

**Accordo attuativo di collaborazione (approvato con DGR n° 1891 dd. 02/12/2022)
tra la Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia
e l'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale**

*Linee sismiche a mare tra Monfalcone e Lignano per la caratterizzazione morfo-
sedimentologica dei fondali dell'area costiera e dei depositi sabbiosi sottomarini*

Relazione finale

15 giugno 2026

I responsabili scientifici

Dott.ssa Martina Busetti
Istituto Nazionale di Oceanografia e di
Geofisica Sperimentale

Martina Busetti

Dott. Geol. Antonio Bratus
Servizio geologico
Direzione centrale difesa dell'ambiente,
energia e sviluppo sostenibile
Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia

Antonio Bratus

Dott. Geol. Giulio Cecone
Servizio geologico
Direzione centrale difesa dell'ambiente,
energia e sviluppo sostenibile
Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia

Giulio Cecone

PERSONALE DELLA REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA

RESPONSABILE DELLA CONVENZIONE

ANTONIO BRATUS

GIULIO CECCONE (DAL 2 DICEMBRE 2024)

ACQUISIZIONE DATI SISMICI

ANTONIO BRATUS

MARCO LIPIZER

PERSONALE DELL'ISTITUTO NAZIONALE DI OCEANOGRAFIA E DI GEOFISICA SPERIMENTALE - OGS

RESPONSABILE SCIENTIFICO

MARTINA BUSETTI

ACQUISIZIONE DATI SISMICI

LUCA BARADELLO - responsabile acquisizione

MARTINA BUSETTI

ALESSANDRO AFFATATO

MARIANGELA PAGANO

ELABORAZIONE DATI SISMICI

LUCA BARADELLO

INTERPRETAZIONE DATI SISMICI

MARTINA BUSETTI

MARIANGELA PAGANO

ANALISI E INTERPRETAZIONE CAROTE DI SEDIMENTO

MAURO CAFFAU

ANDREA CABURLOTTO

DATABASE GIS

MARIANGELA PAGANO

BUSETTI M., BARADELLO L., LIPIZER M., PAGANO M., CAFFAU M., BRATUS A., CECCONE G., AFFATATO A., CABURLOTTO A., 2026 - *Linee sismiche a mare tra Monfalcone e Lignano per la caratterizzazione morfo-sedimentologica dei fondali dell'area costiera e dei depositi sabbiosi sottomarini - Relazione finale del 15/06/2026*. Rel. OGS n. 2026/(**vedi copertina**), 88 pp.

Sommario

1. PREMESSA.....	1
2. INTRODUZIONE.....	4
3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E OCEANOGRAFICO.....	6
3.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO	6
3.2 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	15
3.3 TESSITURA DEI SEDIMENTI SUPERFICIALI.....	21
3.4 LA CIRCOLAZIONE MARINA.....	31
4. DATI UTILIZZATI E METODI	34
4.1 DATI SISMICI AD ALTA RISOLUZIONE.....	34
4.2 DATI STRATIGRAFICI	35
4.3 DATI DELLE TESSITURE DEI SEDIMENTI SUPERFICIALI.....	41
5. RISULTATI: CARATTERIZZAZIONE DEL PRISMA SEDIMENTARIO LITORALE	42
5.1 INTERPRETAZIONE SISMO-STRATIGRAFICA.....	42
5.1.1 <i>Il prodelta del Tagliamento</i>	47
5.1.2 <i>Il prisma litorale da Lignano a Primero</i>	50
5.1.3 <i>Il prodelta dell'Isonzo</i>	58
6. CONCLUSIONI	66
BIBLIOGRAFIA.....	67
RINGRAZIAMENTI.....	72
APPENDICE A	73
A.1 MEZZO NAVALE	73
A.2 STRUMENTAZIONE UTILIZZATA.....	74
A.2.1 <i>Sorgente</i>	74
A.2.2 <i>Registrazione</i>	77
A.2.3 <i>Sistema di posizionamento</i>	79
A.3 GEOMETRIA E PARAMETRI DI ACQUISIZIONE	80
A.4 ELABORAZIONE DATI	82
APPENDICE B	85
B.1 CARTA CRONOSTRATIGRAFICA DEGLI ULTIMI 270.000 ANNI	85
B.2 CARTA CRONOSTRATIGRAFICA DEL QUATERNARIO	86
B.3 CARTA CRONOSTRATIGRAFICA DEL CENOZOICO.....	87
B.4 CLASSIFICAZIONI GRANULOMETRICHE.....	88

1. PREMESSA

La Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia - Direzione centrale difesa dell'ambiente, energia e sviluppo sostenibile - Servizio Geologico e l'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale - OGS, in data 15 dicembre 2022 hanno sottoscritto un accordo attuativo di convenzione quadro per l'acquisizione di "Linee sismiche a mare tra Monfalcone e Lignano per la caratterizzazione morfo-sedimentologica dei fondali dell'area costiera e dei depositi sabbiosi sottomarini", con durata 36 mesi.

In seguito alla riunione del 13 novembre 2025 avvenuta tra le parti presso il Servizio Geologico, in considerazione che dell'imbarcazione utilizzata per l'acquisizione a causa della rottura dell'elica a settembre 2025 sarebbe stata disponibile a partire da dicembre 2025, e al fine di ottimizzare i risultati mediante l'integrazione dei nuovi dati che sarebbe stato possibile acquisire a partire da tale data, come concordato congiuntamente, la scadenza dell'Accordo Attuativo, su richiesta dell'OGS e accettata dal Servizio Geologico, è stata prorogata di 6 mesi, ovvero con scadenza 15 giugno 2026.

In data 18 aprile 2023 è stato definito il Piano Operativo di lavoro, che prevede la definizione dei seguenti punti:

- a) le attività di ricerca e collaborazione necessarie;
- b) le figure professionali o i collaboratori coinvolti, e in quale ruolo;
- c) la tempistica di esecuzione (calendario delle attività);
- d) le modalità e i luoghi in cui si svolgerà l'attività.

Durante la seconda fase dell'Accordo sono state espletate le seguenti attività previste:

- a) definire una metodologia funzionale volta all'ottimizzazione della prospezione sismica ad alta risoluzione a mare per la definizione delle caratteristiche morfo-sedimentarie dei fondali dell'area marittimo costiera tra Monfalcone e Lignano;
- b) realizzare ed analizzare profili sismici ad alta risoluzione per la definizione delle caratteristiche morfologiche e degli ambienti sedimentari dei fondali dell'area marittimo costiera tra Monfalcone e Lignano;
- c) utilizzare ai fini dei risultati del presente accordo i dati di sismica ad alta risoluzione acquisiti dall'OGS nell'area di studio, già inseriti in un database, e le conoscenze pregresse maturate nell'ambito di attività di ricerca svolte nell'Adriatico nord-orientale;

d) integrare le conoscenze pregresse e le nuove acquisizioni per ottimizzare le informazioni sulle caratteristiche morfo-sedimentarie dei fondali dell'area marittimo costiera tra Monfalcone e Lignano;

	Calendario delle attività														
	Dic. 2022	I trim 2023	II trim 2023	III trim 2023	IV trim 2023	I trim 2024	II trim 2024	III trim 2024	IV trim 2024	I trim 2025	II trim 2025	III trim 2025	IV trim 2025	I trim 2026	II trim 2026
Piano delle Attività															
Pianificazione attività di acquisizione															
Acquisizione dei profili sismici															
Elaborazione dei profili sismici															
Interpretazione e dei profili sismici acquisiti e integrazione con dati pregressi															
Redazione della relazione															

Tab. 1.1 – Calendario delle attività previste dal POL.

Inoltre, secondo le attività previste nel POL, nel corso del progetto, l'OGS ha:

- a) messo a disposizione le proprie competenze, risorse umane e strumentali necessarie allo svolgimento delle attività previste nel quadro degli impegni istituzionali del proprio personale;
- b) messo a disposizione del Servizio Geologico la documentazione, le informazioni e i dati in proprio possesso necessari per l'esecuzione delle attività oggetto del presente Accordo, nel rispetto di eventuali impegni di confidenzialità già assunti, e ferma restando la titolarità dei diritti di proprietà intellettuale in capo ai legittimi titolari;

La presente relazione finale contiene la descrizione delle attività svolte in collaborazione nel corso dell'Accordo, con i risultati ottenuti dall'interpretazione dei profili sismici e la loro integrazione con i dati geologici.

2. INTRODUZIONE

La gestione sostenibile delle aree costiere rappresenta un tema di rilevante, in particolare nell'Adriatico settentrionale, caratterizzato da un sistema economico-sociale e ambientale di complesso.

Il litorale del Friuli Venezia Giulia compreso fra Lignano e Monfalcone è costituito da coste basse e caratterizzate dall'apporto fluviale, principalmente dei fiumi Tagliamento e Isonzo, ma è anche soggetto alla subsidenza e all'attuale tendenza globale di aumento del livello del mare, che lo rendono vulnerabile.

I processi sedimentari del litorale regionale sono stato oggetto di studio fin dagli anni '70 (ad esempio Brambati 1970; Brambati e Venzo, 1967), relativamente all'evoluzione olocenica della trasgressione marina e delle formazione delle lagune di Grado e Marano (ad esempio Marocco 1988a, 1988b, 1989a, 1989b, 1991) e della dinamica evolutiva attuale delle coste in termini di deposizione ed erosione (ad esempio Fontolan et al., 2007; 2018). Questi studi si sono focalizzati principalmente sulla parte più superficiale dei corpi sedimentari, e solo localmente, attraverso alcuni sondaggi eseguiti lungo la costa profondi fino al massimo 20 metri e carotaggi in mare profondi qualche metro (ad esempio Marocco 1988a, 1988b; Gordini et al., 2002, 2003) e il più recente progetto Interreg Italia Croazia Change we care 2019-2021, con il sito pilota del Banco della Mula di Muggia.

La sedimentazione Olocenica del Golfo di Trieste è stata oggetto di studi recenti da parte dell'OGS (ad esempio Trobec et al., 2018, Zecchin et al., 2024). L'OGS si è anche occupato di indagini sulla geologia più profonda (ad esempio Buseti et al., 2010a, 2010b; Zecchin et al., 2022), che hanno contribuito ad avere un quadro conoscitivo su uno spettro temporale che comprende l'evoluzione geologica complessiva dell'area che ha generato le strutture e la fisiografia attuale.

In questo quadro conoscitivo, l'oggetto del presente accordo è l'individuazione dei corpi sedimentari, in termini di distribuzione e spessore, lungo la costa settentrionale del Friuli Venezia Giulia, da Lignano a Monfalcone, che per la loro genesi presentano un potenziale interesse per il contenuto di sedimenti sabbiosi, attraverso l'interpretazione dei profili sismici ad alta e altissima risoluzione e l'integrazione con dati stratigrafici da carotaggi e di tessiture dei sedimenti superficiali.

In tale contesto, la conoscenza della distribuzione, dello spessore e delle caratteristiche tessiturali dei corpi sedimentari litorali, riveste un'importanza strategica. Questi depositi condizionano l'evoluzione

morfologica naturale delle spiagge e delle zone di piattaforma interna, e possono rappresentare potenziali risorse estrattive di sabbie.

3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E OCEANOGRAFICO

3.1 Inquadramento geologico

L'evoluzione geologica dell'area dell'attuale Pianura Friulana e dell'Adriatico settentrionale si è sviluppata in seguito alla fase deformativa neogenico-quadernaria che ha generato lo sviluppo di un bacino di avanfossa del Sud-Alpino centro-orientale dove si sono accumulati più di 3500 metri di sedimenti provenienti dall'erosione della catena alpina in sollevamento (Nicolich et al., 2004).

Durante il Quaternario, l'evoluzione della Pianura Friulana e del settore nord-orientale del Mare Adriatico è stata controllata dall'interazione tra la tettonica attiva e le oscillazioni eustatiche guidate dai cicli climatici globali.

La flessurazione della litosfera adriatica, indotta dal carico tettonico della catena ha generato lo spazio di accomodamento per la sedimentazione plio-quadernaria, determinando tassi di sussidenza differenziati, massimi nell'alta pianura alla base del fronte della catena e decrescenti verso sud. I sedimenti quadernari raggiungono lo spessore massimo alla base dei sovrascorrimenti alpini, dell'Alta Pianura, in particolare circa 300 metri nella parte più settentrionale nell'alta pianura e quasi 1000 metri nella parte occidentale della pianura alla base del Cansiglio, mentre nell'area costiera della bassa pianura si assottigliano a circa 400 metri (Nicolich et al., 2004).

Nell'Adriatico nord-orientale lo spessore dei sedimenti quadernari, oltre al trend di assottigliamento nord-sud dovuto allo spazio di accomodamento relativo alla catena alpina, si riduce ulteriormente di spessore da ovest verso est, passando da circa 200-300 metri fino a pochi metri verso la costa orientale (Busetto et al., 2010a, 2010b). Questa variazione di spessore è condizionata anche dalla profondità del tetto del bedrock costituito dalle marne e arenarie della formazione di Trieste (flysch) che affiora lungo la costa orientale e si approfondisce gradualmente verso ovest (Busetto et al., 2010a, 2010b).

L'area dell'attuale Pianura Veneto - Friulana e dell'Adriatico settentrionale durante il Pleistocene Inferiore - Olocene (intervallo temporale compreso tra 1,80 Ma e l'attuale) è stata caratterizzata da un elevato tasso di sedimentazione, stimato in 0,6-1,0 mm/a, che è un ordine di grandezza maggiore rispetto alle epoche precedenti (Pliocene-Pleistocene Inferiore), e il doppio rispetto il Serravaliano-Tortoniano (Miocene medio-superiore) durante il quale è avvenuto il principale sollevamento della catena alpina (Mancin et al., 2009). Più in dettaglio, nell'area dell'Adriatico nord-occidentale e Pianura Veneta, i dati dei

pozzi di esplorazione indicano che durante il Pleistocene Medio il tasso di sedimentazione è di stato circa 1-10 mm/a, significativamente più elevato rispetto ai tassi non superiori ai <1 mm/a - 2 mm/a negli ultimi 5 Ma (Amadori et al., 2020).

La causa dell'elevato tasso di sedimentazione del Pleistocene Medio è attribuito al dominio dell'influenza dei cicli climatici glaciali/interglaciali sugli effetti dell'erosione della catena a causa dell'esumazione (Mancin et al., 2009). I periodi di massimo glaciale, con lo sviluppo di una calotta sull'arco alpino, hanno favorito i massimi tassi di erosione nella catena e di conseguenza l'elevato accumulo nell'area di pianura (Mancin et al., 2009).

In particolare, l'architettura stratigrafica quaternaria dell'attuale Pianura Friulana-Alto Adriatico è stata profondamente condizionata dalla Transizione del Pleistocene Medio (Mid-Pleistocene Transition - MPT, avvenuta tra circa 1.2 e 0.8 Ma), che ha segnato una fondamentale riorganizzazione climatica globale, determinando il passaggio da un regime ciclico a bassa ampiezza, dominato dall'obliquità con periodicità di ~41 ka, a un regime con periodicità di ~100 ka, in parte controllato dall'eccentricità orbitale (Lisiecki e Raymo, 2005).

Nel settore alto-adriatico e nel bacino di avampaese friulano, questo passaggio di regime climatico ha modificato radicalmente le dinamiche sedimentarie e la geometria dei corpi deposizionali. Durante il regime a 41 ka, le oscillazioni eustatiche del livello del mare erano di ~40–60 m, e di conseguenza le linee di costa subivano variazioni limitate, favorendo una parziale stabilità dei sistemi deposizionali costieri e transizionali. Il passaggio alla ciclicità a 100 ka (a partire dal MIS 22), ha provocato un'accentuazione delle glaciazioni che ha innescato variazioni eustatiche fino a oltre -120 metri rispetto l'attuale livello del mare (Lisiecki e Raymo, 2005).

Questo aumento dell'ampiezza eustatica, combinato con il drastico incremento dell'apporto sedimentario generato dall'azione erosiva dei ghiacciai alpini (es. i paleo-ghiacciai del Tagliamento e del Piave), ha accelerato la progradazione verso sud del prisma sedimentario. Inoltre le fasi glaciali con ciclicità di 100 ka hanno causato la prolungata emersione subaerea della piattaforma epicontinentale alto-adriatica, trasformandola in una vasta pianura alluvionale percorsa da un sistema idrografico.

I successivi e rapidi innalzamenti del livello del mare durante i periodi interglaciali hanno generato ampie superfici di trasgressione marina, con depositi di mare poco profondo.

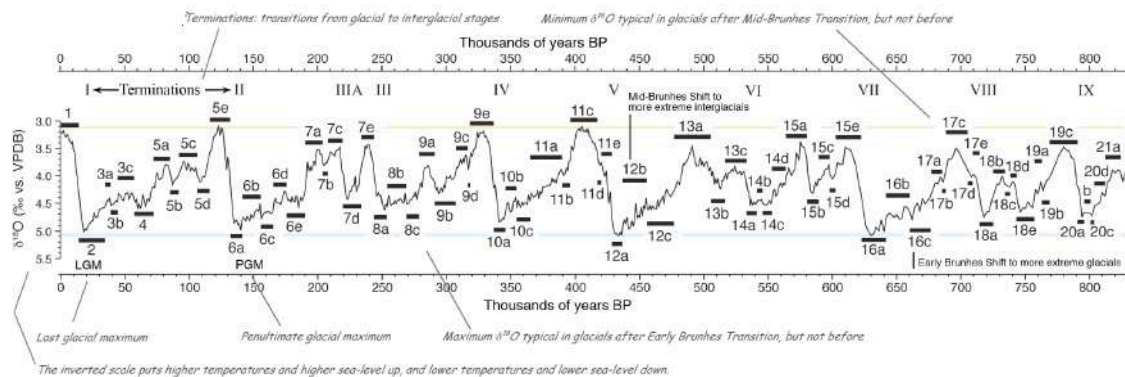


Figura 3.1 - Rappresentazione dei cicli glaciali/interglaciali in funzione della temperatura negli ultimi 800.000 anni (Pleistocene Medio- Superiore e Olocene). I picchi positivi rappresentano i periodi interglaciali, i picchi negativi i periodi glaciali (modificata da Railsback et al., 2015). I numeri dispari in corrispondenza dei picchi positivi indicano gli stadi isotopici marini (Marine Isotope Stages – MIS) relativi ai periodi interglaciali, i numeri pari in corrispondenza dei picchi negativi indicano i MIS relativi ai periodi glaciali.

Cicli regressivi/trasgressivi sono stati identificati nei dati di pozzo della Pianura Veneto-Friulana e nell'Adriatico nord-occidentale. Nel sondaggio eseguito ad Azzano Decimo (a sud di Pordenone) nell'ambito del Foglio CARG 86 "San Vito al Tagliamento" (Zanferrari et al., 2008), che ha raggiunto la profondità di 262,5 m dal piano campagna a +9,9 m (l.m.m.), in cui sono stati individuati otto cicli trasgressivi/regressivi del Pleistocene Medio-Superiore, mentre a sud-ovest del pozzo Azzano Decimo, nell'area di Venezia e dell'Adriatico nord-occidentale, sono stati identificati nei primi 300 metri di sedimenti nei pozzi di esplorazione, sei cicli trasgressivi/regressivi (Massari et al., 2004; Amadori et al., 2020).

Ogni ciclo trasgressivo/regressivo (ciclotema), ha uno spessore di circa 39-61 m, senza evidenza di *hiatus* significativi durante i cicli regressivi, ed è caratterizzato da una sequenza dal basso verso l'alto di:

- Sistemi di caduta (*Falling sea-level Systems Tract - FSST*) e di Stazionamento Basso (*Low Stand Systems Tract - LST*) caratterizzato da depositi deltizi con sovrastanti depositi fluviali e sedimenti siltosi di piana alluvionale;
- Sistemi Trasgressivi (*Transgressive Systems Tract - TST*) costituiti da qualche metro di depositi di ambiente lagunare/salmastro con sovrastanti sabbie costiere;
- Sistemi di Stazionamento Alto (*High Stand Systems Tract - HST*) caratterizzati da 2-12 m di depositi fini di piattaforma, correlati dal MIS 15 al MIS 5 (Amadori et al., 2020).

Verso est la sequenza del Pleistocene Medio-Superiore si assottiglia, contenendo i 5 ciclotemi più recenti mentre è assente il ciclotema 6 (MIS 15-13) (Amadori et al., 2020).

La trasgressione tirreniana relativa alla risalita globale del livello marino del MIS 5 (132.000-116.000 anni fa) con il massimo di risalita di $+6\pm 3$ m s.l.m. a circa 125.000 anni fa (Antonioli et al., 2009), ha una superficie basale diacrona, ed è caratterizzata nel sottosuolo di Venezia da depositi marini costieri tra -74 e -56 m s.l.m. (Müllenders et al., 1996; Massari et al., 2004), e nei sondaggi del Foglio CARG 107 "Portogruaro", da depositi di ambienti lagunari e marini posti tra -70,5 e circa -45 m s.l.m. nel sondaggio "Torre di Mosto" (TdM) e di quelli lagunari tra -52 e -46,5 m s.l.m. nel sondaggio "Pramaggiore" (Fontana et al., 2010; 2012). Più a nord-est, nel sondaggio Azzano Decimo del Foglio CARG 086 "San Vito al Tagliamento" sono presenti depositi di piana alluvionale dell'Ultimo Interglaciale, la cui base, definita con criteri palinostratigrafici, si trova a -45,49 m s.l.m. (Zanferrari et al., 2008), e nella Baia di Muggia a 35-40 metri di profondità (Zecchin et al., 2024).

La presenza dei sedimenti tirreniani nel sottosuolo della pianura e dell'Adriatico indicano la presenza di una subsidenza tettonica ancora in atto, e che aumenta progressivamente da est verso ovest, condizionata oltre che dalla subsidenza alpina anche da quella appenninica.

L'ultima fase glaciale nell'area alpina è avvenuta in un periodo compreso tra il 110.0000 e 11.700 anni fa (Ivy-Ochs, et al., 2008). Durante questa fase si è verificato un massimo glaciale (*Last Glacial Maximum* – LGM), compreso fra circa 29.000/30.000 e 19.000 anni fa, durante il quale i ghiacciai raggiunsero la massima espansione, e contestualmente il livello del mare subì un abbassamento globale di -120 m rispetto l'attuale.

La linea di costa si trovò a nord della Depressione Mesoadriatica, tra Pescara e Sebenico mentre la parte a nord era emersa in continuità con l'attuale Pianura Padana e Veneto-Friulana.

L'Adriatico nord-orientale era un'ampia piana alluvionale con una vegetazione di tipo steppico e con depositi associati ai sistemi fluviali alimentati soprattutto dalle fronti dei ghiacciai ospitati nel bacino del Tagliamento e in quello dell'Isonzo. In particolare il settore orientale della bassa Pianura Friulana era dominato da depositi limoso argillosi in cui erano temporaneamente presenti ampie zone palustri (Marocco, 1991; Arnaud-Fassetta et al., 2003; Fontana et al., 2014). In particolare, nelle fasi finali caratterizzate dal clima glaciale, l'area orientale del golfo era attraversata dal sistema paleofluviale dell'Isonzo, che formava un complesso sistema di argini e canali, approssimativamente parallelo alla costa orientale e meridionale del golfo (Ronchi et al., 2023).

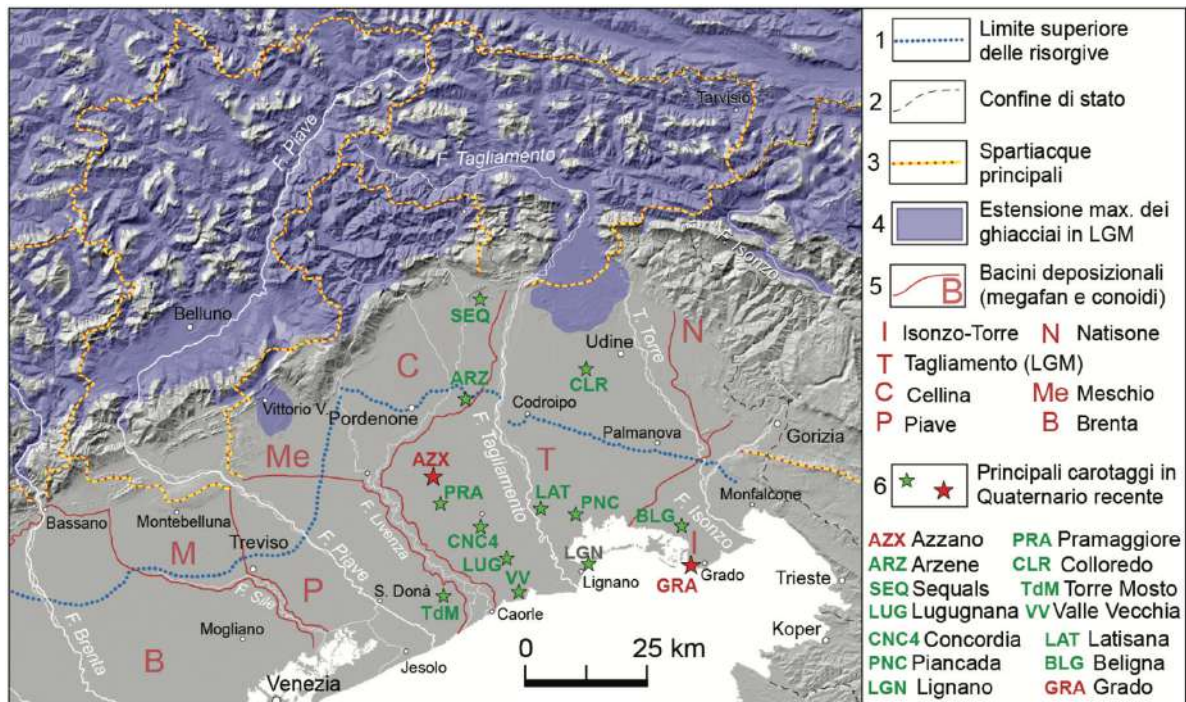


Figura 3.2 - Carta dell'Italia nord-orientale con la massima estensione dei ghiacciai durante il Last Glacial Maximum (LGM), (modificata da Fontana et al., 2019).

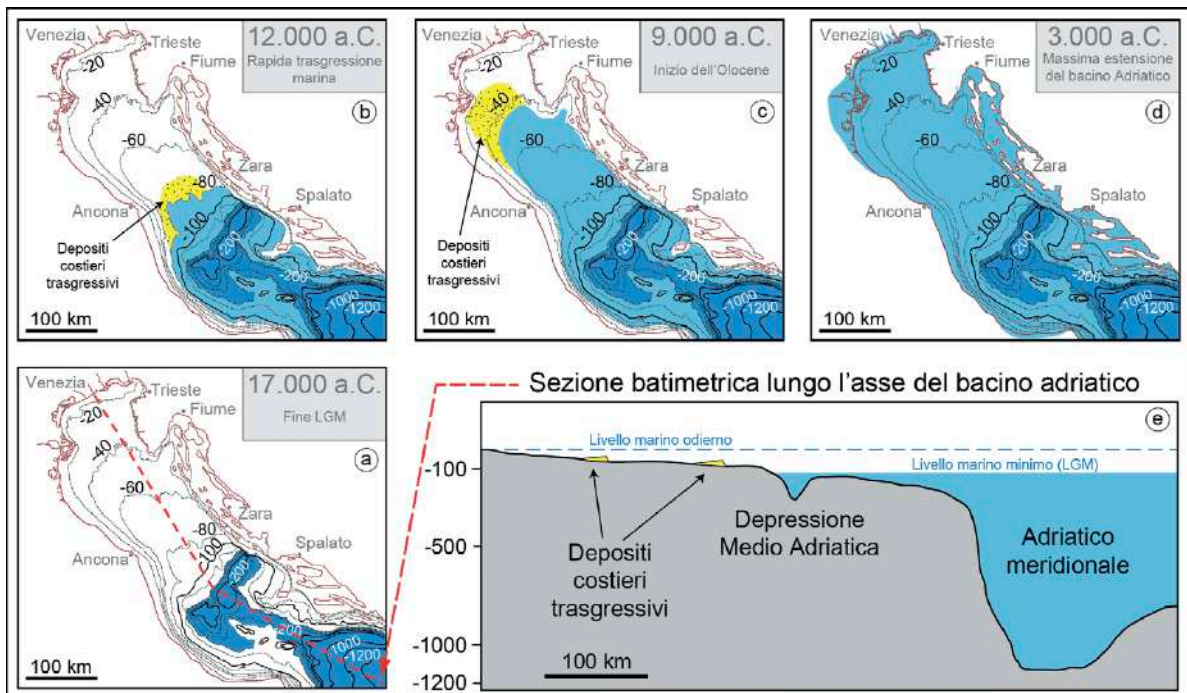


Figura 3.3 - Schema della progressiva ingressione marina nel mare Adriatico dalla fine del LGM fino alla massima estensione di 3000 anni fa (Fontana e Ronchi, 2019 modificato da Correggiari et al., 1996).

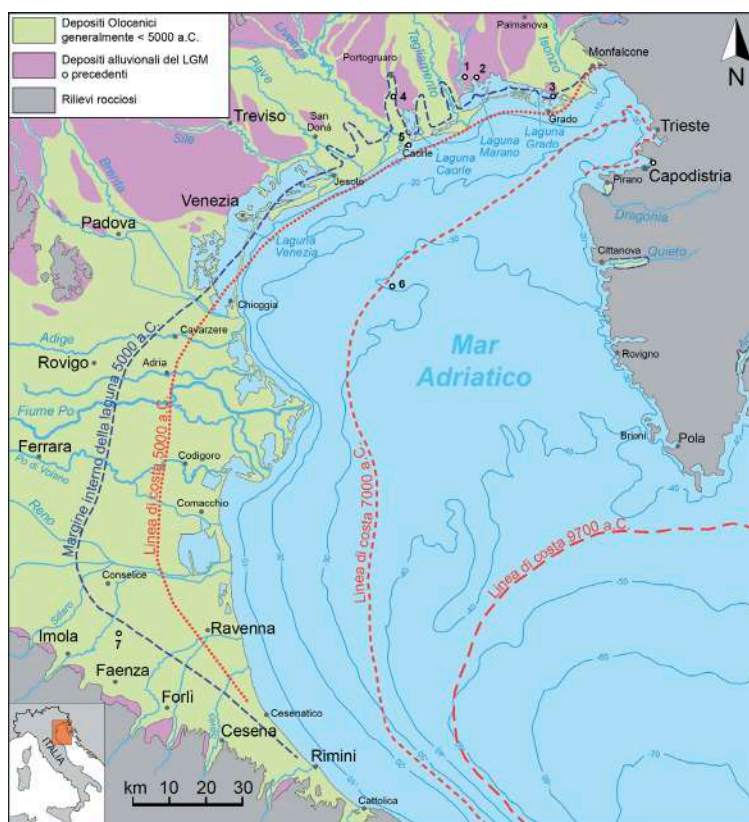


Figura 3.4 - Mappa semplificata con le età delle superfici delle pianure che si affacciano sull'Adriatico Settentrionale e l'indicazione ipotetica di alcune linee di costa durante la trasgressione marina post-LGM. I pallini bianchi rappresentano località nominate nel testo: 1) Piancada; 2) Grado, Palude della Carogna; 3) Muzzana Bonifica; 4) Concordia Sagittaria; 5) Caorle; 6) Bocca tidale Attila 1; 7) Lugo di Romagna (Fontana e Ronchi 2019).

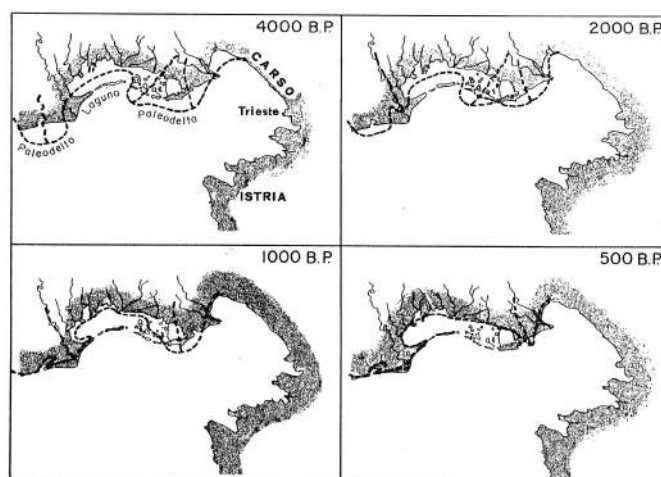


Figura 3.5 – Ricostruzione paleogeografica dell'evoluzione della linea di costa e dei probabili corsi fluviali del paleoTagliamento a ovest e del paleo Isonzo/Natisone a est (Marocco, 1991).

La trasgressione marina tardo-pleistocenica-olocenica nella parte orientale del golfo, il cui inizio è stato datato circa 8.800 anni fa (Covelli et al., 2006), ha prodotto uno spessore metrico di sedimenti marini che drappeggiano i depositi di sistema di argini e canali (Trobec et al., 2018). La base su cui si sono depositati i sedimenti marini olocenici è costituita da depositi di ambienti relitti continentali-paralici tardo Pleistocenici e dell'Olocene inferiore (Ogorelec et al., 1981, 1991, 1997; Marocco, 1989; Covelli et al., 2006; Trincardi et al., 2011; Zecchin et al., 2015; Trobec et al., 2018).

Lo spessore dei sedimenti marini dell'Olocene nel Golfo di Trieste varia tra 0 e 24 m con un valore medio di 3,2 m. In generale, le parti centrali del golfo sono coperte da strati molto sottili di sedimenti marini olocenici che possono anche essere parzialmente assenti. Verso la costa, la sequenza sedimentaria dell'Olocene costituisce un prisma litorale con spessore fino a circa 10 m. La parte centro-occidentale del golfo è caratterizzata da una copertura sedimentaria olocenica molto sottile che raramente supera uno spessore di 3 metri. Sequenze sedimentarie oloceniche più spesse possono essere osservate solo nelle vicinanze del delta del Tagliamento, del paleodelta della Trezza grande e nella parte centrale della baia, dove riempiono paleocanali pre-olocenici. La parte sud-orientale del golfo è caratterizzata da una copertura sedimentaria più spessa, con una media di circa 5 m. In alcune aree la copertura sedimentaria dell'Olocene si assottiglia o assente, e non è più risolvibile sui profili sismici (Trobec et al., 2018).

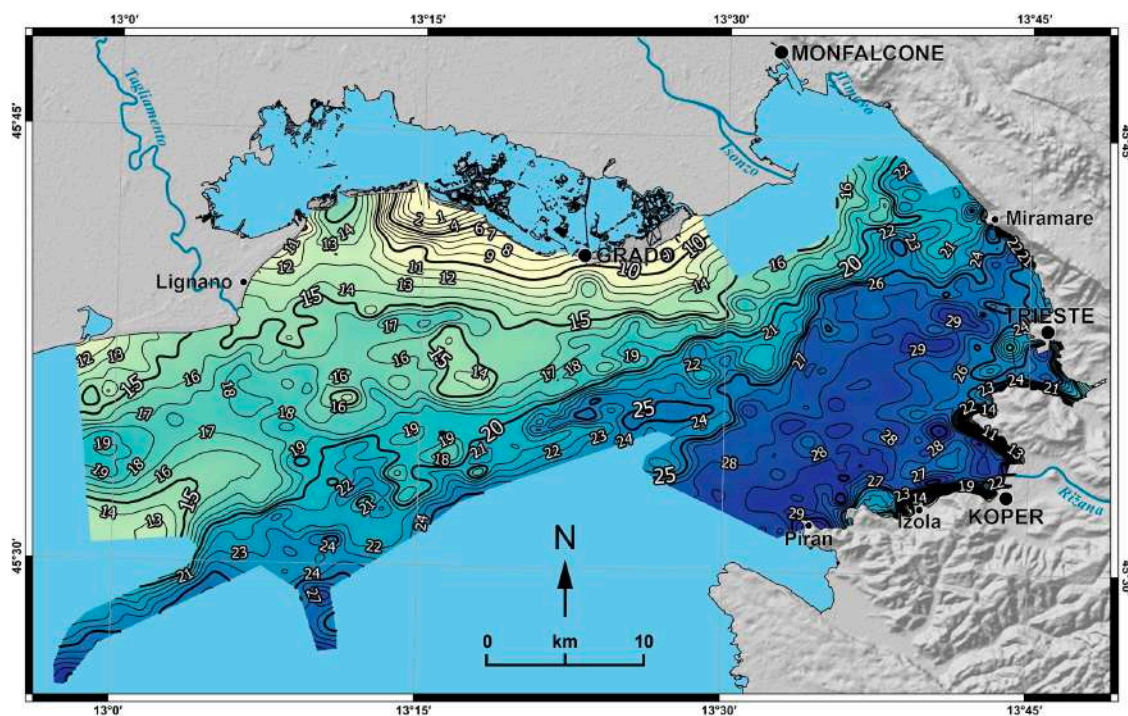


Figura 3.6 - Mappa della profondità in metri della base dei sedimenti marini olocenici (Trobec et al., 2018).

