



COMMITTENTE:



SCS 28 S.R.L.

Via Generale Giacinto Antonelli 3
Monopoli - BA, P.IVA/C.F. 08760740723

Titolo del Progetto:

REALIZZAZIONE DI UN PARCO EOLICO OFFSHORE, DENOMINATO "ULISSE 1", DI POTENZA NOMINALE PARI A 1620 MW, DA LOCALIZZARSI NEL MAR ADRIATICO AL LARGO DELLA COSTA DEL COMUNE DI MONOPOLI (BA)

Località	MONOPOLI (BA)	Codice A.U.	-
----------	----------------------	-------------	---

PROGETTO PRELIMINARE

ID PROGETTO:	PEAL	DISCIPLINA:	P	TIPOLOGIA:	FORMATO:
--------------	------	-------------	---	------------	----------

TITOLO: RELAZIONE GEOLOGICA A MARE

N° DOCUMENTO: **P0039039-1-H1**

IL TECNICO:
Ing. Riccardo Zaccone



RINA CONSULTING S.P.A.
Via Cecchi, 6 - 16129 GENOVA
C.F./P. IVA/R.I. Genova N. 03476550102

REV:	DATA REVISIONE	DESCRIZIONE REVISIONE	REDATTO	CONTROLLATO	APPROVATO
00	Maggio 2024	Prima Emissione	FC020/BARFA	FRAZO	AGNMU/RZA01

INDICE

LISTA DELLE FIGURE	3
ABBREVIAZIONI E ACRONIMI	4
1 PREMESSA	5
2 AREA A MARE	6
2.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE	6
2.1.1 SISMICITA'	8
2.2 TSUNAMI	14
2.3 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	15
2.3.1 ASSETTO MORFO-BATIMETRICO	15
2.3.2 ASSETTO LITOSTRATIGRAFICO	31
2.4 CAMPIONAMENTI IN-SITU	33
3 CONCLUSIONI	35
DOCUMENTI DI RIFERIMENTO	36

LISTA DELLE FIGURE

Figura 1.1	Inquadramento generale del parco eolico offshore flottante “Ulisse 1”	5
Figura 2.1	Assetto geodinamico del Mediterraneo Centrale (modificata da [2])	7
Figura 2.2	Inquadramento geo-strutturale della Puglia (modificato da [7])	8
Figura 2.3	Modelli sismotettonici esistenti	10
Figura 2.4	Dettaglio del modello DISS [11]	11
Figura 2.5	Faglie presenti nell’area di studio [16]	11
Figura 2.6	Catalogo dei terremoti italiani CPT15 dall’anno 1000 al 2020 [17]	12
Figura 2.7	Pericolosità sismica nella zona di interesse [21]	13
Figura 2.8	Tsunami del 1627 nell’area di studio secondo il catalogo EMTC [24]	14
Figura 2.9	Tsunami del 1731 nell’area di studio secondo il catalogo EMTC [24]	15
Figura 2.10	DTM e batimetria dell’area di interesse (dati: EMODNet [25], ASTER [27] e progetto MaGIC [28], [30], [32] e [34])	17
Figura 2.11	Carta delle pendenze dell’area di interesse (dati: EMODNet [25], ASTER [27] e progetto MaGIC [28], [30], [32] e [34])	17
Figura 2.12	Profilo lungo il cavidotto del parco eolico Sud-Ovest (dati: EMODNet [25] e progetto MaGIC [28], [30], [32] e [34])	18
Figura 2.13	Profilo lungo il cavidotto del parco eolico Nord-Est (dati: EMODNet [25] e progetto MaGIC [28], [30], [32] e [34])	18
Figura 2.14	Carta nautica dell’area di studio [53]	19
Figura 2.15	Suddivisione morfologica dell’area di studio (dati progetto: EMODnet [25] e MaGIC [28], [30], [32] e [34])	20
Figura 2.16	Unità morfologiche nell’area di studio (dati progetto MaGIC [28], [30], [32] e [34])	21
Figura 2.17	3D dei punti di criticità del parco eolico (dati: EMODNet [25] e progetto MaGIC [28], [30], [32] e [34])	22
Figura 2.18	DTM del Margine Sud-Ovest dell’ Adriatico Meridionale e caratteristiche morfologiche (modificata da [42])	23
Figura 2.19	Elementi morfobatimetrici della Frana di Gondola [33]	24
Figura 2.20	Depositi di sedimenti della Frana di Gondola [40]	25
Figura 2.21	Profili CHIRP nell’area della Frana di Gondola [33]	25
Figura 2.22	Localizzazione del canyon di Bari e delle strutture tettoniche [31]	26
Figura 2.23	Elementi morfobatimetrici del canyon di Bari [31]	27
Figura 2.24	Depositi sedimentari del canyon di Bari (modificata da [44])	28
Figura 2.25	Deformazioni sulla piattaforma interna e vulcani di fango associati a remnant erosivi [31]	29
Figura 2.26	Andamento delle correnti fredde provenienti dal Nord Adriatico all’interno del canyon di Bari (modificata da [38])	30
Figura 2.27	Suscettibilità alle frane (dati: EMODNet [26])	31
Figura 2.28	Carta geologica dell’area [46],[47] e [48]	32
Figura 2.29	Litologia superficiale nell’area di studio (dati: EMODNet [26])	33
Figura 2.30	Pozzi presenti intorno all’area di studio [51]	34

ABBREVIAZIONI E ACRONIMI

a_g	Accelerazione massima
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
CPTI	Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani
DISS	Database of Individual Seismogenic Sources
DTM	Digital Terrain Model (modello digitale del terreno)
EMODNet	European Marine Observation and Data Network
EMTC	Euro-Mediterranean Tsunami Catalogue
I_{max}	Intensità Massima
INGV	Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia
m	Metri
MaGIC	Marine Geohazards along the Italian Coasts
M_w	Wave Magnitude (magnitudo momento)
MW	Mega Watt
NAdDW	North Adriatic Dense Waters
OWF	Offshore Wind Farm
SAM	South Adriatic Margin
SHARE	Seismic Hazard Harmonization in Europe
V.I.D.E.P.I.	Visibilità dei Dati afferenti all'attività di Esplorazione Petrolifera in Italia

1 PREMESSA

La presente relazione è stata redatta per illustrare le principali informazioni sulle caratteristiche del progetto e sui potenziali effetti significativi sull'ambiente relativi alla realizzazione del Parco Eolico Offshore Flottante, denominato "Ulisse 1", proposto dalla Società SCS 28 S.r.l. (di seguito la "Proponente"), controllata da SCS Innovation S.r.l., Società con un'esperienza pluriennale nei principali ambiti delle energie rinnovabili, specializzata nello sviluppo, progettazione ed installazione di impianti fotovoltaici ed eolici, ponendosi come obiettivo principale quello di fornire al cliente impianti di elevate qualità e rendimento.

La Proponente è intenzionata a realizzare un parco eolico offshore composto da 108 aerogeneratori, ciascuno di potenza nominale pari a 15 MW, per una capacità totale nominale di 1620 MW e una potenza richiesta di immissione alla RTN di 1620 MW.

Il parco sarà localizzato nel Mar Adriatico, nello specchio di mare prospiciente il comune di Bari, al di fuori del limite delle acque territoriali, ad una distanza minima dalla costa della Regione Puglia di circa 40 km e ad una distanza massima di circa 60 km. Nell'area scelta per l'installazione delle turbine il fondale ha una profondità indicativa tra i -300 m e i -1100 m.

Il parco sarà suddiviso in due sub-aree: una posizionata a Nord-Est (NE) e una posizionata a Sud-Ovest (SO), come mostrato in Figura 1.1.

La scelta di tale sito è stata effettuata tenendo conto della risorsa eolica potenzialmente disponibile, della distanza dalla costa, della profondità, dei possibili nodi di connessione alla Rete di Trasmissione Nazionale (RTN) gestita da Terna S.p.A. e, non da ultimo, minimizzando/evitando il più possibile le aree di potenziale maggior interferenza a livello ambientale.

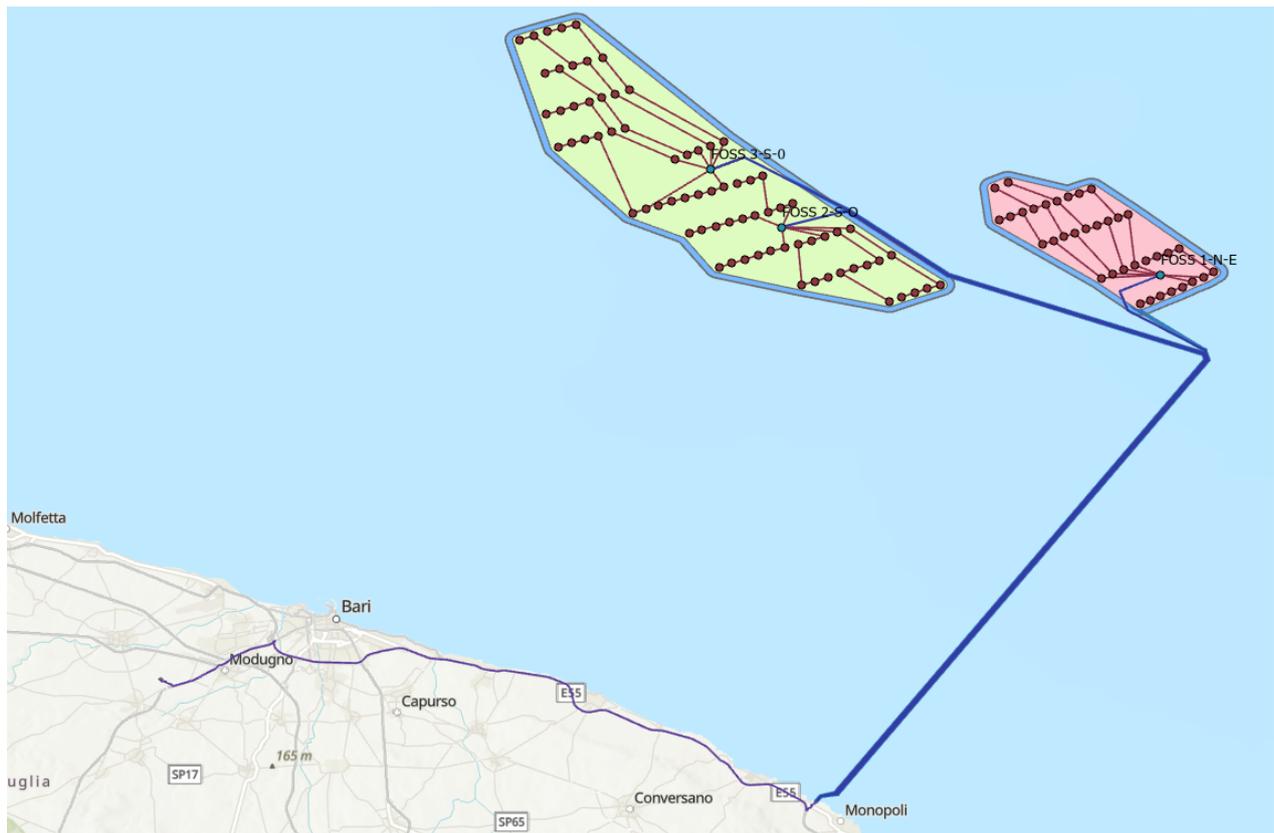


Figura 1.1 Inquadramento generale del parco eolico offshore flottante "Ulisse 1"

2 AREA A MARE

2.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

L'area di studio è situata nel settore sommerso dell'avampaese Apulo dell'Appennino meridionale e nello specifico, in prossimità della città di Monopoli (Bari). La Figura 2.1 mostra l'assetto geodinamico del settore centrale del Mediterraneo con indicata inoltre la direzione di movimento (frecche verdi).

L'area di studio si colloca in una complessa zona di collisione tettonica, la quale è legata alla convergenza delle placche Africana ed Europea. Attualmente la placca Africana si trova in subduzione al di sotto del limite meridionale delle microplacche Egea ed Adria/Apulia.

