato ad usare un'infinità di software e a tutto lo staff del CNR-Ismar di Venezia per avermi fatto vivere la prima esperienza nel mondo della ricerca nel migliore dei modi.

Grazie a tutti i miei amici, per aver arricchito questi anni di Università di moltissime avventure, che credo non smetteremo molto presto di raccontare.

Grazie a tutta la mia famigia per avermi sostenuto: a mia sorella Giovanna per le confidenze e le litigate; ai miei nonni Armida e Mario per le telefonate di supporto ogni sera e ai miei nonni Anna e Corrado, che so che adesso sarebbero orgogliosi. Grazie a mia zia Anna, per i tanti pomeriggi passati a chiaccherare assieme nel suo salotto. E grazie a tutti i miei parenti, tanti da nominare, ma mai troppi quando si tratta di passare delle giornate assieme.

Grazie a Nayra, la mia compagna a quattro zampe perché, anche se forse lei non lo sa, è sempre in grado di strapparmi un sorriso.

Grazie ad Antonio, per essermi sempre stato vicino, per aver avuto pazienza in questi anni di studio e per avermi fatto vivere giornate indimenticabili e moltissime avventure nelle nostre passioni un po' spericolate.

Ma il più grande e sentito "grazie" va ai miei mie genitori Antonella e Giuliano, che mi hanno trasmesso la passione per la natura e mi hanno permesso di intraprendere e vivere questo percorso, sopportandomi e supportandomi in ogni decisione.