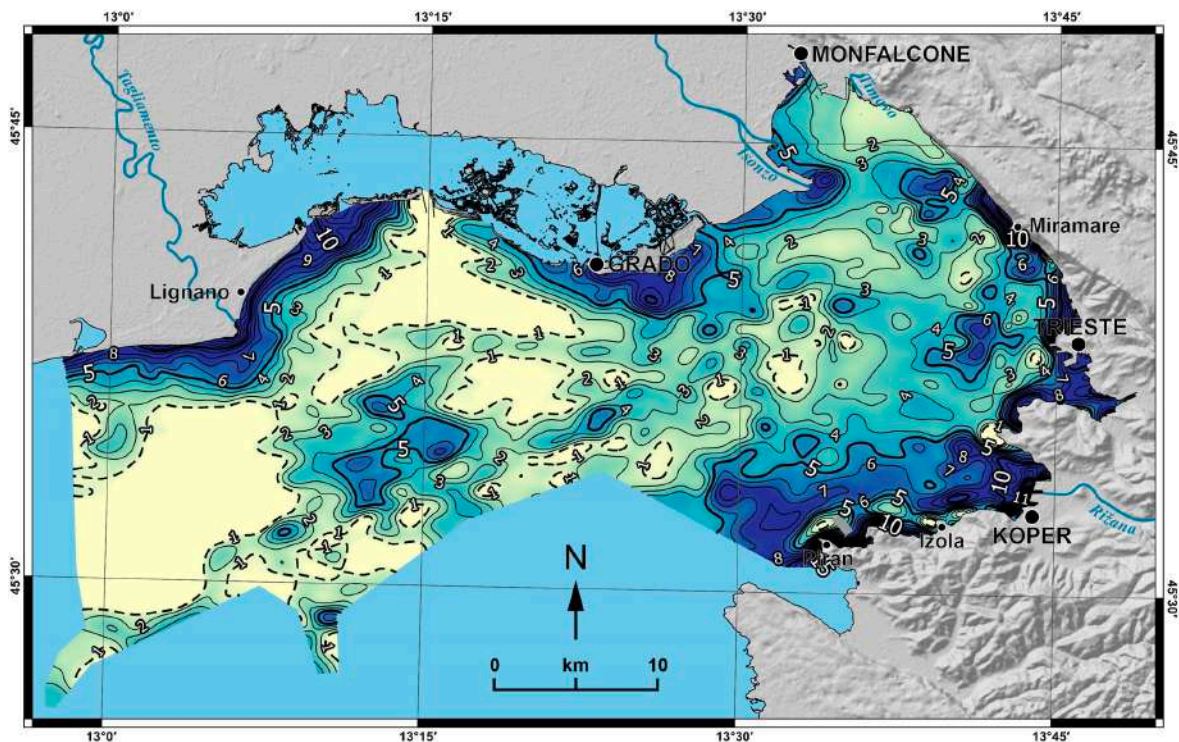
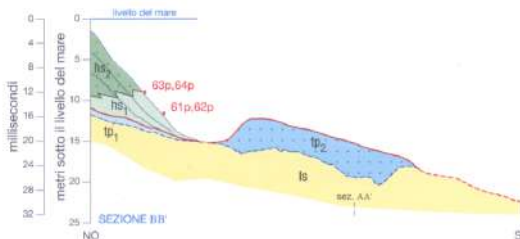
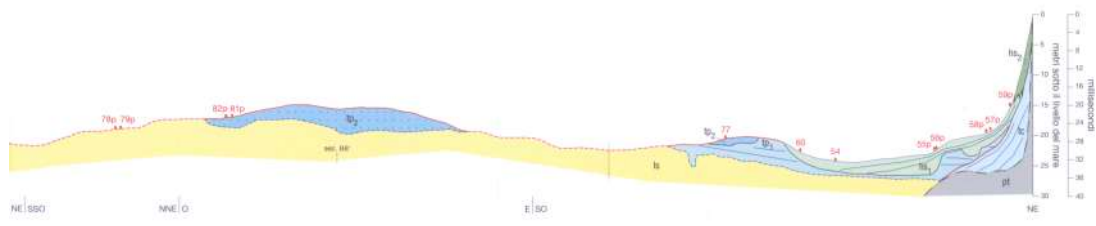
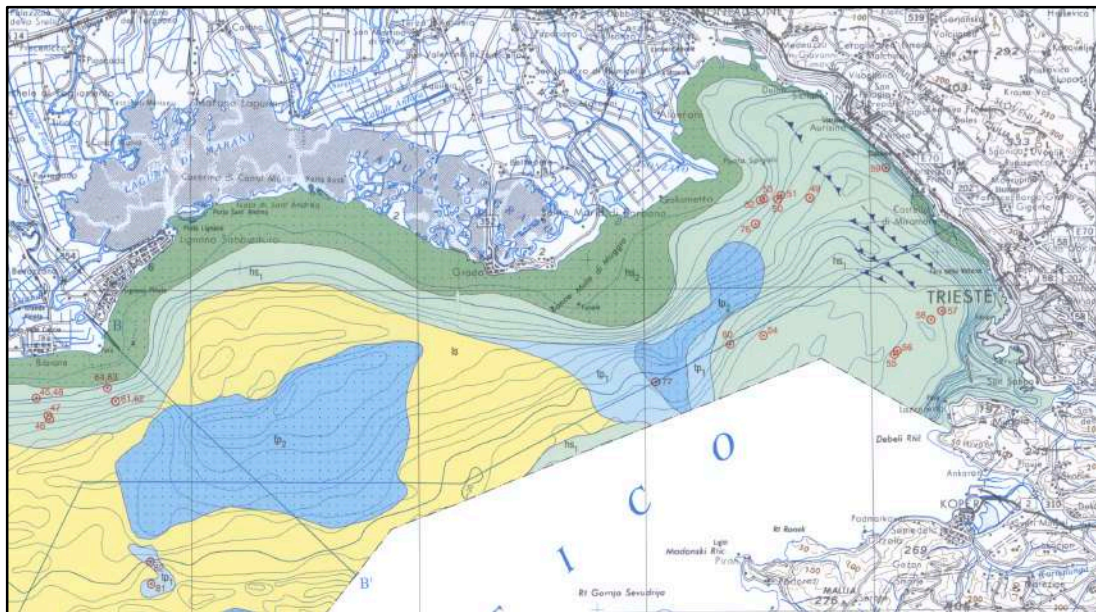


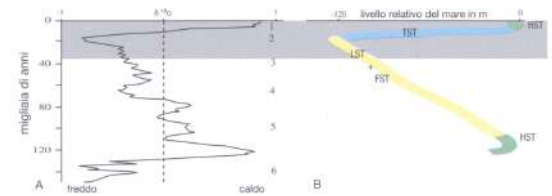
Figura 3.7 - Mappa dello spessore dei sedimenti marini olocenici (Trobec et al., 2018).

Nella Carta Superficiale della Carta Geologica dei Mari Italiani sono rappresentati i depositi di caduta e stazionamento basso relativi a una lenta caduta del livello marino, culminata nell'ultimo glaciale, e uno stazionamento basso culminato attorno ai 24-20 ka BP, e i depositi trasgressivi relativi ad una rapida risalita terminata ca. 5,5 ka BP e di stazionamento alto del livello del mare che perdura tutt'oggi (Trincardi et al, 2011).

In base alle geometrie e alle modalità di sovrapposizione dei sistemi deposizionali riconoscibili al loro interno, le Sequenze Deposizionali sono ulteriormente suddivisibili in unità minori delimitate da linee tempo e riferibili ai vari stadi evolutivi (Systems tract) di un ciclo completo di variazione relativa del livello del mare, registrati da corpi tridimensionali costituiti da sistemi deposizionali coevi. La carta rappresenta con colori differenziati i depositi dei Systems tract di caduta e stazionamento basso (FST + LST), di trasgressione (TST) e di stazionamento alto (HST) (Trincardi et al., 2011).



CARATTERISTICHE DEL CICLO GLACIO-EUSTATICO TARDO-QUATERNARIO



LEGENDA DELLE SEZIONI

- | | | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <p>hs₂
hs₁</p> <p>Sistemi di stazionamento alto (HST)
Depositi di prodelta e piattaforma interna (hs₁); depositi di spiaggia (hs₂)</p> | <p>ls</p> <p>Sistemi di stazionamento basso (LST). Depositi regressivi costituiti da depositi deltizi sabbiosi, peliti di prodelta e di scarpata (ls)</p> | <p>28</p> <p>carotaggi superficiali (p se proiettati sulla traccia di sezione)</p> <p>— superficie di massima ingressione marina (mfs)</p> <p>— superficie di rimaneggiamento marino trasgressivo (rs)</p> <p>- - - superficie di trasgressione (ts)</p> <p>- - - superficie rs coincidente con ts (rs+ts)</p> <p>- - - limite di sequenza (sb)</p> <p>— orizzonti guida (es: riflettori sismici principali)</p> |
| <p>tp₂
tp₁
tc</p> <p>Sistemi trasgressivi (TST)
Complesso trasgressivo continentale e/o parafico costituito da depositi pelitici e pelitico-sabbiosi lagunari (tp₁), da lenti sabbiose (tp₂) e da depositi alluvionali e lacustri (tc).</p> | <p>pt</p> <p>Depositi sedimentari pre-tirreniani (PT)
Unità regressive pelitico-sabbiose pleistoceniche delimitate da superfici erosive che registrano le principali terminazioni isotopiche (risalite eustatiche)</p> | |

Figura 3.8 – Estratto della Carta Geologica dei Mari Italiani, Foglio NL 33 Venezia 1:250.000, e due sezioni geologiche attraverso l'Adriatico nord-orientale. In giallo sono indicati i depositi di stazionamento basso, in azzurro i depositi trasgressivi e in verde i depositi di stazionamento alto del livello del mare (modificata da Trincardi et al., 2011).

3.2 Inquadramento geomorfologico

Il Golfo di Trieste è un bacino marino semichiuso poco profondo, copre circa 500 km² ed è localizzato nella parte più settentrionale del Mar Adriatico. È delimitato a nord-ovest dai litorali sabbiosi del delta del fiume Tagliamento e, procedendo verso est, da quelli della Laguna di Grado e Marano e del delta dell'Isonzo, a nord-est dalle pendici dell'altipiano carsico, a sud dalla costa settentrionale dell'Istria slovena e croata. Verso ovest invece si considera come limite la linea immaginaria dalla foce del fiume Tagliamento a Punta Salvore, la cui lunghezza è di 21 km. Lungo le coste del territorio italiano sfociano i fiumi Tagliamento, Isonzo e Timavo e nella Laguna di Grado e Marano fiumi minori di risorgiva (fig. 3.9).

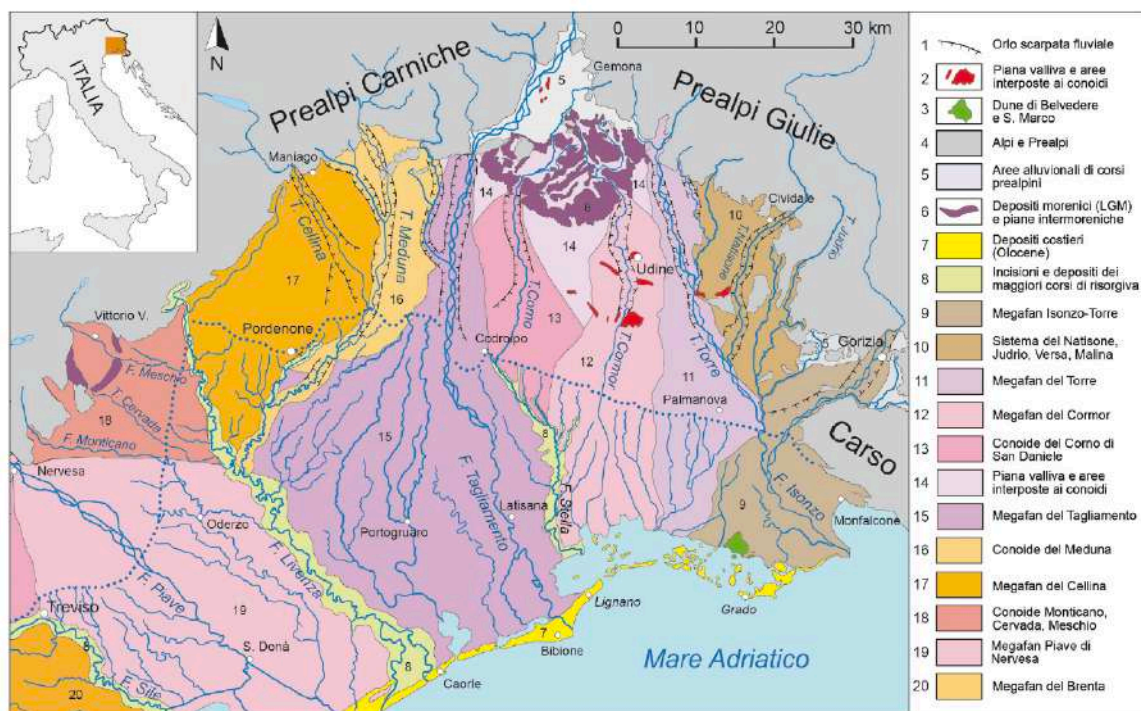


Figura 3.9 – Schema dei principali sistemi deposizionali della Pianura Veneto-Friulana (modificata da Fontana et al., 2004).

Il Golfo di Trieste è caratterizzato da basse profondità e da bassi gradienti batimetrici. Le profondità massime sono presenti nell'area centro-orientale del golfo con circa 25 m, e nelle depressioni a nord della costa istriana, a nord di Pirano a Capo Madonna (Slovenia) che rappresenta anche il punto più profondo del Golfo di Trieste con una profondità di 38 m, e a Punta Salvore (Croazia) con la profondità massima di 35 m (Trobec et al., 2018). Il principale alto morfologico è rappresentato dal paleo delta della Trezza Grande (Gordini et al., 2002; Zecchin et al., 2015) (fig. 3.10).

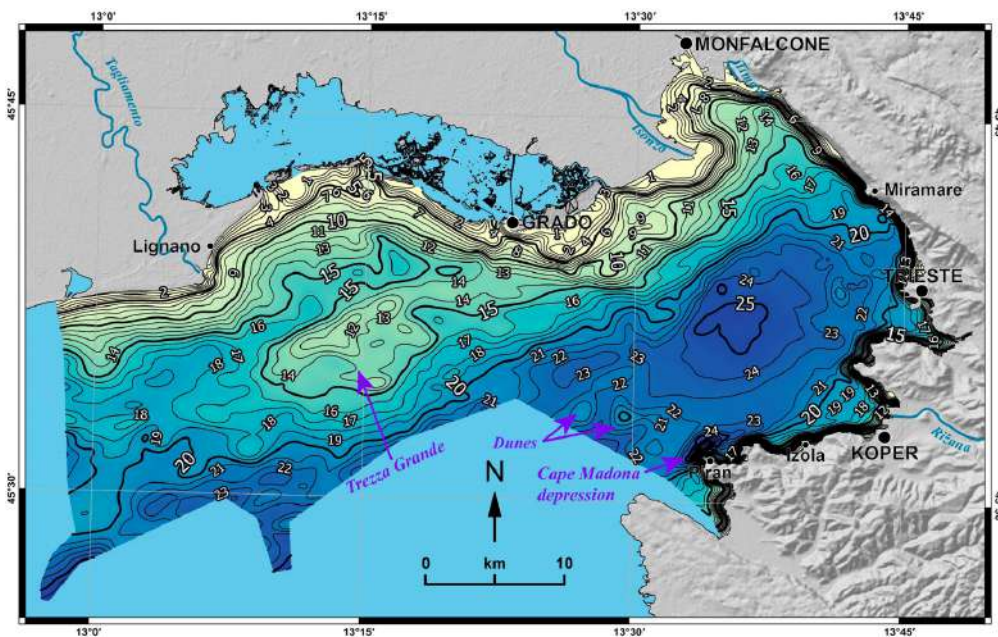


Figura 3.10 – *Mapa batimetrica in metri (Trobec et al., 2018).*

La zona settentrionale, dalla foce del Tagliamento a quella del Timavo, presenta bassi fondali, che si approfondiscono gradualmente fino a una decina di metri a bassissima pendenza, seguendo l'andamento delle linee di riva, ad eccezione delle barre e truogoli; l'isobata dei 20 m si trova ad una distanza dalla costa di circa 8 km, e può raggiungere anche i 20 km (Giorgetti et al., 1968; Rossi et al., 1968; Trobec et al., 2018) (fig. 3.10).

La foce del Tagliamento è caratterizzata da una tipica morfologia a delta cuspidato bialare (Marinelli, 1922), con una base larga 14 km e delimitata dai lidi di Lignano a est e Bibione a ovest, lunghi rispettivamente circa 7 e 9 km (Marocco, 1989b). Il corpo deltizio è costituito da una serie di rilievi sabbiosi allungati, separati da lievi depressioni spesso a carattere acquitrinoso (Marocco, 1989b).

L'apparato deltizio del Tagliamento si è formato circa 2000 anni fa in seguito ad una diversione fluviale verso est dell'asta terminale, che in passato sfociava nell'area dell'attuale laguna di Caorle, fino alla posizione attuale (datata 4.620 +/- 260 anni B.P.) (Marocco, 1989a; Marocco, 1989b).

Il graduale approfondimento del fondo mare è correlato alla presenza del prisma sedimentario costiero, che si estende con pendenza lieve e costante fino a profondità comprese tra i 13 e i 15 metri. La pendenza diventa più marcata nell'area pro-deltizia del Tagliamento, in quella dell'Isonzo e in corrispondenza del Banco della Mula di Muggia. In particolare, il prodelta del Tagliamento termina in un'area depressa

caratterizzata da una pendenza molto debole, delimitata verso sud dall'alto morfologico della Trezza Grande (Gordini et al., 2003).

Tra le foci del Tagliamento e dell'Isonzo si estende la Laguna di Grado e Marano. Il sistema lagunare, costituito da due ambienti differenti sia dal punto di vista morfologico sia per origine ed evoluzione, si estende su una superficie di circa 160 km², per una lunghezza di 32 km e una larghezza media di 5 km. La Laguna di Marano si è formata circa 5000 anni fa, come indicano le datazioni ¹⁴C su torbe e bivalvi rinvenute nei sondaggi eseguiti nella bassa pianura friulana (Marocco, 1991), mentre la Laguna di Grado si è formata in epoca tardo-romana, per la diversione verso est del Fiume Isonzo, che precedentemente sfociava in prossimità di Grado (Marocco, 1991). Il sistema lagunare è caratterizzato dalla presenza di una serie di isole (cordoni litorali) che lo separano dal mare aperto e si estendono per circa 20 km. Da ovest ad est, le principali sono Martignano, Sant'Andrea, Porto Buso, Morgo e Grado (Marocco, 1989b; Brambati, 1970).

Dal punto di vista morfologico, l'ambiente lagunare può essere distinto in tre zone (Brambati, 1970):

- la zona superiore al livello medio di alta marea, che comprende le barene, i cordoni litorali, costituiti dalle isole principali, e le coste, che si presentano frastagliate, con numerose insenature entro le quali sfociano i corsi d'acqua. Le barene sono raggruppate in due sistemi: il primo si estende dall'isola di Martignano a Marano, mentre il secondo interessa l'area compresa tra la foce del fiume Natissa e il tratto tra Porto Buso e l'isola di Morgo;
- la zona compresa tra i livelli medi di alta e bassa marea, che comprende le piane di marea, caratterizzate da un sistema di canali secondari, scarsi o assenti nelle zone più alte delle piane, più numerosi e meandrici nelle zone più basse, alla confluenza con i canali principali. Tali canali raggiungono larghezze di 8 m e profondità massime di circa 1 m;
- la zona al di sotto del livello medio di bassa marea, che include i canali principali, le bocche lagunari e le paludi. La profondità e la larghezza dei canali tendono ad aumentare procedendo dall'interno della laguna verso le bocche lagunari, dove si osservano le maggiori profondità, variabili da circa 7 m in corrispondenza della Bocca di Primero a circa 13 m presso la Bocca di Grado. Alcuni canali, come l'Aussa e l'Anfora, collegano una bocca lagunare con la foce di un fiume immissario in laguna, altri terminano nelle piane di marea.

Il sistema lagunare è fronteggiato da isole barriera e banchi di sabbia, interrotti da bocche lagunari, aperture naturali lungo le coste a barriera che consentono gli scambi tra la laguna e il mare Adriatico. Lungo il sistema di isole barriera della laguna, si trovano sei bocche lagunari, stabilizzate da una serie di opere idrauliche realizzate tra il 1930 e 1950. Da ovest a est, sono Lignano (arginata), Sant'Andrea

(naturale), Porto Buso (con moli), Morgo (parzialmente occlusa), Grado (o La Fosa) (arginata con piccoli moli), Primero (arginata), che delimitano cinque principali sottobacini. Lignano e Porto Buso sono le insenature più grandi, con valori di prisma di marea rispettivamente di 40.106 m^3 e 26.106 m^3 . Le bocche lagunari e i principali canali di marea della Laguna di Grado e Marano mostrano una continuità morfologica con paleoalvei fluviali antecedenti alla formazione della laguna, sommersi durante la trasgressione olocenica (Marocco, 1989b; Fontolan, 2007).

In corrispondenza delle bocche lagunari, a causa dell'interazione tra le correnti di marea e la deriva litoranea, all'estremità verso il mare si sviluppano i delta di riflusso (*ebb-tidal delta*), corpi sedimentari di forma lobata (Fontolan, 2007). All'interno della laguna confluiscono numerosi fiumi di risorgiva, che possiedono un flusso quasi costante durante l'anno ma uno scarso trasporto solido, ad eccezione dello Stella, non avendo un bacino montano d'alimentazione sedimentaria, e hanno svolto una limitata azione morfogenetica. Tra i fiumi di risorgiva, procedendo da ovest ad est, il maggiore è lo Stella e gli altri di una certa portata sono il Turgnano, lo Zellina, il Corno, l'Ausa e il Natissa (Fontana, 2006). Tra i corsi d'acqua che sfociano nella laguna va ricordato anche il torrente Cormor, che nasce nell'anfiteatro morenico fra le colline di Buja per sfociare nella Laguna di Marano.



Figura 3.11 – La Laguna di Grado e Marano.

Il litorale di Grado è caratterizzato dalla presenza del Banco della Mula di Muggia, un esteso sistema di barre sabbiose semi-sommerse. Questo corpo sedimentario rappresenta un alto morfologico di origine deltizia (Brambati, 1983; Marocco, 1989b) che si sviluppa tra Grado e la bocca di Primero, con una superficie di circa 15,7 km² e una forma triangolare con apice rivolto verso sud. Il sistema è costituito da un insieme di barre e truogoli nella porzione più superficiale; le barre aumentano progressivamente di profondità e si raccordano ai fondali antistanti mediante una ripida scarpata. L'area retrostante è invece caratterizzata da sedimenti più fini e dalla presenza di fanerogame marine. Nel complesso, insieme al delta dell'Isonzo e ai sistemi del Tagliamento e della bocca di Lignano, il Banco della Mula di Muggia costituisce uno dei principali sistemi di accumulo sedimentario legati all'evoluzione fluviale olocenica dell'Adriatico settentrionale. Attualmente il corpo sedimentario è interessato da processi erosivi che ne determinano un progressivo smantellamento da ovest verso est (Marocco, 2009; Marocco & Figus, 2009; Fontolan et al., 2018). La presenza del Banco della Mula di Muggia e dei bassi fondali adiacenti alla foce dell'Isonzo fa sì che la spiaggia retrostante sia una spiaggia protetta a bassa energia (Fontolan et al., 2018).

Il delta dell'Isonzo, presenta una morfologia digitata con un unico canale distributore, con un'ampiezza alla base di circa 1,3 km e alla foce di circa 700 m. La piana deltizia subaerea è caratterizzata da paludi erbacee e fragmiteti, mentre quella sommersa è costituita da piane di marea estese per circa 700 m dalla linea di costa. Il fronte deltizio è interessato dalla presenza di barre sabbiose che talvolta confluiscono formando banchi emergenti sul lato sinistro della foce (Marocco, 1989b).

La foce dell'Isonzo si è progressivamente spostata fino alla posizione attuale di circa 15 km verso est nel corso dei secoli: fino al XVIII secolo era situata in prossimità di Grado, in località Golametto, successivamente presso Sdobba e poi in località Quarantia. Nel 1937 venne riportata nell'attuale posizione di Sdobba, poiché il prodelta (la parte sommersa del delta) tendeva a ostacolare l'accesso al porto industriale di Monfalcone (fig. 3.11). Nel settore marino antistante Grado, tra 10 e 15 m, sono stati identificati corpi sedimentari riferibili a un paleo-delta dell'Isonzo, intersecati da alcuni canali interpretati come antichi alvei fluviali (Brambati e Venzo, 1967; Marocco, 1989).

Procedendo verso est, si incontrano il Golfo di Panzano e l'area di Monfalcone, dove la costa è stata profondamente modificata dagli interventi antropici legati alle attività portuali e industriali; segue l'area delle risorgive del Timavo, dove le acque del fiume, dopo un lungo percorso sotterraneo attraverso il Carso classico, riemergono in prossimità della costa formando un sistema di sorgenti che rappresenta uno degli elementi geomorfologici più caratteristici del settore settentrionale del golfo.

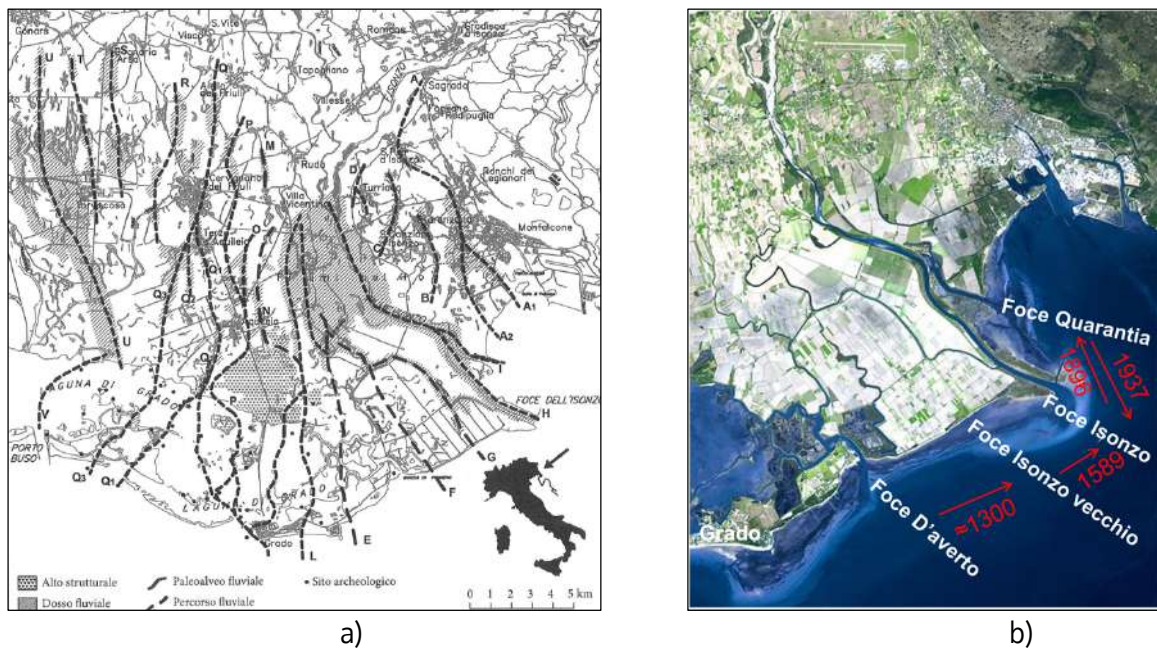


Figura 3.12 – La migrazione della foce dell'Isonzo: a) sistema di paleocanali indetificato nella parte orientale della Bassa Pianura Friulana (Marocco e Melis, 2010); b) migrazione della foce dell'Isonzo da Grado verso est avvenuta in epoca storica (modificata da Brambati, 1970).

Nella parte orientale e meridionale del golfo la costa è alta, costituita da falesie carbonatiche, e da litotipi arenaceo-marnosi eocenici (formazione di Trieste, comunemente indicata come flysch) (Brambati e Catani, 1988).

La costiera triestina dal promontorio di Duino alla zona di Miramare, lunga circa 15 km, è caratterizzata da falesie di rocce calcaree, a volte con spiagge naturali strettissime costituite da ghiaie e ciottoli. Nel tratto compreso tra Miramare e Barcola, che ha un'estensione di circa 4 km, la costa è alta con affioramenti di marne e arenarie eoceniche della formazione di Trieste, e le spiagge, se presenti, sono composte da massi e ciottoli.

La zona costiera nei pressi di Trieste, da Barcola a Zaule, non presenta forme litorali e costiere naturali, ma è stata fortemente alterata da interventi antropici che hanno modificato sia la riva naturale, sia gli antistanti fondali. Gli interventi risalgono prevalentemente al periodo dell'impero Austriaco del 1700-1800, con tagli a gradoni del versante e significativi riporti di materiale in mare (Brambati e Catani, 1988). La zona meridionale istriana presenta i fondali maggiormente profondi, con pendenze elevate che caratterizzano tutto il litorale; nelle parti sud-orientali e orientali del golfo, la profondità supera l'isobata di 20 m al massimo a 4 km di distanza dalla costa (Giorgetti et al., 1968; Rossi et al., 1968; Trobec et al., 2017; Trobec et al., 2018) (fig. 3.10).

La parte centrale del golfo presenta una morfologia irregolare con diversi alti morfologici (fig. 3.10). Al largo dell'attuale delta del Tagliamento, a una profondità compresa tra 12 e 18 m, è presente l'alto morfologico della Trezza Grande (fig. 3.10), che si sviluppa con asse principale nord-est/sud-ovest e ha un'estensione complessiva di circa 154 km². La Trezza Grande è costituita da un banco sabbioso parzialmente eroso, colonizzato da fanerogame marine e caratterizzato, in alcuni settori, da una precoce cementazione superficiale evidenziata dalla presenza di concrezioni carbonatiche. La Trezza Grande rappresenta un sistema paleo-deltizio successivamente sommerso durante l'ultima ingressione marina olocenica (Gordini et al., 2002; Gordini et al., 2003; Zecchin et al., 2015).

A nord-ovest di Pirano sono presenti caratteristiche morfologie dunali (Slavec, 2012) (fig. 3.10).

Il Golfo di Trieste è caratterizzato da biocenosi relativamente uniformi (Gordini, 2009), con l'eccezione di locali formazioni rocciose note localmente come *grebeni* o *trezze* in Friuli Venezia Giulia, *tegnùe* in Veneto e *scagni* lungo la costa istriana. Queste formazioni costituiscono habitat di elevato valore ecologico e sono storicamente note per l'elevata produttività ittica. Le ipotesi sulla loro origine includono processi di cementazione di sedimenti sabbiosi litorali (analoghi alle beachrocks), l'affioramento di depositi alluvionali cementati della paleopianura tardiglaciale e processi diagenetici legati all'ossidazione del metano. Nel Golfo di Trieste tali affioramenti sono numerosi, con particolare concentrazione al largo della Laguna di Grado e Marano (Gordini, 2009).

3.3 Tessitura dei sedimenti superficiali

I sedimenti presenti nei fondali marini delle zone costiere derivano principalmente da tre processi (Brambati e Catani, 1988):

- il trasporto e la deposizione in mare degli apporti terrigeni da parte dei corsi d'acqua;
- l'azione erosiva e deposizionale esercitata dalle onde e dalle correnti sulle rocce o sui sedimenti costieri;
- la deposizione dei resti degli organismi marini.

I diversi prodotti di questi processi, specialmente in un bacino ristretto, coesistono anche se, in funzione di vari fattori (distanza dalla costa, clima, regime dei corsi d'acqua, natura e morfologia delle terre emerse, condizioni meteo marine, ecc), uno di essi può localmente prevalere. Dal punto di vista granulometrico, i sedimenti più frequenti nei fondali marini sono costituiti dalle sabbie e dalle peliti; i sedimenti di granulometria maggiore (ghiaie, ciottoli e massi) sono limitati, invece, alle zone sottostanti alle coste alte

(detrito di falda e, se rimaneggiato, ghiaie marine) e alle foci dei corsi d'acqua (ghiaie fluviali). Nell'Adriatico nord-orientale, ad eccezione delle aree immediatamente sottocosta, i sedimenti sono fini e costituiti da sabbia (dimensione compresa tra 2 e 0,050 mm) e da pelite (dimensione inferiore a 0,050 mm), che comprende silt (limo) e argilla.

In particolare, i sedimenti sono costituiti da sabbie prevalenti lungo la costa e nella zona centrale del golfo corrispondente alla Trezza Grande, e da sabbie pelitiche, peliti sabbiose e peliti (Brambati e Catani, 1988; Gordini et al., 2003) nella zona lagunare e nord occidentale. La parte orientale del golfo è costituita principalmente da peliti sabbiose e peliti (Brambati e Catani, 1988) (fig. 3.12 e 3.13).

La distribuzione delle tessiture dei sedimenti ha per lo più un andamento a zone concentriche a partire dalle foci dei fiumi principali, evidenziando che la sedimentazione è controllata essenzialmente dagli apporti fluviali e dalla morfologia dei fondali. Le correnti marine, presenti con velocità variabili mediamente tra 2 e 10 cm/s, hanno un ruolo secondario nella dispersione dei sedimenti.

Gli effetti del moto ondoso sui processi di sedimentazione sono locali e limitati, in quanto le caratteristiche del vento sono tali che, in generale, tutto il golfo presenta condizioni di energia molto basse. Gli apporti fluviali, essendo condizionati dalla natura e dall'estensione dei bacini e dal clima, sono continui, ma presentano sensibili variazioni stagionali con rilevanti aumenti in occasione delle piene (Brambati e Catani, 1988).

La foce del Tagliamento è caratterizzata da una distribuzione relativamente simmetrica dei sedimenti clastici più grossolani (Brambati, 1970). Attualmente le sabbie del Tagliamento vengono disperse in massima parte dalla foce verso ovest fino a Jesolo, con avanzamento della linea di riva dell'ala occidentale del delta per accumuli successivi di banchi di sabbia, ad opera del moto ondoso, che incide prevalentemente sulla costa da sud-est a nord-ovest sul lato orientale si ha dispersione verso est di sabbie provenienti dall'erosione delle spiagge orientali del delta, con regressione della linea di riva (Brambati, 1970). Le frazioni fini, costituite dalle peliti, vengono rielaborate in ambiente marino e trasferite lungo costa sotto l'azione delle correnti litoranee, che progressivamente prevalgono sulla dinamica fluviale, disperdendo i sedimenti pelitici in mare aperto, lungo una stretta fascia parallela alla costa e simmetrica alla foce (Brambati, 1970).