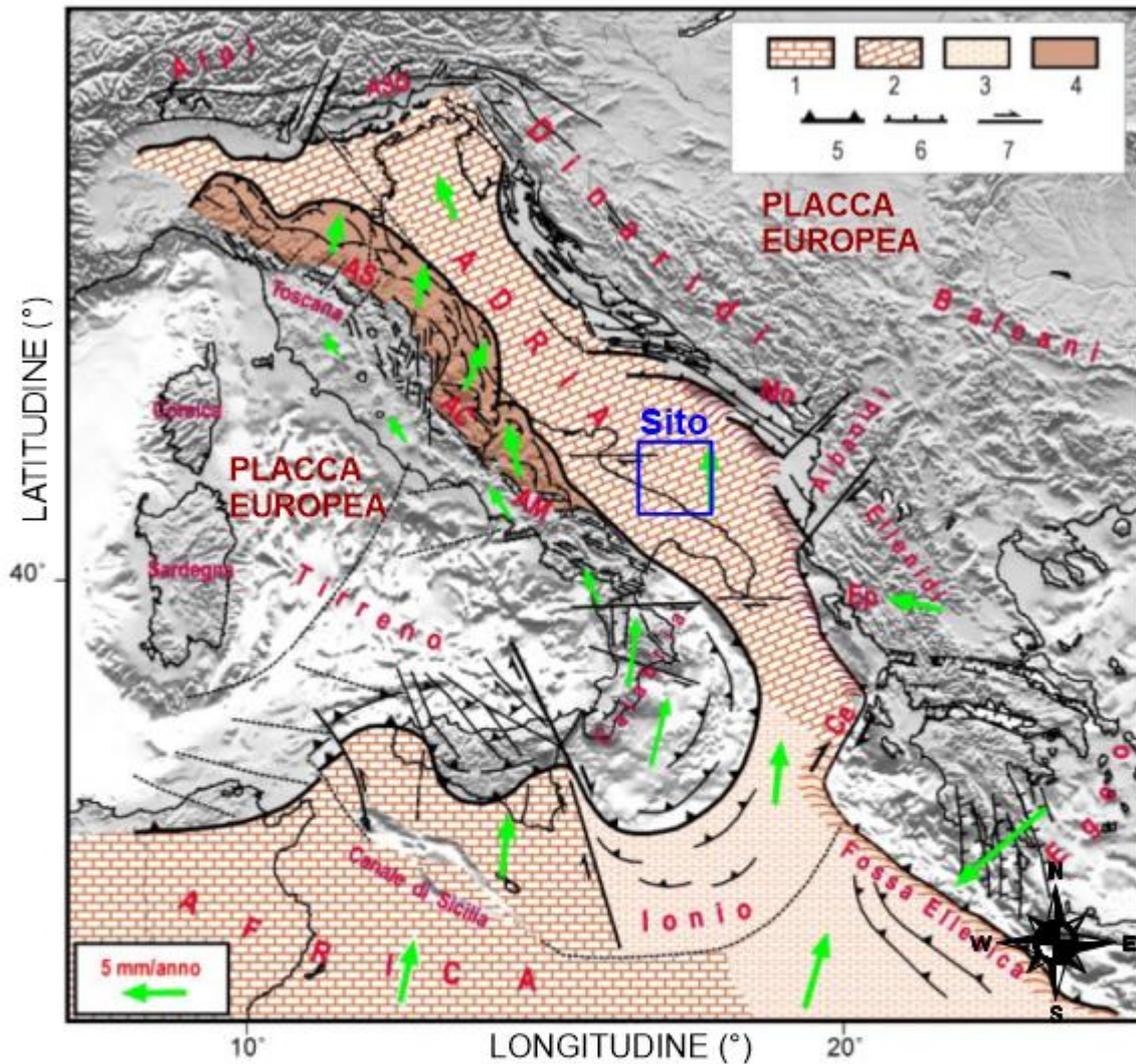
La placca Apula sottoscorre il Mar Adriatico e la parte settentrionale del Mar Ionio ed affiora in Puglia; la placca presenta uno spessore di circa 6 km ed è costituita da litologie carbonatiche del Mesozoico-Paleocene

[1] in parte ricoperte da depositi marini di età Cenozoica.

L'area è caratterizzata dalla presenza di sedimenti Plio-Quaternari ed è stata profondamente influenzata dalle variazioni del livello marino. Durante il periodo di massimo glaciale (Würm), circa 22.000 anni fa, la Terra è stata dominata da variazioni del livello medio del mare, il quale si presentava circa 130 m più basso rispetto all'attuale. In seguito a questa fase c'è stato un lento scioglimento dei ghiacciai che ha generato, nella zona oggetto di studio, l'innalzamento del livello del mare che ha portato a significative variazioni della linea di costa.

Nell'area del settore Adriatico, durante il Pleistocene, le piattaforme continentali si presentavano emerse e ciò ha portato all'erosione dell'area da parte del reticolo fluviale. Questi fenomeni erosivi, che si sono sviluppati durante la loro fase di emersione, sono riscontrabili attualmente sul fondo del Mar Adriatico.

Il Pleistocene fu inoltre caratterizzato da due fasi trasgressive, una durante il periodo di massimo glaciale (22.000 anni fa) dove il livello medio del mare era notevolmente inferiore rispetto all'attuale, ed una seconda durante la quale, il mare, in tempi molto brevi, risalì di circa 60 metri facendo arretrare il Po quasi alla sua posizione attuale.



Frecce verdi: movimento
 1-2) domini continentali africano e adriatico;
 3) dominio oceanico ionico;
 4) settore esterno della catena appenninica trasportato e sollecitato dalla placca adriatica;
 5,6,7) principali lineamenti tettonici compressionali, estensionali e trascorrenti.
 AC=Appennino centrale,
 AM=Appennino meridionale,
 AS=Appennino settentrionale,
 ASO=Alpi sud orientali,
 Ce=Cefalonia,
 Ep=Epiro,
 Mo=Montenegro

Figura 2.1 Assetto geodinamico del Mediterraneo Centrale (modificata da [2])

Durante il Mesozoico, l'avampaese Apulo ha assunto un ruolo di margine passivo in regime prevalentemente distensivo, portando così allo sviluppo della piattaforma carbonatica Apula [3]. La collisione tra la placca Africana e quella Europea, sviluppatasi dal Cretaceo Superiore al Paleogene, ha visto il coinvolgimento dell'avampaese Apulo portando all'emersione della piattaforma stessa.

La placca Apula, successivamente, è stata interessata nella tettonogenesi Appenninico-Dinarica fino al Pleistocene Inferiore. Questa fase deformativa ha fatto sì che la piattaforma Apula rivestisse il ruolo di avampaese sia per la nascente catena Ellenica ad Est ma anche per quella Appenninica ad Ovest. Questa condizione è proseguita successivamente durante il Cretaceo Superiore e l'Oligocene Superiore dove sono stati registrati gli effetti dell'orogenesi. L'orogenesi ha portato a notevoli deformazioni che hanno riattivato vecchie faglie e ne hanno innescate

di nuove, portando l'avampaese ad un'ulteriore frammentazione fino ad assumere una struttura ad horst e graben. Oggi l'avampaese Apulo rappresenta un'unità strutturale che risale da oltre 2400 metri di profondità sul fianco Sud-Occidentale fino a raggiungere i 200 metri di profondità, attraverso la presenza di faglie sepolte e semisepolte immergenti verso Ovest, con un rigetto di circa 1500 metri [4], [5], [6]. Le deformazioni tettoniche sin-deposizionali che sono state registrate sia sulla terraferma che anche lungo il margine Adriatico, indicano che faglie normali e transtensionali sono attive sin dal Plio-Pleistocene e che nelle parti sommerse sono probabilmente ancora attive.

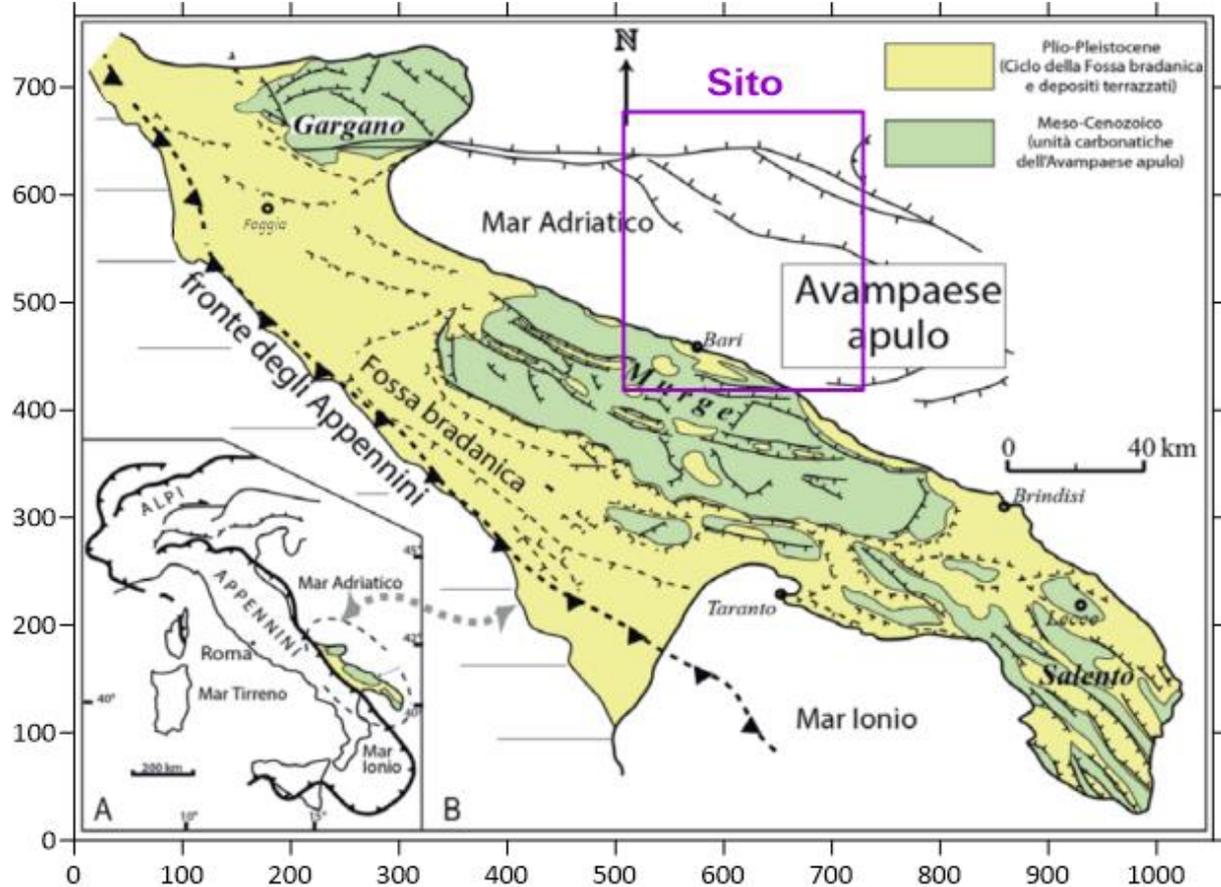


Figura 2.2 Inquadramento geo-strutturale della Puglia (modificato da [7])

L'area offshore è delimitata ad Ovest dalla costa pugliese, compresa tra il promontorio Garganico e Brindisi, mentre ad Est dalla "midline" che separa l'Italia e l'Albania. Questa, rappresenta l'area di Avampaese dei sistemi collisionali dinarico-ellenico ed appenninico e ciò è testimoniato anche dalla presenza della copertura Plio-Quaternaria verso i fronti principali [8]. L'assetto strutturale è caratterizzato inoltre dalla presenza di una monoclinale che immerge verso i fronti ellenici e che risale verso la Puglia, evento che si è sviluppato a partire dal Pleistocene Medio [9].

2.1.1 SISMICITA'

La zona pugliese, che rappresenta l'avampaese della catena appenninica, è una zona stabile con bassa sismicità, tranne che nell'area garganica e nel foggiano (Tavoliere delle Puglie), dove si sono verificati alcuni terremoti di forte intensità (ad esempio le scosse del 30 luglio 1627 con M_w stimata 6.7 e del 20 marzo 1731 di M_w 6.3). La regione Puglia risente anche di eventi sismici con epicentro nella regione ellenica e nel Mar Egeo.

La sismicità che caratterizza il plateau Apulo è un'attività intraplacca, con basso numero di eventi in confronto all'attività dei vicini Appennini ed Ellenidi. Questa attività può essere considerata come diretta conseguenza degli sforzi compressivi che agiscono ai due fronti del plateau. Le magnitudo sono tipicamente basse e solo in pochi casi è stato ottenuto un meccanismo focale con asse compressivo profondo orientato Nord Est-Sud Ovest e piani di scivolamento Nord Ovest- Sud Est sinistri e Nord Nord Est- Sud Sud Ovest destri.

L'attività nell'ultimo secolo è concentrata soprattutto lungo la fascia di Appennini ed Ellenidi [4]. Durante il Pleistocene, comunque, lungo le faglie che delimitano il bacino quaternario, si possono valutare movimenti verticali dell'ordine di 0,2 m/1000 anni. Inoltre, il margine Apulo potrebbe risentire, anche se in maniera debole, dei terremoti dell'area appenninica e della Grecia-Albania [10].

La sismicità dell'area in corrispondenza del sito viene qui presentata per mezzo di potenziali modelli di sorgenti sismogenetiche e della distribuzione dei terremoti storici nell'area circostante. I modelli di sorgenti sismogenetiche mostrati in Figura 2.3 includono:

- ✓ DISS (Database of Individual Seismogenic Sources, DISS Version 3.3.0; dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia INGV [11]);
- ✓ Seismic Hazard Harmonization in Europe (SHARE) model [12];
- ✓ ZS9 - Modello per l'Italia [13];
- ✓ Santulin et al. [14].

Come mostrano nei modelli presentati in Figura 2.3, l'area di studio non ricade all'interno di sorgenti sismogenetiche individuali né composite e non sono presenti all'interno dell'area faglie sismogenetiche. Sono presenti invece alcune faglie sismogenetiche in zone limitrofe l'area del parco eolico.

Il modello del DISS mostra infatti come ad una distanza di 1.8 km dal parco eolico Sud-Ovest, si sviluppi la struttura sismogenetica della Deep Gondola Zone (Figura 2.4) [11].

Il modello dello SHARE invece mostra, ad una distanza di 5.7 km dal parco eolico Sud-Ovest, la presenza di due strutture sismogenetiche superficiali quali la ITAS311 e la ITAS312 [12] (Figura 2.3).

Il modello della ZS9, inoltre, mostra come ad una distanza di 51.7 km dal parco eolico Sud-Ovest sia presente l'area 924, mentre ad una distanza di 50.3 km sempre dal parco eolico Sud-Ovest sia presente l'area 925.

Il modello di Stanulin et al., 2017, infine, non mostra aree di interesse in corrispondenza del parco eolico.