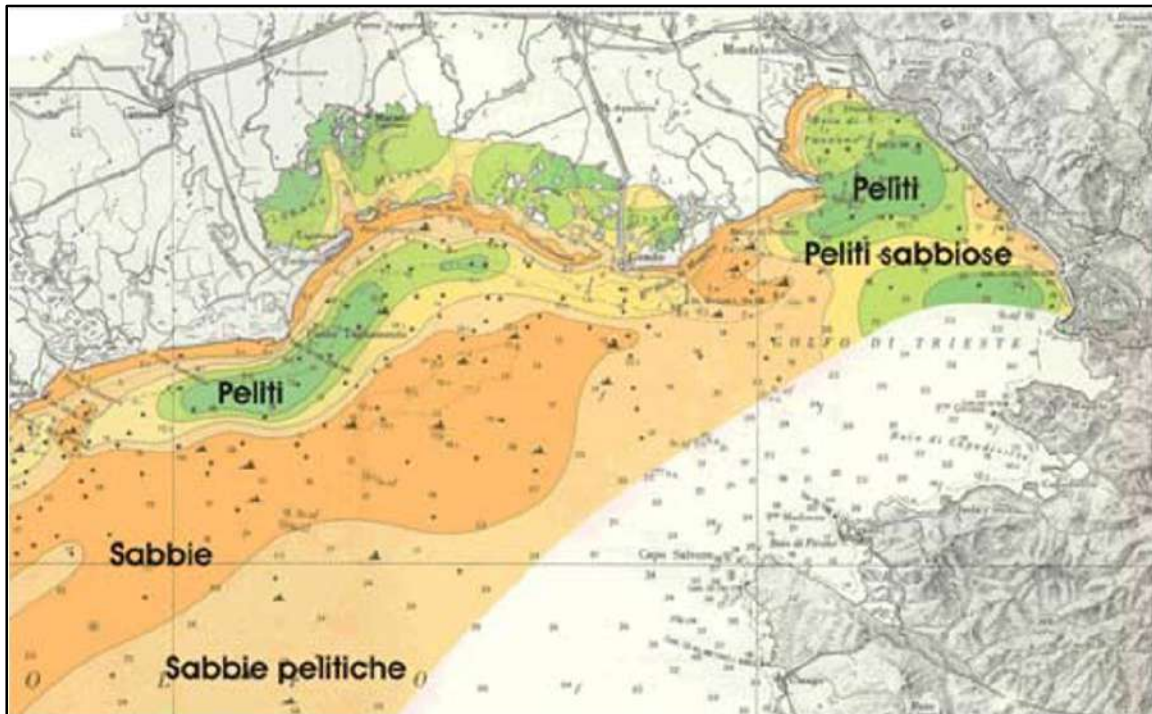


Figura 3.13 – Carta della distribuzione dei sedimenti nel Golfo di Trieste (modificata da Brambati e Catani, 1988).

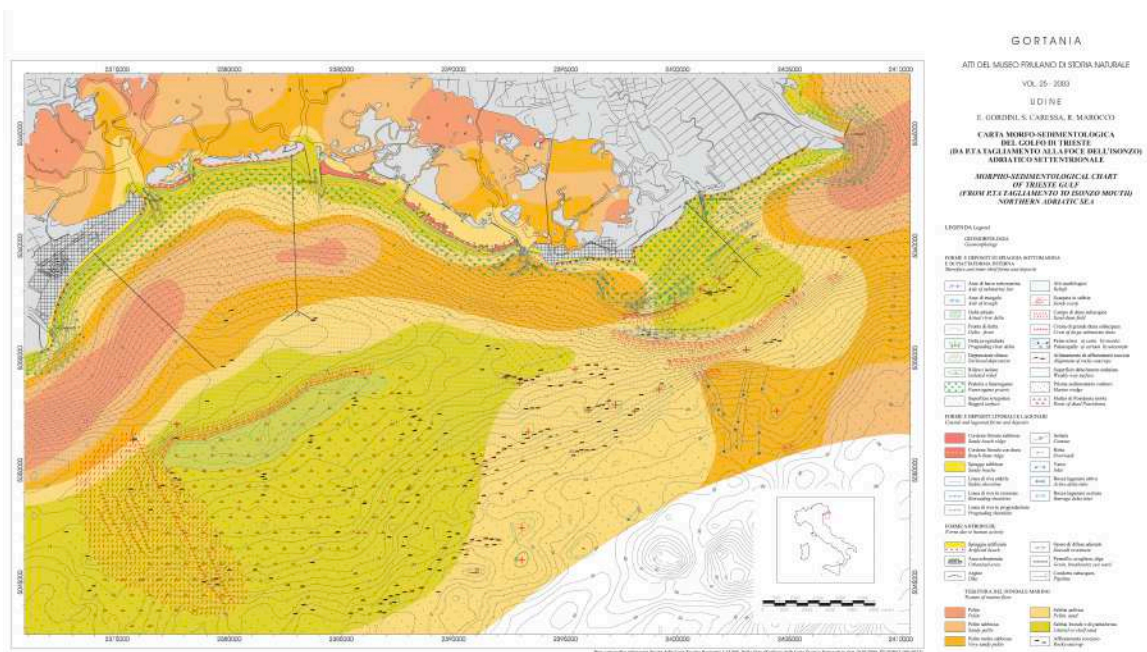


Figura 3.14 – Carta morfo-sedimentologica dell'Adriatico nord-orientale tra Grado e Lignano (Gordini et al., 2003).



Figura 3.15 – Immagine satellitare Sentinel-2 L2A, acquisita in data 04/11/2023, in cui sono chiaramente visibili i plume fluviali del Tagliamento, dell'Isonzo, del Timavo e dei corsi d'acqua che confluiscono in laguna.

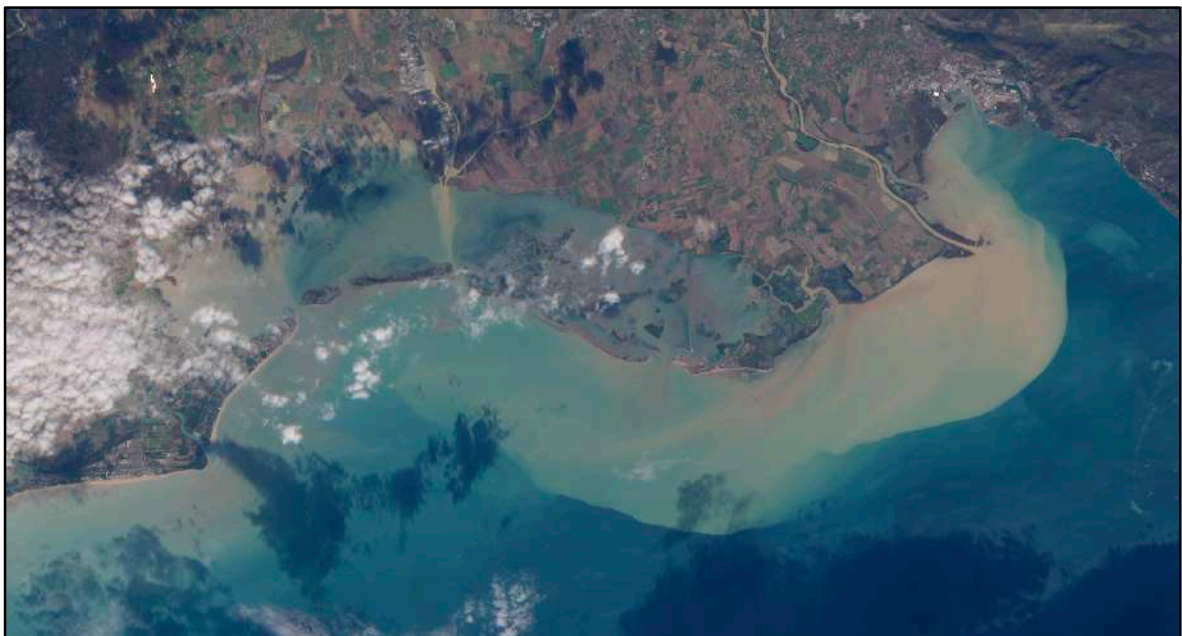


Figura 3.16 – Immagine satellitare Sentinel-2 L2A, acquisita in data 18/11/2025, che evidenzia il plume dell'Isonzo e dei fiumi che confluiscono in laguna.



Figura 3.17 – Immagine satellitare Sentinel-2 L2A, acquisita in data 15/11/2024, nella quale è visibile la dispersione dei sedimenti in prossimità delle bocche lagunari e lungo la costa.

Nella Laguna di Grado e Marano l'evoluzione sedimentologica è stata condizionata soprattutto dagli apporti terrigeni dei fiumi Tagliamento, Isonzo e Natisone (Brambati e Catani, 1988).

La dinamica del trasporto sedimentario è regolata dall'azione combinata del moto ondoso e delle correnti di marea: le onde controllano il trasporto lungo costa e la dispersione trasversale dei sedimenti, le correnti tidali favoriscono invece lo scambio di sedimenti tra mare aperto, bocche lagunari e canali interni (Brambati e Catani, 1988).

Le bocche lagunari sono caratterizzate dalla presenza di sabbie, che diminuiscono progressivamente procedendo verso l'interno sia in percentuale sia in granulometria, mentre aumenta la presenza di peliti. In aree molto limitate, si può avere accumulo di sabbia ai margini di alcune barene per azione del moto ondoso e del vento (Brambati e Catani, 1988).

Le bocche lagunari, in particolare quando non sono protette da moli, hanno un'elevata capacità di intrappolamento della sabbia a causa della forte interferenza generata dalle correnti di marea sulla deriva

litoranea (Fontolan, 2007). Negli ambienti dominati dalle maree, la sabbia viene in gran parte immagazzinata nella area di espansione del getto (jet spreading area), determinando la formazione dei delta di riflusso. I delta di riflusso sono importanti caratteristiche morfologiche perché rappresentano enormi serbatoi di sabbia, e i banchi sabbiosi associati a queste strutture contribuiscono inoltre alla dissipazione dell'energia del moto ondoso lungo le spiagge retrostanti (Fontolan et al., 2007).

Attualmente i fiumi Tagliamento e Isonzo non contribuiscono in modo diretto all'apporto di sedimenti sabbiosi all'interno delle lagune, e il loro accumulo è controllato principalmente dalle correnti di marea, che trasportano sedimenti provenienti dalla rielaborazione ed erosione di depositi più antichi presenti nelle aree costiere antistanti (Brambati, 1970).

Attraverso il canale di Lignano vengono introdotti sedimenti provenienti dall'erosione delle spiagge orientali del delta del Tagliamento, mentre dalle altre bocche lagunari entrano sedimenti provenienti dai fondali antistanti l'area di Grado (Brambati e Catani, 1988); nei canali di Porto Buso e Sant'Andrea le sabbie derivano sia dalla rielaborazione dei fondali antistanti Grado sia dall'erosione delle isole di Sant'Andrea e Martignano; negli altri canali e bocche lagunari il trasporto sabbioso risulta invece trascurabile (Brambati, 1970).

I sedimenti pelitici sono distribuiti prevalentemente nelle piane di marea e, in misura minore, nei canali lagunari. In associazione con le sabbie fini, esse rappresentano i sedimenti tipici delle piane di marea.

La provenienza dei sedimenti pelitici è principalmente marina: la maggior parte del materiale deriva infatti dagli apporti terrigeni del Tagliamento, trasportati dalle aree di foce verso gli ambienti lagunari dalle correnti marine e successivamente redistribuiti all'interno della laguna principalmente dalle correnti di marea. Una quota limitata proviene dai corsi d'acqua direttamente immissari delle lagune. I sedimenti associati all'Isonzo, invece, vengono dispersi prevalentemente in ambiente marino con distribuzione radiale e simmetrica rispetto alla foce, controllata soprattutto dall'energia della sospensione fluviale, mentre le correnti marine svolgono un ruolo secondario (Brambati, 1970).

Il trasporto e l'accumulo delle peliti sono regolati principalmente dai processi di *settling* e *scour lag effect*, che determinano una componente netta di trasporto verso l'interno negli ambienti tidali, facendo sì che i sedimenti si spostino più all'interno durante l'alta marea rispetto a quanto vengano trasportati verso il mare durante la bassa marea. Il *settling lag* deriva dal fatto che le particelle, anche dopo che la corrente scende al di sotto della velocità critica di deposizione, rimangono in sospensione per un certo periodo prima di depositarsi: quando la corrente di marea inizia a decelerare, i sedimenti continuano a essere trasportati anche oltre il punto in cui la velocità del flusso scende sotto la soglia di deposizione, favorendo così uno spostamento del punto effettivo di sedimentazione verso aree più interne e in acque più calme

(Brambati, 1970). Il *scour lag* è legato invece all'erosione durante la fase di inversione della corrente: per rimettere in sospensione i sedimenti è necessario raggiungere una velocità critica, per cui l'azione erosiva non è immediata all'inizio del riflusso. Questo ritardo fa sì che i sedimenti vengano mobilizzati più tardi e percorrano una distanza minore verso il mare, con un flusso netto residuo verso l'entroterra (Brambati, 1970).

Nella Laguna di Grado e Marano la sedimentazione pelitica è particolarmente attiva e mostra un aumento progressivo delle frazioni fini verso l'interno. Tale dinamica risulta più marcata nella Laguna di Grado, dove i sedimenti con percentuali di pelite superiori all'80% occupano circa il 75% della superficie lagunare, mentre nella laguna di Marano interessano poco più del 45% della superficie (Brambati, 1970). Dal punto di vista sedimentologico, la Laguna di Grado e Marano appartiene alla provincia carbonatica dell'Adriatico settentrionale, nota come provincia Veneta. All'interno di questa sono state riconosciute tre subprovince sedimentarie: una subprovincia magnesiaca, localizzata nel settore occidentale rispetto all'area di Lignano e influenzata principalmente dagli apporti terrigeni dei fiumi Piave e Tagliamento; una subprovincia calcitica, ad est di Lignano e associata agli apporti dell'Isonzo; e una subprovincia quarzoso-feldspatica legata al sistema fluviale Rosandra–Risano (Brambati, 1970).

Il canale di Lignano rappresenta quindi una zona di transizione tra due sistemi dispersivi sedimentari: quello occidentale, a prevalenza magnesiaca e influenzato principalmente dagli apporti del Tagliamento, e quello orientale, a prevalenza calcitica e controllato dagli apporti dell'Isonzo (Brambati, 1970).

Alla diminuzione granulometrica che si osserva procedendo verso l'interno della laguna corrisponde una progressiva riduzione del contenuto in carbonati nei sedimenti, che passa da circa il 90% in prossimità delle bocche al 30–35% nelle aree interne. Parallelamente si osserva un incremento dei contenuti di carbonio e azoto organici e una generale diminuzione della classazione. I carbonati sono rappresentati per il 75% da CaCO_3 e per il 25% da MgCO_3 , in forma di granuli detritici calcarei e dolomitici e di frammenti di conchiglie, o di microfossili. Le percentuali di frammenti di conchiglie non sono mai tali da modificare in modo rilevante la distribuzione areale del tenore in carbonati, della granulometria e della classazione. Oltre a Ca e Mg presenti come carbonati, tra gli elementi principali si riscontrano Na, K, Li, Mn, Fe e Zn, con concentrazioni generalmente correlate in modo diretto al contenuto in argilla (Brambati, 1970).

Nelle aree litorali comprese tra Grado e Lignano si osserva la dispersione di sabbie prevalentemente provenienti dall'erosione dei fondali marini antistanti Grado. La linea di costa dall'Isonzo a Lignano ha due direzioni principali: tra l'Isonzo e Grado è da sud-ovest a nord-est; tra Grado e Lignano è da ovest-nord-ovest e est-sud-est. Lo scirocco favorisce un trasporto lungo riva prevalentemente verso ovest, a

ovest di Grado, e verso est, ad est di Grado. La bora invece favorisce un trasporto lungo riva verso ovest soprattutto nel tratto di costa tra l'Isonzo e Grado. Ciò è confermato dal continuo e rapido accrescimento verso ovest di numerosi banchi di sabbia, tra Grado e Porto Buso (Brambati, 1970).

In particolare, tra Grado e Porto Buso la sedimentazione dà luogo alla formazione di banchi sabbiosi disposti parallelamente alla linea di costa, che tendono a svilupparsi e a migrare progressivamente verso ovest in relazione al trasporto lungo riva. Questi depositi sono noti come banco d'Orio (Brambati, 1970). La zona più settentrionale del golfo è influenzata dagli apporti sedimentari del fiume Isonzo e in misura minore da quelli del fiume Timavo, che rappresentano i principali input di acqua dolce nella zona costiera, con un tasso di flusso annuale medio approssimativo di 80-110 m³/s e di 16-20 m³/s, rispettivamente (Olivotti et al., 1986). Mentre il carico sospeso del fiume Timavo, che viene disperso in una ristretta zona a ridosso della costa tra Monfalcone e Duino, è modesto a causa delle sue origini carsiche, il contributo terrigeno dell'Isonzo è rilevante, soprattutto durante elevati flussi fluviali, quando il tasso di flusso medio supera i 2500 m³/s (Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia, 1986). Pertanto, il principale contributo di acqua e sedimenti al Golfo di Trieste è collegata al fiume Isonzo: il suo bacino di drenaggio copre circa 3400 km², e si estende sia in Italia che in Slovenia (Covelli et al., 2006; Brambati e Catani, 1988).

Gran parte dei sedimenti marini, costieri e lagunari dell'area di Grado deriva dalla rielaborazione di depositi legati all'evoluzione storica del sistema deltizio dell'Isonzo e dei suoi affluenti. L'attuale morfologia del delta riflette un controllo predominante della dinamica fluviale sulla deposizione delle frazioni più grossolane, che risultano distribuite in modo relativamente simmetrico rispetto alla foce, con limitata rielaborazione da parte del moto ondoso (riferimento).

La distribuzione dei vari tipi tessiturali, via via più fini verso il largo, ha un andamento simmetrico rispetto alla foce del fiume Isonzo, verso nord-est e verso sud-ovest, dalle sabbie, per lo più limitate alla spiaggia emersa e lungo riva, alle peliti. In particolare, in corrispondenza del delta, i sedimenti più grossolani, costituiti da sabbie a granulometria media e medio-fine e da sabbie pelitiche, sono presenti verso ovest fino a Grado e verso ovest fino alla Quarantia, dove le attuali sabbie isontine si mescolano con quelle sub-attuali dell'Isonzo, deposte quando il fiume sfociava in quella località. I sedimenti più fini, in successione dalle peliti molto sabbiose, via via alle peliti sabbiose e alle peliti, vengono anch'essi dispersi simmetricamente rispetto alla foce ma, verso ovest, vengono ostacolati dalla presenza del banco sabbioso sommerso della Mula di Muggia (Brambati e Catani, 1988). Verso nord, le peliti sabbiose e le peliti costituiscono il sedimento prevalente del Golfo di Panzano alle profondità superiori ai 6-7 m, e, più in generale, di tutta la parte settentrionale del Golfo di Trieste.



Figura 3.18 – Immagine satellitare Sentinel-2 L2A, acquisita in data 18/03/2025, che evidenzia la dispersione dei sedimenti nella laguna, lungo la costa e il plume associato al Timavo.

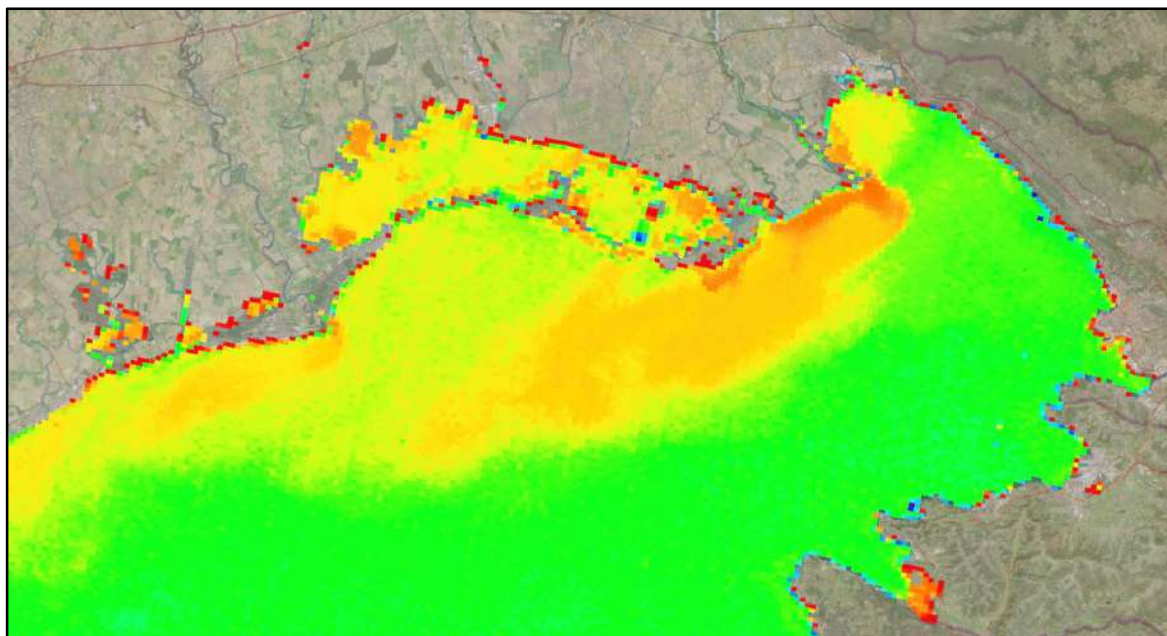


Figura 3.19 – Immagine satellitare Sentinel-3 OLCI L2, acquisita in data 05/11/2025, che rappresenta la concentrazione della materiale totale in sospensione (in rosso/arancio i valori massimi, in verde i valori minimi), evidenziando la dispersione dei sedimenti dalle foci dei fiumi verso ovest.

Il trasporto dei sedimenti fini in sospensione dalla foce dell'Isonzo è particolarmente evidente, in concomitanza delle piene del fiume, per il sensibile intorbidimento delle acque marine in tutta la parte settentrionale del golfo, che in casi eccezionali può arrivare a sud di Miramare (Brambati e Catani, 1988). In una ristretta zona a poche centinaia di metri dalla costa della baia di Panzano sono presenti sul fondo mare ghiaie alluvionali isontine ben arrotondate, che costituiscono materiali relitti della antica pianura, in matrice sabbioso-limosa, ormai completamente ricoperti da recenti apporti isontini (Brambati e Catani, 1988).

Nelle immediate vicinanze della costa alta, tra Duino e Miramare, sono presenti sedimenti a granulometria maggiore, di dimensioni anche superiore alle ghiaie, quasi sempre in abbondante matrice limosa. Questi materiali derivano dall'azione erosiva esercitata dal moto ondoso e dagli agenti atmosferici sulle rocce costituenti la falesia e depositi immediatamente al piede. In generale, le condizioni energetiche determinate dalle correnti e soprattutto dal moto ondoso piuttosto limitato, sono insufficienti a rielaborare, almeno in parte, questi materiali, anche se è evidente una debole dispersione lungo la costa, verso nord ovest. Il risultato di questa situazione è la scarsa produzione di sedimenti sabbiosi, evidenziata dalla quasi totale mancanza di queste granulometrie, e un basso grado di classazione (Brambati e Catani, 1988).

Anche nella parte sud-orientale del golfo i sedimenti sono distribuiti in zone a granulometria decrescente da riva verso il largo. In particolare, nella zona di Trieste, le sabbie medio-fini e fini e le sabbie pelitiche sono presenti da riva fino a circa 1,5 km, mentre oltre, i sedimenti superficiali sono costituiti via via da peliti molto sabbiose, peliti sabbiose e da peliti. Al largo di Barcola le granulometrie tendono a divenire più grossolane verso nord, e nella parte centrale del golfo, all'altezza di Miramare, è presente una zona con sedimenti costituiti da peliti molto sabbiose. Le sabbie pelitiche caratterizzano infine le zone vicino a riva dai Filtri di Aurisina fino a Trieste, immediatamente al largo dei depositi grossolani depositi ai piedi della costa alta, arenacea, su un terrazzo di abrasione, in genere non molto ampio ma molto irregolare (Brambati e Catani, 1988).

Di origine per lo più artificiale sono i materiali dei fondali in prossimità della costa della zona di Trieste e Muggia, dovuti alla sua rilevante modificazione antropica. A causa degli interventi antropici, la transizione verso il mare avviene artificialmente, per cui nei fondali immediatamente prospicienti la riva si rinvengono spesso sedimenti più fini rispetto a quelli di competenza di una fascia costiera litorale naturale (Brambati e Catani, 1988). Sedimenti naturali, anche grossolani, sono invece presenti lungo la costa di Muggia verso Punta Sottile. Si tratta di materiali originati come detrito di falda, depositatosi sul terrazzo di abrasione

ai piedi della costa alta; sono essenzialmente naturali, anche se, in qualche punto, interessati dalla presenza di materiali utilizzati per la costruzione della strada costiera (Brambati e Catani, 1988).

Nella parte meridionale del golfo, al largo di Trieste, la distribuzione dei sedimenti è concentrica: i materiali costituenti i fondali, dapprima sabbiosi, quindi via via più pelitici verso il largo, sono di chiara derivazione fluviale. Le fonti di provenienza sono i fiumi della zona, il Rosandra e l'Ospo, e più a sud il Risano (Brambati e Catani, 1988).

Nel settore orientale del Golfo di Trieste, i sedimenti superficiali costieri sono caratterizzati da concentrazioni di metalli spesso dovute al contributo di apporti antropogenici. Dal punto di vista geochimico, considerando sia gli elementi maggiori sia gli elementi in tracce, è possibile distinguere due gruppi. Il primo gruppo comprende Cr, As, Mg, Al, Li, Co, Ni, V, Tl, Ti e Fe, riconducibili prevalentemente a una origine litogenica. Il secondo gruppo include invece Zn, Pb, Cd, Cu, Sb e Mo, la cui presenza è verosimilmente legata ad apporti antropici, in particolare riconducibili alle aree urbane e alle attività industriali e portuali. Tra gli elementi maggiori si osservano le concentrazioni più elevate per il Ca, seguito da Al, Fe, Mg e Ti. In particolare, i valori più elevati di Fe sono stati rilevati nella baia di Muggia e nelle aree prospicienti l'ex Ferriera di Trieste (Covelli et al., 2025).

3.4 La circolazione marina

Il mare Adriatico si estende per circa 800 km, con una larghezza massima che varia dai 90 ai 120 km ed una superficie complessiva di 138.000 km²; viene convenzionalmente suddiviso in tre bacini (settentrionale, centrale e meridionale) caratterizzati da profondità crescenti. Il bacino settentrionale si sviluppa a nord della congiungente il Promontorio del Conero (Marche) con Capo Promontore, all'estremità sud-occidentale dell'Istria.

Il bacino adriatico è caratterizzato da una circolazione ciclonica globale, suddivisa in tre celle di ricircolo nei sottobacini settentrionale, centrale e meridionale (fig. 3.19) (Poulain, 2001).

L'Adriatico settentrionale è interessato da un sistema principale di circolazione antioraria: le correnti risalgono lungo la costa orientale e scendono lungo la costa occidentale (Querin et al., 2021).

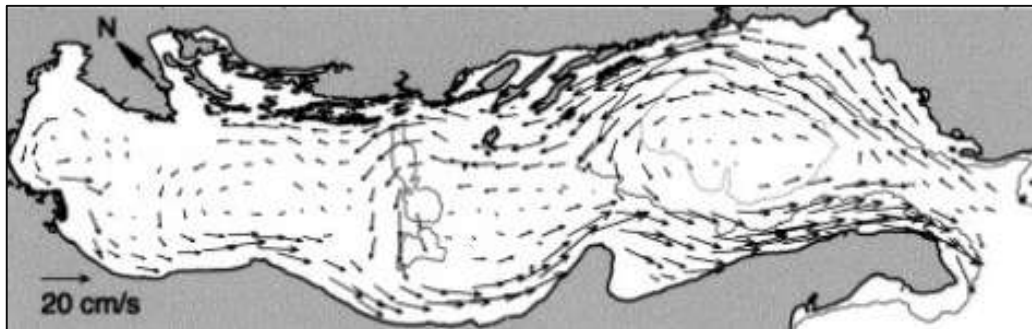


Figura 3.20 – Circolazione ciclonica globale nel Mare Adriatico, suddivisa in tre celle di ricircolo nei sottobacini settentrionale, centrale e meridionale (modificata da Poulain, 2001).

I venti dominanti sono la Bora da nord-est e lo Scirocco da sud-est. La Bora è un vento catabatico caratterizzato da raffiche, che si manifesta prevalentemente in inverno e nel settore settentrionale del Mar Adriatico. La Bora è responsabile della maggiore perdita netta di calore dell'intero Mar Adriatico (Dorman et al., 2003; Raicich et al., 2021) e della conseguente formazione di acque dense, un processo chiave per la circolazione termoalina sia del Mar Adriatico che dell'intero Mediterraneo orientale (Querin et al., 2013; Querin et al., 2016; Vilibic et al., 2019). Lo Scirocco soffia dal settore sud-orientale, lungo l'asse principale del Mar Adriatico. È meno rafficato della Bora e porta masse d'aria calda e umida nella zona, causando spesso allagamenti nelle aree costiere basse.

Il Golfo di Trieste rappresenta la parte più settentrionale dell'Adriatico e la sua circolazione oceanografica è regolata da una complessa interazione di processi, guidata dalle dinamiche principali delle masse d'acqua del mar Adriatico, dal regime dei venti e dalla portata dei corsi d'acqua locali, in combinazione con le maree e le sesse, e dalle caratteristiche termoaline delle masse d'acqua (Bogunović e Malačič, 2009; Querin et al., 2021).

Il sistema principale di circolazione antioraria che interessa tutto l'Adriatico settentrionale influenza il sistema di circolazione di acqua nel golfo, dove il tempo di rinnovamento dell'acqua può variare da pochi giorni, in condizioni di bora intensa, a poche settimane (Stravisi, 1992).

Studi sperimentali descrivono generalmente una circolazione nel Golfo di Trieste di tipo ciclonico (antioraria), estesa all'intero bacino e in continuità con l'Alto Adriatico (Querin et al., 2021). Questa corrente antioraria è influenzata anche dall'afflusso di acqua dolce dal fiume Isonzo, la cui portata periodica può modificare il modello di circolazione in anticiclonico (Cosoli et al., 2013; Querin et al., 2021). Secondo un modello più complesso, la circolazione marina nel Golfo di Trieste è caratterizzata dalla presenza di due strati (Stravisi, 1992; Cosoli et al., 2013; Lombardo et al., 2025):

- lo strato di fondo (da 5 m di profondità al fondo mare), in tutte le stagioni presenta una circolazione ciclonica che percorre il golfo ruotando normalmente in senso antiorario, con correnti di debole intensità (circa 5 cm/s);
- lo strato superficiale, presenta una circolazione alternata ciclonico-anticiclonico, guidato dal vento: la circolazione ruota nel golfo in senso orario in presenza di venti occidentali con velocità di circa 10 cm/s; la velocità si riduce in presenza di venti orientali di debole intensità, ed inverte il verso di rotazione con venti orientali di intensità maggiore o in presenza di bora.

In caso di bora, il principale fattore meteorologico che influenza la circolazione ciclonica prevalente nel Golfo di Trieste, l'acqua tende quindi a circolare in senso antiorario su tutta la colonna, dalla superficie al fondo, con velocità crescente in funzione della velocità del vento; questa situazione è la più efficace per il ricambio dell'acqua marina (Stravisi, 1992).

Le maree di tipo semidiurno, sono tra le maggiori del Mediterraneo, e determinano una notevole oscillazione del livello marino, con un'ampiezza massima della marea astronomica che raggiunge 81 cm (Stravisi, 1983)

L'elevata latitudine, la limitata profondità e la presenza di cospicue masse continentali determinano un'esaltazione del fenomeno di stratificazione termalina. In primavera e in estate, la colonna d'acqua è fortemente stratificata a causa dell'apporto di acque dolci dai fiumi e del riscaldamento superficiale: in superficie si trovano acque più calde e più diluite, mentre acque più dense e fredde rimangono confinate in profondità da uno o più picnoclini, con scambi tra gli strati sovrapposti praticamente assenti. Durante l'autunno e l'inverno il termocline scompare, principalmente a causa del forte rimescolamento innescato dal vento di bora, che intensifica anche la circolazione ciclonica, e del minor irraggiamento termico, con caratteristiche uniformi tra le acque di superficie e di fondo (Malačič e Petelin, 2009).

4. DATI UTILIZZATI E METODI

Per la realizzazione del progetto sono stati utilizzati profili sismici ad alta risoluzione integrati da dati geologici, quali dati delle tessiture dei sedimenti superficiali e di carote.

4.1 Dati sismici ad alta risoluzione

Per l'individuazione di principali corpi sedimentari sono stati utilizzati i dati sismici acquisiti dall'OGS a partire dagli anni 2000 lungo la costa del Friuli Venezia Giulia.

Sono stati utilizzati profili sismici ad alta risoluzione acquisiti con sorgente boomer e cavo monocanale dall'OGS nell'ambito di progetti precedenti e nell'ambito del progetto (vedi appendice).

L'interpretazione di profili sismici è stata eseguita attraverso il software di interpretazione di dati sismici Kingdom™ della S&P Global, ed integrata con le informazioni provenienti dai dati dei carotaggi disponibili in bibliografia e da due carotaggi acquisiti dall'OGS nel 2025.

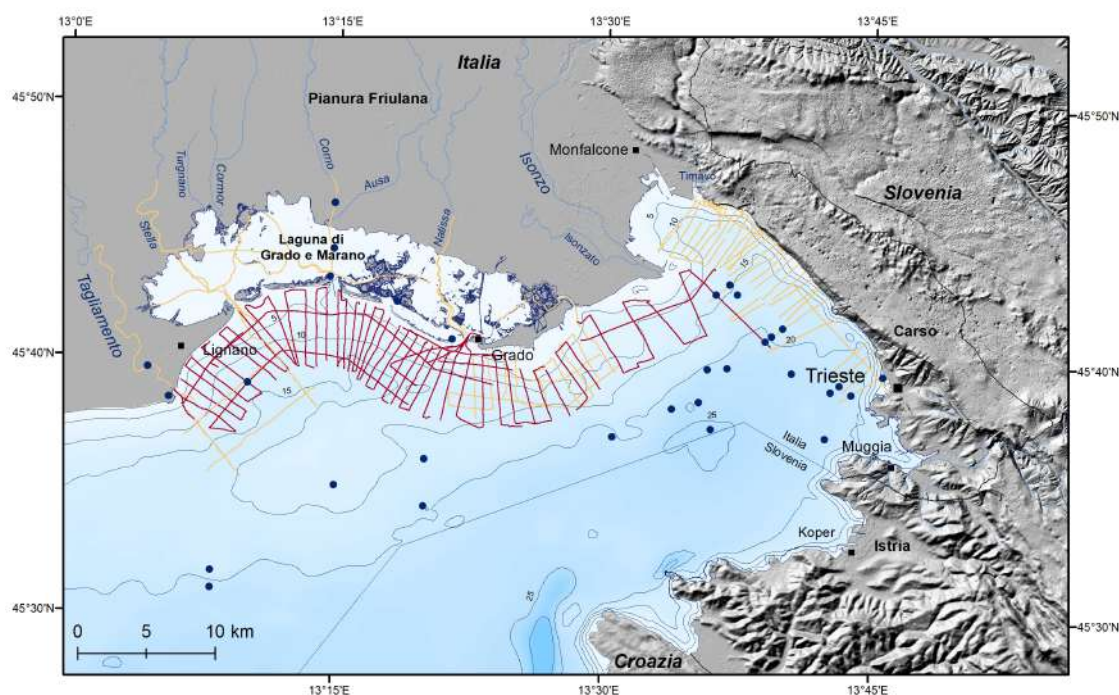


Figura 4.1 – Mappa di posizione dei dati sismici ad alta risoluzione acquisiti da OGS: i profili boomer acquisiti dal 2000 al 2020 (in giallo), i profili boomer acquisiti nel 2023 e nel 2026 (in rosso), e le carote e carotaggi disponibili in letteratura e acquisiti da OGS (vedi fig. 4.2).

4.2 Dati stratigrafici

Per l'interpretazione di dati sismici sono state considerate le informazioni stratigrafiche dei carotaggi di due carote acquisite dall'OGS nel 2025, la GT25-GC04 e la GT-GC05 (vedi posizione in fig. 4.2 e capitolo 5. Risultati).

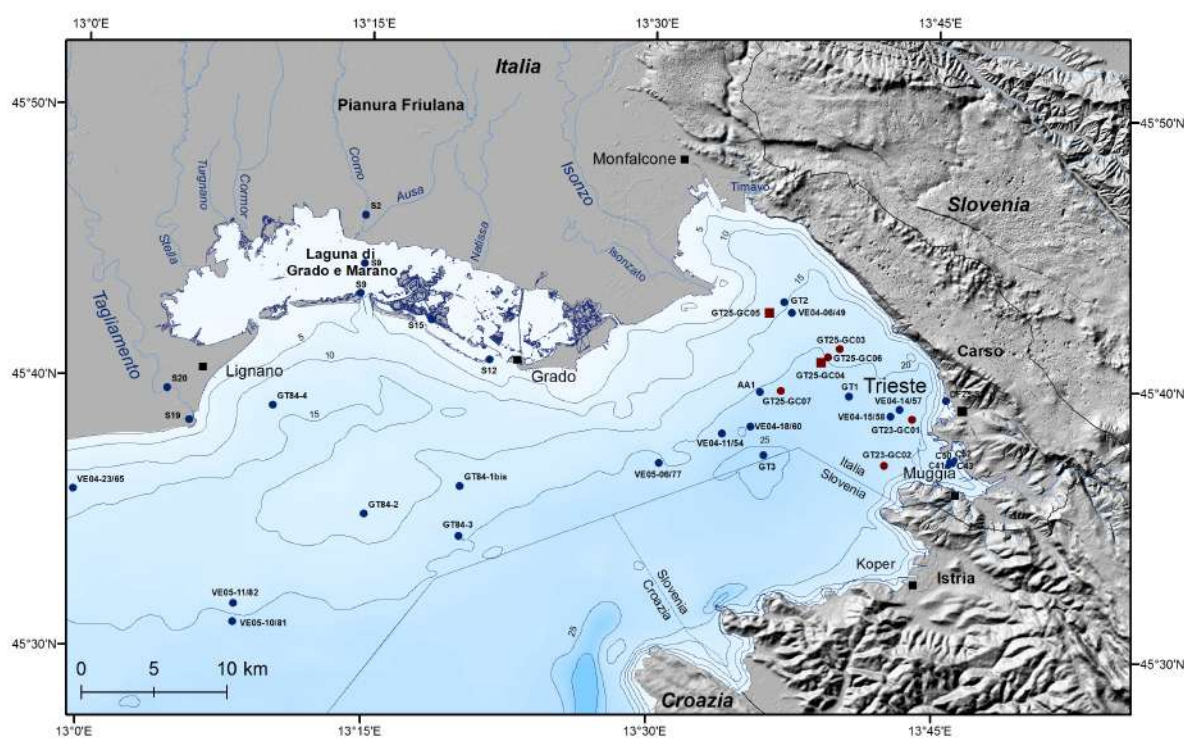


Figura 4.2 – Mappa di posizione carotaggi acquisiti da OGS (in rosso) e dei carotaggi disponibili in letteratura (in blu). Le carote OGS indicate con il quadrato rosso GT25-GC04 e GT25-GC05, sono descritte nel capitolo dei risultati.

Inoltre sono stati utilizzati i dati stratigrafici disponibili in bibliografia:

- nella Laguna di Grado e Marano, e lungo il perimetro della stessa, sia nell'area della pianura che nei cordoni litorali, sono stati eseguiti dei carotaggi profondi fino a circa 30 metri (S1 – S20), che hanno evidenziato il passaggio da ambiente continentale, piana alluvionale con livelli torbosi datati tra 28.100 e 20.200 anni fa ad ambiente lagunare a partire da 5.540 anni fa (Marocco, 1988a, b, 1989), (vedi posizione in fig. 4.2, e figg. 4.3, 4.4 e 4.5);
- nella zona antistante la laguna di Grado e Marano, sono stati effettuati dei carotaggi (GT1-bis, GT2, GT3 e GT4) che evidenziano la trasgressione marina, e uno spessore metrico e submetrico dei sedimenti olocenici (Gordini et al., 2002) (vedi posizione in fig. 4.2, e figg. 4.4 e 4.5);

- nella parte orientale del Golfo di Trieste, sono stati eseguiti dei carotaggi profondi fino a 320 cm che hanno evidenziato il passaggio da sedimentazione continentale tardo pleistocenica con transizione ad ambiente paralico circa 8810 anni fa e alla successiva sedimentazione marina (Covelli et al., 2006) (vedi posizione in fig. 4.2 e fig. 4.6);
- nella Baia di Muggia, a sud di Trieste, sono stati eseguiti quattro sondaggi profondi fino a 42 m dal fondo mare, in cui è stato evidenziato nei sedimenti di piana alluvionale una superficie corrispondente ad uno hiatus tra 40.000 e 13.000 anni fa, e il passaggio da ambiente continentale ad ambiente marino a circa 10.000 anni fa (Zecchin et al., 2024) (vedi posizione in figg. 4.2 e 47).

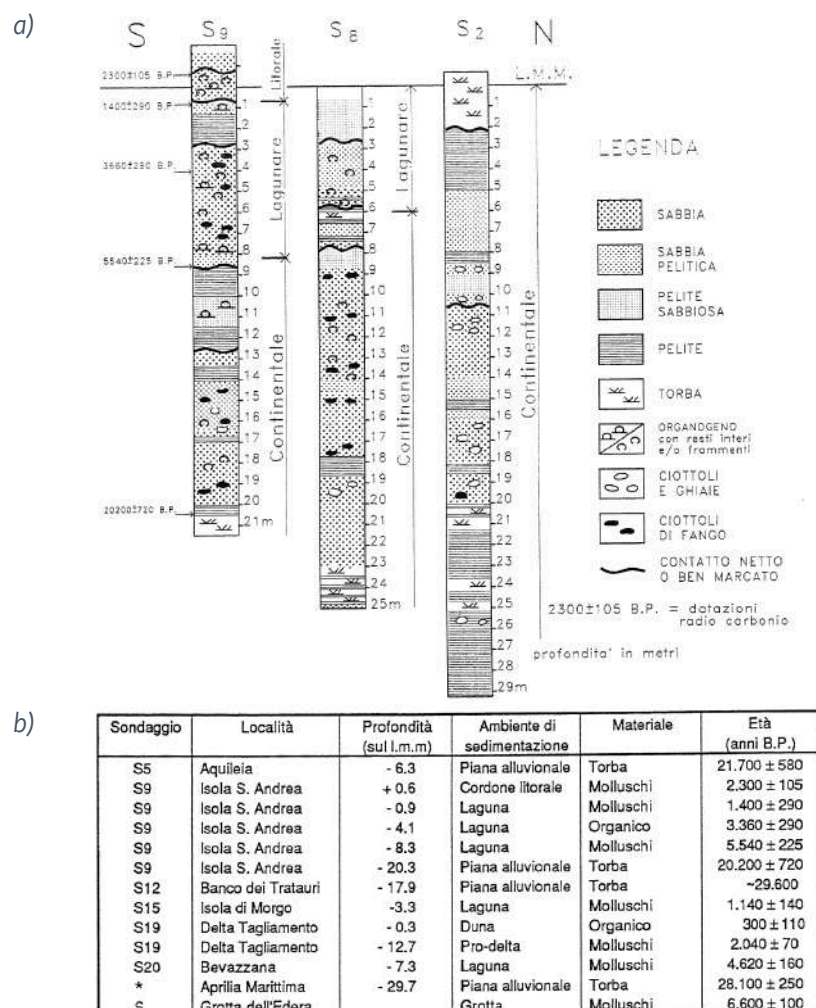


Figura 4.3 – Stratigrafie dei sondaggi eseguiti della Laguna di Grado e Marano ed età radiometriche ^{14}C dei campioni (Marocco, 1988, 1989) (vedi fig. 4.2 per ubicazione).

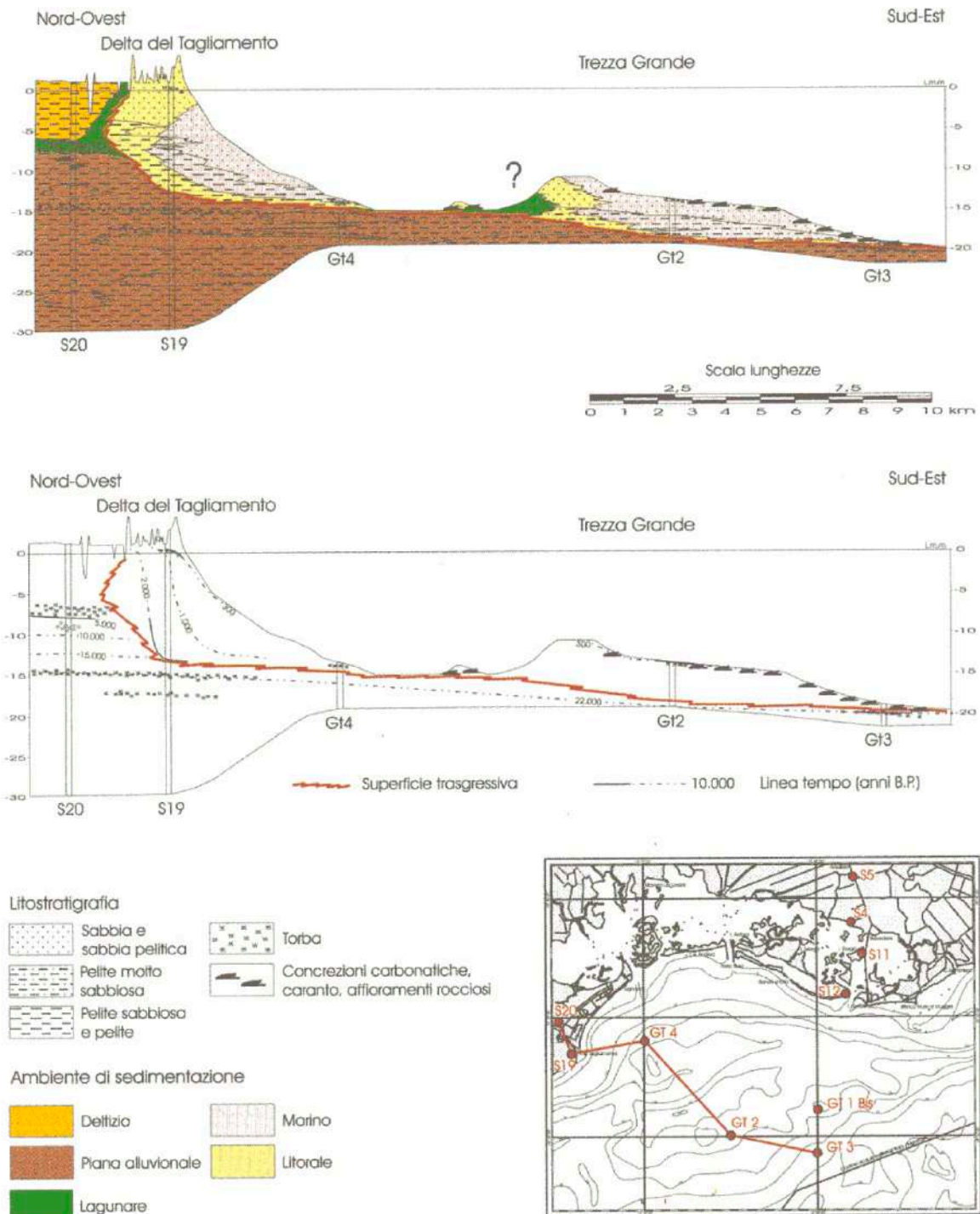


Figura 4.4 – Sezione geologica dal delta del Tagliamento alla Trezza Grande (Gordini et al., 2002).

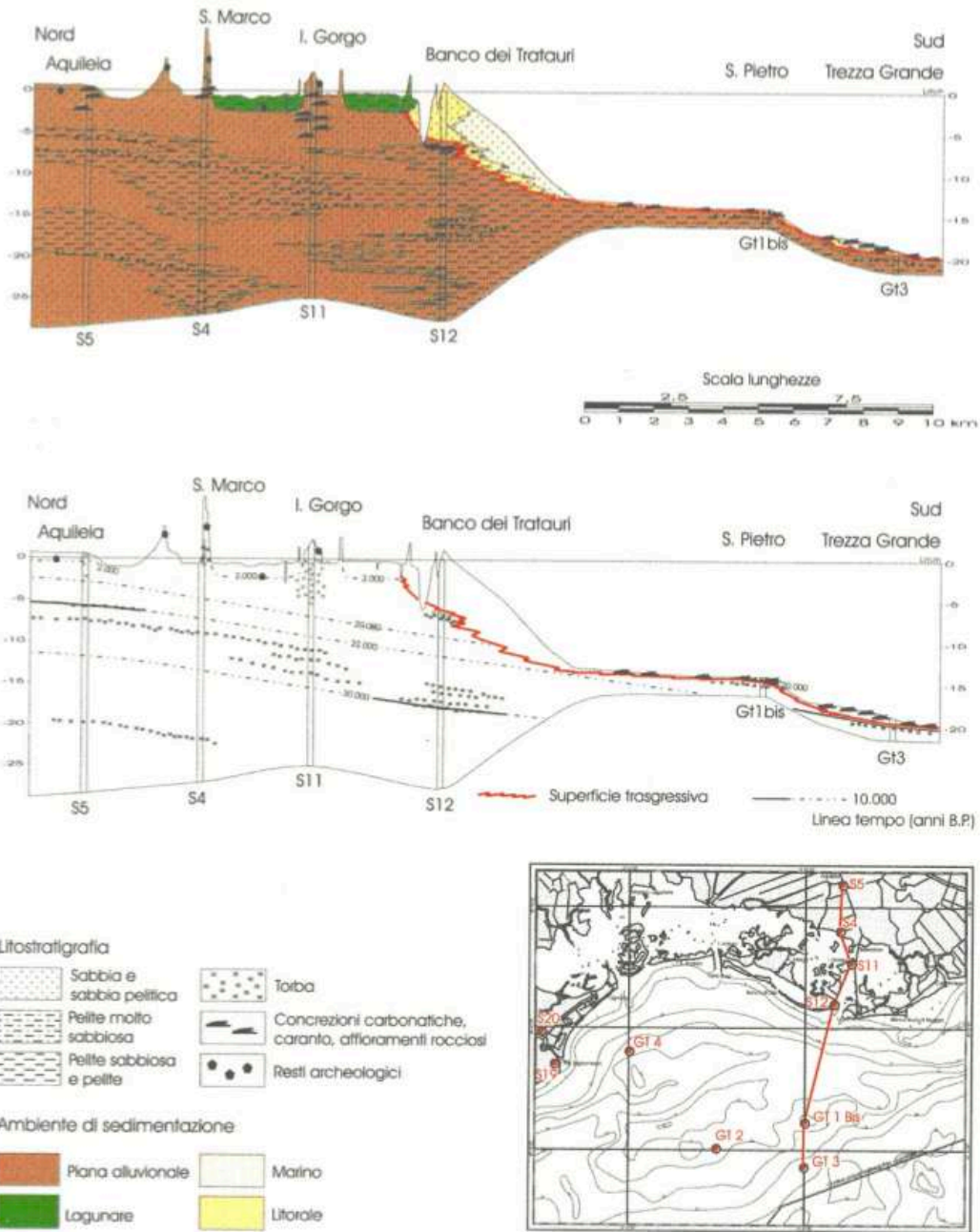


Figura 4.5 – Sezione geologica da Aquileia, la Laguna di Grado e il Golfo di Trieste (Gordini et al., 2002).

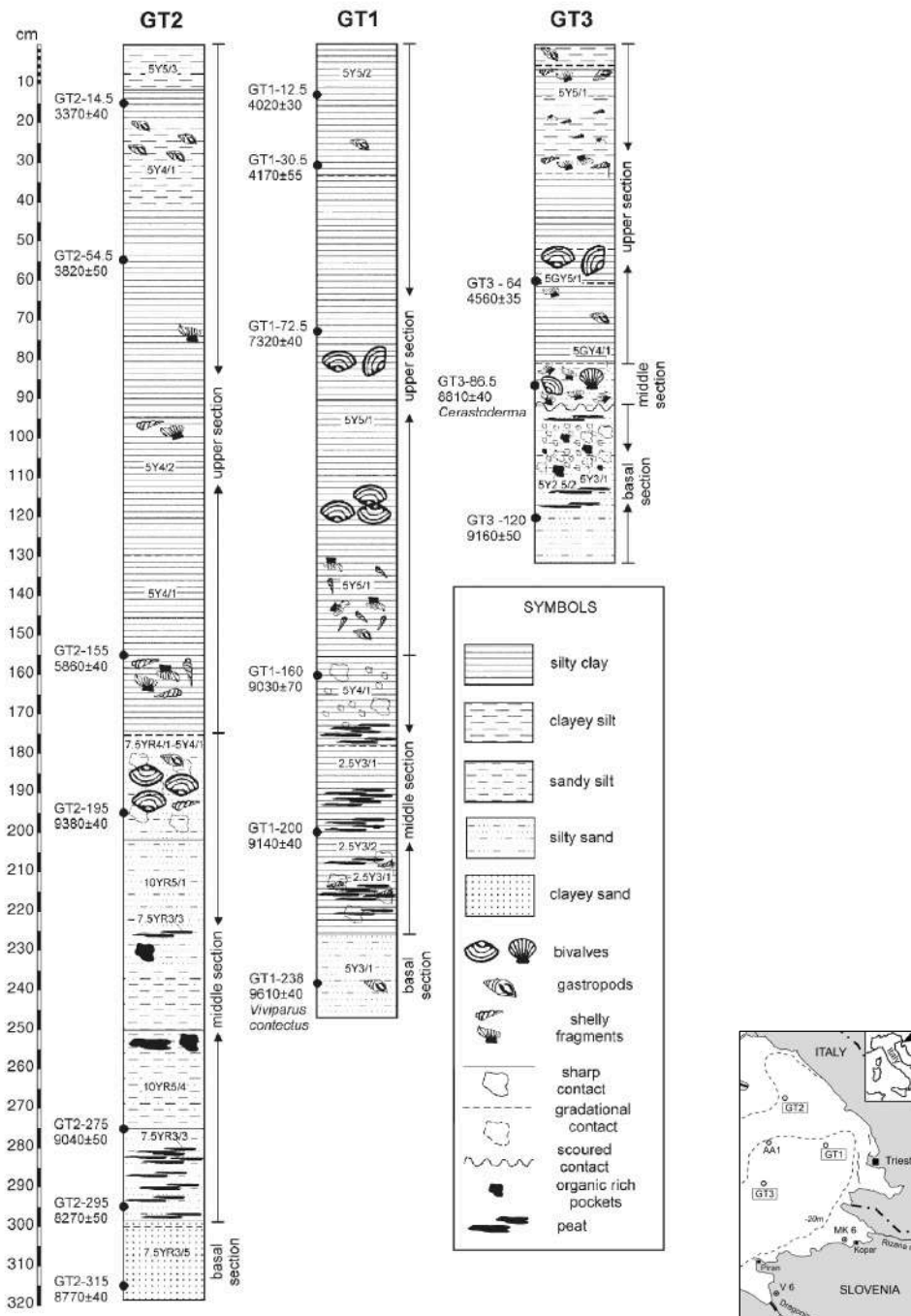


Figura 4.6 – Stratigrafia e datazioni di carotaggi eseguiti nell'area orientale del Golfo di Trieste (Covelli et al., 2006).

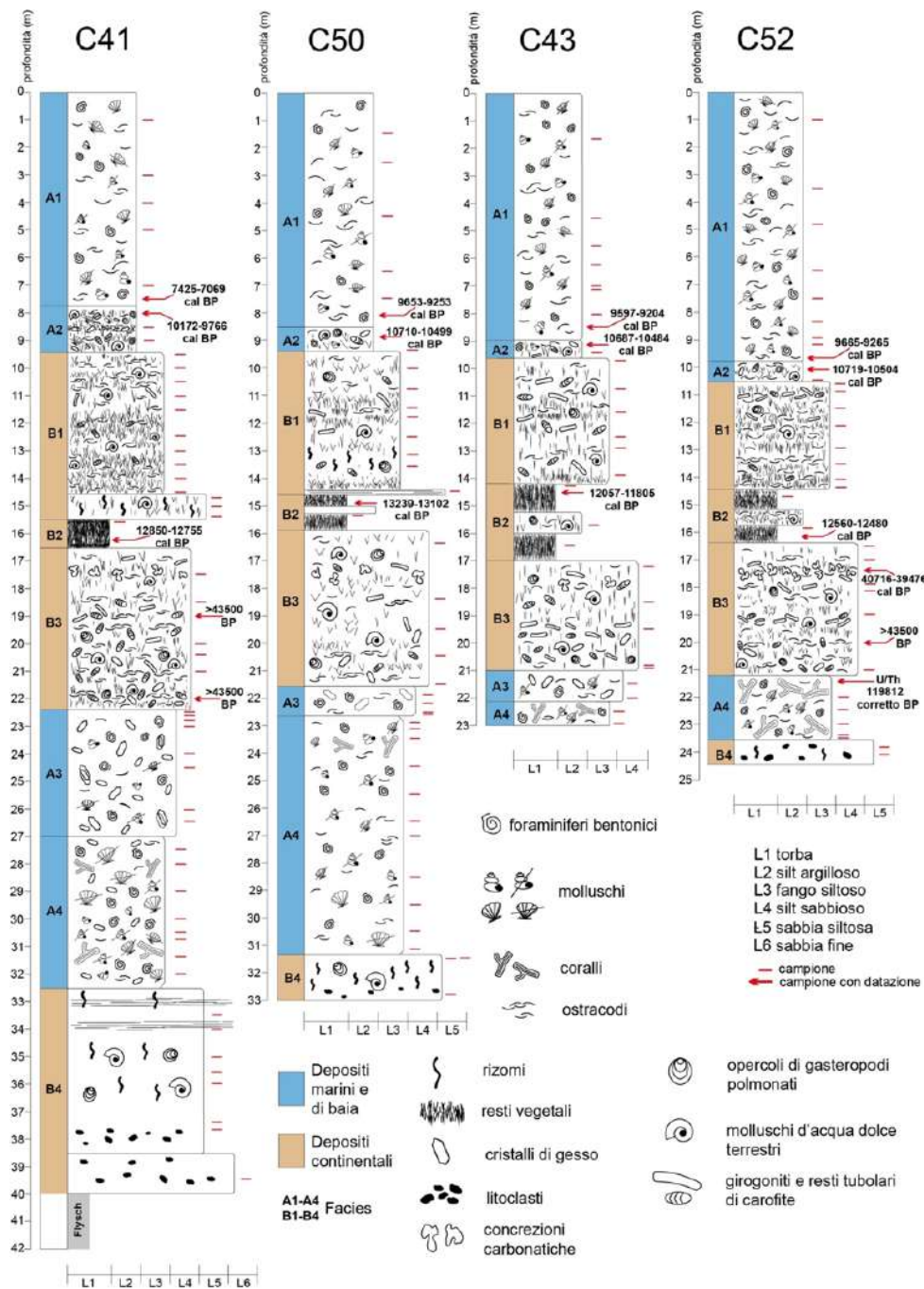


Figura 4.7 - Stratigrafia dei carotaggi eseguiti nella Baia di Muggia (modificata da Zecchin et al., 2024).

4.3 Dati delle tessiture dei sedimenti superficiali

Per l'individuazione delle unità deposizionali a maggiore contenuto della frazione sabbiosa sono stati utilizzati i dati delle tessiture dei sedimenti superficiali nell'area marina della Carta di sintesi geologica GEO-CGT dei Fogli 108 Lignano Sabbiadoro (Cucchi et al., 2008a), 109 Grado (Marocco et al., 2008) e 110 Trieste (Cucchi et al., 2008b). Questi dati sono stati utilizzati in ambiente GIS.

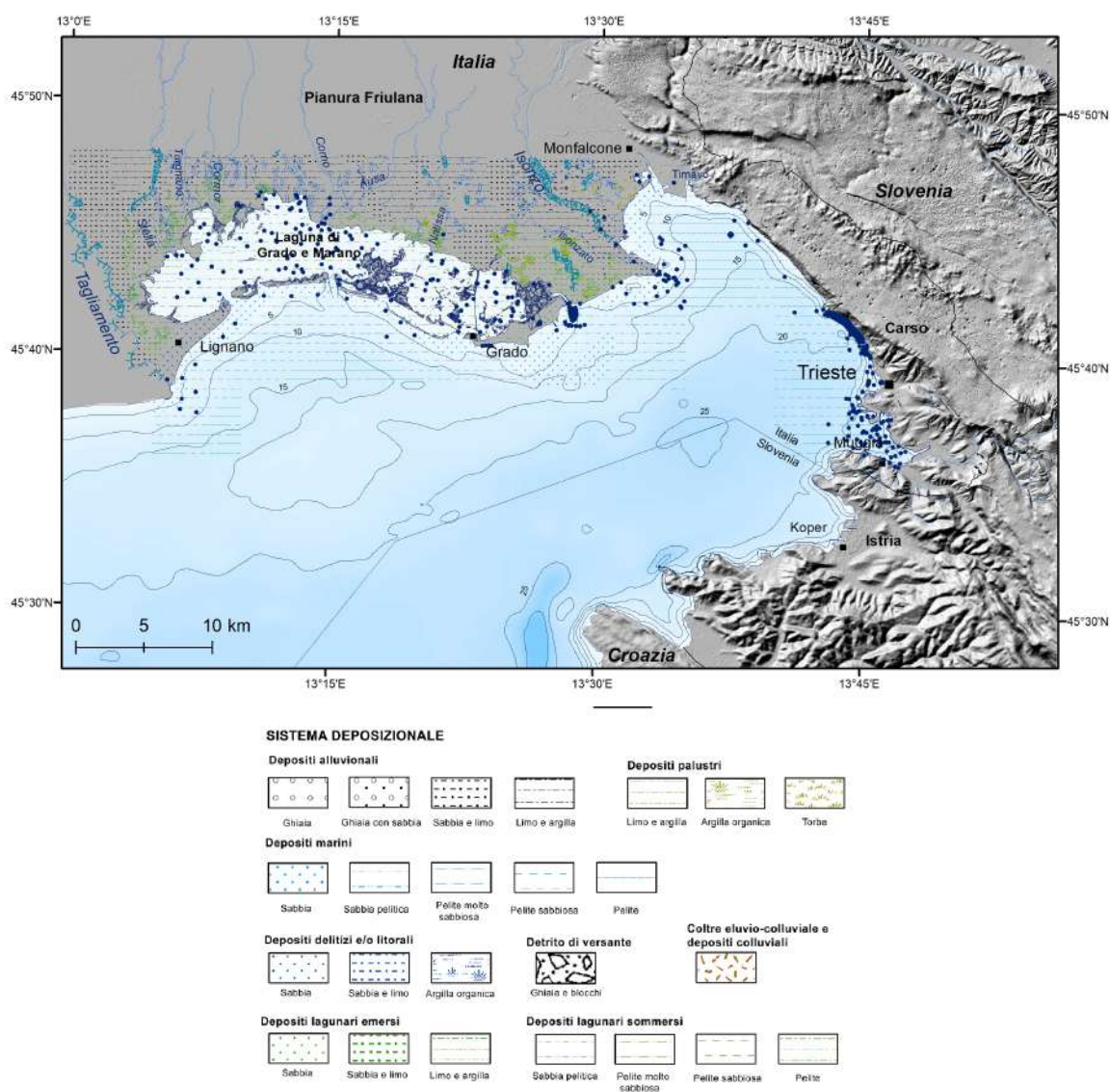


Figura 4.8 - Distribuzione delle tessiture dei sedimenti superficiali nell'area marina (vedi legenda) e i punti di campionamento (in blu) dalla Carta di sintesi geologica GEO-CGT dei Fogli 108 Lignano Sabbiadoro, 109 Grado e 110 Trieste.

5. RISULTATI: CARATTERIZZAZIONE DEL PRISMA SEDIMENTARIO LITORALE

5.1 Interpretazione sismo-stratigrafica

L'interpretazione dei profili sismici ad alta risoluzione boomer è stata eseguita nell'area marina lungo la costa settentrionale della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, costituita dalle coste basse della Pianura Friulana e dai cordoni litorali che delimitano verso sud la Laguna di Grado e Marano. L'obiettivo è l'individuazione del prisma sedimentario litorale, che per le sue caratteristiche genetiche è costituito da sedimenti che possono contenere una frazione sabbiosa, in particolare nella parte più prossimale.

Utilizzando i profili sismici è stata costruita una mappa batimetrica in tempi (secondi) e una mappa batimetrica in metri utilizzando la velocità di 1530 m/s per la conversione da tempi a profondità (Trobec et al., 2018), (fig. 5.1 e 5.2). La mappa batimetrica in metri è stata prodotta al fine di calcolare lo spessore del prisma litorale.

Le mappe evidenziano un approfondimento del fondo mare parallelo alla costa con un gradiente abbastanza costante con una profondità di 10 m a circa 3-4 km dalla costa e l'area con basso gradiente batimetrico corrispondente al Banco della Mula di Muggia da Grado alla Bocca di Primero. Nella zona a sud-ovest della mappa è presente l'alto morfologico della Trezza Grande.

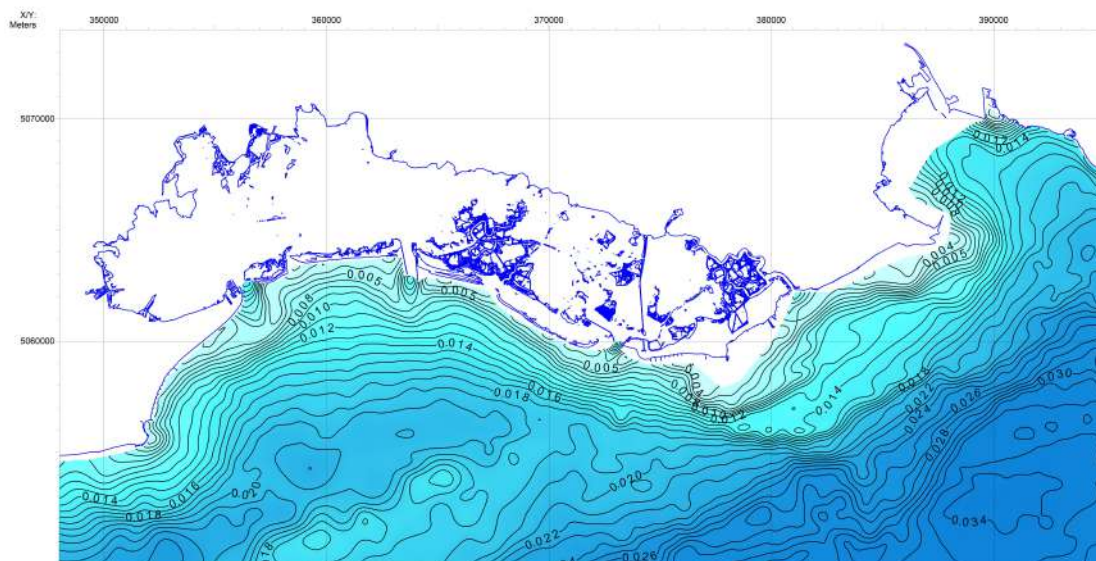


Figura 5.1 - Mappa del fondo mare in secondi dell'area di studio, ricavata dai profili sismici.

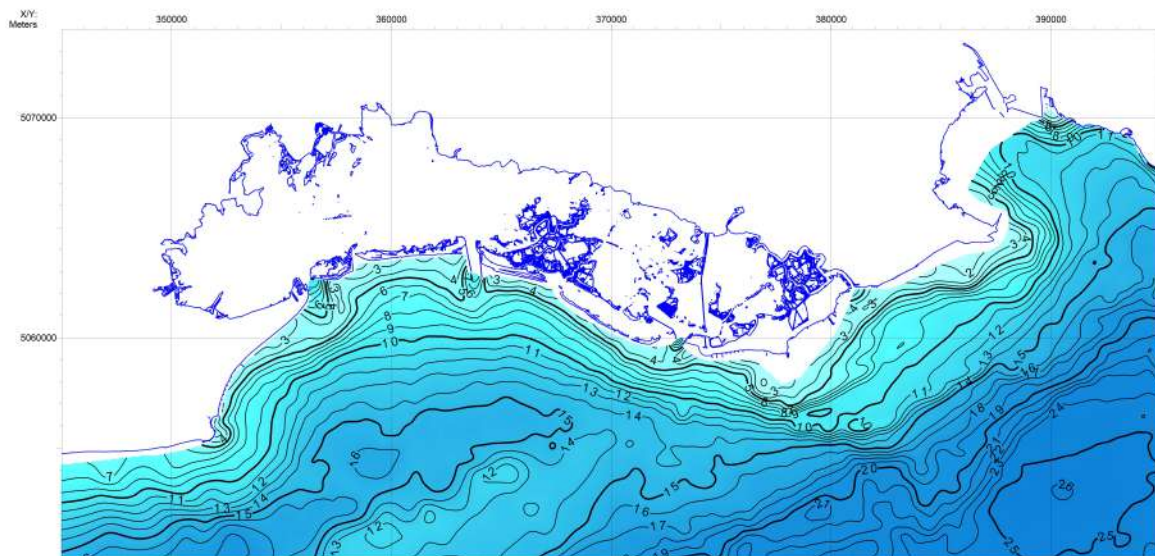


Figura 5.2 - Mappa del fondo mare in profondità in metri dell'area di studio, ricavata dai profili sismici utilizzando la velocità di 1530 m/s per la conversione da tempi a profondità.

Nei profili sismici, l'orizzonte più profondo identificabile è una superficie ad elevata ampiezza e molto discontinua, a volte costituita da una serie di due o più orizzonti, che si trova a circa 35-40 ms. Questo orizzonte rappresenta una marcata superficie di esposizione subaerea, correlabile alla superficie che nella Baia di Muggia corrisponde ad uno hiatus compreso fra i 40.000 e i 13.000 anni (Zecchin et al., 2024), mentre nell'area più occidentale lo hiatus si riduce poiché sono presenti sedimenti di piana alluvionale con livelli torbosi datati tra 28.100 e 20.200 anni fa (Marocco, 1988, 1989). Al di sopra di questo orizzonte si trova una facies acustica costituita da orizzonti discontinui, a diversa ampiezza, con morfologie articolate e complesse, relative ad un ambiente di piana fluviale, prevalentemente caratterizzato da sistemi argini-canale e zone palustri. Secondo la stratigrafia sequenziale questo unità rappresenta i sedimenti di stazionamento basso (*Low Stand System Tract - LSST*), corrispondenti al periodo glaciale quando il livello del mare più basso, fino a -120 m rispetto l'attuale, e di conseguenza l'Adriatico settentrionale era un ambiente continentale caratterizzato da una pianura alluvionale.