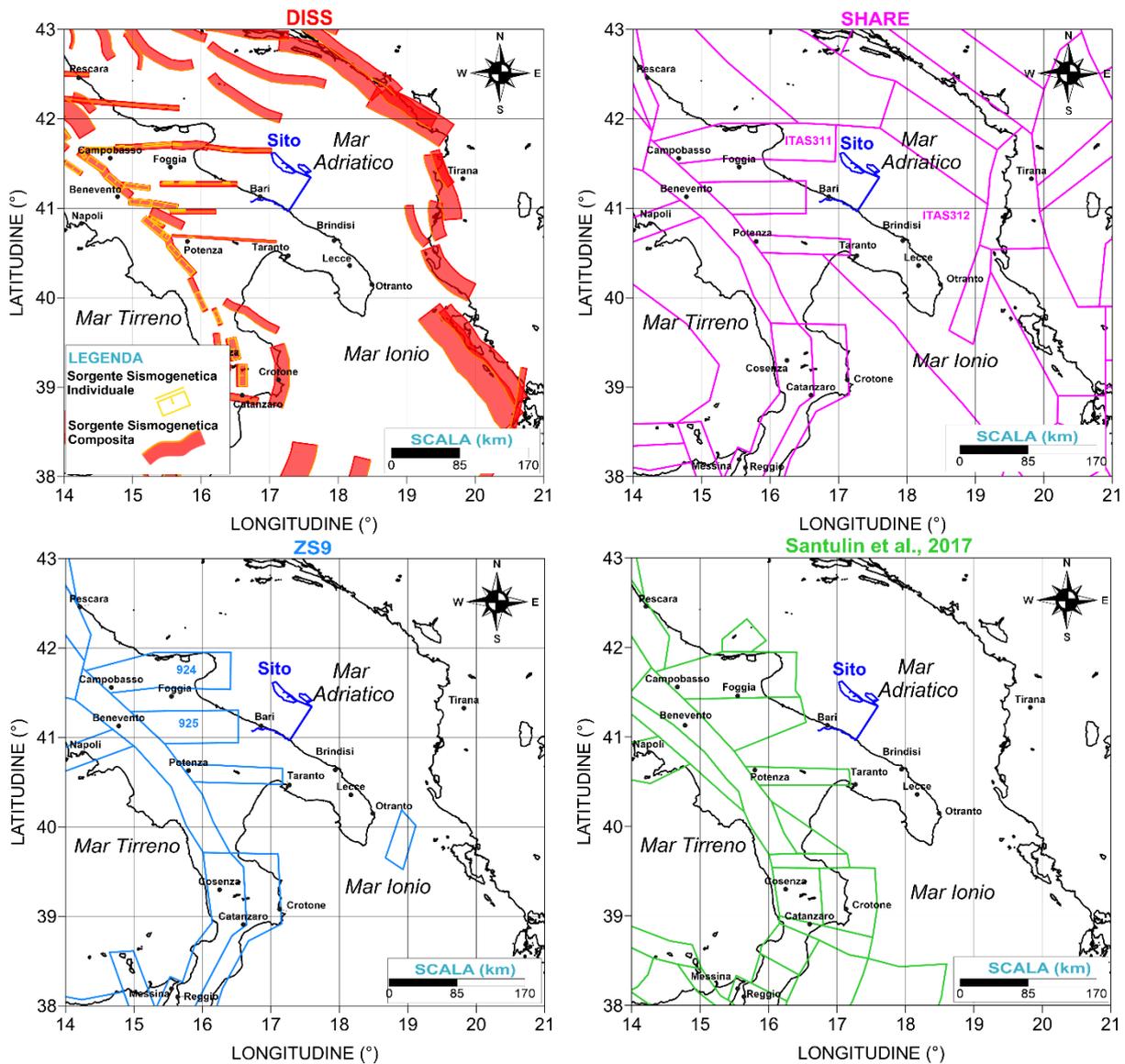


Figura 2.3 Modelli sismotettonici esistenti

Come mostrato sopra, poco a Nord-Ovest del parco eolico Sud-Ovest, è presente la struttura di Gondola la quale viene suddivisa secondo il modello del DISS in tre zone:

- ✓ Zona Profonda della Faglia di Gondola (ITCS070) che presenta una possibile magnitudo massima di $M_w=7.2$;
- ✓ Zona Superficiale della Faglia di Gondola (ITCS074) che presenta una possibile magnitudo massima di $M_w=6.9$;
- ✓ Gondola Ovest (ITCS074): presenta una possibile magnitudo massima di $M_w=6.0$.

La struttura di Gondola ha una lunghezza di circa 60 km ed attraversa la piattaforma continentale e la scarpata dell'Adriatico Meridionale. La sua attività è stata monitorata attraverso studi di dettaglio ad altissima risoluzione [15] che hanno rilevato come la zona veda lo svilupparsi di movimenti già dal Pleistocene Medio fino ad arrivare ai tempi recenti. Si ritiene quindi che la struttura di Gondola si comporti come un sistema di deformazione attivo dove i segmenti di faglia rompono il fondale marino, al di sopra dell'anticlinale principale, attivando un movimento trascorrente laterale destro [11].

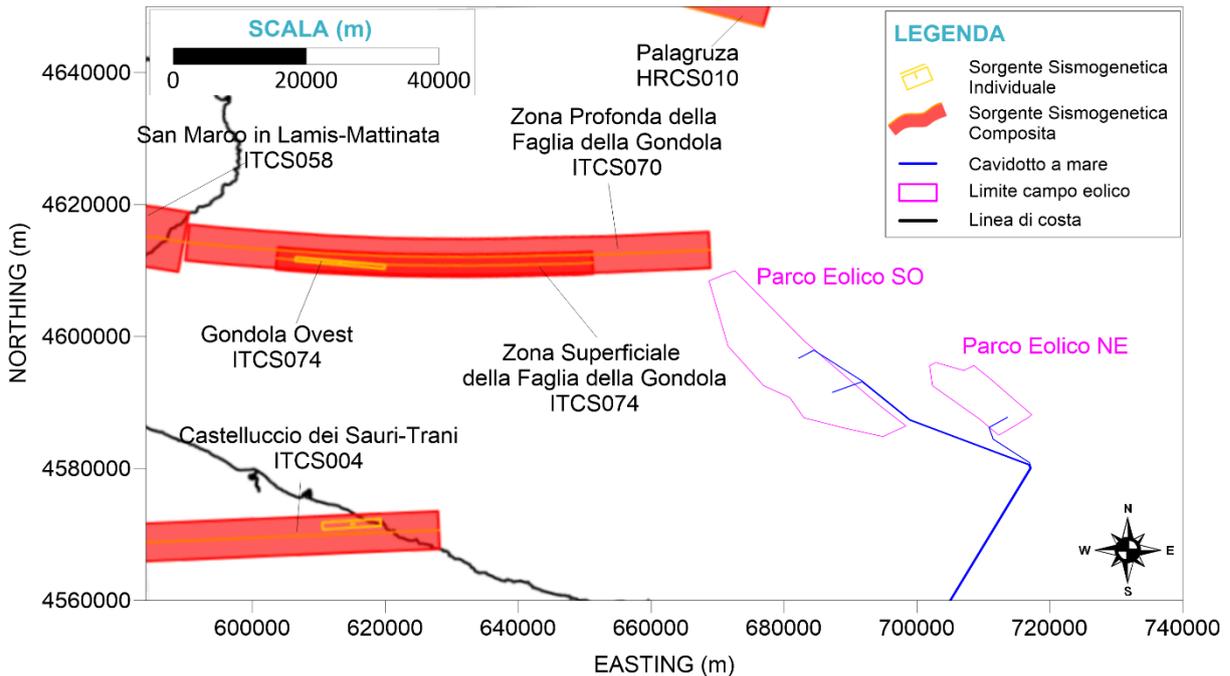


Figura 2.4 Dettaglio del modello DISS [11]

Dal Catalogo delle faglie capaci ITHACA (progetto ITaly HAZard from CAPable faults) [16] sono state individuate due importanti faglie che si trovano in prossimità dell'area interessata; la Faglia di Mattinata e la Faglia di Gondola.

La Faglia di Mattinata è situata ad una distanza di 80 km dal parco eolico Sud-Ovest e presenta una lunghezza di 20.6 km. La faglia è caratterizzata da dislocamenti di depositi del Pleistocene-Olocene e la sua ultima attività risale a circa 3.000 anni fa. Il tasso di movimento della faglia di Mattinata è di circa 1 mm all'anno [16].

La Faglia di Gondola invece è situata ad una distanza di 14 km dal parco eolico Sud-Ovest e presenta una lunghezza di 4.2 km. La faglia è caratterizzata da dislocamenti di depositi del Pleistocene medio-superiore e la sua ultima attività risale al tardo Pleistocene (Figura 2.5) [16].

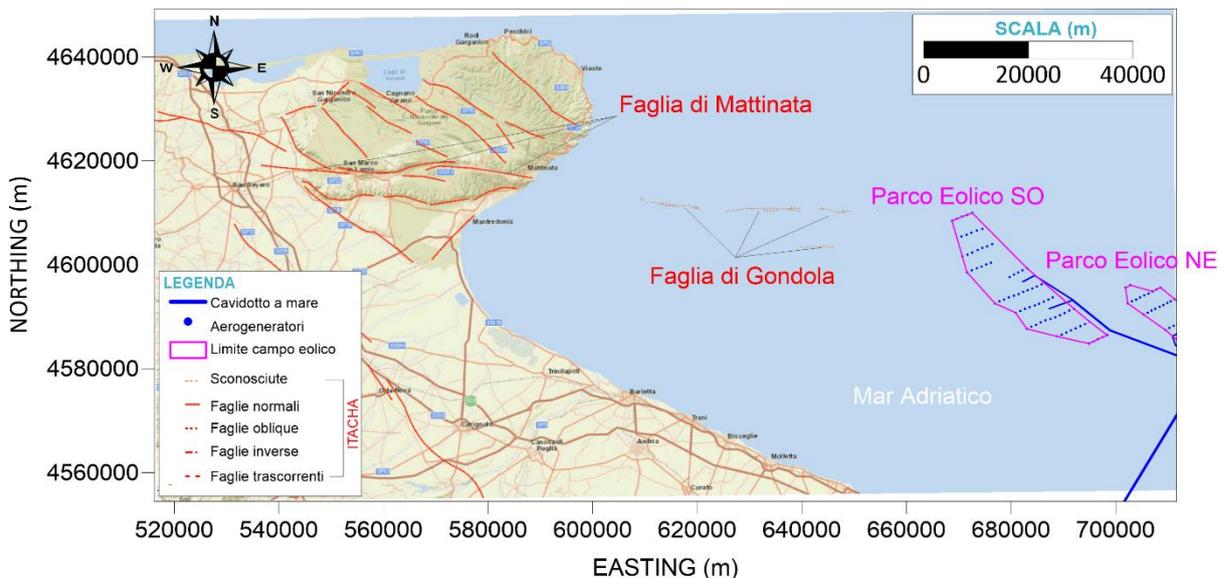


Figura 2.5 Faglie presenti nell'area di studio [16]

La Figura 2.6 presenta la distribuzione e la magnitudo dei terremoti in base al catalogo nazionale italiano CPTI15 (versione 4.0), considerato il catalogo più aggiornato per il territorio italiano, redatto e rivisto dal Gruppo di lavoro CPTI 2015 dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) per eliminare gli eventi fittizi e multipli [17]. Questo catalogo riporta dati parametrici omogenei, sia macrosismici sia strumentali, relativi ai terremoti con intensità massima

(I_{max}) ≥ 5 o con magnitudo momento (M_w) ≥ 4 relativi al territorio italiano, nella finestra temporale 1000-2020. La Figura 2.6 mostra come nell'intorno dell'area di studio, ci siano stati alcuni eventi con magnitudo inferiore a M_w 5. Questi eventi sono avvenuti in età storica ed il più recente è l'evento del 26 aprile 1988 con $M_w=4.2$, il cui epicentro è situato ad una distanza di 46 km a Sud-Est rispetto al parco eolico Nord-Est. Si sono verificati inoltre eventi con magnitudo superiore a M_w 5, tra i quali quello verificatosi l'11 maggio 1560 con $M_w=5.7$ il cui epicentro è situato ad una distanza di 56 km a Sud-Ovest rispetto al parco eolico Sud-Ovest, l'evento del 30 luglio 1627 con $M_w=6.7$ il cui epicentro è situato ad una distanza di 93 km a Nord-Ovest dalle due aree del parco eolico. Quest'evento catastrofico è stato studiato ed interpretato come collegato alla faglia sismogenetica di Mattinata, nel Gargano [18]. Secondo questi studi la scossa ha causato uno tsunami di grandi dimensioni [19]. Infine, si evidenzia l'evento del 20 marzo 1731 con $M_w=6.5$ il cui epicentro è situato ad una distanza di 110 km a Nord-Ovest del parco eolico Sud-Ovest. Anche quest'evento catastrofico ha causato uno tsunami di notevoli dimensioni sulle coste pugliesi [20].