Questa facies acustica può essere drappeggiata da un sottile (frequentemente submetrico) spessore di sedimenti marini di mare poco profondo e di ambiente costiero relativa all'inizio della trasgressione caratterizzata da un rapido innalzamento del livello del mare (*Transgressive System Tract - TST*) al di sopra dei quali sono evidenti le progradazioni del prisma litorale e dei sistemi deltizi.

La base del prisma litorale è costituita dalla superficie di massima ingressione marina (*Maximum Flooding Surface - msf*), che è il limite stratigrafico che rappresenta il momento in cui il mare raggiunge la sua

massima estensione verso l'interno della terraferma, e in cui la sedimentazione è ridotta al minimo e si formano depositi ricchi di fossili marini. In stratigrafia sequenziale, la superficie di massima ingressione marina (msf), separa i sedimenti della fase trasgressiva (*Transgressive System Tract – TST*) di arretramento della costa, da quelli successivi di stazionamento alto (*High Stand System Tract - HSST*) in cui la terra avanza sul mare a causa dei processi deposizionali.

I depositi da stazionamento alto sono caratterizzati da depositi aggradazionali e progradazionali che si formano in una fase di decelerazione della risalita del livello del mare, cioè quando l'apporto sedimentario supera la creazione di spazio per l'accomodamento. Le successioni giacciono in *downlap* (strati inclinati che terminano su una superficie a diverso angolo) sulla superficie di massima ingressione marina. La geometria degli strati mostra cliniformi con geometria progradante ed aggradazionale che generalmente si assottigliano a profondità crescente e che in prossimità della superficie vengono ricoperti da un *topset* di depositi fluviali, di piana costiera e/o piana deltizia.

Nello specifico, nell'area di studio, al di sopra della superficie di massima ingressione marina (msf) si sono depositati i sedimenti marini del prisma litorale, con il caratteristico pattern geometrico cliniforme con gli orizzonti che si chiudono sulla superficie di massima ingressione marina in *downlap*.

Nell'area di studio è stata interpretata e mappata in tempi (secondi) e in profondità (metri) la superficie di massima ingressione marina, e prodotta la mappa delle isopache (spessore dei sedimenti- in metri) del prisma litorale (fig. 4.10). Per la conversione da tempi a profondità è stata considerata la velocità dei sedimenti superficiali di 1595 m/s (Masoli et al., 2020).

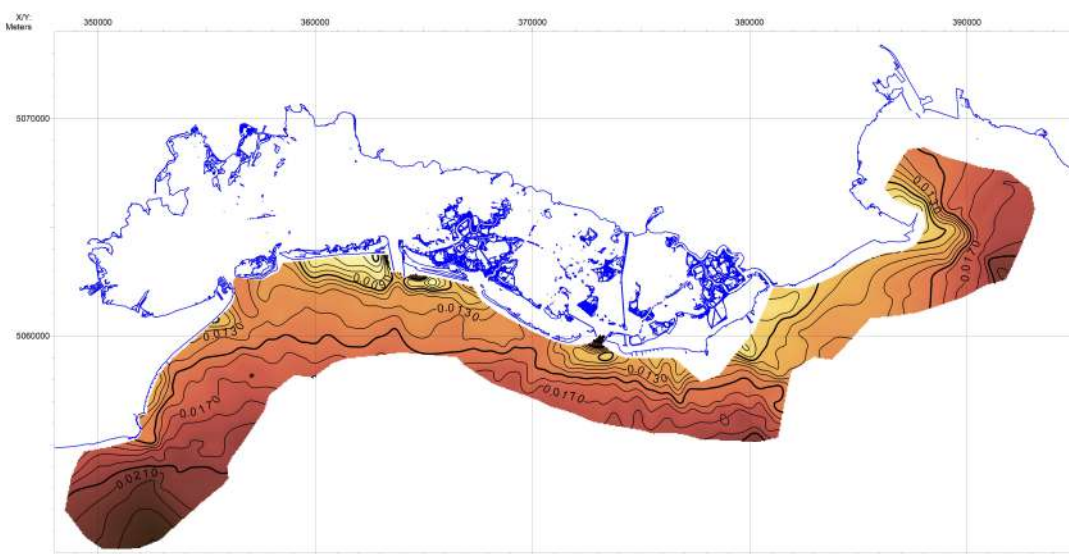


Figura 5.3 - Mappa della superficie di massima ingressione marina (msf) in tempi (secondi).

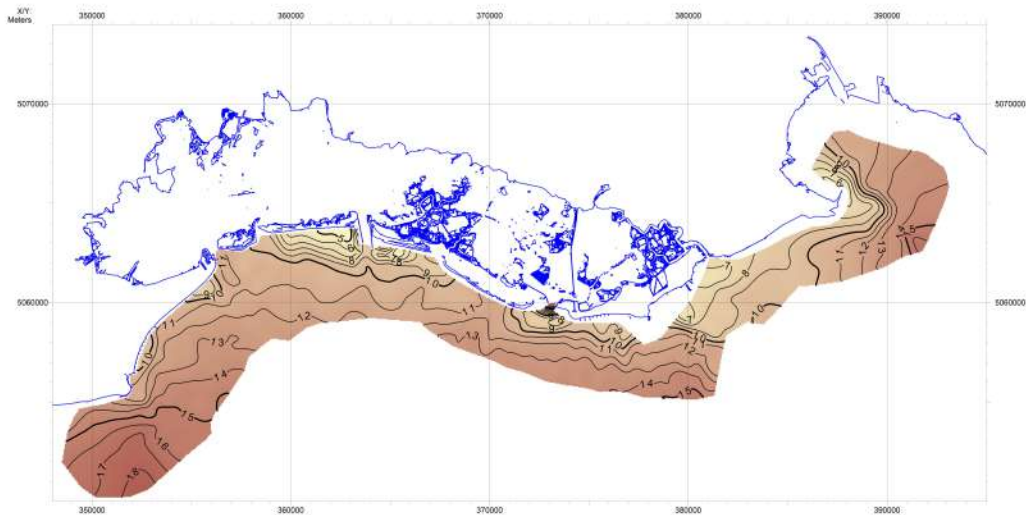


Figura 5.4 - Mappa dell'orizzonte alla base del prisma litorale (maximum flooding surface - msf) in metri calcolata utilizzando la velocità di 1530 m/s per la colonna d'acqua e 1595 m/s per la conversione da tempi a profondità dei sedimenti.

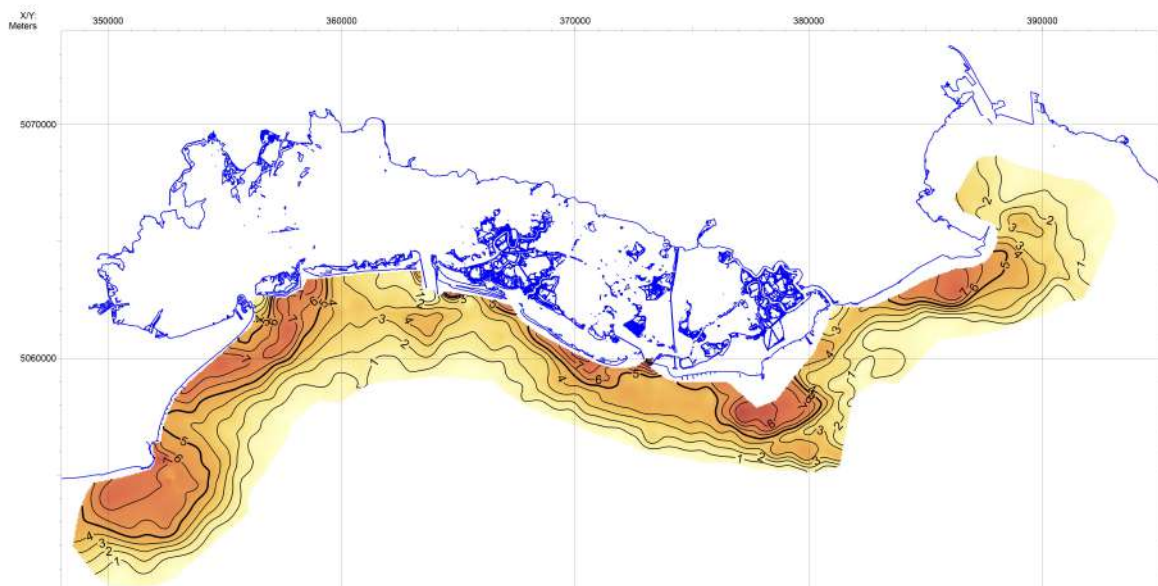


Figura 5.5 - Mappa dell'isopaca in metri del prisma litorale calcolata utilizzando la velocità di 1595 m/s per la conversione da tempi a profondità dello spessore dei sedimenti.

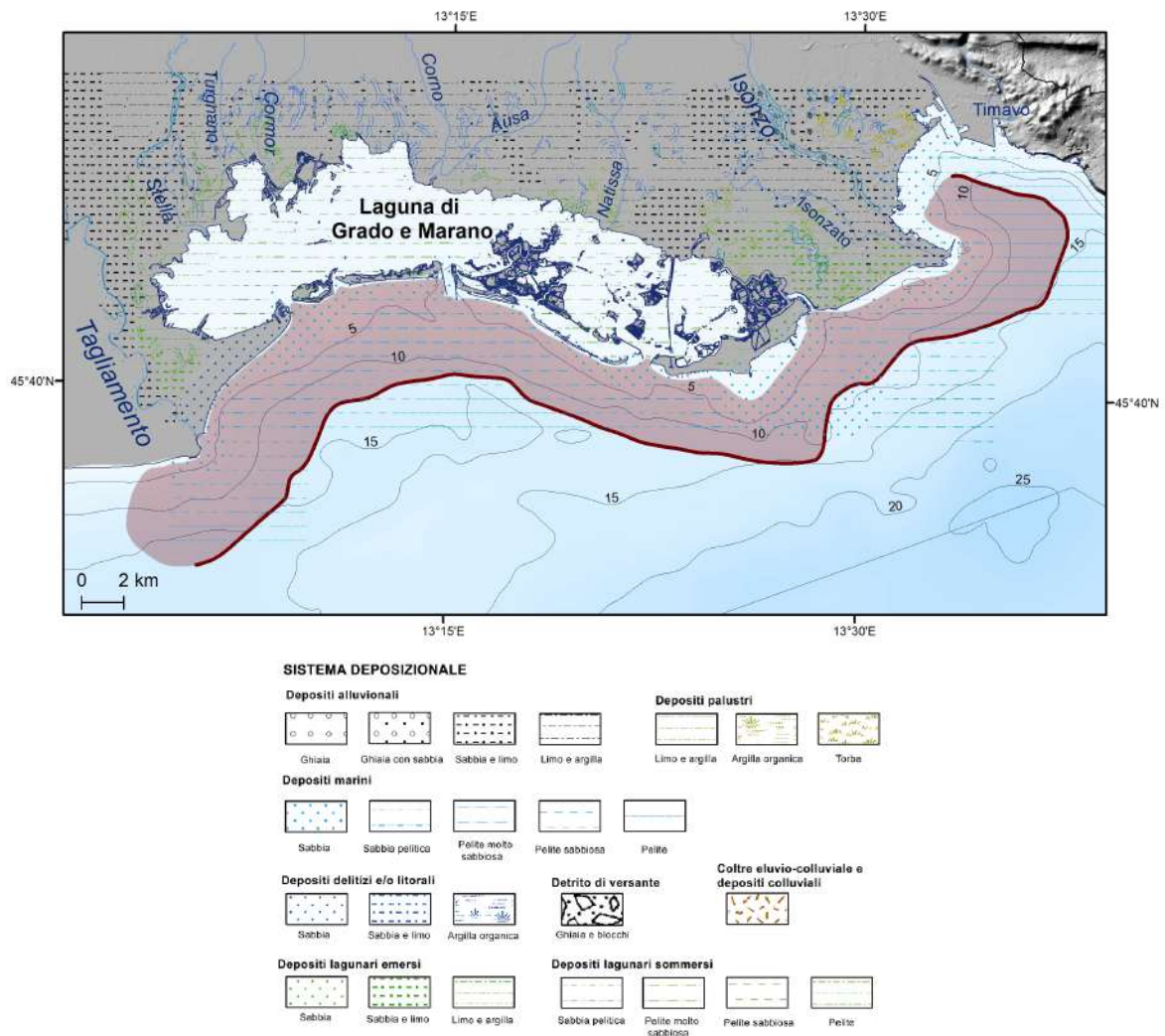


Figura 5.6 - Mappa distribuzione del prisma litorale e delle tessiture dei sedimenti superficiali dalla Carta di sintesi geologica GEO-CGT dei Fogli 108 Lignano Sabbiadoro, 109 Grado e 110 Trieste.

L'area relativa al prisma litorale è stata confrontata con la distribuzione della tessitura dei sedimenti superficiali nell'area marina della Carta di sintesi geologica GEO-CGT dei Fogli 108 Lignano Sabbiadoro (Cucchi et al., 2008a), 109 Grado (Marocco et al., 2008) e 110 Trieste (Cucchi et al., 2008b).

Il confronto evidenzia che la presenza dei depositi sabbiosi è concentrata lungo la costa, e generalmente entro l'isobata dei 5 metri, e corrisponde alla parte più prossimale del prisma litorale. La variabile di estensione verso mare delle tessiture sabbiose è coerente con la presenza delle foci dei fiumi e delle bocche lagunari e con la presenza del Banco della Mula di Muggia.

5.1.1 Il prodelta del Tagliamento

Il prodelta del Tagliamento individuato nei profili sismici si estende con una geometria sub-circolare per circa 5 km, e rispetto la foce con direzione principale verso sud e ovest (figg. 5.7 - 5.10). La base del prodelta è costituita dalla superficie di massima ingressione marina (*maximum flooding surface- msf*) presente a circa 15-20 ms di profondità (circa 15-17 metri) con un andamento sub-orizzontale. Verso costa la superficie di massima ingressione marina non è visibile nei profili sismici a causa della presenza di gas che crea una riduzione dell'ampiezza nelle riflessioni dell'onda acustica. Verso mare, la parte terminale della superficie di massima ingressione marina non è visibile perché lo spessore sub-metrico viene nascosto dai battimenti del fondo mare (riflessione doppia o tripla del fondo mare). Lo spessore massimo del prodelta rilevabile nei profili è di circa 10 ms (circa 7-8 metri) in prossimità della foce e si assottiglia fino a raggiungere uno spessore submetrico a circa 5 km dalla costa, fino a essere in continuità con il drappaggio di sedimenti marini olocenici presenti anche nelle zone distali.

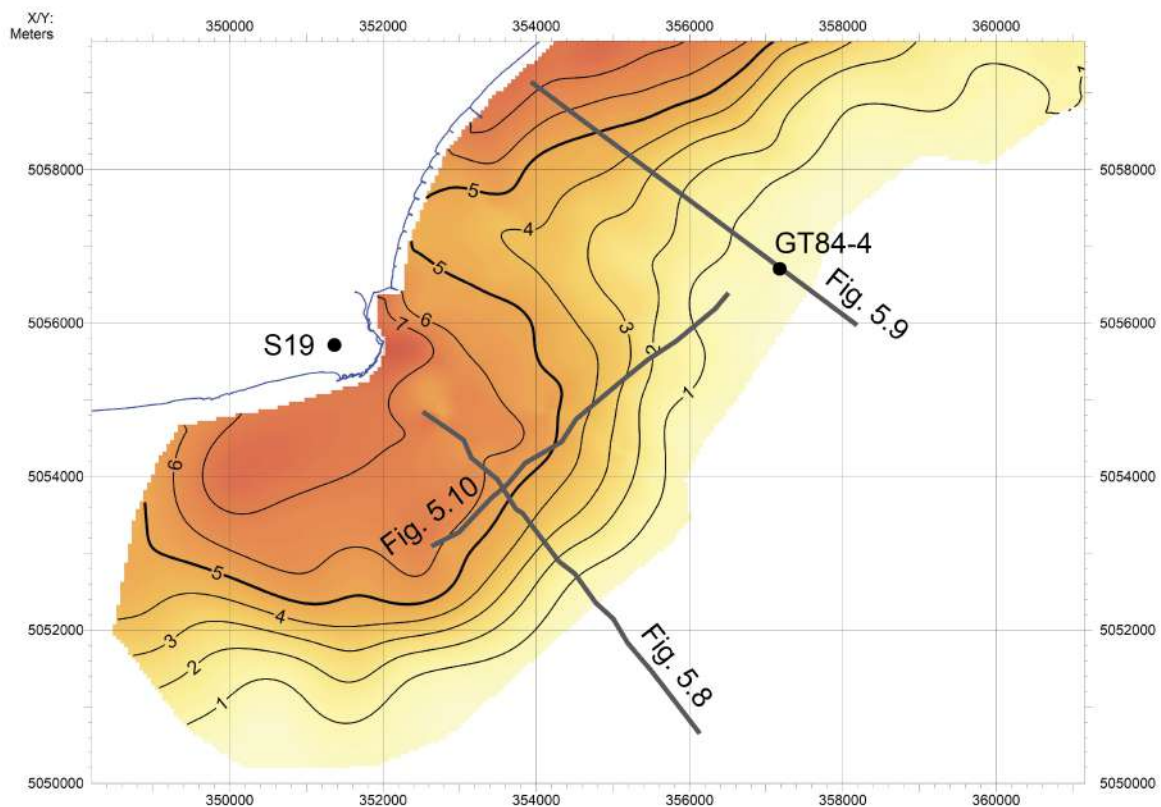


Figura 5.7 – Mappa dell'isopaca in metri del prodelta del tagliamento con l'ubicazione dei profili sismici illustrati nelle figure seguenti, e dei carotaggi S19 a terra e Gt84-4 a mare.

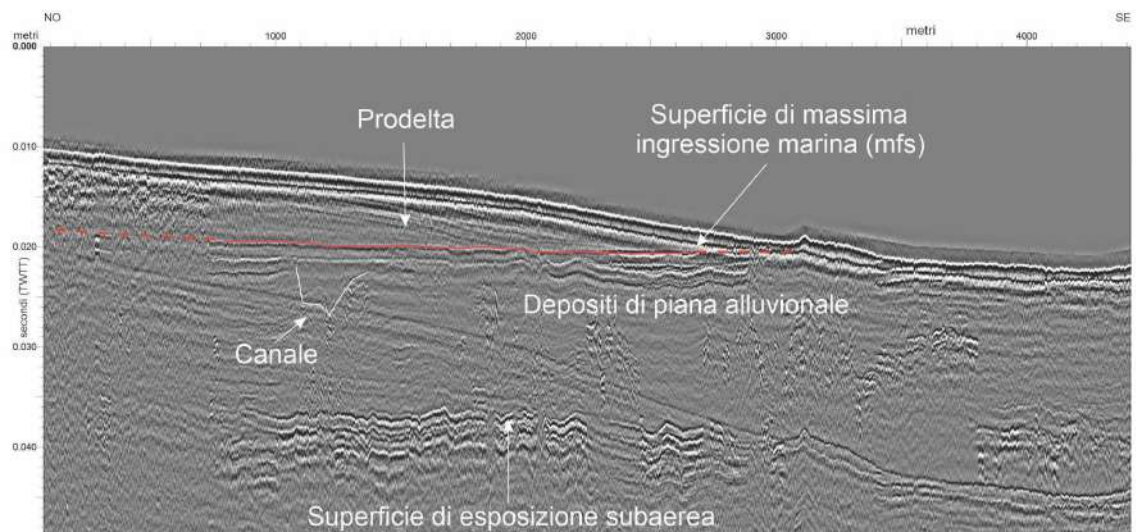


Figura 5.8 – Profilo sismico dalla foce del fiume Tagliamento verso sud-est. La scala verticale è in tempi doppi (Two Way Travel Time – TWTT) con unità di misura in secondi. Indicativamente, 0.010 secondi corrispondono nella colonna d'acqua a 7,6 metri e a circa 8 metri.

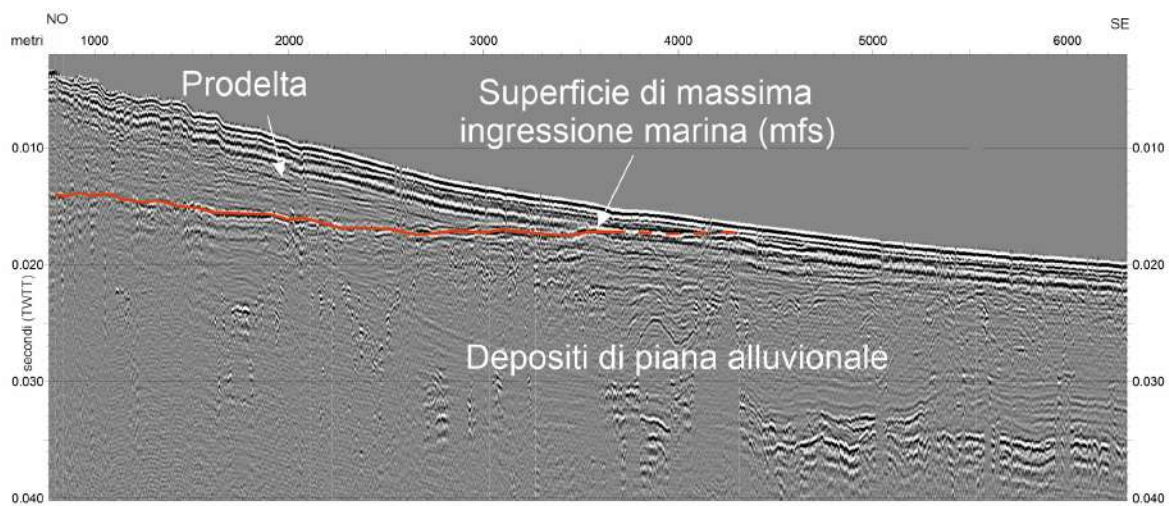


Figura 5.9 – Profilo sismico ad alta risoluzione dalla foce del fiume Tagliamento verso sud-est.

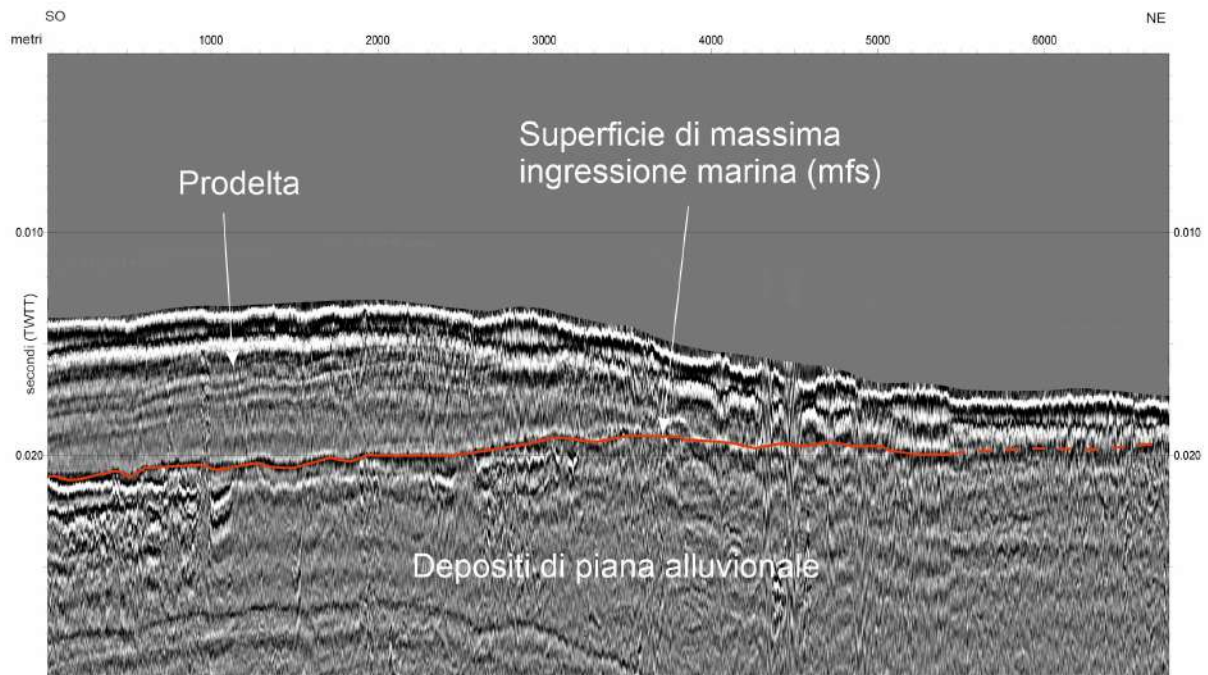


Figura 5.10 – Profilo sismico ad alta risoluzione trasversale al pro-delta del Tagliamento con evidenti clinoforni che progradano verso sud-ovest.

La correlazione con il carotaggio S19 presente a terra a circa 1 km ovest della foce (vedi fig. 4.2 per la posizione e figura 4.4 per la stratigrafia) indica che il corpo deltizio si è formato a partire da circa 2000 anni fa e depositandosi direttamente su sedimenti continentali, (Marocco 1989; Gordini et al., 2002) e in questa zona sono i depositi paralici relativi alla fase trasgressiva (*Transgressive System Tract -TST*) sono assenti o con un spessore submetrico non risolvibile.

I clinoforni del prodelta mostrano una progradazione con direzione principale verso sud-ovest (fig. 5.10). La distribuzione del corpo pro-deltizio è coerente con il pattern di dispersione di sedimenti nell'Adriatico nord-orientale in funzione delle correnti con andamento ciclonico con direzione principale verso ovest o sud-ovest, come evidente anche dalle immagini di satellite Sentinel-2 LA2 e Sentinel-3 OLCI L2 (vedi figg. 3.15 – 3.19).

La distribuzione delle tessiture indica la presenza di sedimenti sabbiosi nell'area dello spessore massimo del prodelta in prossimità della foce, entro circa 1-1,5 km dalla linea di costa, passando a sedimenti sabbia pelitica, pelite molto sabbiosa, pelite sabbiosa e pelite (fig. 5.11).

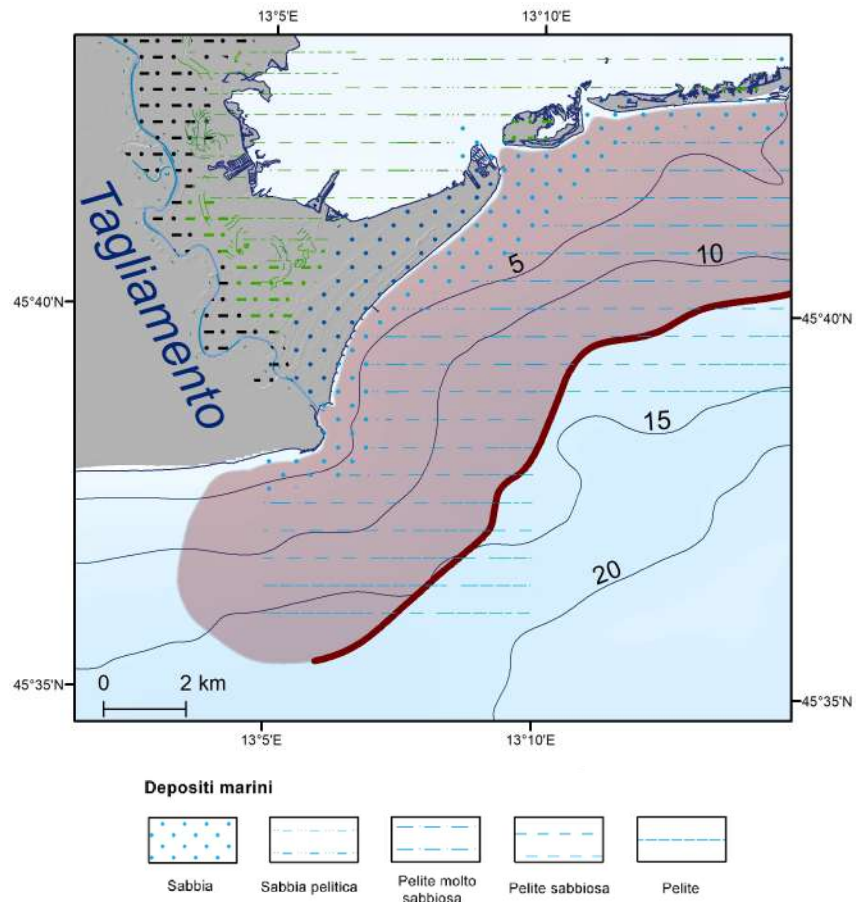


Figura 5.11 - Mappa distribuzione del prisma litorale e delle tessiture dei sedimenti superficiali del prodelta del Tagliamento.

5.1.2 Il prisma litorale da Lignano a Primero

Il prisma litorale identificato nei profili sismici lungo la costa costituita dal sistema di isole che delimita la Laguna di Grado e Marano, da Lignano alla Bocca di Primero, si estende fino a circa 5-6 km alla Bocca di Lignano, a circa 4 km nella zona di Porto Buso, a 3-4 km nella zona della Bocca di Morgo e della Bocca di Grado (La Fosa), a circa 4-5 km nell'area del Banco della Mula di Muggia, e circa 3-5 km nell'area della Bocca di Primero. Lo spessore massimo di circa 7-8 metri si rileva in prossimità della costa di Lignano e ad ovest della Bocca di Grado, e fino a 8-9 metri in corrispondenza del Banco della Mula di Muggia. Spessori minori di 4-5 metri si rilevano in prossimità della Bocca di Porto Buso, e della Bocca di Primero (fig. 5.12- 5.20).

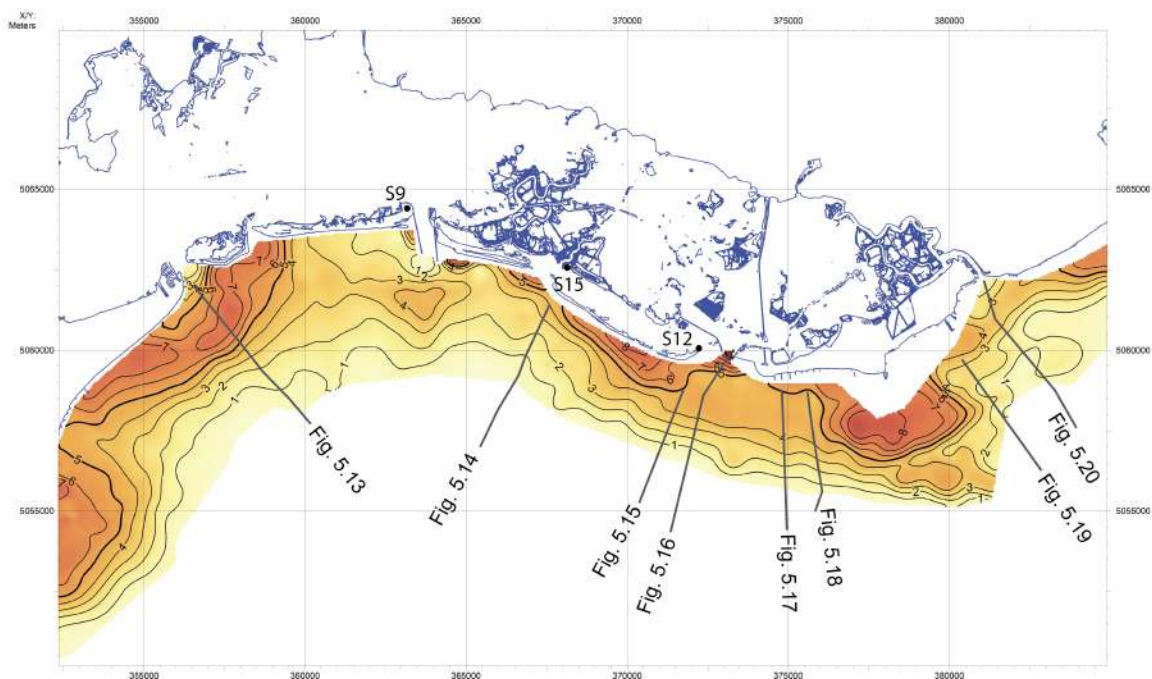


Figura 5.12 - Mappa dell'isopaca del prisma litorale in metri, con l'ubicazione dei profili sismici indicati nelle figure seguenti.

La base del prisma litorale è costituita dalla superficie di massima ingressione marina (maximum flooding surface - msf) con una profondità massima nella parte più distale di circa 15-17 ms (circa 13-14 metri) con un andamento sub-orizzontale nella parte distale su cui progreda il prisma.

Verso costa la superficie di massima ingressione marina non è visibile nei profili sismici a causa della presenza di gas che crea una riduzione dell'ampiezza nelle riflessioni dell'onda acustica, ma considerando le informazioni stratigrafiche dei sondaggi S9, S12 e S15 eseguiti sulle isole lagunari (Marocco, 1988a, 1988b, 1989; Gordini et al., 2002), (vedi posizione in fig. 4.2, e figg. 4.3, 4.4 e 4.5), la superficie di massima ingressione marina si trova a qualche metro di profondità a nord dei cordoni litorali chiudendo verso nord il prisma litorale.

Verso mare, la parte terminale della superficie di massima ingressione marina non è distinguibile perché lo spessore sub-metrico viene nascosto dai battimenti del fondo mare.

Le caratteristiche idrodinamiche delle bocche lagunari favoriscono la costituzione dei delta di riflusso (*ebb-tidal delta*). I delta di riflusso hanno una geometria che in corrispondenza della bocca è costituita da un corpo sedimentario a forma convessa con clinoforni progradanti verso la laguna nella parte nord del

delta di riflusso e verso mare nella parte sud del delta di riflusso, e un minimo batimetrico all'interno della bocca. All'esterno delle bocche il deposito dei sedimenti costituisce un prisma litorale.

Nella Bocca di Lignano, il delta di riflusso in prossimità della bocca ha uno spessore massimo di circa 7-8 metri a circa 2 km a sud-est della bocca, che decresce verso l'interno della bocca, e verso mare. Il prisma litorale relativo alla Bocca di Lignano è più sviluppato verso ovest, dove si estende fino a circa 5-6 km fino lungo la costa, fino in prossimità della foce del Tagliamento, e con un spessore massimo di circa 7-8 metri, e si estende verso mare per circa 4-5 km. A est della Bocca di Lignano il prisma litorale è coalescente con il prisma relativo alla Bocca di Porto Sant'andrea.

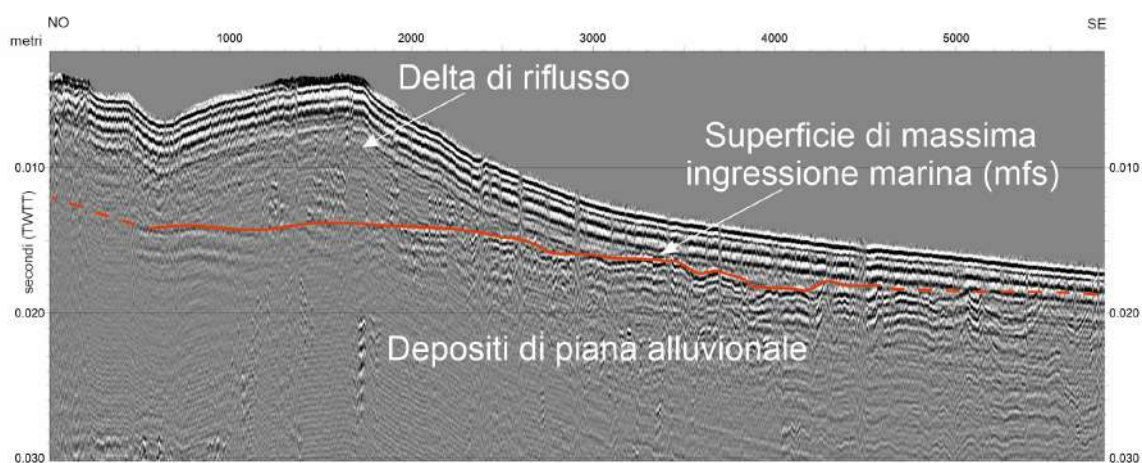


Figura 5.13– Profilo sismico ad alta risoluzione dalla Bocca di Lignano verso sud-est.

Il delta di riflusso della Bocca di Porto di Sant'Andrea ha uno spessore massimo di circa 7-8 metri e il prisma litorale si sviluppa in particolare verso ovest rispetto la bocca stessa.

Il delta di riflusso della Bocca di Porto Buso ha uno spessore massimo di circa 4-5 metri a circa 2 km a sud degli argini della bocca, con clinoforni che progradano verso mare fino a circa 4-5 km dalla costa. Il sondaggio S9 eseguito all'estremità orientale dell'Isola di Sant'Andrea (vedi posizione in fig. 4.2) indica la presenza di sedimenti marini litorali fino -1 m s.l.m.m. deposti su sedimenti di ambiente lagunare (Marocco, 1989).

Il delta di riflusso della Bocca di Morgo ha uno spessore massimo di circa 5 metri in prossimità della bocca, con clinoforni che progradano verso mare fino a circa 4-5 km dalla costa. Il sondaggio S15 eseguito all'estremità orientale della Bocca di Morgo (vedi posizione in fig. 4.2) indica la presenza di sedimenti continentali di piana alluvionale (29,10 – 17,0 m), di sedimenti continentali e salmastri (17,0 –

9,90 m), di ambiente lagunare di piana di marea (9,90 – 6,55 m) e di ambiente litorale (6,55 – 0 m) (metri dal piano campagna a +0,30 m) (Marocco et al., 1988a). La correlazione tra dati sismici e stratigrafici indica che la presenza del prisma litorale è limitata a nord e si chiude in corrispondenza dei cordoni litorali, in concordanza con i risultati della correlazione sismostratigrafica con il carotaggio S9 della Bocca di Porto Buso.

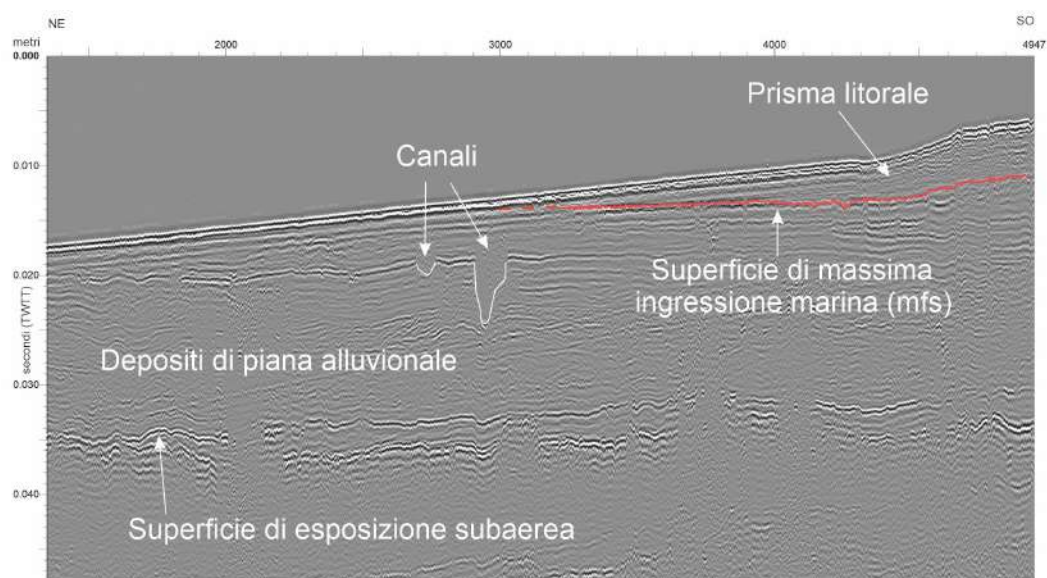


Figura 5.14 – Profilo sismico ad alta risoluzione in prossimità della Bocca di Morgo.

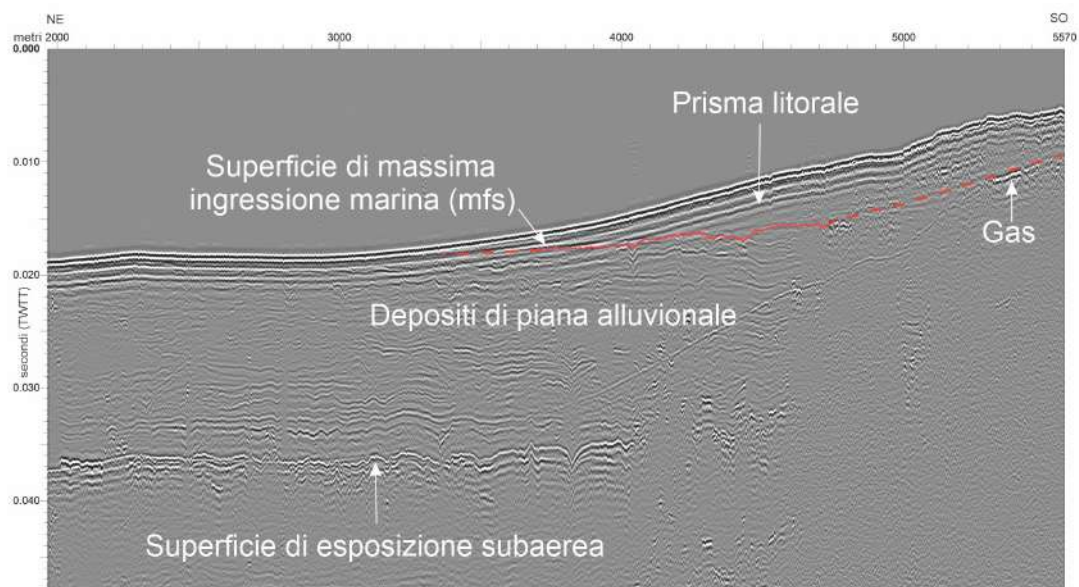


Figura 5.15 – Profilo sismico ad alta risoluzione in prossimità della Bocca di Grado.

Lungo la costa del Banco dei Trattauri è presente un massimo di 7-8 m di spessore del prisma litorale, in particolare in corrispondenza del Taglio Morghetto.

Il delta di riflusso della Bocca di Grado ha uno spessore massimo di circa 7-8 metri in prossimità della bocca, con clinoforni che progradano verso mare fino a circa 4-5 km dalla costa. Il sondaggio S12 eseguito all'estremità orientale dell'Isola dei Trattauri (vedi posizione in fig. 4.2) indica che il prisma litorale ha uno spessore di circa 5 metri, e l'assenza di sedimenti marini nel sondaggio S11 a circa 4 km verso (Gordini et al., 2002) indica che il prisma litorale in prossimità dei cordoni litorali.

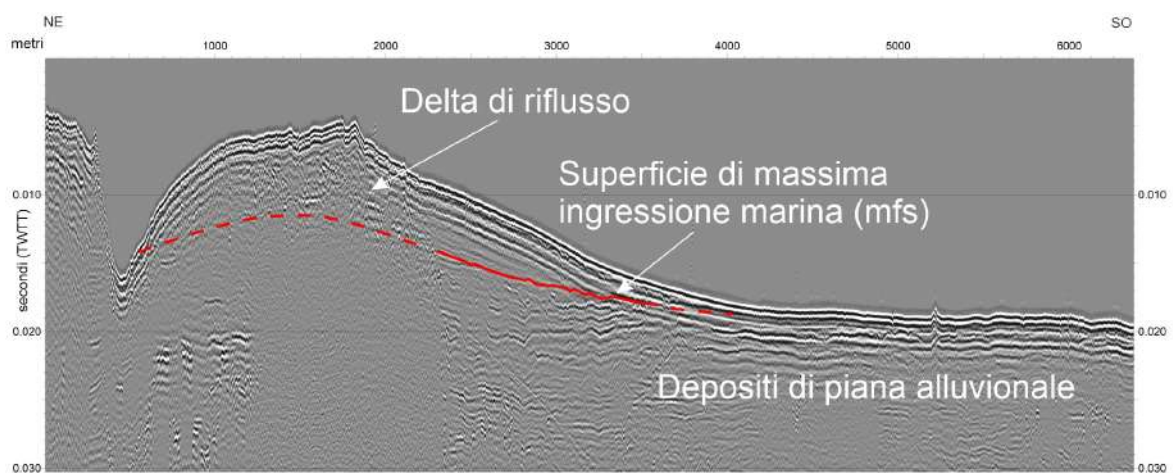


Figura 5.16 – Profilo sismico ad alta risoluzione dalla Bocca di Grado (o La Fosa) verso sud-ovest.

La zona costiera da Grado verso la Bocca di Primero è caratterizzata dalla presenza del Banco della Mula di Muggia. In questa zona, il sistema del prisma litorale ha uno spessore massimo di 8-9 m all'estremità sud-occidentale del Banco della Mula di Muggia, con una distribuzione circolare, e si estende fino a 4-5 km dalla linea di costa. Non è stato possibile acquisire profili sismici sul Banco della Mula di Muggia a causa dei bassi fondali.

Il prisma litorale in quest'area può essere distinto in una unità più antica e un'unità più recente. L'unità più recente si trova a ovest delle Bocca di Primero, ha uno spessore fino a circa 4 m, con orizzonti progradanti e oggetto di erosione che ne ha compromesso la preservazione della struttura originale e la sua continuità spaziale.

Il sistema di prisma litorale in prossimità tra Grado e la Bocca di Primero è relativo alla presenza del fiume Isonzo in quest'area, prima della sua migrazione verso est in epoca storica e la conseguente formazione della Laguna di Grado (Brambati 1970; Marocco e Melis 2010).

Nei profili sismici si rileva la frequente presenza di gas nei sedimenti, sia con risalite localizzate, che con risalite più pervasive in particolare in prossimità della costa.

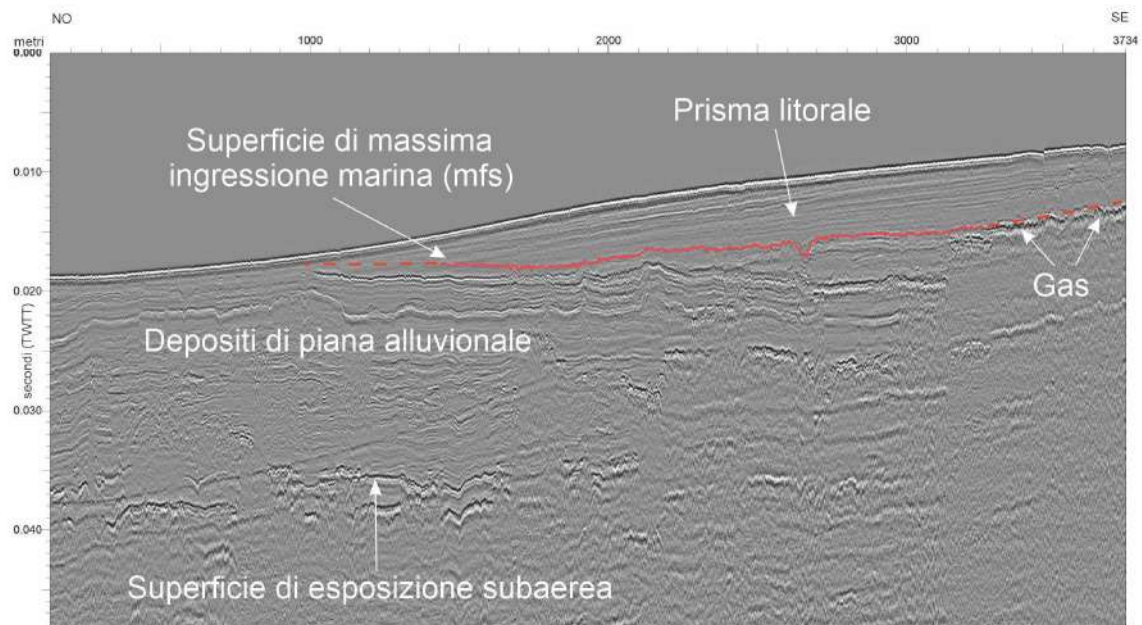


Figura 5.17 (4.5) – Profilo sismico ad alta risoluzione a sud di Grado.

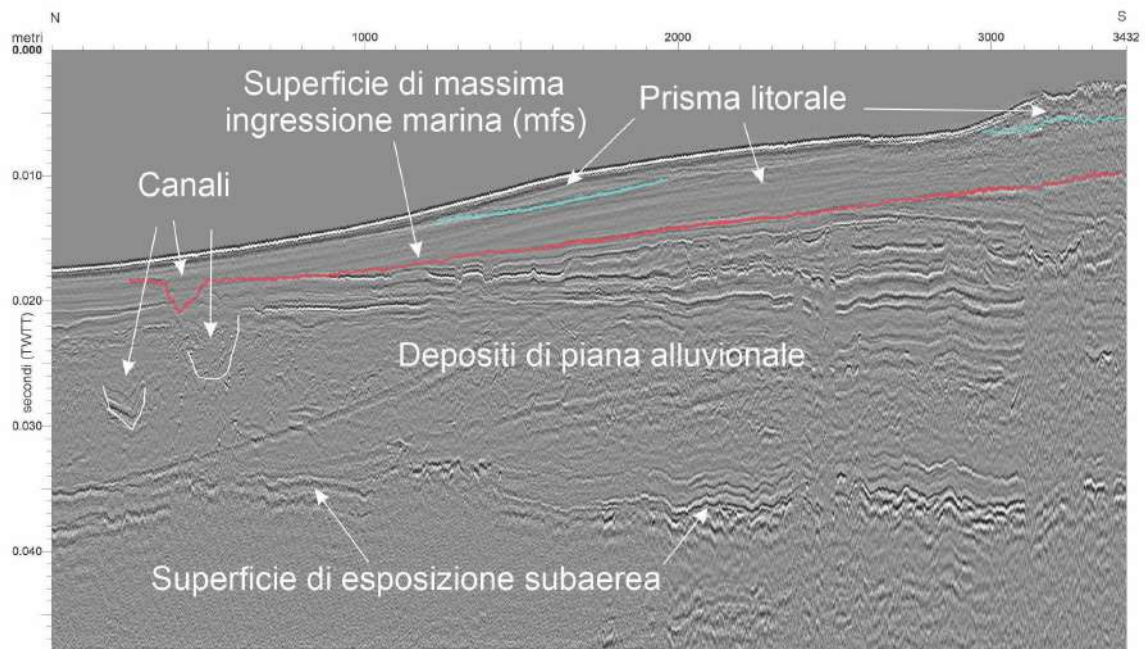


Figura 5.18 (4.6) – Profilo sismico ad alta risoluzione a sud di Grado e sul margine del Banco della Mula di Muggia.

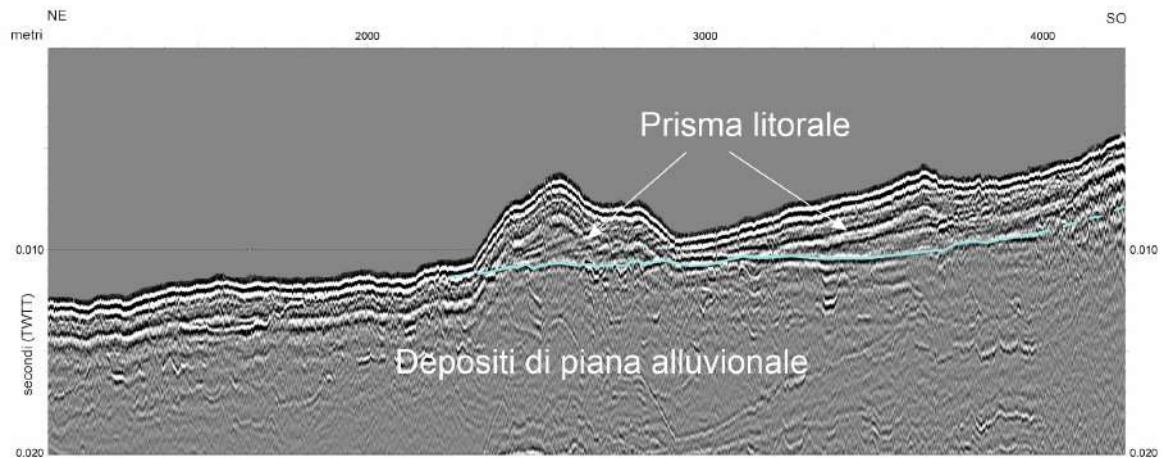


Figura 5.19– Profilo sismico ad alta risoluzione in prossimità della Bocca di Primero.

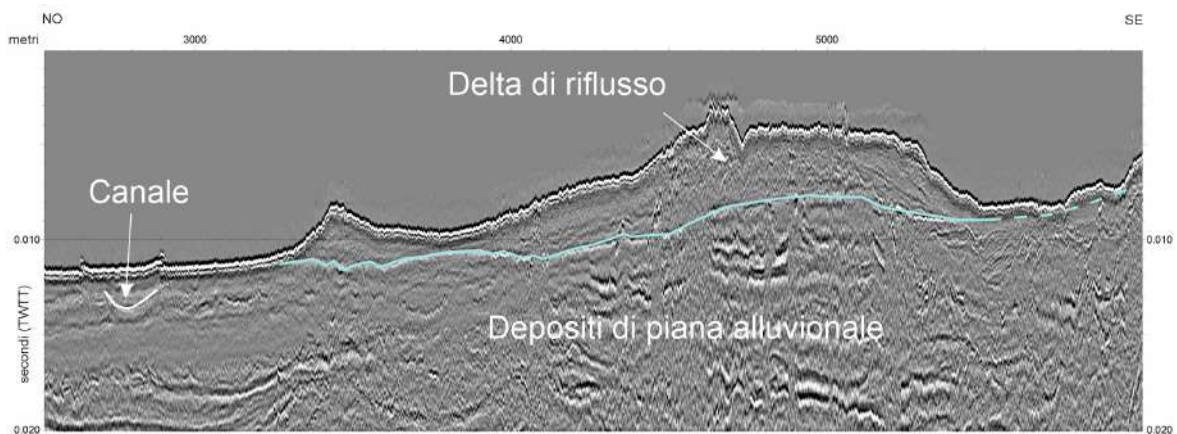


Figura 5.20– Profilo sismico ad alta risoluzione in prossimità della Bocca di Primero.

La distribuzione delle tessiture indica la presenza di sedimenti sabbiosi nell'area dello spessore massimo del prisma litorale e dei delta di riflusso, entro circa 1-2 km dalla linea di costa, passando a sedimenti sabbia pelitica, pelite molto sabbiosa, pelite sabbiosa e pelite (fig. 5.11).

La maggiore estensione dei sedimenti sabbiosi è presente in corrispondenza del Banco della Mula di Muggia, estendendosi dalla linea di costa verso mare per circa 3 km.

Si nota inoltre una corrispondenza tra la distribuzione dei sedimenti sabbiosi e lo spessore maggiore dei delta di riflusso delle bocche lagunari.

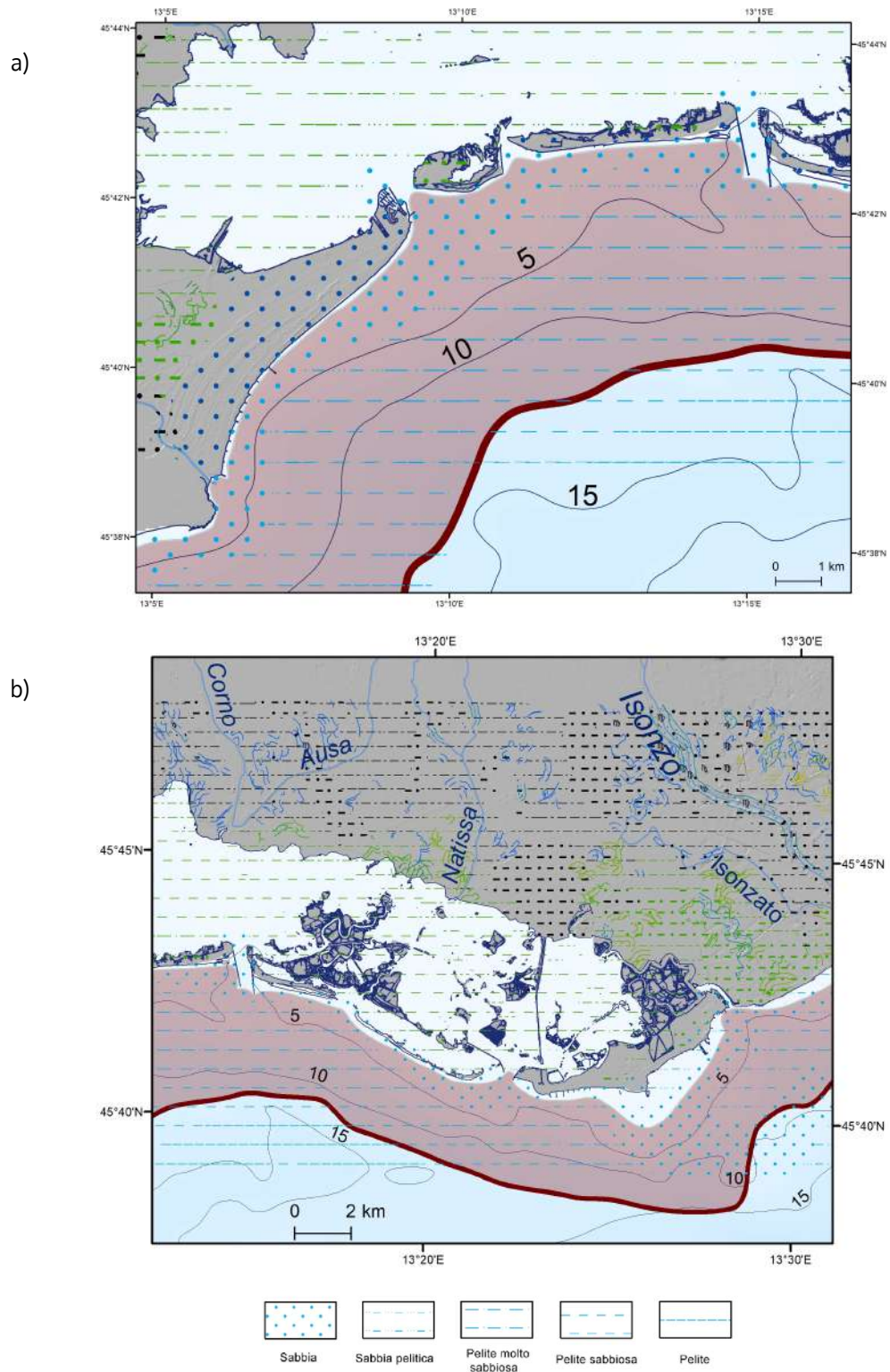


Figura 5.21 - Mappa distribuzione del prisma litorale e delle tessiture dei sedimenti superficiali del prisma litorale tra Lignano e Porto Buso (a) e tra Porto Buso e la Bocca di Primero (b).

5.1.3 Il prodelta dell'Isonzo

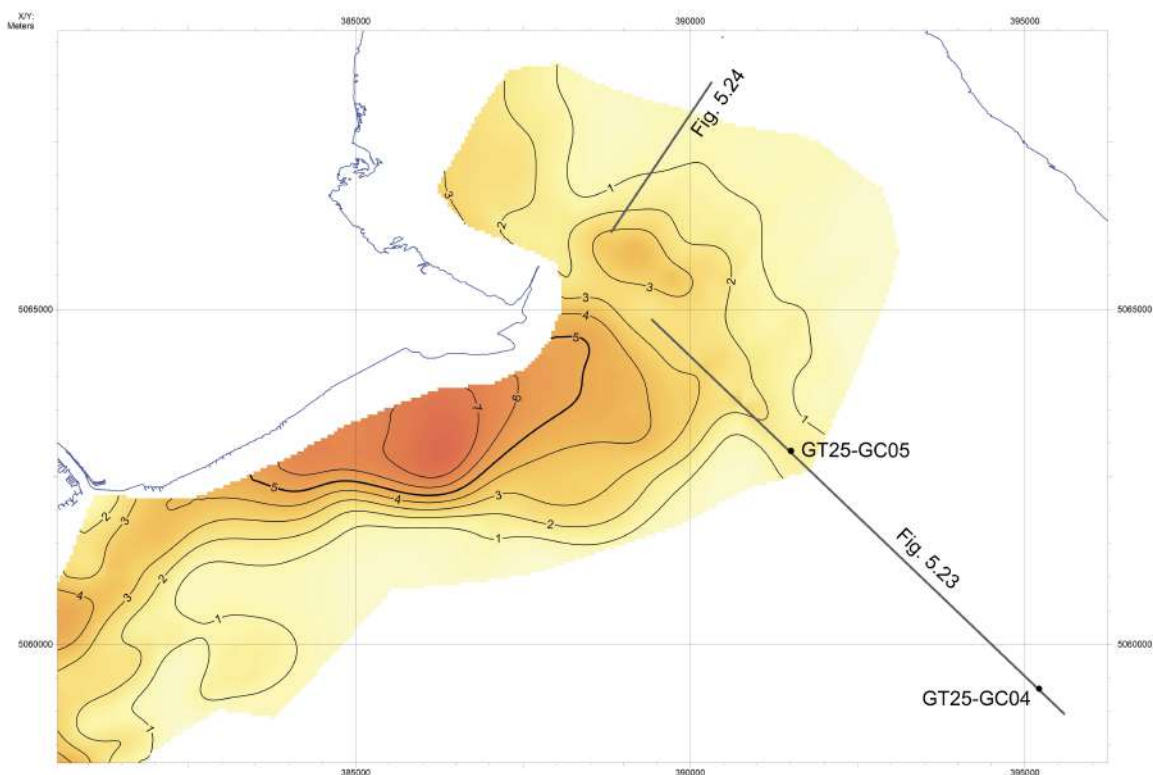


Figura 5.22 - Mappa dell'isopaca in metri del prisma litorale con l'ubicazione dei profili sismici indicati nelle figure seguenti e delle carote.

Il prodelta dell'Isonzo individuato nei profili sismici si estende con una geometria sub-circolare fino a circa 5-6 km dalla foce. Per la caratteristica geometria deltizia aggettante nel golfo, il prodelta si estende da nord a sud-ovest. Lo spessore massimo del pro-delta è di circa 7-8 m presente lungo la costa sul lato occidentale della foce, mentre sul lato nord ed est gli spessori sono minori e di qualche metro. La base del prodelta è costituita dalla superficie di massima ingressione marina (*maximum flooding surface*- msf) presente a circa 15-20 ms di profondità (circa 15-17 metri) con un andamento sub-orizzontale. Verso costa la superficie di massima ingressione marina non è visibile nei profili sismici a causa della presenza di gas che crea una riduzione dell'ampiezza nelle riflessioni dell'onda acustica. Verso mare, lo spessore del pro-delta si assottiglia fino a raggiungere uno spessore sub-metrico a circa 5 km dalla costa, fino a essere in continuità con il drappoggio di sedimenti marini olocenici presenti anche nelle zone distali. la

parte terminale della superficie di massima ingressione marina non è individuabile a causa dello spessore sub-metrico nascosto dai battimenti del fondo mare.

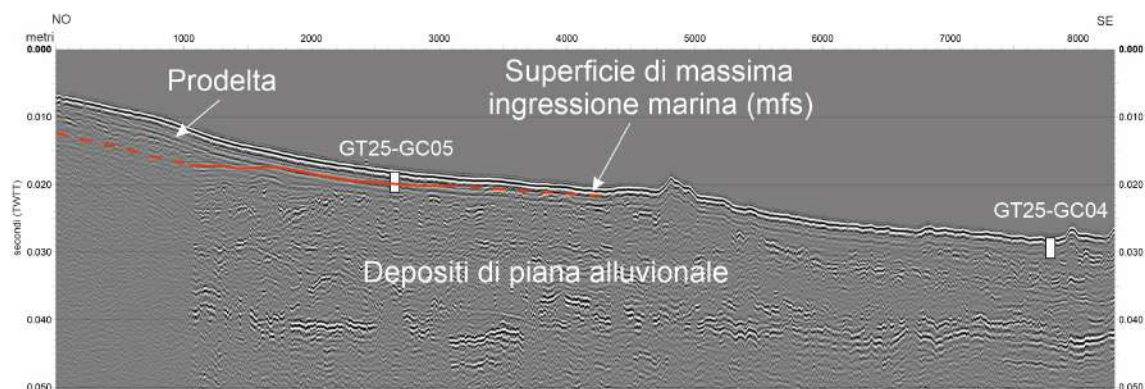


Figura 5.23– Profilo sismico ad alta risoluzione dalla foce dell'Isonzo verso sud-est con l'ubicazione delle carote GT25-GC04 e GT25-GC05 (vedi figg 5.x e 5.x rispettivamente per le informazioni stratigrafiche).

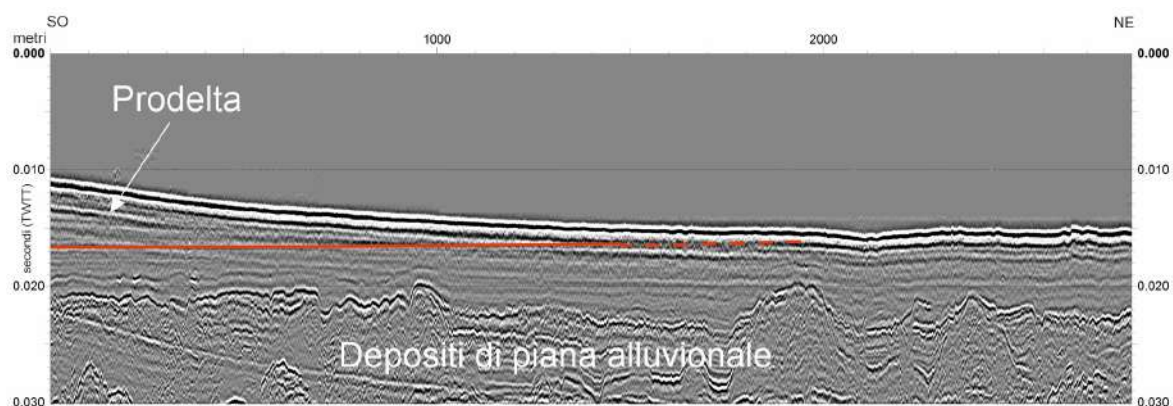


Figura 5.24– Profilo sismico ad alta risoluzione nella Baia di Panzano, a est della foce dell'Isonzo.

Lungo il profilo sismico che dalla foce si estende verso sud-est sono state campionate nel 2025 due carote di sedimento: la GT25-GC04 con 187 cm di lunghezza, e la GT25-GC05 con 197 cm di lunghezza. Le carote sono state analizzate attraverso l'analisi di 23 campioni di sedimento per identificare la facies sedimentaria, il contenuto di microfossili e determinare gli ambienti sedimentari. Dal punto di vista metodologico, per lo studio dei microfossili (foraminiferi bentonici) sono stati prelevati 50-60 g di campione di sedimento dalle due carote la GT25-GC04 e GT25-GC05. Il campione generalmente umido è stato essiccato in forno a 50° per almeno 24 ore e successivamente trattato con perossido di idrogeno (10 vol%) per 24 ore al fine di disgregare il sedimento. Successivamente il sedimento è stato lavato sotto

acqua corrente attraverso un vaglio da 125 μ . Infine il sedimento residuo asciutto è stato osservato allo stereo microscopio Leica S6D (fino a 60x di ingrandimento) per classificare dal punto di vista sistematico i foraminiferi bentonici seguendo l'ordine tassonomico di Loeblich e Tappan (1987).

Le due carote sono state inizialmente analizzate con metodi non distruttivi nel laboratorio Core Logging Lab gestito dall'OGS e ospitato all'Università di Trieste. Le carote sono state aperte e analizzate attraverso i Raggi X con lo Standard X-RAY CT system, in conformità con ASTM D4452-14, e con il sistema GeoscanV della Geotek® dedicato all'acquisizione di fotografie ad alta risoluzione e dati colore RGB attraverso una fotocamera digitale con sistema di illuminazione dedicato. Successivamente sono stati acquisiti i dati delle proprietà fisiche dei sedimenti per mezzo del Multi-Sensor Core Logger (MSCL) della Geotek®, con cui sono state misurate con intervallo di 1 cm, l'attenuazione dei raggi gamma (valutatore di porosità di attenuazione dei raggi gamma, GRAPE) per la stima della densità, la velocità delle onde di compressione (onde P) e la suscettività magnetica. Sono state analizzate le proprietà fisiche dei sedimenti delle carote per mezzo del Multi-Sensor Core Logger (MSCL) della Geotek®, con cui sono state misurate con intervallo di 1 cm, l'attenuazione dei raggi gamma (valutatore di porosità di attenuazione dei raggi gamma, GRAPE) per la stima della densità, la velocità delle onde di compressione (onde P) e la suscettività magnetica.

Dall'analisi dei dati sono state classificate 2 facies, la Facies A1 Marina e Facies A2 di Baia-laguna aperta. Le loro caratteristiche ed il significato ambientale sono di seguito descritti.

Limo a molluschi e foraminiferi (Facies A1)

Questa facies si trova nella parte superiore delle carote GT25-GC04 e GT25-GC05 con uno spessore compreso tra 110 e 135 cm rispettivamente, (figg. 5.25 e 5.26), ed è caratterizzata da un limo argilloso grigio 5Y 5/1 con una frazione biogenica costituita da lamellibranchi generalmente disarticolati, sia interi che in frammenti (*Chlamys* sp., *Mytilus* sp., veneridi e ostreidi) e gasteropodi (*Aporrhais pespelecani*, *Cerithium vulgatum* *Turritella communis*, *Rissoa* sp.). Inoltre, i gusci di lamellibranchi sono presenti in alcuni livelli come accumuli bioclastici concentrati in corrispondenza dei valori maggiori di percentuale di sabbia. In dettaglio, nella carota GC04 a 90-80 cm di profondità con valori di sabbia compresi tra 20% e 18%. Nella carota GT25-GC05 alla profondità di 130-135 cm con valori di sabbia > 20% e tra 95 e 105 cm di profondità con valori di sabbia compresi tra 18% e 19%. In generale la maggior percentuale di sabbia presente nei sedimenti di questa facies è presente nella parte inferiore, mentre procedendo verso quella superiore i valori tendono progressivamente a diminuire fino a registrare, ad esempio, un valore <10% nella carota GT25-GC04.

I microfossili consistono in foraminiferi bentonici generalmente caratterizzati da oligotipia (basso numero di specie ma con un abbondante numero di individui). Per ambedue le carote, questa caratteristica è messa in luce nella parte inferiore della facies fino a circa 70 cm di profondità, in questo intervallo si registra una dominanza di *Elphidium crispum*, e subordinatamente individui di *Quinqueloculina* spp., *Triloculina* sp. e *Ammonia* sp. Al contrario da 70 cm di profondità fino alla parte superiore della facies l'associazione dominante è caratterizzata da individui di *Ammonia beccarii* e *Quinqueloculina* spp., e in subordine sono presenti *Elphidium crispum* e *Triloculina* sp. Sono stati osservati altri taxa quali *Haynesina germanica* e *Textularidae agglutinans*, ma distribuiti lungo la successione sedimentologica in modo sporadico e con rari individui.

Interpretazione della facies A1

Le caratteristiche dei depositi della facies A1 mette in luce una sedimentazione in un contesto marino da aperto a ristretto, caratterizzato da valori percentuali di sabbia sempre inferiori alla facies (A2) (figg. 5.25 e 5.26)). La caratteristica oligotipica delle associazioni a foraminiferi bentonici che nella parte inferiore è dominata da *E. crispum*, mentre in quella superiore l'abbondanza maggiore è costituita da *A. beccarii* e *Quinqueloculina* spp., suggerisce che la frazione biogenica si sia accumulata in un ambiente marino poco profondo, a volte caratterizzato da variazioni di salinità come indicato dalla presenza di *A. beccarii*. Inoltre si osserva una progressiva diminuzione dell'energia di fondo procedendo dalla parte inferiore di questa facies verso quella superiore, come è testimoniato dalla maggior frequenza degli accumuli bioclastici di molluschi presenti nella parte inferiore di questa facies rispetto quella superiore e con la variazione dei valori percentuali di sabbia che sono maggiori nella parte inferiore e si riducono verso la parte superiore (figg. 5.25 e 5.26), (Jorissen, 1988; Fiorini e Vaiani, 2001; Rossi et al., 2021; Zecchin et al., 2024).