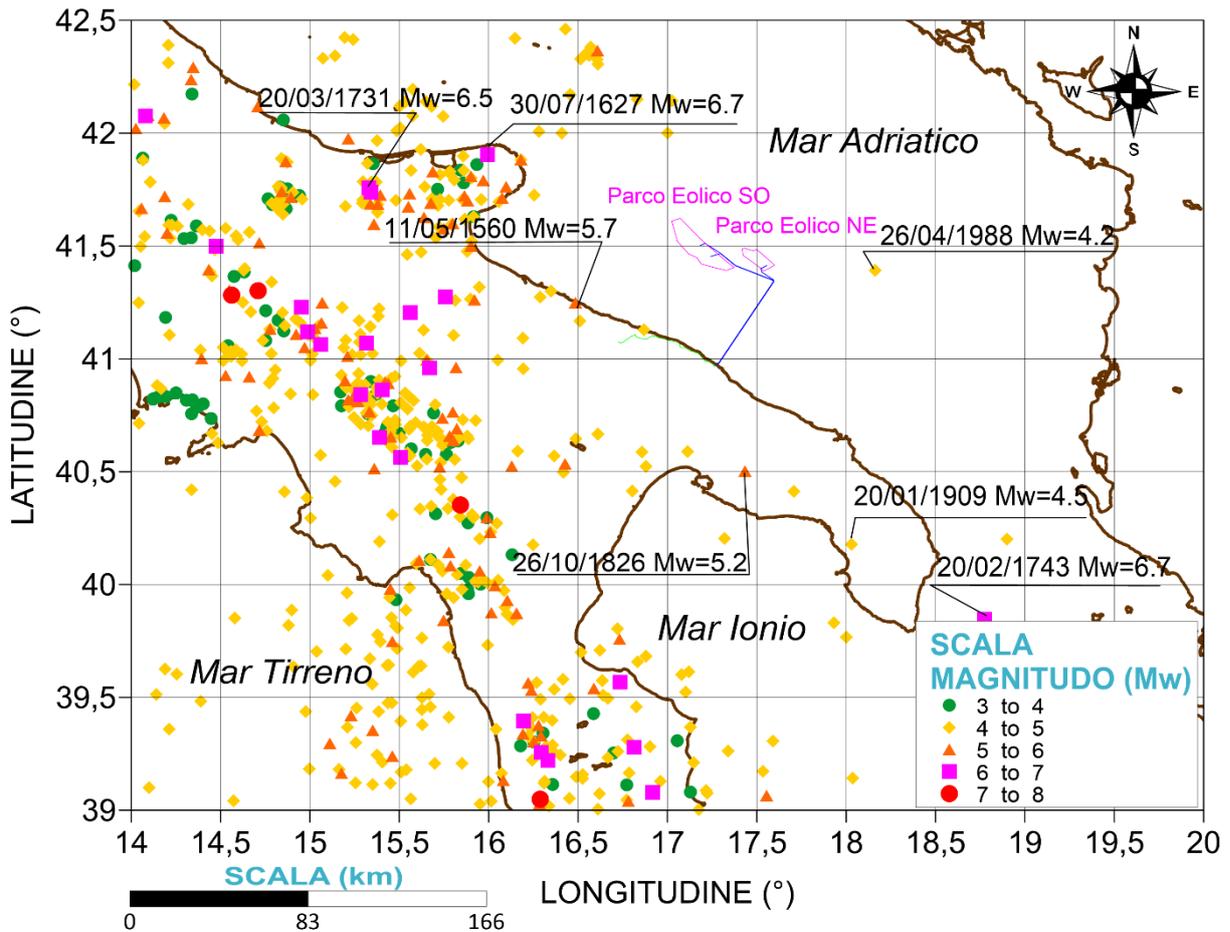


Figura 2.6 Catalogo dei terremoti italiani CPT15 dall'anno 1000 al 2020 [17]

In seno all'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri No. 3519 del 28 aprile 2006, All. 1b, viene individuata la pericolosità sismica di riferimento per tutto il territorio nazionale. La mappa, presentata in Figura 2.7 mostra come il caviddotto per una distanza di 12 km dalla linea di costa ricada in un range di accelerazione massima (a_g) al suolo compresa tra 0.050 g – 0.075 g e la restante parte del caviddotto ricade invece in un range di accelerazione massimo (a_g) al suolo compreso tra 0.025 g – 0.050 g. L'area del parco eolico Sud-Ovest ricade in un range di accelerazione massima (a_g) al suolo compreso tra 0.025 g – 0.075 g mentre per quanto riguarda il parco eolico Nord-Est non ci sono informazioni di dettaglio.

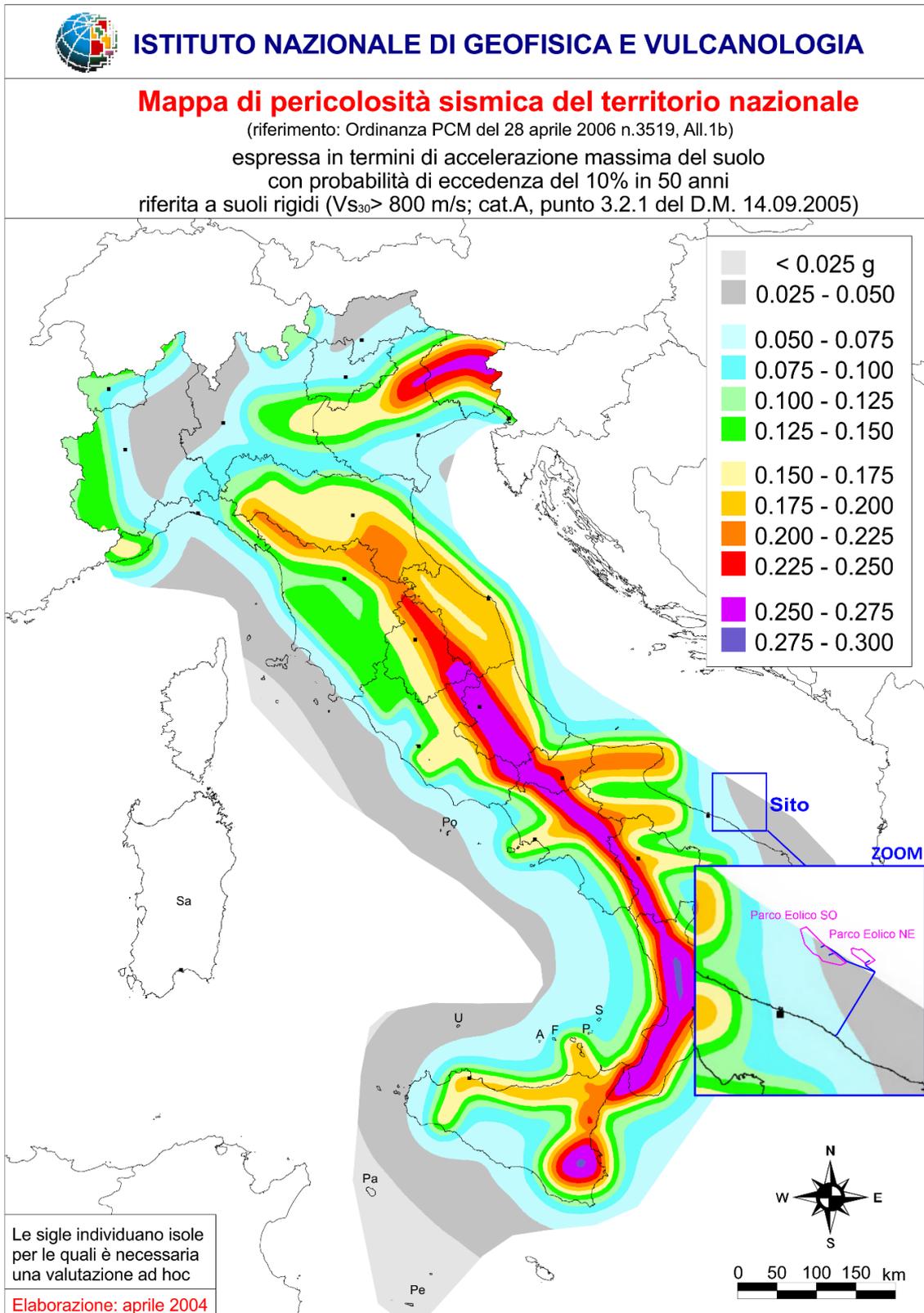


Figura 2.7 Pericolosità sismica nella zona di interesse [21]

2.2 TSUNAMI

Eventi di tsunami possono essere generati da terremoti, frane sottomarine o eruzioni vulcaniche.

Il terremoto del 30 luglio 1627 citato precedentemente, ha generato un'onda di tsunami che ha interessato le coste Pugliesi ed in particolar modo l'area Nord del Promontorio del Gargano [22]. L'evento ha dato origine ad onde di tsunami fino a 2.5 m di altezza sulle coste di Manfredonia, come riportato nel catalogo degli tsunami euro-mediterranei (EMTC) [24] (Figura 2.8).

Le evidenze geologiche risiedono nei depositi sedimentari costieri che hanno permesso di ricostruire l'evento [22]. Inoltre, le testimonianze storiche riportate in EMTC [24] riferiscono che nell'area del litorale fra San Nicandro Garganico e la foce del fiume Fortore, il mare si ritirò per circa 3-4 km fino a sommergerlo completamente.

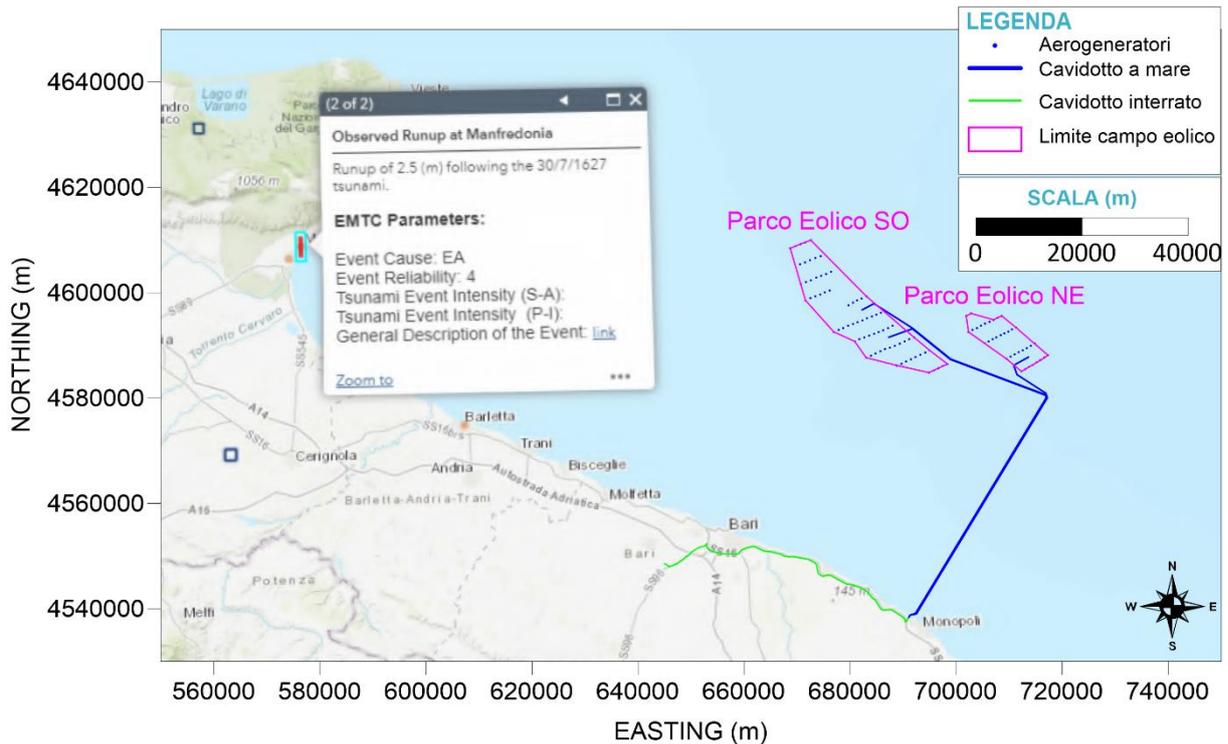


Figura 2.8 Tsunami del 1627 nell'area di studio secondo il catalogo EMTC [24]

Il terremoto del 20 marzo 1731 citato precedentemente, ha generato un'onda di tsunami che ha interessato le coste Pugliesi e nello specifico le coste di Siponto e Barletta [23]. L'epicentro dell'evento ha avuto luogo nell'area della città di Foggia a circa 30 km di distanza dalla costa ed ha generato un'onda anomala che ha colpito la costa provocando numerosi danni alla popolazione, come riportato dalle fonti storiche e dal catalogo degli tsunami euro-mediterranei.