Limo a molluschi (Facies A2)

Questa facies è presente nelle carote GT25-GC04 (110-187 cm di profondità) e GT25-GC05 (135-197 cm di profondità) ed è costituita da fanghi limosi grigio scuro 5Y 4/1 con abbondanti resti vegetali che in particolare nella parte inferiore di questa facies si concentrano creando accumuli e/o plaghe spesse fino a 2-3 cm costituiti principalmente da frammenti di frustoli vegetali, qualche raro seme e piccoli resti di foglie.

L'associazione a molluschi è caratterizzata da *Cerastoderma glaucum*, *Bittium reticulatum*, *Gibbula* sp. e *Hydrobia ventrosa*. In particolare nella carota GC04 alla profondità di 160 cm e nella GC05 alla profondità di 165 cm sono stati recuperati individui di *C. glaucum* completi delle due valve.

GT25-GC04

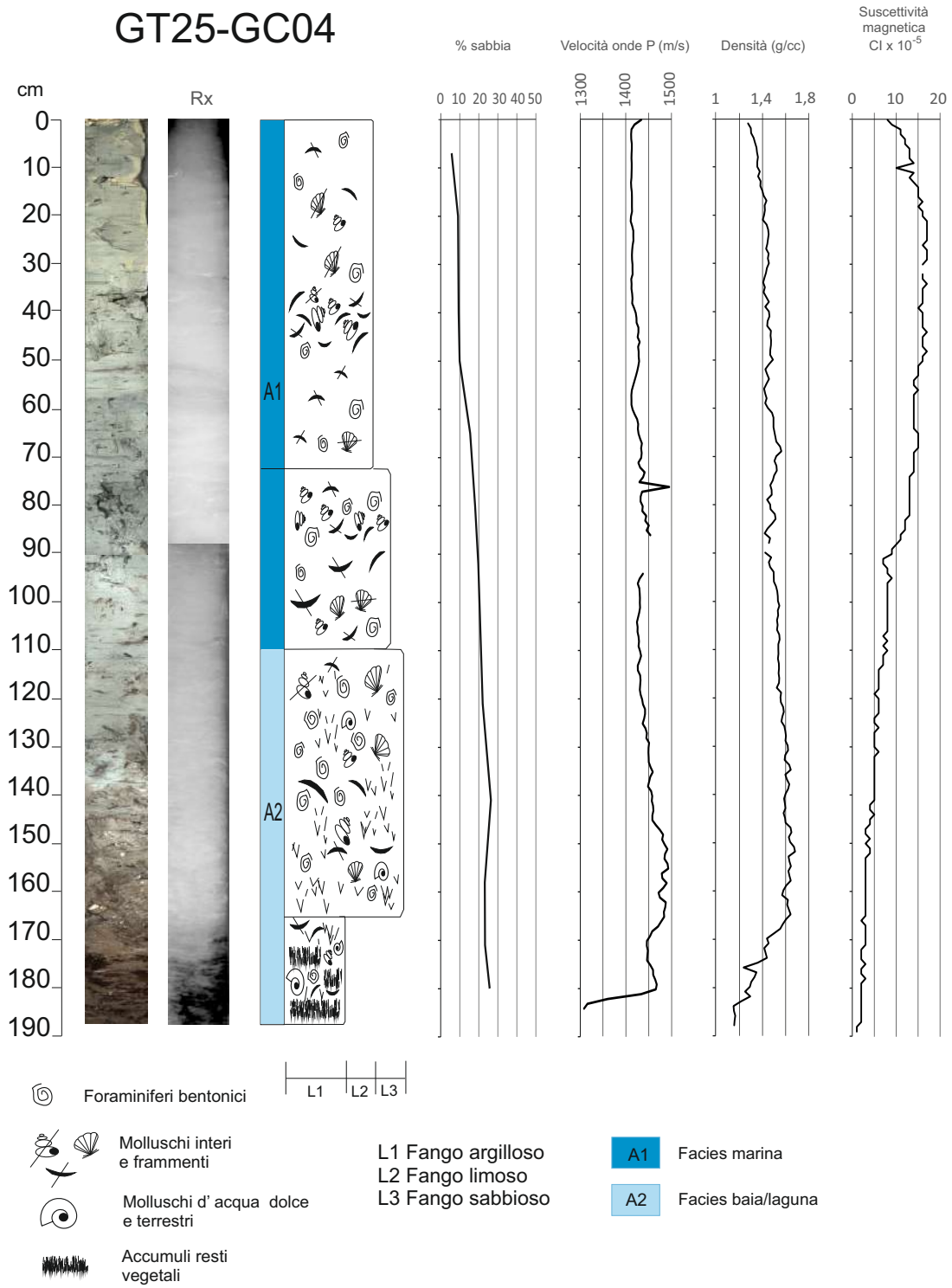


Figura 5.25–Stratigrafia e log delle proprietà fisiche della carota GT25-GC04 (vedi fig. 4.2 per la posizione).

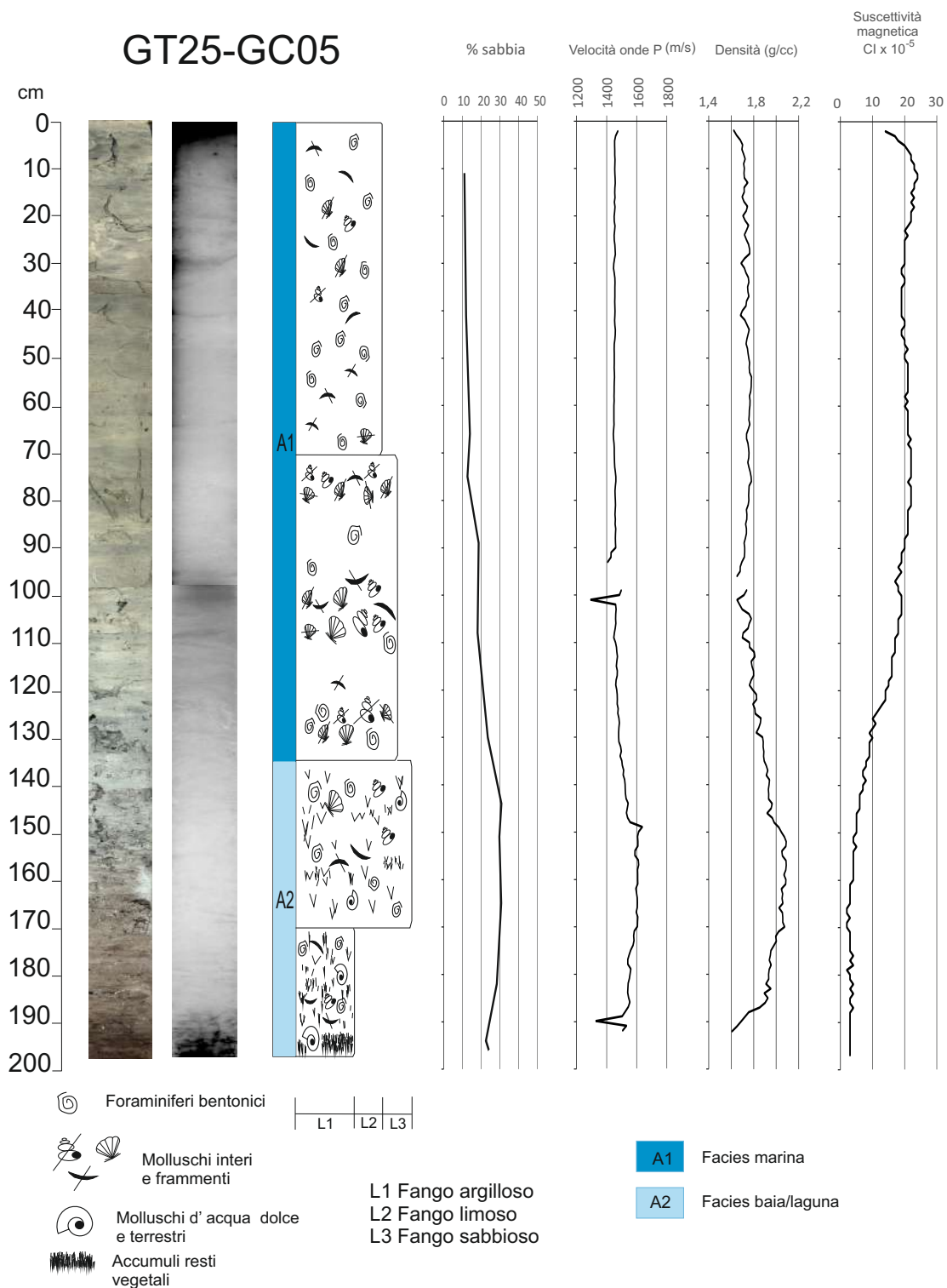


Figura 5.26 – Stratigrafia e log delle proprietà fisiche della carota GT25-GC05 (vedi fig. 4.2 per la posizione).

L'associazione a foraminiferi bentonici è costituita prevalentemente da *Quinqueloculina seminula* e *Ammonia parkinsoniana*, *H. germanica*. È anche presente un'associazione ad ostracodi costituita da *Cyprideis* sp. e *Candona* sp.

In questa facies la frazione di sabbia misurata è caratterizzata da valori nella parte inferiore di circa il 22% (carota GT25-GC05) e 25% (carota GT25-GC04) che tendono progressivamente ad aumentare verso la parte superiore fino a un valore di circa il 30% (carota GC05) (figg. 5.26), mentre per la carota GC04 i valori misurati di sabbia variano tra il 21% e 28% (figg. 5.25).

Interpretazione della facies A2

I depositi della Facies 2 possono essere messi in relazione a un ambiente di acqua poco profonda e con bassa salinità come una baia/laguna aperta, come testimonia la presenza di *C. glaucum*, inoltre la presenza di foraminiferi bentonici in particolare *Q. seminula* e *A. Parkinsoniana* testimoniano l'apporto di materiale organico provenienti da flussi fluviali. La presenza di ostracodi come *Candona* sp. *H. ventrosa* con resti vegetali tra cui semi e frammenti di foglie confermano la presenza di apporti d'acqua dolce (Covelli et al., 2006; Rossi et al., 2021, Zecchin et al., 2024).

I dati sismo-stratigrafici e stratigrafici delle carote indicano uno spessore ridotto del prodelta in corrispondenza della carota GT25-GC05, e un drappeggio di sedimenti marini nell'area bacinale (carota GT25-GC04). Lo spessore metrico dei sedimenti marini delle due carote non permette una correlazione diretta con i dati sismici, in quanto la presenza di battimenti del fondo mare maschera la stratigrafica reale, ma indicano comunque che la sedimentazione marina ha spessori ridotti.

La presenza di un basso contenuto di sabbie lungo la carota è coerente con la distribuzione superficiale delle tessiture che mostra nella parte distale del prodelta sedimenti fini.

La distribuzione delle tessiture sabbiose si rileva entro l'isobata dei 5 metri, entro circa 2 km dalla costa, e con una distribuzione coerente con la dispersione dei sedimenti secondo la circolazione ciclonica e il maggiore spessore del pro-delta a ovest della foce.

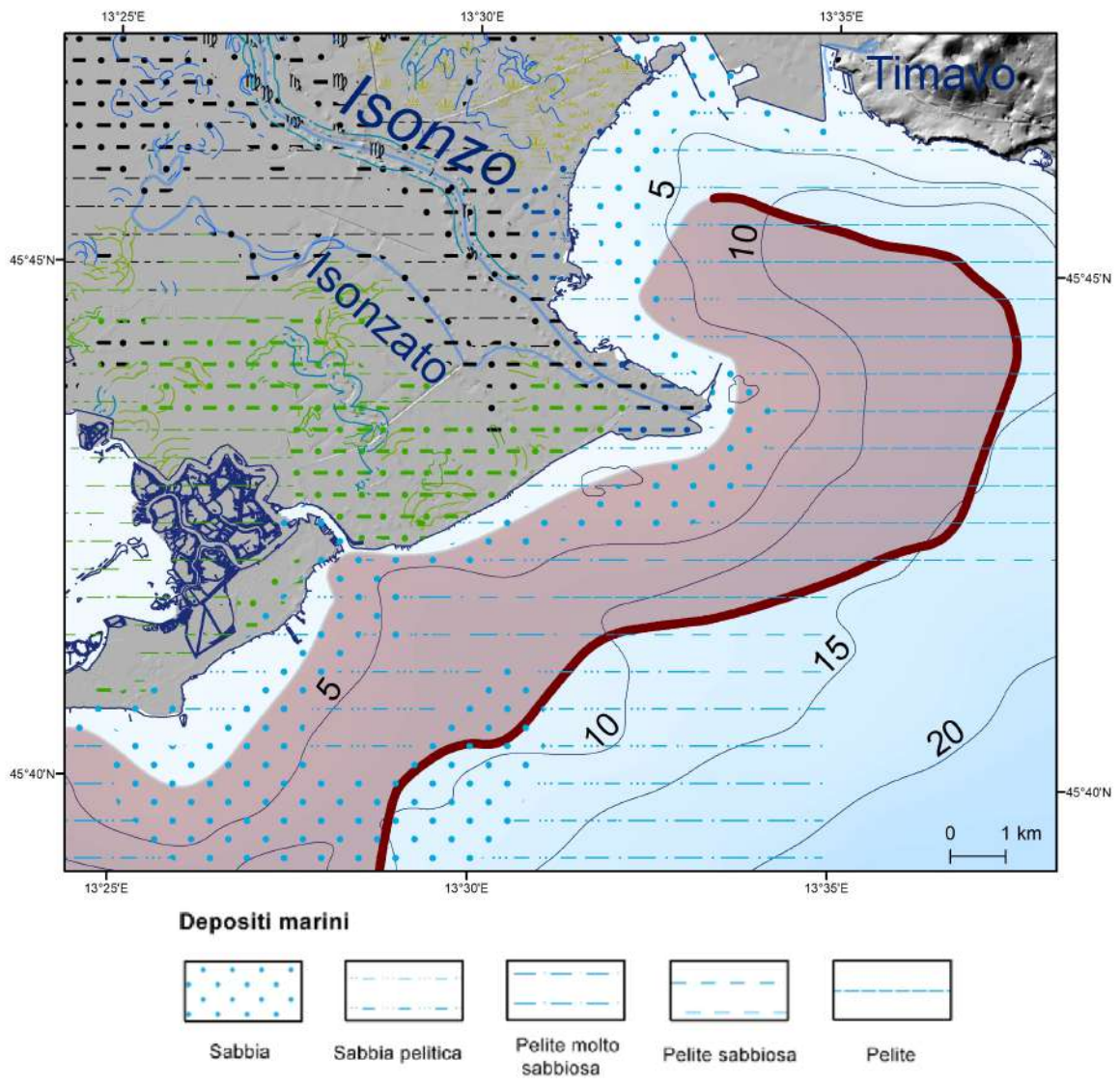


Figura 5.27 - Mappa distribuzione del prisma litorale e delle tessiture dei sedimenti superficiali del prodelta dell'Isonzo.

6. Conclusioni

L'analisi di una estesa e dettagliata griglia di profili sismici ad alta risoluzione acquisita lungo l'area marina a sud delle coste basse del Friuli Venezia Giulia ha permesso l'individuazione e la caratterizzazione del prisma litorale sedimentario.

Sono state identificate le aree con lo spessore maggiore del prisma litorale:

- il prodelta del Tagliamento con uno spessore massimo di circa 7-8 metri;
- il prisma litorale da Lignano alla Bocca di Primero con spessore massimo di circa 7-8 metri sin prossimità della costa di Lignano ed a ovest della Bocca di Grado, circa 8-9 metri in corrispondenza del Banco della Mula di Muggia, e circa 4-5 metri in prossimità della Bocca di Porto Buso e della Bocca di Primero;
- il prodelta dell'Isonzo con uno spessore massimo di circa 7-8 metri.

La distribuzione degli spessori maggiori dei prodelta del Tagliamento e dell'Isonzo è verso ovest rispetto la foce, analogamente anche per i delta di riflusso (*ebb-tidal delta*) delle bocche lagunari, coerentemente con la direzione della circolazione ciclonica delle correnti marine dell'Adriatico settentrionale.

Il prisma litorale, definito secondo le caratteristiche geometriche dei cliniformi in *downlap* sulla superficie di massima ingressione marina o sui depositi paralici, si estende fino a circa 4-5 km dalla costa. La presenza di sedimenti sabbiosi si rileva nelle aree più prossimali del prisma, entro l'isobata dei 5 metri, mentre la parte distale del prisma è costituita da sedimenti via via più fini, fino a pelitici.

Nelle bocche di Lignano, Porto Buso, Grado e Primero si rileva la presenza di delta di riflusso (*ebb-tidal delta*) di spessore fino a 7 metri, il cui deposito è favorito dalle caratteristiche idrodinamiche delle bocche lagunari, e che possono costituire dei depositi sabbiosi rilevanti.

BIBLIOGRAFIA

- Amadori C., Ghielmi M., Mancin N. e Toscani G., 2020 - The evolution of a coastal wedge in response to Plio-Pleistocene climate change: The Northern Adriatic case. *Marine and Petroleum Geology*, 2020, 1-21. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104675>
- Antonoli F., Ferranti L., Fontana A., Amorosi A., Bondesan A., Braitenberg C., Dutton A., Fontolan G., Furlani S., Lambeck K., Mastronuzzi G., Monaco C., Spada G. e Stocchi P., 2009 - Holocene relative sea-level changes and vertical movements along the Italian and Istrian coastlines. *Quaternary International*, 206, 102-133, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.11.008>.
- Arnaud-Fassetta G., Carr E M.b., Marocco R., Maselli Scotti F., Pugliese N., Zaccaria C., Bandelli A., Bresson V., Manzoni G., Montenegro M.e., Morhange C., Pipan M., Prizzon A. e Siché I., 2003 - The site of Aquileia (Northeastern Italy): example of fluvial geoarchaeology in a Mediterranean deltaic plain. *Géomorphologie*, 4, 27-246.
- ARPA FVG, 2026, Il territorio: acque marino costiere, <https://www.arpa.fvg.it/temi/temi/acqua/ultimi-pubblicati/il-territorio-acque-marino-costiere/>
- Baradello L. e Carcione J.M., 2008 – Optimal seismic-data acquisition in very shallow waters: Surveys in the Venice lagoon. *Geophysics* 73(6), Q59-Q63. <https://doi.org/10.1190/1.2976117>
- Bogunović, B., e Malačič, V., 2008 - Circulation in the Gulf of Trieste: Measurements and model results. *Il Nuovo cimento della Società italiana di fisica* 31C(3), 301. <https://doi.org/10.1393/ncc/i2008-10310-9>
- Brambati A., 1970 - Provenienza, trasporto e accumulo dei sedimenti recenti nelle lagune di Marano e Grado e nei litorali tra i fiumi Isonzo e Tagliamento. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 9, 281-329.
- Brambati A., 1983. Modificazioni costiere nell'arco lagunare dell'Adriatico settentrionale. *Antichità Altoadriatiche (Studi Jesolani)*, 27: 13-47.
- Brambati A. e Catani G., 1988 - Le coste e i fondali del Golfo di Trieste dall'Isonzo a Punta Sottile: aspetti geologici, geomorfologici, sedimentologici e geotecnici, *Hydrores information*, 5/6, 13-28.
- Brambati A. e Venzo G. A., 1967 - Recent sedimentation in the Northern Adriatic Sea between Venice and Trieste. *Studi Trentini di Scienze Naturali, Sez. A*, 44(2), 202-274.
- Busetti M., Volpi V., Barison E., Giustiniani M., Marchi M., Ramella R., Wardell N., Zanolla C., 2010a - Cenozoic seismic stratigraphy and tectonic evolution of the Gulf of Trieste (Northern Adriatic). *GeoActa*, SP3, 1-14.
- Busetti M., Volpi V., Nicolich R., Barison E., Romeo R., Baradello L., Brancatelli G., Giustiniani M., Marchi M., Zanolla C., Nieto D., Ramella R. e Wardell N., 2010b - Dinaric tectonic features in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic). *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, 51(2-3), 117-128.
- Correggiari A., Roveri M., e Trincardi F., 1996 - Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic Sea. *Il Quaternario (Italian Journal of Quaternary Sciences)*, 9(2), 697-704.
- Cosoli, S., Ličer, M., Vodopivec, M., e Malačič, V. 2013 - Surface circulation in the Gulf of Trieste (northern Adriatic Sea) from radar, model, and ADCP comparisons. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 118(11), 6183-6200. <https://doi.org/10.1002/2013JC009261>.
- Covelli S., Fontolan G., Faganelli J. e Ogrinc N., 2006 - Anthropogenic markers in the Holocene stratigraphic sequence of the Gulf of Trieste (northern Adriatic Sea). *Marine Geology*, 230(1-2):29-51. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.03.013>
- Covelli S., Fontolan G., Faganelli J., e Ogrinc N., 2006 - Anthropogenic markers in the Holocene stratigraphic sequence of the Gulf of Trieste (northern Adriatic Sea). *Marine Geology*, 230(1-2), 29-51.
- Covelli, S., Pisoni, C., Pavoni, E., Floreani, F., Petranich, E., & Adami, G., 2025 - Lithogenic and anthropogenic contributions of trace metal(oid)s in coastal sediments near the Port of Trieste (northern Adriatic Sea): A

- geochemical normalisation approach based on regional background values. *Marine Pollution Bulletin*, 214, 117774. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2025.117774>
- Cucchi F., Fontana A., Marocco R., Covelli S., Fanucci F., Zini L., Burla I., Cleva S., Biolchi S., Devoto S., Furlani S., Gonizzi S., Mereu A., Riccamboni R., Rondi V., Rossi A., Zavagno E., 2008a - Carta geologica di sintesi GEO-CGT alla scala 1:10.000, foglio 108 – Lignano Sabbiadoro. Servizio Geologico, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia.
- Cucchi F., Pugliese N., Covelli S., Fanucci F., Fanzutti G.P., Fontana A., Marocco R., Tunis G., Bensi S., Biolchi S., Burelli G., Burla I., Furlani S., Mereu A., Podda F., Pugliese N., Rossi A. e Zini L. 2008b - Carta geologica di sintesi GEO-CGT alla scala 1:10.000, foglio 110-Trieste. Servizio Geologico, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia.
- Dorman C.E., Carniel S., Cavaleri L., Sclavo M., Chiggiato J., Doyle J., Haack T., Pullen J., Grbec B., et alii 2007 - February 2003 Marine Atmospheric Conditions and the Bora over the Northern Adriatic. *Journal of Geophysical Research*, 111, C03S03, 1-21. <https://doi.org/doi:10.1029/2005JC003134>
- Fiorini F. e Vaiani S.C., 2001 - Benthic foraminifers and transgressive–regressive cycles in the Late Quaternary subsurface sediments of the Po Plain near Ravenna (Northern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 40, 357–403.
- Folk R.L., 1954. The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. *The Journal of Geology*, 62, 344-359. <https://doi.org/10.1086/626171>
- Fontana, A., 2006. Evoluzione geomorfologica della bassa pianura friulana e sue relazioni con le dinamiche insediative antiche. Pubblicazione n. 47 - Edizioni del Museo Friulano di Storia Naturale, 287 pp.
- Fontana A., Bondesan A., Meneghel M., Toffoletto F., Vitturi A. e Bassan V., 2012 - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 107 "Portogruaro". Servizio Geologico d'Italia, Regione Veneto, 2 fogli, 187 pp.
- Fontana A., Mozzi P. e Bondesan A., 2004 - Evoluzione geomorfologica della pianura veneto-friulana. In: Bondesan A., Meneghel M. (a cura di), *Geomorfologia della provincia di Venezia*. Esedra, Padova, 113-136.
- Fontana A., Mozzi P., e Bondesan A., 2010 - Late Pleistocene evolution of the Venetian–Friulian Plain. *Rend. Fis. Acc. Lincei* 21 (Suppl 1), S181–S196. <https://doi.org/10.1007/s12210-010-0093-1>
- Fontana A., Mozzi P. e Marchetti M., 2014 - Alluvial fans and megafans along the southern side of the Alps. *Sedimentary Geology*, 301, 150-171.
- Fontana A., Monegato G., Rossato S., Poli M.E., Furlani S., Stefani C. (a cura di), 2019 - Carta delle unità geologiche della pianura del Friuli Venezia Giulia alla scala 1:150.000 e note illustrative. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia - Servizio Geologico, Trieste, 80 pp., 1 foglio allegato.
- Fontana A. e Ronchi L., 2019 - Paesaggi sommersi in Alto Adriatico Dalla pianura glaciale al futuro innalzamento marino. In: Corrò E., Vinci G. (a cura di), *Palinsesti programmati nell'Alto Adriatico? Decifrare, conservare, pianificare e comunicare il paesaggio*. Atti della giornata di Studi (Venezia, 18 aprile 2019). Studi e ricerche 24, 13-37. <https://doi.org/10.30687/978-88-6969-480-6/001>
- Fontolan, F., Pillon, S., Delli Quadri, F., & 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. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.02.029>
- Fontolan G., Bezzi, A., Bratus A., Casagrande G., Martinucci D., e Pillon S. 2018 - Studio di assetto morfologico e ambientale del Banco della Mula di Muggia. Università degli Studi di Trieste, Dipartimento di Matematica e Geoscienze – Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 110 pp. https://www.regione.fvg.it/rafvig/export/sites/default/RAFVG/ambiente-territorio/geologia/FOGLIA11/allegati/Relazione_Mula_Muggia.pdf

- Giorgetti F., Mosetti F., e Macchi G., 1968 - Caratteristiche morfologiche, fisiche e chimiche del fondo marino del Golfo di Trieste nell'area compresa entro la congiungente Punta Grossa – Bocche di Primero. *Boll. Soc. Adr. Sc.*, LVI/1, 3-21.
- Gordini E., 2009 - Integrazione di metodologie geofisiche, geomorfologiche, sedimentologiche e geochemiche, per la definizione della genesi e dell'età degli affioramenti rocciosi presenti sul fondale marino dell'Adriatico settentrionale. Tesi di Dottorato di ricerca in Scienze Ambientali, Ambiente fisico, marino e costiero, XX ciclo, Relatore R. Marocco, Correlatori G. Tunis, R. Ramella, M. Vazzoler, Università degli Studi di Trieste.
- Gordini, E., Caressa, S., e Marocco, R., 2003 - Nuova carta morfo-sedimentologica del Golfo di Trieste (da Punta Tagliamento alla foce dell'Isonzo). *Gortania – Atti del Museo Friulano di Storia Naturale*, 25, 5–29.
- Gordini, E., Marocco, R. e Vio E., 2002 - Stratigrafia del sottosuolo della “Trezza Grande” (Golfo di Trieste, Adriatico Settentrionale). *Gortania*, 24, 31–63.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P. W. e Schlüchter, C. 2008 - Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *J. Quaternary Sci.*, 23, 559-573, <https://doi.org/10.1002/jqs.1202>
- Jorissen F.J., 1987 - The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. *Marine Micropaleontology*, 12, 21-48.
- Lisiecki L. E., e Raymo M. E., 2005 - A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003, <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Loeblich A.R. e Tappan H., 1987 - Foraminiferal Genera and Their Classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 970 pp.
- Lombardo D., Flora S., Giordano F., Ingrassia E., Menna M., Querin S., e Ursella, L. 2025 - Influence of wind stress and the Isonzo/Soča River outflow on surface currents in the Gulf of Trieste. *Ocean Sci.*, 21, 2197–2214, <https://doi.org/10.5194/os-21-2197-2025>.
- Malacic V., e Petelin B., 2009 - Climatic circulation in the Gulf of Trieste (northern Adriatic). *J. Geophys. Res.*, 114, C07002, <https://doi.org/10.1029/2008JC004904>.
- Mancin N., Di Giulio A. e Cobianchi M., 2009 - Tectonic vs. climate forcing in the Cenozoic sedimentary evolution of a foreland basin (Eastern South Alpine system, Italy). *Basin Research*, 21, 799-823. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00402.x>
- Marinelli, O., 1922. Atlante dei tipi geografici desunti dai rilievi al 25.000 e al 50.000 dell'I.G.M. Ist. Geograf. Militare, Firenze.
- Marocco R., 1988a - Considerazioni sedimentologiche sui sondaggi S15 (Canale di Morgo - Laguna di Grado). *Gortania, Atti Museo Friulano Storia Naturale*, 10, 81-100.
- Marocco R., 1988b - Considerazioni sedimentologiche sui sondaggi S19 e S20 (Delta del F. Tagliamento). *Gortania, Atti Museo Friulano Storia Naturale*, 10, 101-120.
- Marocco R., 1989a - Evoluzione quaternaria della Laguna di Marano (Friuli Venezia-Giulia). *Il Quaternario*, 2(2), 125-137.
- Marocco R., 1989b - Lineamenti geomorfologici della costa e dei fondali del Golfo di Trieste e considerazioni sulla loro evoluzione tardo-quaternaria. *International Journal of Speleology*, 18(3–4), 87–110
- Marocco R., 1991 - Evoluzione tardo pleistocenica-olocenica del delta del F. Tagliamento e delle lagune di Marano e Grado (Golfo di Trieste). *Il Quaternario*, 4(1b), 223-232.
- Marocco R., 2009 - Prima ricostruzione paleo-idrografica del territorio della bassa pianura friulano-isontina e della laguna di Grado nell'Olocene. *Gortania, Geologia, Paleontologia, Paleontologia*, 31, 69 -86.

- Marocco R., Covelli S., Fanucci F., Fontana A., Tunisi G., Bensi S., Biolchi S., Burelli G., Burla I., Devoto S., Furlani S., Mereu A., Rossi A., Zavagno E. L. 2008 - Carta geologica di sintesi GEO-CGT alla scala 1:10.000, foglio 109-Grado. Servizio Geologico, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia.
- Marocco R. e Figus B., 2010 - Banchi sommersi della Mula di Muggia, Trezza Grande e Trezza Piccola. In (a cura di Cucchi F., Finocchiaro F., Muscio G.). *Geositi del Friuli Venezia Giulia*: 304 - 305.
- Marocco R. e Melis R., 2010 - Prima ricostruzione paleo-idrografica del territorio della Bassa Pianura Friulano-Isontina e della Laguna di Grado nell'Olocene. *Gortania*, 31, 69-86.
- Masoli C.A., Petronio L., Gordini E., Deponte M., Boehm G., Cotterle D., Romeo R., Barbagallo A., Belletti R., Maffione S., Meneghini F. e Baradello L., 2020 - Near-shore geophysical and geotechnical investigations in support of the Trieste Marine Terminal extension. *Near Surface Geophysics*, 18:73-89. <https://doi.org/10.1002/nsg.12084>
- Massari F., Rio D., Serandrei Barbero R., Asioli A., Capraro L., Fornaciari E. e Vergerio P.P., 2004 - The environment of Venice area in the past two million years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202:273-308. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00640-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00640-0)
- Müllenders W., Favero V., Coremans M. e Dirickx M., 1996 - Analyses polliniques de sondages à Venise (VE-1, VE-1bis, VE-II). In: F. Gullentops (ed.) *Pleistocene palynostratigraphy*. *Aardkundige Mededelingen*, 7:87-117.
- Ogorelec B., Faganeli J., Mišič M. e Čermelj B., 1997 - Reconstruction of paleoenvironment in the Bay of Koper (Gulf of Trieste, Northern Adriatic). *Annales*, 11, 187-200.
- Ogorelec B., Mišič M. e Faganeli J., 1991 - Marine geology of the Gulf of Trieste (northern Adriatic): Sedimentological aspects. *Marine Geology*, 99(1-2), 79-92. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(91\)90084-H](https://doi.org/10.1016/0025-3227(91)90084-H).
- Ogorelec B., Mišič M., Šercelj A., Cimerman F., Faganeli J. e Stegnar P., 1989 - Sediment sečoveljske soline. *Geologija*, 24(2), 180-216.
- Olivotti R., Faganeli J. e Malej A., 1986. Impact of 'organic' pollutants on coastal waters, Gulf of Trieste. *Water Sci. Technol.* 18, 57-68.
- Rossi V., Barbieri G., Vaiani S. C. e Amorosi A., 2021- Benthic foraminifers from Holocene subaqueous deltas of the Western Mediterranean: Stratigraphic implications and palaeoenvironmental significance of the biofacies. *Marine Geology* 442, 106632.
- Poulain P.-M., 2001 - Adriatic Sea surface circulation as derived from drifter data between 1990 and 1999. *Journal of Marine Systems*, 29(1-4), 3-32. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(01\)00007-0](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00007-0)
- Querin S., Bensi M., Cardin V., Solidoro C., Bacer S., Mariotti L., Stel F., Malačič V., 2016 - Saw-tooth Modulation of the Deep-water Thermohaline Properties in the Southern Adriatic Sea. *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, 4585-4600.
- Querin S., Bensi M., Cardin V., Solidoro C., Bacer S., Mariotti L., Stel F., Malačič V., 2016 - Saw-tooth Modulation of the Deep-water Thermohaline Properties in the Southern Adriatic Sea. *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, 4585-4600.
- Querin S., Cosoli S., Gerin R., Laurent C., Malačič V., Pristov N. e Poulain P. M., 2021 - Multi-platform, high-resolution study of a complex coastal system: The TOSCA experiment in the Gulf of Trieste. *Journal of Marine Science and Engineering* 9(5), 469. <https://doi.org/10.3390/jmse9050469>.
- Querin S., Cossarini G. e Solidoro C., 2013 - Simulating the Formation and Fate of Dense Water in a Midlatitude Marginal Sea during Normal and Warm Winter Conditions. *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 885-900.
- Raichich F., Malačič V., Celio M., Giaiotti D., Cantoni C., Colucci R.R., Čermelj B., Pucillo A., 2013 - Extreme Air-Sea Interactions in the Gulf of Trieste (North Adriatic) during the Strong Bora Event in Winter 2012. *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 5238-5250, <https://doi.org/10.1002/jgrc.20398>

- Railsback L. B., Gibbard P.L., Head M.J., Voarintsoa N.R.G., e Toucanne S., 2015 - An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>.
- Regione Autonoma Friuli-Venezia Giulia (Rafvg), 1986 - Piano di risanamento del bacino idrografico del fiume Isonzo. Cappella & C. s.a.s., Rapporto conclusivo, pp. 6-13.
- Ronchi L., Fontana A., Novak A., Correggiari A. e Poglajen S., 2023 - Late-Quaternary Evolution of the Semi-Confined Alluvial Megafan of Isonzo River (Northern Adriatic): Where the Fluvial System of the Southern Alps Meets the Karst. *Geosciences*, 13(5),135, 1-12. <https://doi.org/10.3390/geosciences13050135>
- Rossi S., Mosetti F. e Cescon B., 1968 - Morfologia e natura nel Golfo di Trieste (Adriatico Settentrionale fra Punta Tagliamento e Punta Salvore). *Boll. Soc. Adr. Sc.*, LVI/2, 187-206.
- Slavec P., 2012 - Analiza morfologije morskega dna slovenskega morja, M.S. thesis, University of Ljubljana, Ljubljana, Slovenia, 58 pp.
- Stravisi F., 1992 - Caratteristiche meteorologiche e marine del porto di Trieste, Rapporto Interno LC 92/2, Università degli Studi di Trieste Dipartimento di Fisica Teorica, 10 pp.
- Trincardi F., Argnani A. e Correggiari A., 2011 - Carta geologica dei mari italiani alla scala 1:250.000 - Foglio NL33-7 Venezia. Servizio Geologico d'Italia.
- Trobec A., Busetti M., Zgur F., Baradello L., Babich A., Cova A., Gordini E., Romeo R., Tomini I., Poglajen S., Diviacco P. e Vrabec M., 2018 - Thickness of marine Holocene sediment in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic Sea). *Earth System Science Data*, 10(2), 1077-1092. <https://doi.org/10.5194/essd-10-1077-2018>
- Trobec A., Šmuc A., Poglajen S. e Vrabec, M., 2017 - Submerged and buried Pleistocene river channels in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic Sea): Geomorphic, stratigraphic and tectonic inferences. *Geomorphology*, 286, 110-120, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.03.012>
- Wentworth C. K., 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392. <http://www.jstor.org/stable/3006320>
- Zanferrari A., Avigliano R., Fontana A. e Paiero G., 2008 - Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – Foglio 068 “San Vito al Tagliamento”. Dipartimento difesa del suolo - Servizio Geologico d'Italia; Regione Friuli Venezia Giulia - Servizio Geologico, 178 pp.
- Zecchin M., Caffau M., Busetti M., Masoli C.A., Baradello L., Civile D., Dal Cin M., Petronio L., Romeo R., Zampa L.S., Lenaz D., Lucchi R.G. e Caburlotto A., 2024 - Late Quaternary transgressions and regressions in the Trieste Gulf (north-eastern Adriatic Sea). *Quaternary International*, 695, 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2024.03.001>
- Zecchin M., Gordini E. e Ramella R., 2015 - Recognition of a drowned delta in the northern Adriatic Sea, Italy: Stratigraphic characteristics and its significance in the frame of the early Holocene sea-level rise. *The Holocene*, 25(6), 1027-1038. <https://doi.org/10.1177/0959683615575358>

RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano la S&P Global per la licenza gratuita del software Kingdom™ utilizzata per l'interpretazione dei profili sismici ad alta risoluzione.