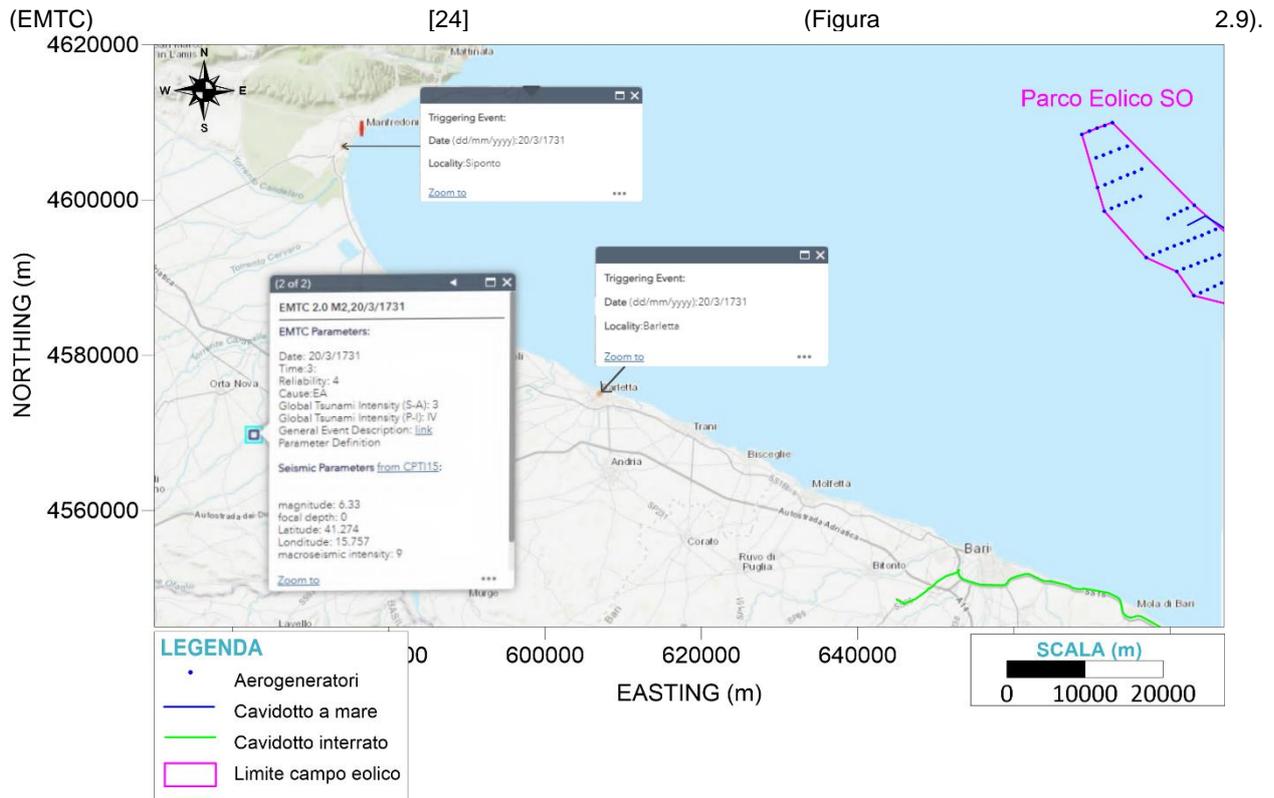


Figura 2.9 Tsunami del 1731 nell'area di studio secondo il catalogo EMTC [24]

Non ci sono evidenze di altri eventi che abbiano generato onde anomale di tsunami tali da infliggere danni sulle coste Pugliese in vicinanza all'area di studio.

Le conseguenze di eventuali eventi di tsunami per strutture galleggianti sono comunque minime, i problemi potrebbero riguardare i carichi idrodinamici con impatti trascurabili sugli ancoraggi data la profondità dell'acqua. Onde di tsunami potrebbero causare fenomeni di liquefazione nei materiali privi di coesione (sabbie).

2.3 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

L'area in esame si estende a mare nella zona di Bari, lungo la costa Adriatica della Puglia. L'area prevista per la costruzione del campo eolico si colloca ad una distanza di circa 50 km dal paese di Monopoli, località situata a 38 km a Sud di Bari.

Il tratto costiero in prossimità del progetto è caratterizzato da un'alternanza di rocce affioranti, tratti sabbiosi e falesie con spiaggia sabbiosa al piede. La maggior parte della costa è soggetta ad erosione attiva e conseguente arretramento della linea costiera.

2.3.1 ASSETTO MORFO-BATIMETRICO

2.3.1.1 Dati Disponibili

I dati di seguito mostrati sono stati acquisiti e resi disponibili online nell'ambito di:

- ✓ EMOdNet (European Marine Observation and Data Network) Batimetria [25] (con risoluzione della cella da $1/8 * 1/8$ a $1/16 * 1/16$ arc minutes), linea di costa e dati geologici [26];
- ✓ ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) modello digitale del terreno sulla parte a terra [27];
- ✓ Progetto MaGIC – Marine Geohazards along the Italian Coasts (http://www.protezionecivile.gov.it/media-comunicazione/dossier/dettaglio/-/asset_publisher/default/content/progetto-magic). Il progetto ha permesso l'acquisizione di dati batimetrici ad alta risoluzione dei fondali marini antistanti le coste, lungo gran parte delle piattaforme esterne e le scarpate continentali italiane. Il fine del progetto è stata la produzione di 72 carte, a scala 1:50.000, con la mappatura degli elementi di pericolosità presenti nei fondali dei mari italiani. Sul portale, oltre ai dati batimetrici, è disponibile e scaricabile la mappatura dei principali lineamenti morfo-batimetrici (per l'area in

oggetto fare riferimento al Foglio 51 (Brindisi) [28] [29], Foglio 52 (Monopoli) [30] [31], Foglio 53 (Bari) [32] [33] e Foglio 54 (Vieste) [34] [35] con le relative note illustrative.

- ✓ Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Foglio 177 "Bari" [46], Foglio 178 "Mola di Bari" [47] e Foglio 190 "Monopoli" [48] con le relative note illustrative [49] e [50];
- ✓ Profili di pozzo e linee sismiche profonde del Progetto V.I.D.E.P.I [51].

Il Foglio 51 Brindisi del progetto MaGIC [29] è coperto da dati morfobatimetrici estesi su un'area di circa 1345 km². Il DTM ottenuto con tali dati ha una risoluzione di 20 m lungo la scarpata e di 5 m nelle aree di piattaforma. Il Foglio 51 Brindisi [29] è stato inoltre indagato tramite circa 1474 km di profili sismici a riflessione di tipo CHIRP (3.5 kHz) con risoluzione verticale di 0.5 m.

Il Foglio 52 Monopoli del progetto MaGIC [31] è coperto da dati morfobatimetrici estesi su un'area di circa 1683 km². Il DTM ottenuto con tali dati ha una risoluzione di 20 m lungo la scarpata e di 5 m nelle aree di piattaforma. Nell'area di scarpata del Foglio 52 Monopoli [31] sono stati inoltre condotti profili sismici a riflessione di tipo CHIRP (3.5 kHz) con risoluzione verticale di 0.5 , per una lunghezza di circa 4628 km.

Il Foglio 53 Bari del progetto MaGIC [33] è coperto da dati morfobatimetrici estesi su un'area di circa 1750 km². Il DTM ottenuto con tali dati ha una risoluzione di 20 m lungo la scarpata e di 5 m nelle aree di piattaforma. Il Foglio 53 Bari [33] è stato inoltre indagato tramite circa 6000 km di profili sismici a riflessione di tipo CHIRP (3.5 kHz) con risoluzione verticale di 0.5 m.

Il Foglio 54 Vieste del progetto MaGIC [35] è coperto da dati morfobatimetrici estesi su un'area di circa 1520 km². Il DTM ottenuto con tali dati ha una risoluzione di 20 m lungo la scarpata e di 5 m nelle aree di piattaforma. Il Foglio 51 Brindisi [35] è stato inoltre indagato tramite circa 5200 km di profili sismici a riflessione di tipo CHIRP (3.5 kHz) con risoluzione verticale di 0.5 m.

Nell'area in esame sono inoltre presenti dati relativi al rilevamento sismico profondo riconoscitivo in varie zone del sottofondo marino pugliese, realizzato da varie compagnie petrolifere e resi disponibili nell'ambito del Progetto V.I.D.E.P.I. [51].

2.3.1.2 Batimetria

Il sito interessato dal progetto per il parco eolico offshore si colloca lungo la costa Adriatica nella zona antistante la città di Monopoli (Bari) (Figura 2.10). L'area del parco eolico è suddivisa in due zone: una a Sud-Ovest ed un'altra a Nord-Est. Nel dettaglio:

- ✓ parco Sud-Ovest (SO): è situato lungo la scarpata continentale ad una profondità variabile tra -286 m e -846 m ed il cavidotto presenta una lunghezza di 86.3 km (Figura 2.10; Figura 2.12);
- ✓ parco Nord-Est (NE) è situato lungo la base della scarpata continentale ad una profondità variabile tra -987 m e - 1113 m ed il cavidotto presenta una lunghezza di 61.7 km (Figura 2.10; Figura 2.13).

Il ciglio di scarpata è generalmente situato a profondità tra -150 m e -200 m lungo tutta la Puglia ed è intagliato da testate di numerosi canyon che si sviluppano lungo la scarpata continentale. numerosi canyon che si sviluppano lungo la scarpata continentale.

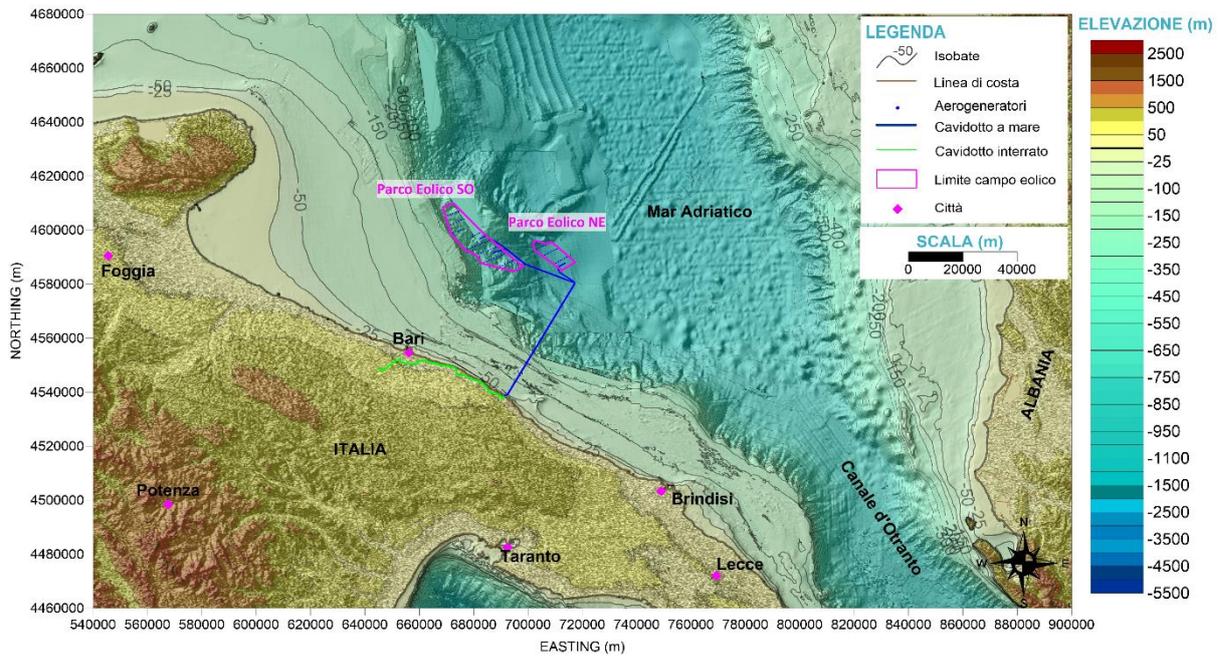


Figura 2.10 DTM e batimetria dell'area di interesse (dati: EMODNet [25], ASTER [27] e progetto MaGIC [28], [30], [32] e [34])

A partire dalla linea di costa e procedendo verso il parco eolico offshore, il profilo batimetrico risulta dolcemente inclinato verso mare e le linee batimetriche mostrano come si raggiungano circa -130 m di profondità ad approssimativamente 18 km dalla riva (Figura 2.11).

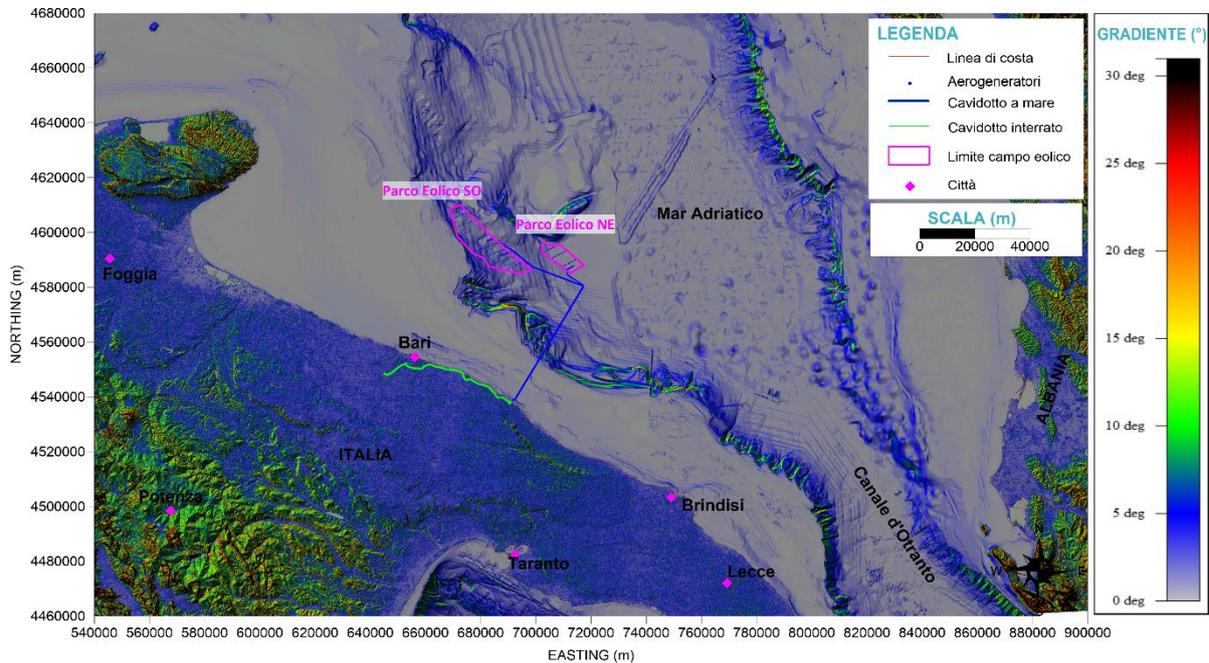


Figura 2.11 Carta delle pendenze dell'area di interesse (dati: EMODNet [25], ASTER [27] e progetto MaGIC [28], [30], [32] e [34])

Lungo il cavidotto di collegamento tra la linea di costa e l'area destinata al parco eolico Sud-Ovest ed al parco eolico Nord-Est (Figura 2.12 e Figura 2.13 rispettivamente), le pendenze sono inizialmente, per circa 18 km, molto basse (<1°). Alla distanza di circa 49 km dalla costa, si ha il punto di snodo del cavidotto, il quale è situato in prossimità della scarpata continentale. A partire da 18 km dalla costa, lungo il cavidotto, le pendenze sono più elevate (circa 8-10°) e si raggiunge una profondità massima di circa -1050 m. Nell'area del parco eolico Sud-Ovest, il cavidotto (della lunghezza totale di 86.3 km) risale lungo il ciglio della scarpata continentale (in direzione Nord-Ovest) fino ad una

profondità di -610 m con pendii che presentano un gradiente compreso 0.1° e 3° . Nell'area del parco eolico Nord-Est, il cavidotto (della lunghezza totale di 61.7 km) percorre la scarpata continentale (in direzione Nord-Ovest) fino ad una profondità di -760 m e con pendii che presentano un gradiente compreso tra 0° e 2° .

Va ricordato che i valori di pendenza sono ricavati da un dato batimetrico a larga scala. Non va escluso che l'elaborazione di un dato più di dettaglio potrebbe fare apprezzare pendenze più acclivi.

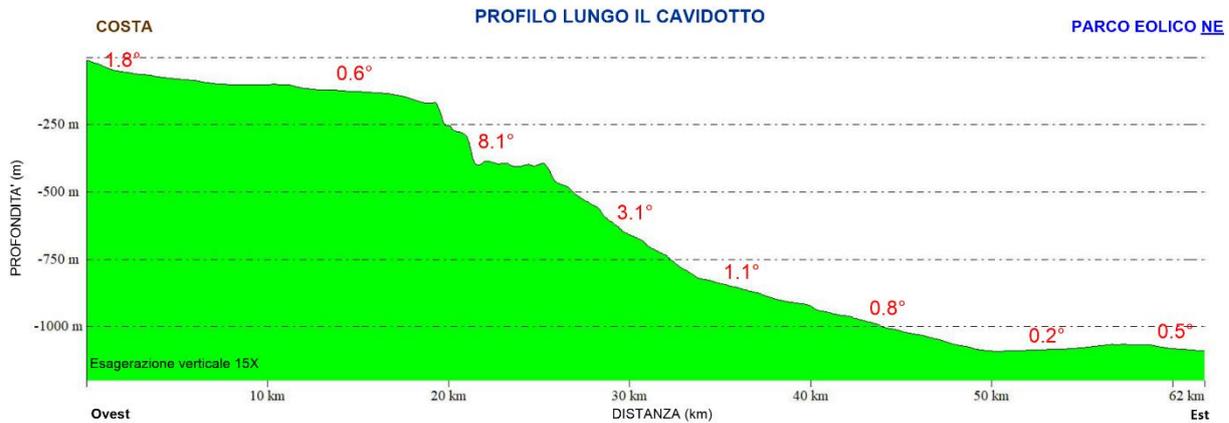


Figura 2.12 Profilo lungo il cavidotto del parco eolico Sud-Ovest (dati: EMODNet [25] e progetto MaGIC [28], [30], [32] e [34])



Figura 2.13 Profilo lungo il cavidotto del parco eolico Nord-Est (dati: EMODNet [25] e progetto MaGIC [28], [30], [32] e [34])

La Figura 2.14 presenta la carta nautica nell'area di studio [53] la quale non evidenzia la presenza di particolari criticità nell'area del parco eolico e lungo il tracciato del cavidotto.

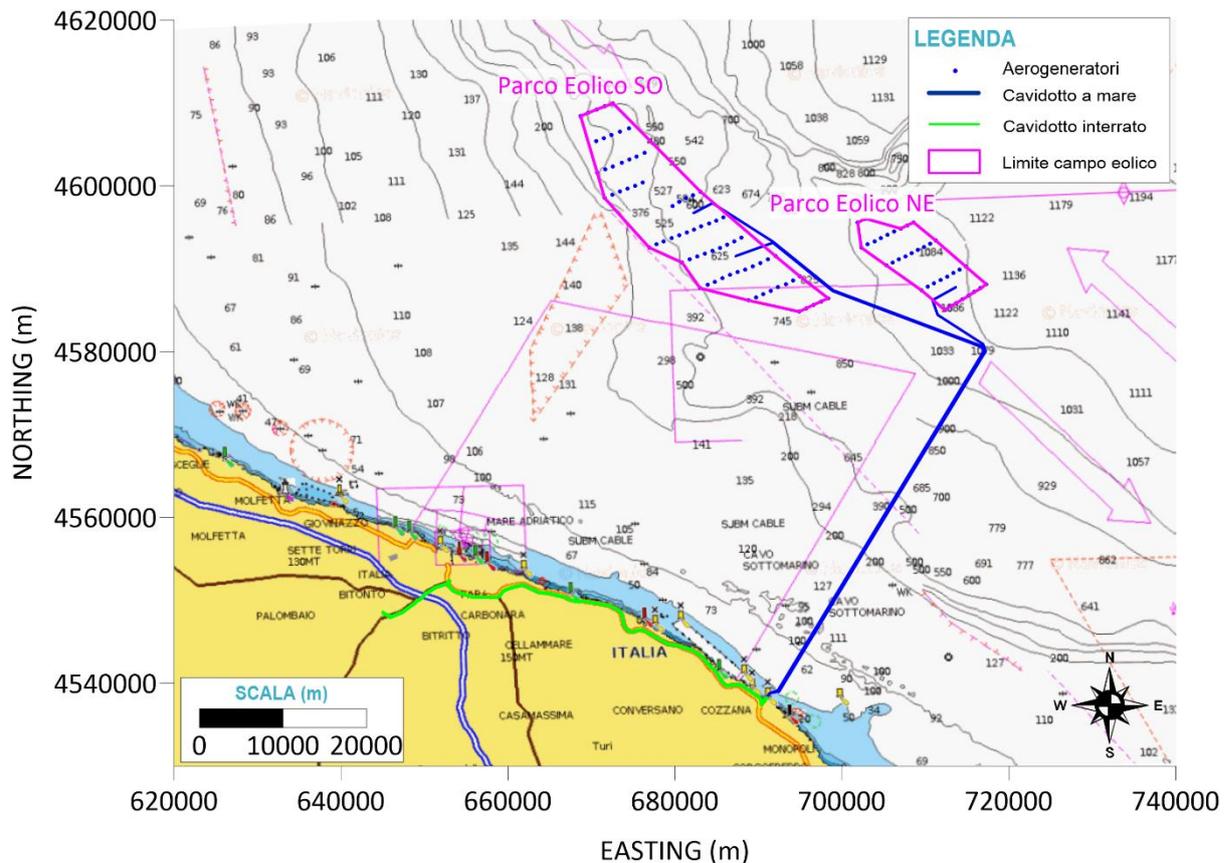


Figura 2.14 Carta nautica dell'area di studio [53]

2.3.1.3 Morfologia

I dati acquisiti nell'ambito del Progetto MaGIC [28], [30], [32] e [34] hanno consentito l'identificazione dei principali elementi morfobatimetrici sulla piattaforma continentale e sulla scarpata in corrispondenza del cavidotto e delle due aree rispettivamente del parco eolico Sud-Ovest e del parco eolico Nord-Est (Figura 2.15). Inoltre, come si può osservare in Figura 2.15 e Figura 2.16, l'area del cavidotto è solo parzialmente coperta dai dati del Progetto MaGIC.

La porzione di fondale prossima alla costa, a profondità inferiori a -150 m, appartiene al dominio fisiografico di piattaforma continentale, la quale ha un'estensione variabile che raggiunge i 20 km nella zona prospiciente Monopoli (Foglio 52 [30]), ed arriva all'isobata dei -250 m dove è presente il ben evidente ciglio di scarpata.

La scarpata continentale nell'area del cavidotto risulta relativamente pendente (gradiente fino a 7°) fino alla profondità di circa -400 m (Figura 2.11) e presenta una morfologia caratterizzata da alcune incisioni di nicchia di frana dovute all'attività del canyon di Bari, il quale dista circa 25 km dall'area in cui passa il cavidotto.

La scarpata continentale nell'area del parco eolico Sud-Ovest presenta invece una leggera acclività fino a circa -350 m di profondità (gradiente fino a 4°) e successivamente la pendenza diminuisce gradualmente (fino a 1°) (Figura 2.11).

Alla base della scarpata continentale, ad una distanza di circa 2.5 km dall'area del parco eolico Nord-Est, è presente un seamount dal nome Dauno seamount (Figura 2.15) [32]. Analizzando il suo profilo da Ovest ed Est, il seamount presenta una leggera acclività ad una profondità di -850 m (gradiente 2°). La cima del seamount è situata ad una profondità di -760 m con un gradiente di circa 4° e procedendo lungo il profilo la pendenza tende a diminuire gradualmente (gradiente 1°) fino alla base.

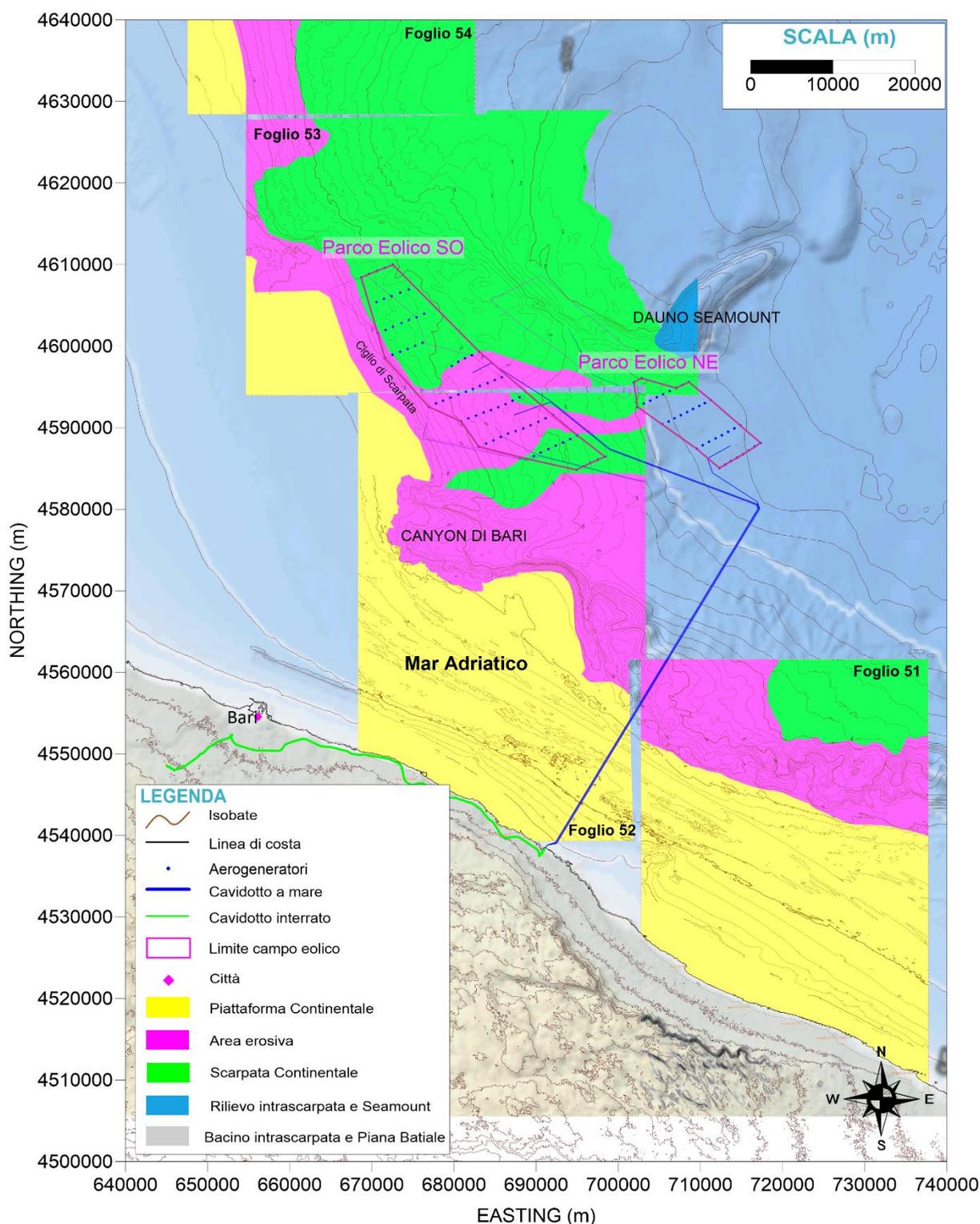


Figura 2.15 Suddivisione morfologica dell'area di studio (dati progetto: EMODnet [25] e MaGIC [28], [30], [32] e [34])

Nei Fogli del MaGIC [28] [30] [32] [34], pertinenti all'area di studio, sono stati individuati alcuni punti di criticità ricadenti all'interno del progetto previsto (Figura 2.16). Sono presenti aree critiche, principalmente sul ciglio di scarpata e sulla scarpata continentale dovuti a fenomeni erosivi, i quali ricadono all'interno dell'area del parco in particolar modo nell'area del parco eolico Nord-Est ed in corrispondenza del cavidotto che collega le due aree del parco. Il ciglio di scarpata, inoltre, è localizzato a distanza di 1.5 km dagli aerogeneratori del parco eolico Sud-Ovest. Parte dell'area Nord del Parco Eolico Sud-Ovest (101.4 km²) e parte dell'area Sud-Ovest del parco eolico Nord-Est (4.9 km²), vedono

la presenza di depositi conturritici ai quali sono associate forme di fondo come sediment waves che occupano una piccola area a Sud-Est del parco eolico Sud-Ovest (25.8 km²) e un'area molto ristretta a Sud-Ovest del parco eolico Nord-Est (1.1 km²).