APPENDICE A

A.1 Mezzo navale

Le campagne di acquisizione dal 2023 al 2026 sono state condotte con l'imbarcazione Abierre Uno di proprietà della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione centrale difesa dell'ambiente, energia e sviluppo sostenibile, Servizio difesa del suolo.

L'imbarcazione Abierre Uno aveva base nel porto di Grado.



Figura A.1 - L'imbarcazione Abierre Uno nel porto di Grado.

CARATTERISTICHE IMBARCAZIONE	
Cantiere di costruzione	Omnia Nautica
Nome	Abierre Uno
Numero RINA	86505
Matricola	2MN 642
Anno di costruzione	2008
Lunghezza fuori tutto	6,89 metri
Stazza lorda	3,68 t
Motore fuoribordo	kW 44.10 x 2
Iscritta presso	Ufficio Circondariale Marittimo Porto Nogaro
Proprietario	Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia
Armatore	Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia

Tabella A.1 - Caratteristiche dell'imbarcazione utilizzata.

A.2 Strumentazione utilizzata

Il sistema utilizzato per l'acquisizione dei profili sismici ad alta risoluzione è composto da una sorgente boomer, che genera un'onda acustica che si propaga attraverso la colonna d'acqua, viene riflesso dal fondo mare, e dai sedimenti sottostanti. Le onde riflesse vengono registrate da un sistema di ricezione del segnale. L'elaborazione delle onde registrate permette di ottenere una sezione (o profilo) sismico, che viene successivamente interpretata.

A.2.1 Sorgente

I Boomer sono sorgenti sismiche marine impulsive ad alta risoluzione (banda di frequenza compresa tra 400 e 4000 Hz). Il principio di funzionamento si basa sulla conversione dell'energia elettrica in meccanica attuata comprimendo una piastra rigida in alluminio collegata ad una spira. La spira muove per induzione elettromagnetica la piastra ogni qualvolta riceve una scarica da un gruppo di condensatori. Il rapido movimento di questa piastra genera una pressione che causa un'onda acustica (la durata dell'impulso è di 100-200 μ s) che si propaga nell'acqua e successivamente nei sedimenti. L'onda generata è assai direzionale ed ha una ottima ripetibilità, requisiti fondamentali per le indagini sismiche ad alta risoluzione. L'energia emessa è dell'ordine di qualche centinaio di Joule.

Il sistema Boomer impiegato in questa prospezione è composto da:

- la piastra elettrodinamica AA301 dell'Applied Acoustic Engineering, montata su un catamarano e sospesa a 40 cm sotto la superficie dell'acqua, per ridurre gli effetti di turbolenza;
- l'unità di potenza CSP-Nv 2400 formata da un gruppo di condensatori alimentata da due generatori da 2 kW ciascuno.



Figura A.2 - Piastra AA301 montata su catamarano.

Piastra elettrodinamica AA301 - Specifiche tecniche	
Costruttore	Applied Acoustic Engineering
Modello	AA301
Range di frequenza	400-4000 Hz
Dimensioni	62x52 cm, 25 kg
Lunghezza dell'impulso	200 microS depending on energy setting of CSP
Energizzazione rate	<3 Hz
Energia media – Energia massima	1000J/s - 350 J/shot
Voltaggio di operazione	3600 to 4000 V
Unità di potenza	CSP-Nv 2400

Tabella A.2 - Specifiche tecniche della piastra elettrodinamica AA301.



Figura A.3 - Unità di potenza CSP-Nv 2400.

Unità di potenza CSP-Nv - Specifiche tecniche	
Produttore	Applied Acoustic Engineering
Modello	2400
Input principale	240 V, 45-65 Hz, 5 kVA
Voltaggio di output	2500 to 3950 V
Energia in output	50, 100, 150, 200, 250, 300
Dimensioni	50x58x74 cm, 63.5 kg
Capacità	304 microF, 10 ⁸ shot life
Trigger	Esterno ed Interno

Tabella A.3 - Specifiche tecniche dell'Unità di potenza CSP-Nv.

A.2.2 Registrazione

Il sistema di ricezione e registrazione del segnale è costituito da:

- un cavo sismico (*streamer*) Geo-Sense a traccia singola composto da 8 idrofoni preamplificati in gel connessi in serie, per un totale di sezione attiva di 2.80 m;
- una scheda di acquisizione NI PCI-4474, A/D 24 bit sigma-delta converter installata su PC, gestita dal software TRITON SBP-Logger che registra i files sismici su hard disk e permette di effettuare il controllo dei dati in tempo reale.



Figura A.4 - Cavo sismico monocanale Geo-Sense.

Geo-Sense – Specifiche tecniche	
Costruttore	GEO-Resources
Modello	Geo-Sense Mini-Streamer
Idrofoni	8 AQ-2000 (2.8 m length of active section)
Sensibilità	+/-0.25 dB from 1 Hz to 1 kHz, +/-2 dB from 1kHz to 10 kHz
Pre-amplificazione	26 dB gain, high-pass -3 dB: 3 Hz, low-pass -3 dB: 13 kHz
Impedenza di Output	60
Potenza di alimentazione	12 V

Tabella A.4 - Specifiche tecniche del cavo sismico monocanale Geo-Sense.

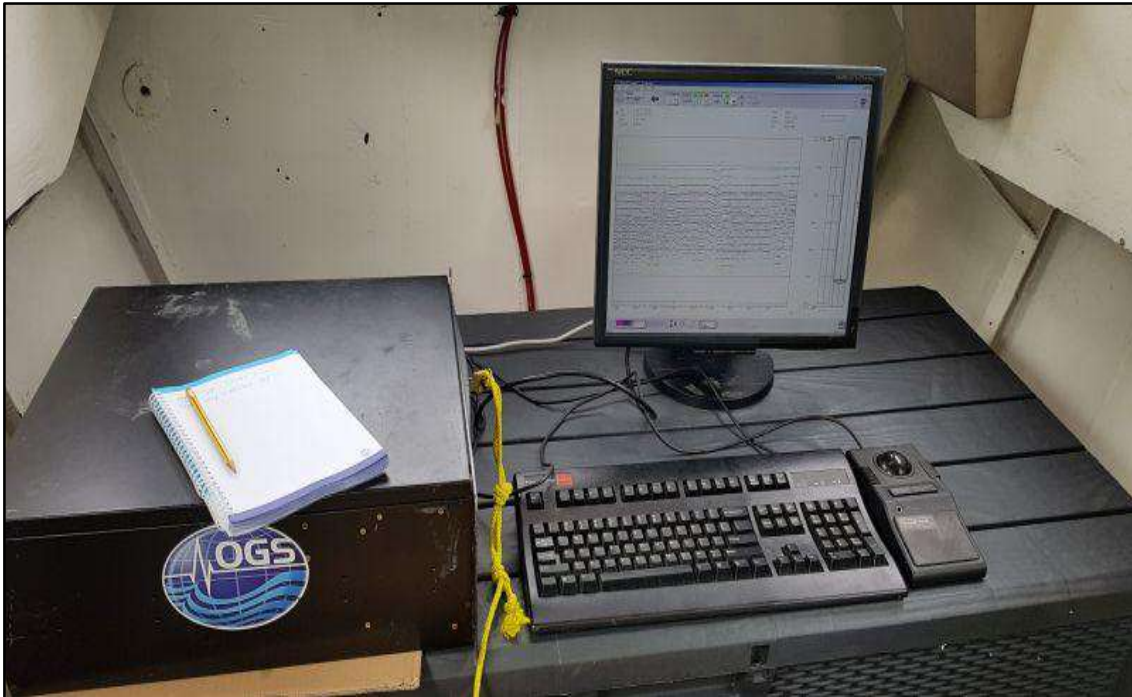


Figura A.5 - Console del sistema di acquisizione.

Sistema di registrazione monocanale – Specifiche tecniche	
Costruttore	Triton Imaging Inc.
Modello	SB-Logger
Numero di canali	2
Conversione A/D	24 bits
Range dinamico	90 dB
Distorsione	0.01%
Formato di registrazione	SEG-Y IBM FL
Intervallo di campionamento	Up to 20 kHz
Filtri	Anti-aliasing, low-cut filter e swell filter

Tabella A.5- Specifiche tecniche del sistema di registrazione monocanale.

A.2.3 Sistema di posizionamento

Il Sistema di posizionamento è costituito da un GPS 19x HVS Garmin (utilizzo simultaneo di GNSS, GPS, GLONASS, Galileo e QZSS), posizionato a poppa, interfacciato con il sistema di navigazione NavPRO (Communication Technology) installato su PC che permette di rappresentare graficamente, in tempo reale, la rotta pianificata del natante da seguire.



Figura A.6 - GPS installato sull'imbarcazione.

PARAMETRI GEODETICI DI ACQUISIZIONE	
ELLIPSOIDE	WGS84
DATUM TRANSFORMATION	WGS84 - WGS84-UTM33N
Satellite ellipsoid	WGS84
Local ellipsoid	WGS84
PROIEZIONE	Universal Transverse Mercator
Zona UTM	Zone-33N (15°E)
Emisfero	Nord
Longitudine del Meridiano Centrale	015°00'00.0000000" E
Latitudine di Origine	00°00'00.0000000" N
False Easting	500000
False Northing	0
Fattore di scala al Meridiano Centrale	0.99960
Grid Skew	0
Longitudine del Meridiano Centrale	015°00'00.0000000" E

Tabella A.6 - Parametri geodetici di acquisizione.

A.3 Geometria e parametri di acquisizione

Il fondale della zona del rilievo non essendo molto profondo prevede l'utilizzo di una opportuna geometria di acquisizione sorgente-ricevitore parallela. Infatti, l'utilizzo dello *streamer* monocanale comporta la somma dei segnali acquisiti dai singoli idrofoni senza applicare alcuna correzione temporale di *Normal Move Out*, al fine di il rapporto tra il segnale riflesso coerente rispetto al rumore casuale. Per ridurre gli sfasamenti del segnale primario è possibile adottare una geometria di acquisizione sorgente-ricevitore parallela (Baradello e Carcione, 2008).

In questo caso si è provveduto a trainare:

- la sorgente sismica e lo *streamer* lungo le due fiancate opposte della imbarcazione, con offset longitudinale di 7,0 metri dall'antenna GPS;
- offset trasversale (distanza fra sorgente e baricentro dello *streamer*) di 3,5 metri.

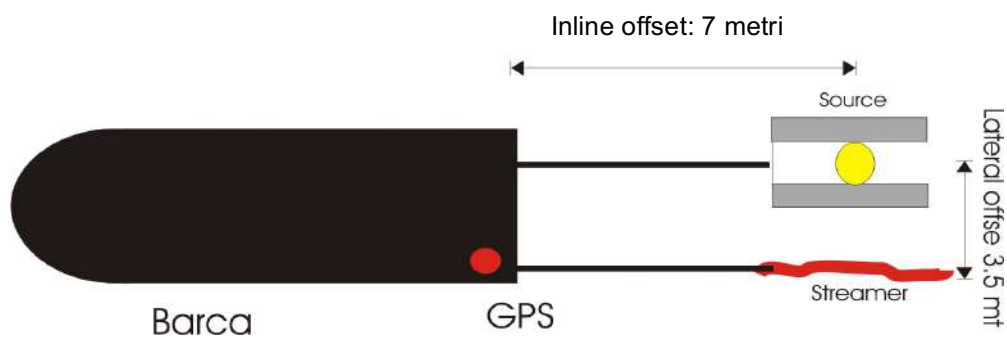


Figura A.7 - Geometria di acquisizione.



Figura A.8 - Allestimento del natante.



Figura A.9 - Fase di acquisizione.

Il survey è stato eseguito coi seguenti parametri di acquisizione:

Parametri di acquisizione	
Intervallo di campionamento	0.05 millisecondi (ms)
Time window	100 millisecondi (ms)
Shot/secondo	2

Tabella A.7 - Parametri di acquisizione.

A.4 Elaborazione dati

I dati Boomer sono stati elaborati con i software Focus (Paradigm Geophysical Ltd., ora AspenTech Subsurface Science & Engineering) e RadexPro 2021 (DECO) utilizzando la seguente sequenza di processing:

- geometrizzazione (sono state assegnate le coordinate ad ogni traccia dopo aver corrette le posizioni rilevate dal GPS per offset);
- DC removal (i dati mostrano una componente continua causata da qualche device elettrico);
- filtraggio (time variant band-pass in un range 200-6000 con slope in dB/octave);
- gain (divergenza sferica e AGC);
- miglioramento del segnale applicando algoritmi che utilizzano l'ordina estratta dalla sezione dei dati;
- mute sopra il fondo mare;
- filtri FK per eliminare o attenuare su alcune sezioni disturbi elettrici pendenti;
- correzione NMO per offset laterale.

In alcune giornate le condizioni meteo-mare hanno disturbato l'acquisizione ad alta risoluzione. Infatti le onde sollevando e abbassando, avvicinando e allontanando lo streamer e la sorgente creano "ondulazioni anomale sui riflettori". Questo effetto di disturbo è stato attenuato in fase di processing applicando una statica tra il picking del fondo mare e il suo smoothing ponendo attenzione alle morfologie.

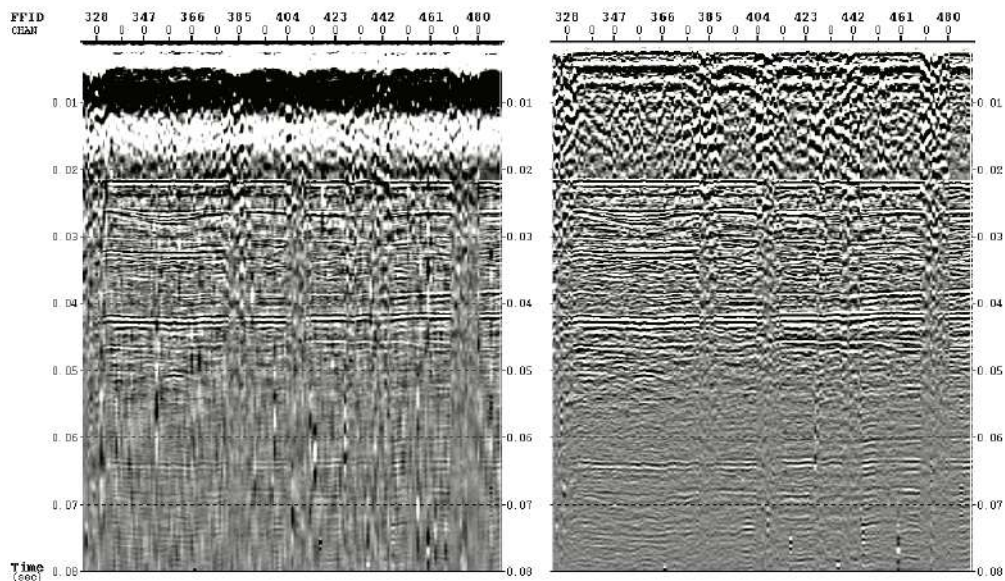


Figura A.10 - Esempio di rimozione della componente DC dai dati (elaborazione con Focus).

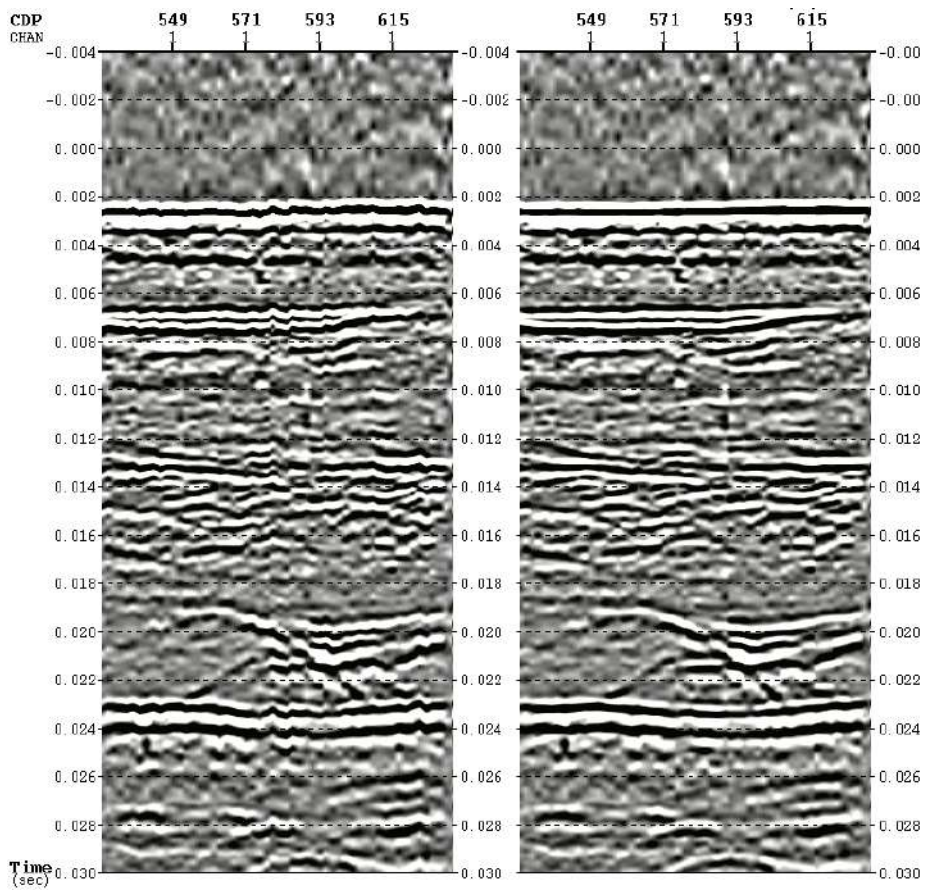


Figura A.11 - Esempio di correzione del disturbo prodotto dal moto ondoso (elaborazione con Focus).

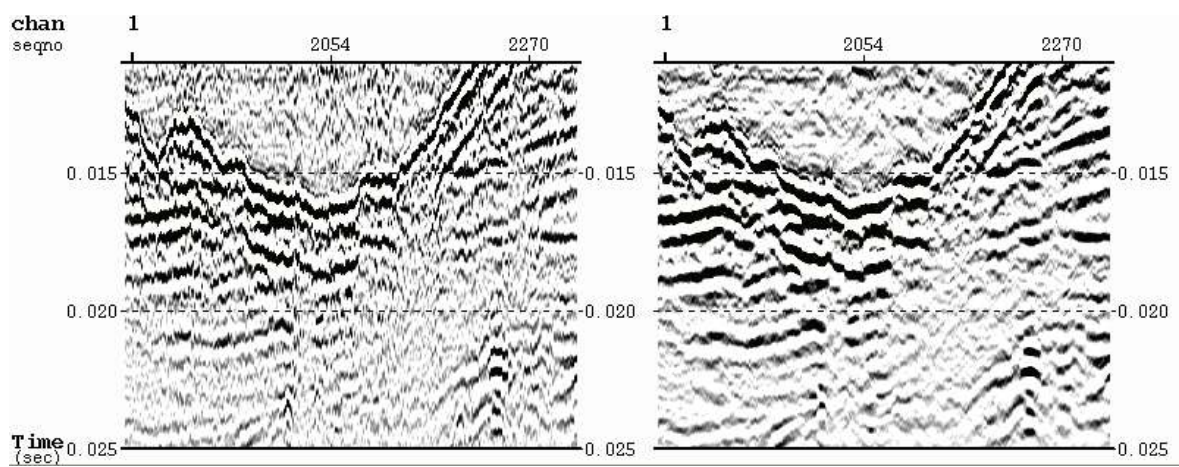


Figura A.12 - Esempio di incremento del segnale riflesso con il processing (elaborazione con Focus).

APPENDICE B

B.1 Carta cronostratigrafica degli ultimi 270.000 anni

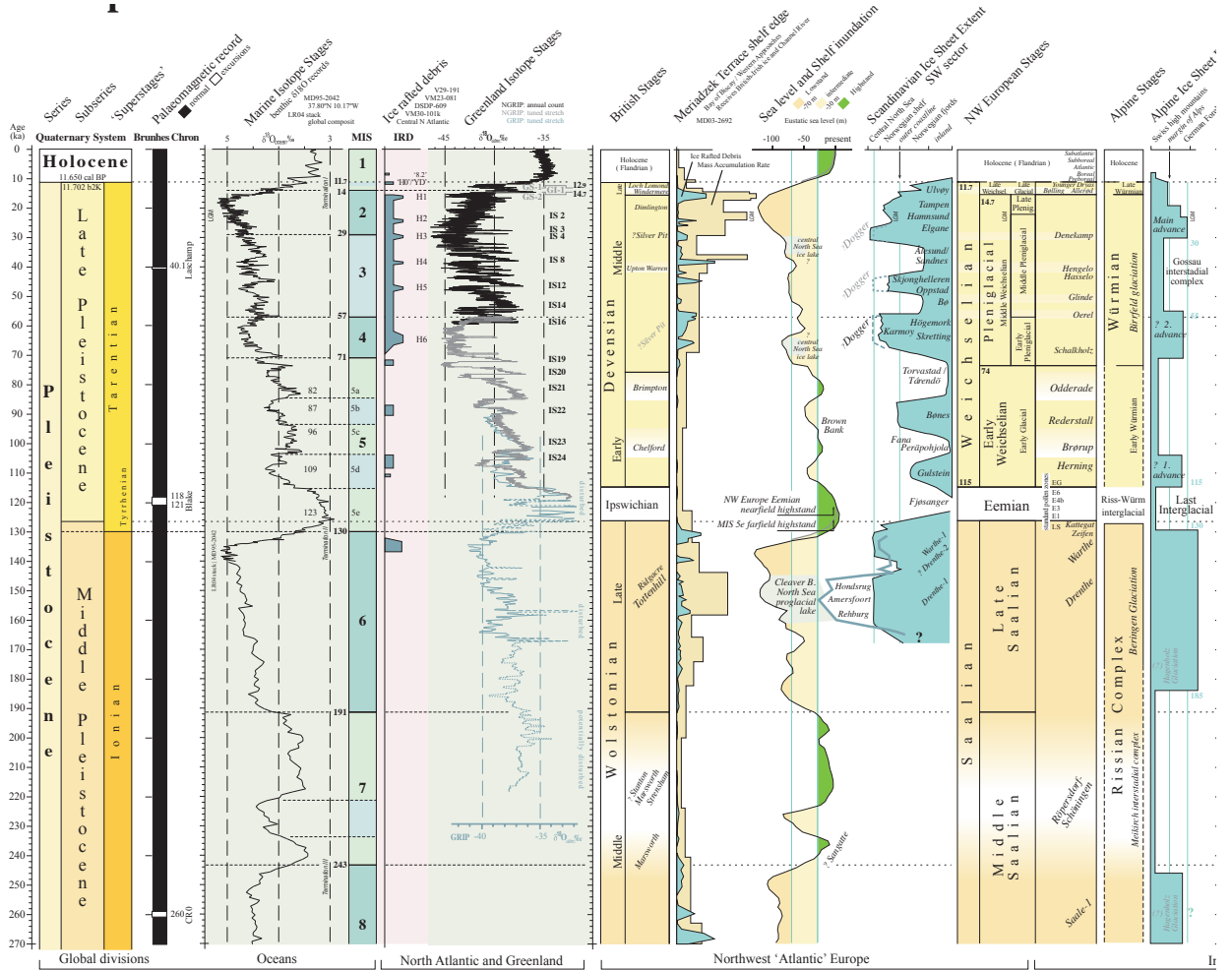
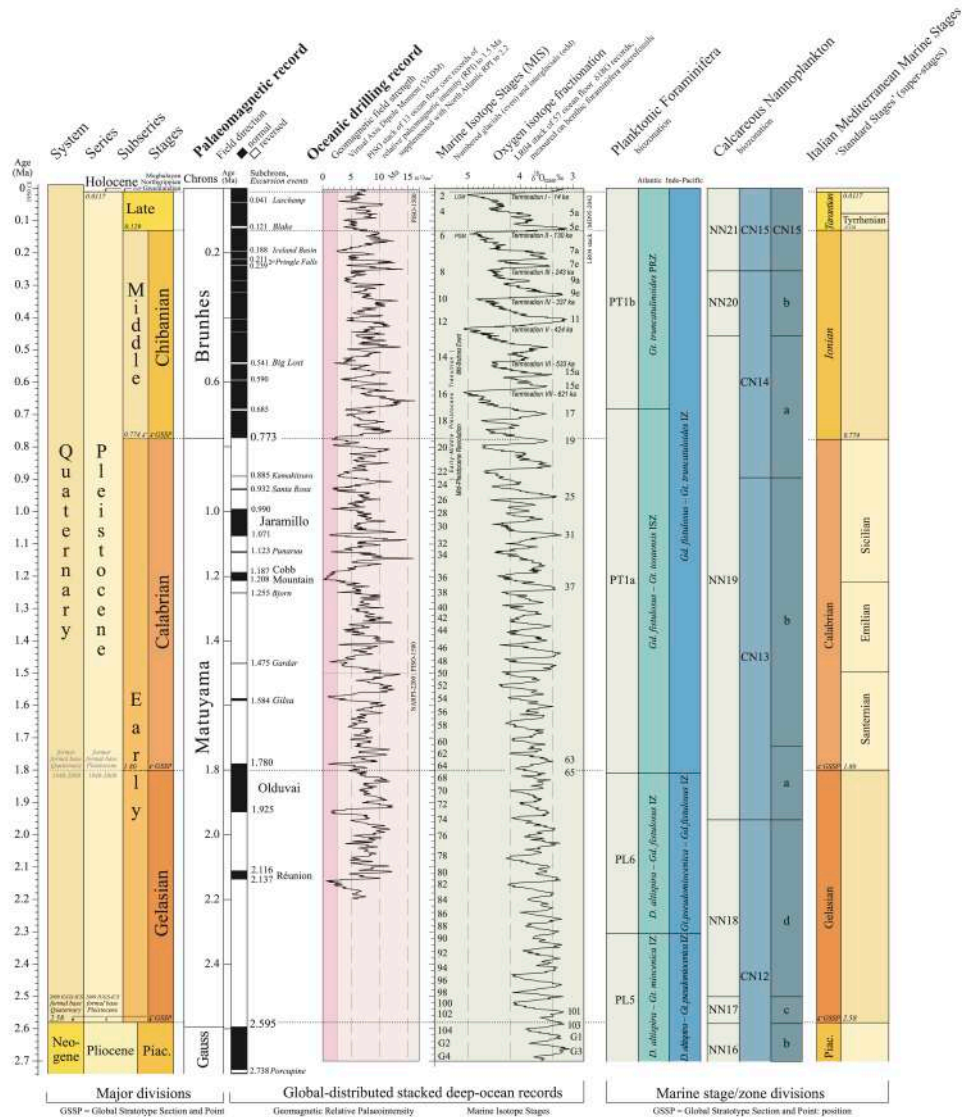


Figura B.1 - Carta cronostratigrafica degli ultimi 270.000 anni, edizione 2011, disponibile al sito www.stratigraphy.org.

B.2 Carta cronostratigrafica del Quaternario

Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v. 2022a



INQUA
International Union for Quaternary Research (INQUA),
Stratigraphy and Chronology Commission (SACCOM).
http://www.inqua.org/

IUGS
International Union of Geological Sciences (IUGS),
International Commission on Stratigraphy (ICS),
Subcommission on Quaternary Stratigraphy (SQS).
http://www.stratigraphy.org/

Figura B.2 - Estratto della Carta cronostratigrafica internazionale relativa al Quaternario, della International Commission on Stratigraphy, edizione 2022a, disponibile al sito www.stratigraphy.org.

B.3 Carta cronostratigrafica del Cenozoico

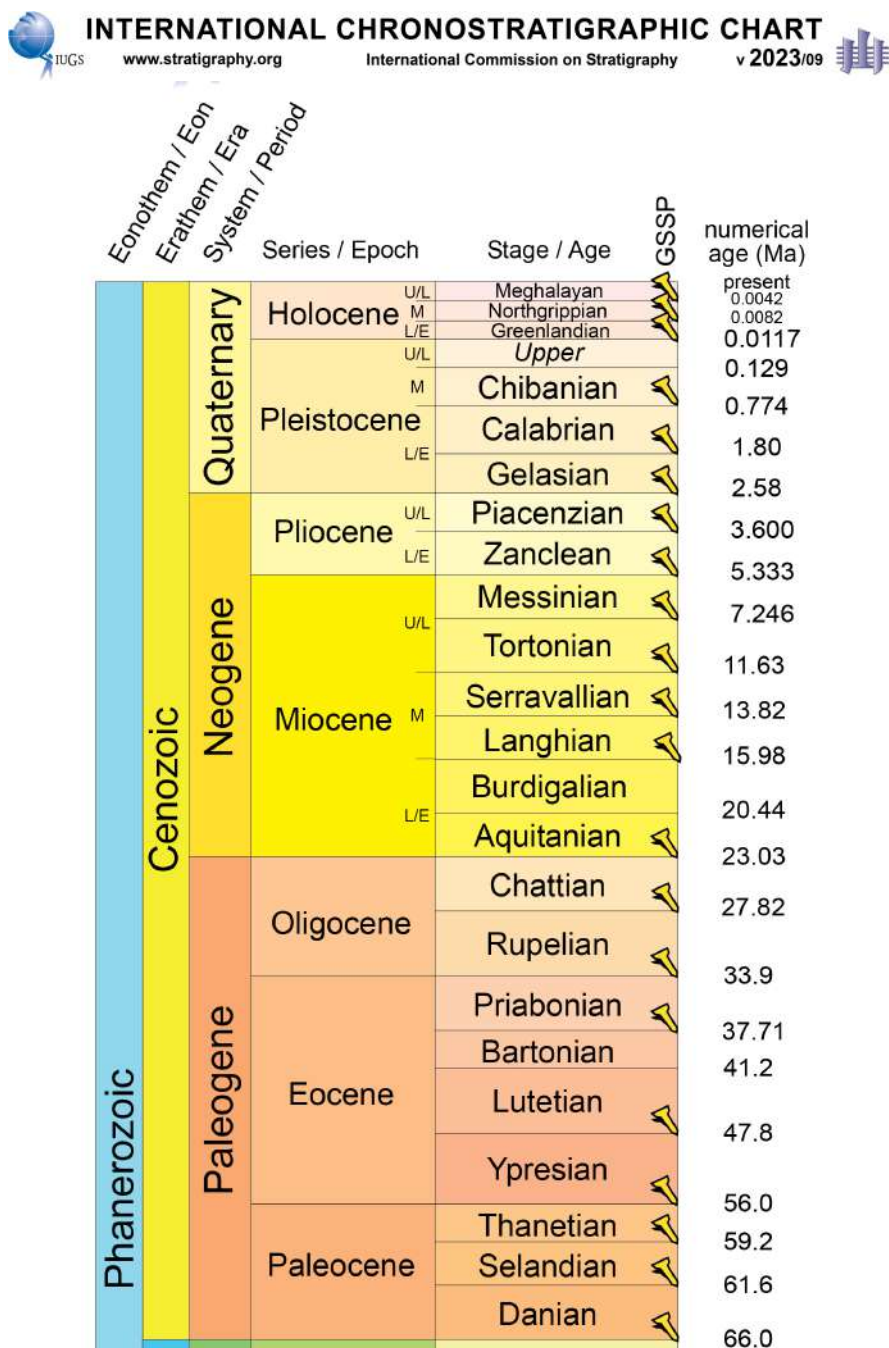


Figura B.3 – Estratto della Carta cronostratigrafica internazionale della International Commission on Stratigraphy, edizione 2023/09, disponibile al sito www.stratigraphy.org, relativa alla classificazione usata nella presente relazione.

B.4 Classificazioni granulometriche

Udden-Wentworth (1922)	mm	μm	phi (ϕ)	
Cobbles	2048		-11	
	1024		-10	
	512		-9	
	256		-8	
	128		-7	
Pebbles	64		-6	
	32		-5	
	16		-4	
	8		-3	
Granules	4		-2	
	2	2000	-1	
Sand	very coarse	1	1000	0
	coarse	0.500	500	1
	medium	0.250	250	2
	fine	0.125	125	3
	very fine	0.063	62.5	4
Silt	coarse	0.031	31	5
	medium	0.016	15.6	6
	fine	0.008	8	7
	very fine	0.004	4	8
Clay	coarse	0.002	2	9
	medium	0.002	0.98	10
	fine	0.002	0.49	11
	very fine	0.002	0.24	12

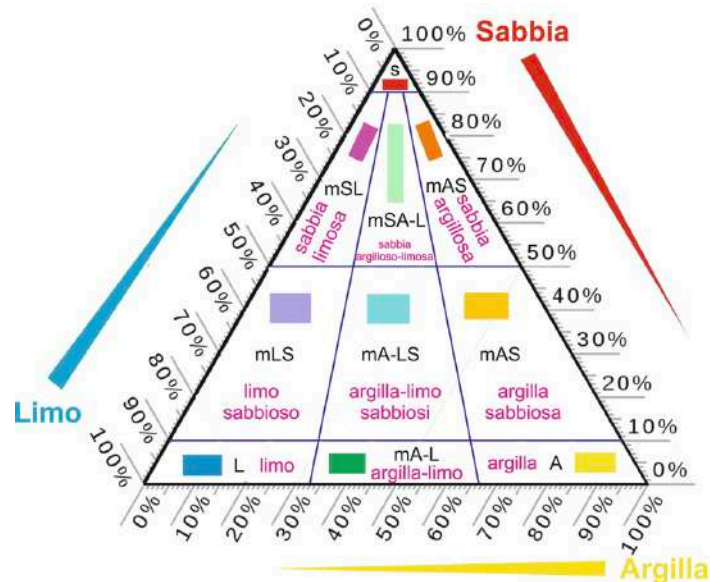


Figura B.4 – Classificazione dei sedimenti secondo la scala granulometrica Udden-Wentworth (1922) (a) e visualizzati secondo il sistema ternario di Folk (1954) per sabbie, limi e argille (b). Le peliti sono costituite da limi e argille.