Tali morfologie sono legate alla presenza di canyon sottomarini e depositi di frana causati da una tettonica retrogressiva che ha caratterizzato l'Adriatico meridionale. Vanno quindi approfondite, con indagini specifiche, le attività di tali canyon, delle frane ed il possibile arretramento del ciglio di scarpata verso costa per determinare l'impatto che avrebbero sull'area del parco eolico.

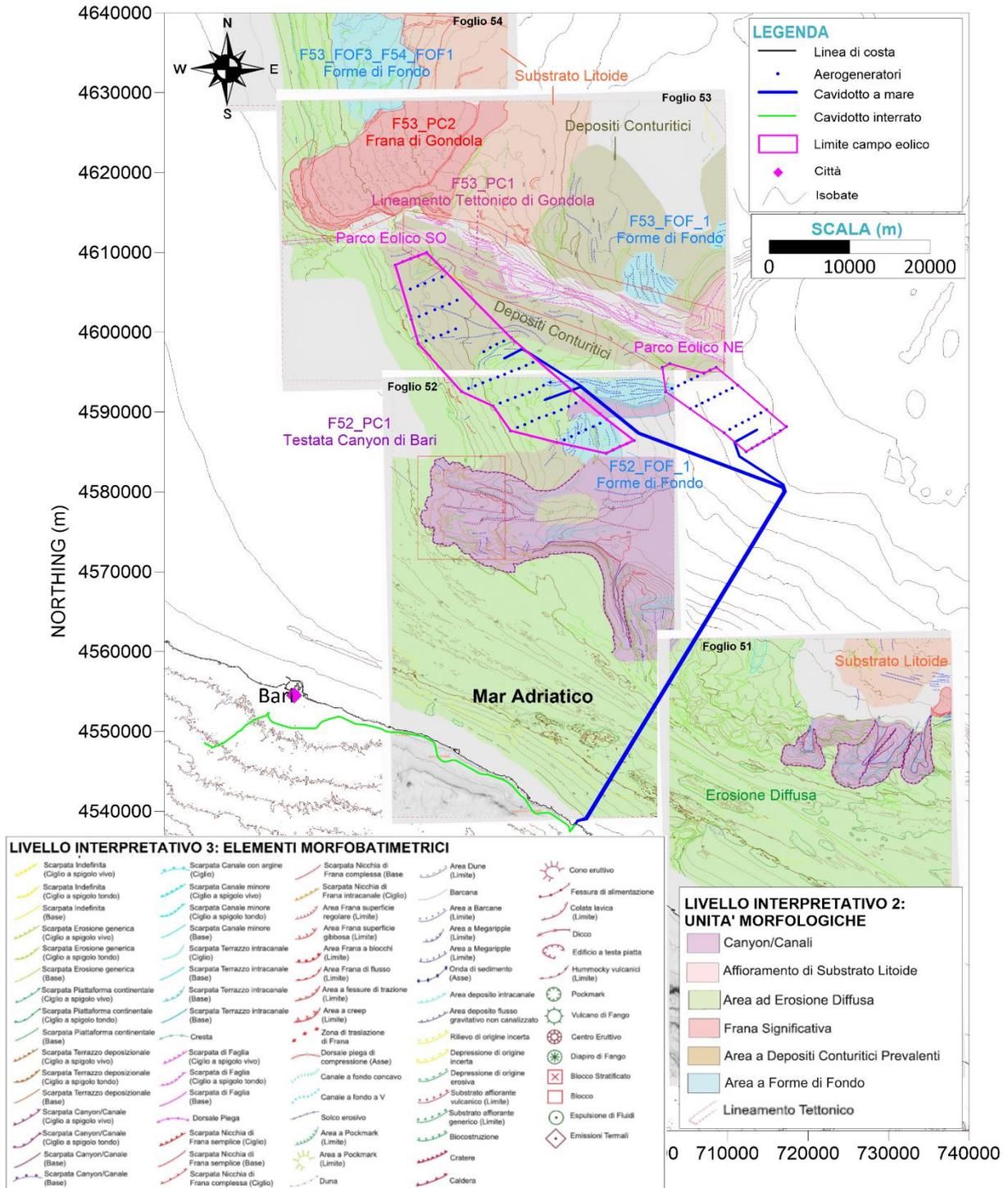


Figura 2.16 Unità morfologiche nell'area di studio (dati progetto MaGIC [28], [30], [32] e [34])

La Figura 2.17 mostra un'immagine 3D, generata attraverso i dati DTM di EMODNet [17] e del progetto MaGIC [28], [30], [32] e [34] nella quale sono ben osservabili i punti di criticità riscontrati dal Foglio 52 [30] [31] e Foglio 53 [32] [33] quali il canyon di Bari, la Frana di Gondola, il lineamento tettonico di Gondola ed il Dauno seamount.

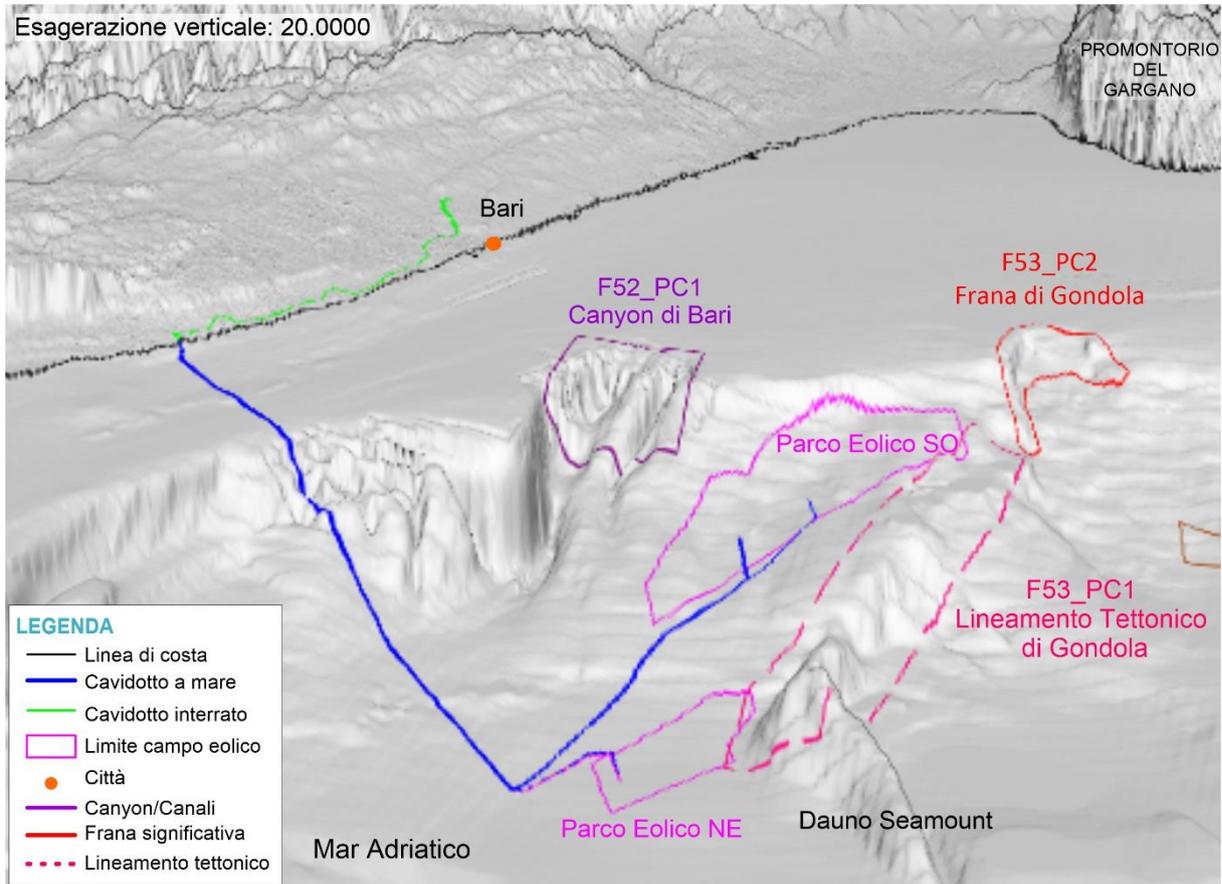


Figura 2.17 3D dei punti di criticità del parco eolico (dati: EMODNet [25] e progetto MaGIC [28], [30], [32] e [34])

Il Dauno seamount è un rilievo sottomarino lungo circa 20 km che si estende in direzione Nord Est- Sud Ovest ad una profondità compresa tra i -700 m ed i -1100 m con un'altezza di 400 m [37] ed è costituito da coperture sedimentarie dell'Olocene [36]. Viene interpretato da [36] come l'espressione morfologica dell'area orientale della struttura di Gondola.

Dai dati raccolti per il Foglio 53 [33] si evidenzia la presenza della struttura di Gondola (F53_PC1_ ed F53_PC2) che ricade a 3 km dell'area del parco eolico Nord-Est ad una profondità di -850 m e distante 60 km dalla costa a cui è associata la Frana di Gondola (Figura 2.22). Tale morfologia è caratterizzata dalla presenza appunto di vari eventi di frana che si sono sviluppati dal periodo dell'ultimo massimo glaciale fino al tardo Olocene [33] e dalla presenza di una struttura tettonica deformativa dove recentemente si sono sviluppate delle rotture sui depositi di frana.

La struttura di Gondola rappresenta uno dei più grandi depositi di frana del Margine Sud Adriatico e presenta una larghezza di circa 10 km ed un spessore di 35 m [41]. La morfologia della struttura ha una forma di mezza luna situata al bordo della scarpata ed ha un'altezza di 250 m. La morfologia riflette l'interazione che c'è tra i flussi gravitativi e le correnti di fondo che agiscono lungo i pendii [42] (Figura 2.18B).

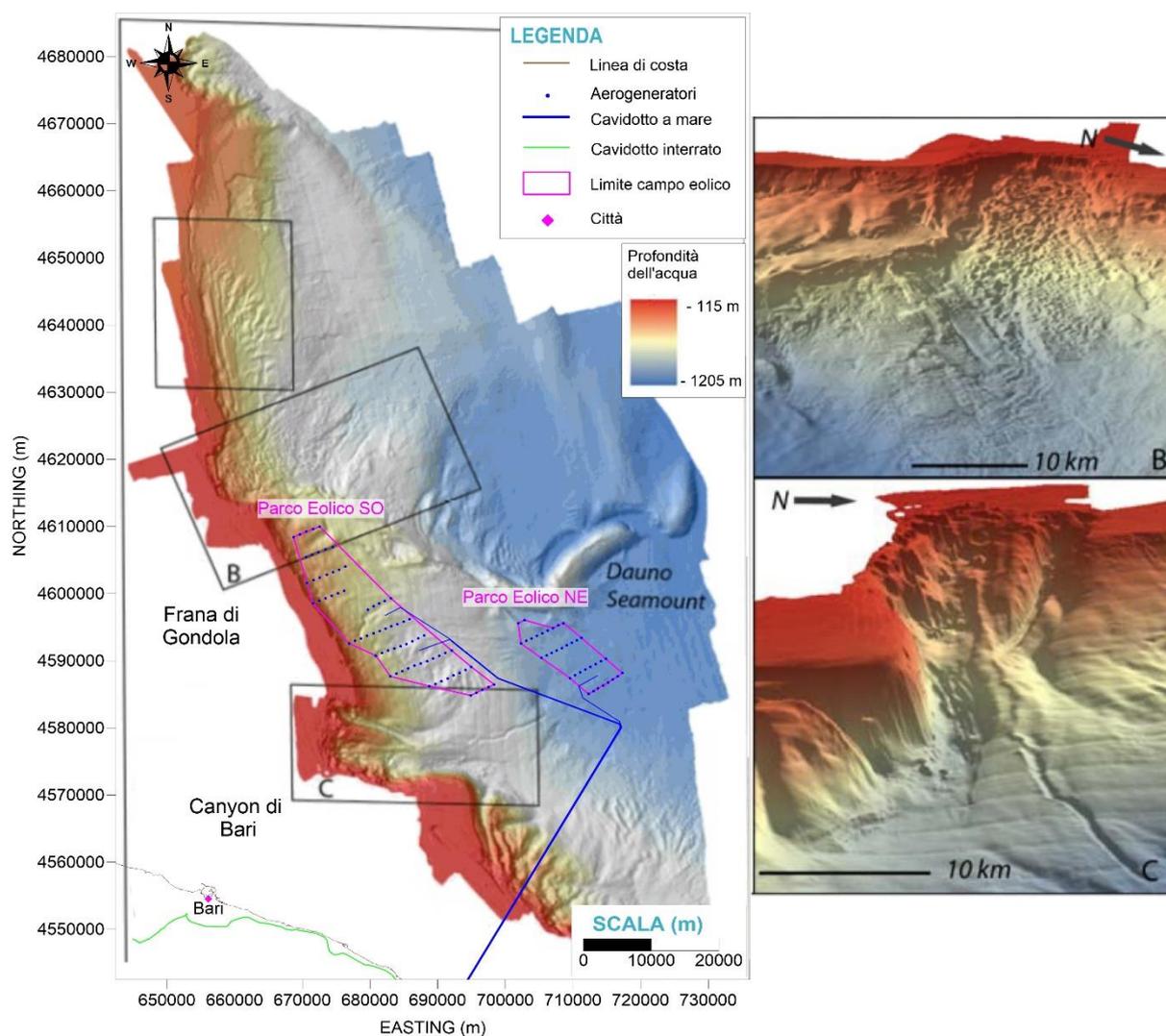


Figura 2.18 DTM del Margine Sud-Ovest dell' Adriatico Meridionale e caratteristiche morfologiche (modificata da [42])

All'interno del Foglio 53 [33] viene descritto il maggior evento di frana (Frana di Gondola, vedere Figura 2.19) che si è sviluppato circa 25-30 mila anni fa [41] durante l'ultimo episodio di abbassamento del livello medio del mare ed ha interessato superfici di scorrimento pre-esistenti e che rappresenta una una propagazione retrogressiva successiva al MIS 2.

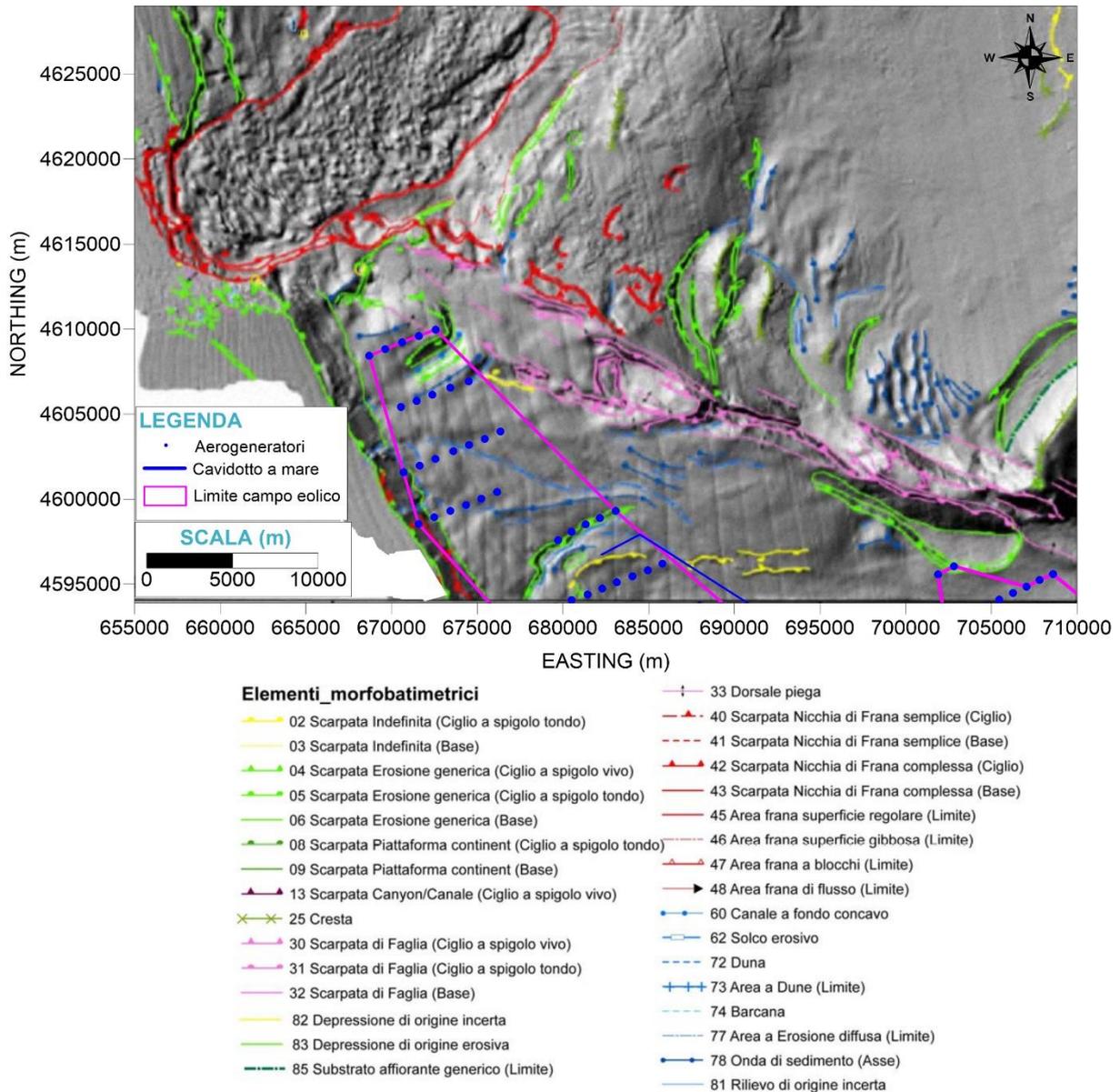


Figura 2.19 Elementi morfobatimetrici della Frana di Gondola [33]

La Frana di Gondola si trova sul ciglio di scarpata e presenta delle dimensioni del corpo di circa 24 km di lunghezza, dal piede della nicchia, dalla dimensione di 10 km, al fronte, ed una larghezza di circa 9 km con un volume stimato di 4.5 km³ [33] (Figura 2.19).

La Frana di Gondola ha portato alla formazione di depositi dovuti al trasporto di massa che sono rappresentati in Figura 2.20 e che sono stati descritti e suddivisi in due domini, il G1 ed il G2 [40]. Il deposito di trasporto di massa G1 copre circa il 90% dell'area, dal ciglio della scarpata fino ad arrivare alla piana, per un volume pari a 1050 km³. Ha una larghezza di circa 14 km nella parte superiore ed è delimitato a Sud dalla struttura di Gondola. È costituito da una copertura sedimentaria spessa circa 35 cm [40] caratterizzata da sedimenti in facies sabbiosa del tardo Pleistocene (Figura 2.20) [33].

A Sud Ovest della Frana di Gondola è stato identificato un'ulteriore corpo di frana, G2, di dimensioni inferiori, circa 16 km di lunghezza e 4 km di larghezza [33], situato all'interno del deposito G1, per un volume totale di 158 km³ [40]. Il deposito sedimentario G2 si allarga progressivamente verso la piana arrivando ad una profondità di circa - 910 m fino a biforcarsi in una serie di solchi erosivi [40]. È costituito da una copertura sedimentaria di dimensioni inferiori rispetto al precedente dominio, circa 20 cm, ed è formata da sedimenti fangosi distribuiti all'interno della struttura in maniera irregolare [33].

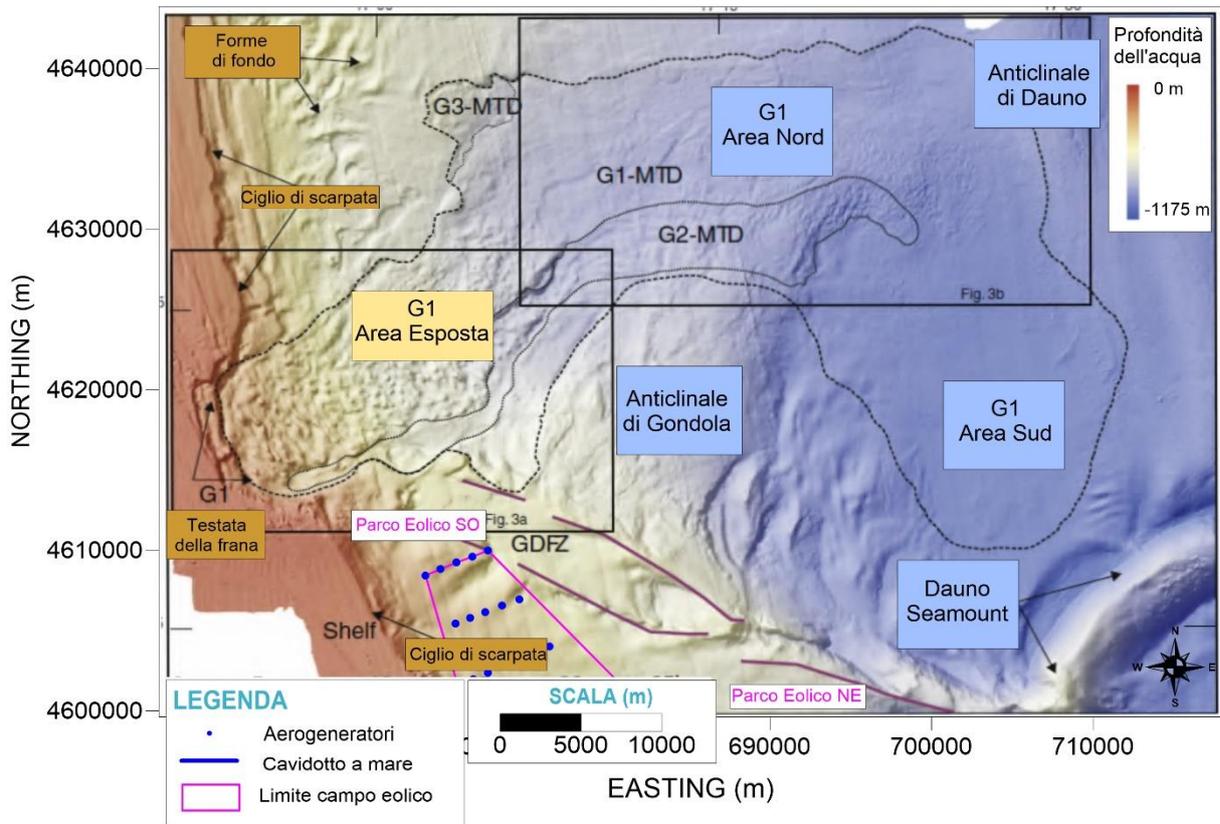


Figura 2.20 Depositi di sedimenti della Frana di Gondola [40]

I dati di sismica a riflessione del Foglio 53 [33] hanno permesso di ricostruire la geometria interna degli elementi morfobatimetrici definendo la presenza di eventi multipli che hanno interessato tutto il margine nonché sono stati individuati blocchi di frana all'interno della struttura (Figura 2.21). Sono state osservate inoltre le deformazioni recenti (Olocene) ed attraverso le analisi delle coperture sedimentarie oloceniche e l'andamento delle strutture sepolte è stato determinato che sono presenti rigetti lungo la fascia di deformazione ed inoltre sono stati individuati segmenti di faglia di dimensioni comprese tra i 4 m ed i 5 m che raggiungono il fondo del mare [33].

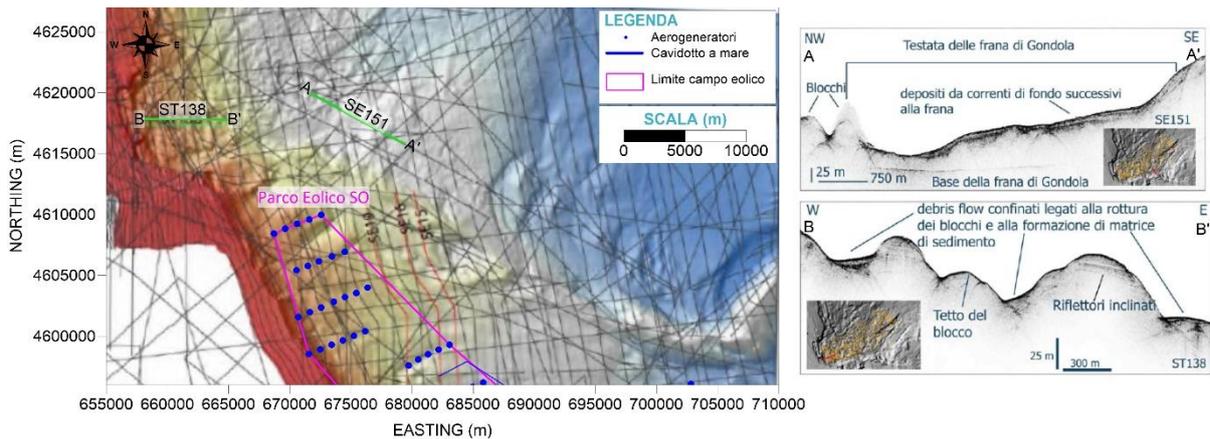


Figura 2.21 Profili CHIRP nell'area della Frana di Gondola [33]

La struttura di Gondola è collegata alla piattaforma continentale a Sud della nicchia di distacco della Frana di Gondola. La struttura si sviluppa già a partire dalla piattaforma continentale dove è presente una fascia deformativa orientata Est-Ovest e che segue la direzione della faglia di Mattinata (localizzata a Sud del Promontorio del Gargano) (vedi Figura 2.5).

Sulla scarpata, la struttura ha direzione Nord Ovest -Sud Est, ed è stato definito in questa area un bacino distensivo delimitato da pieghe, probabilmente dovute a sistemi trascorrenti [41]. Procedendo a profondità maggiori la deformazione è caratterizzata da piani di taglio subparalleli continui e caratterizzati da maggiori rigetti verticali.

Il rischio legato a questa struttura risiede nel fatto che la zona è fortemente tettonizzata da strutture associate alla presenza di faglie e quindi l'area può essere maggiormente soggetta a frane rispetto alle aree circostanti con conseguente possibile arretramento della struttura ed instabilità della scarpata.

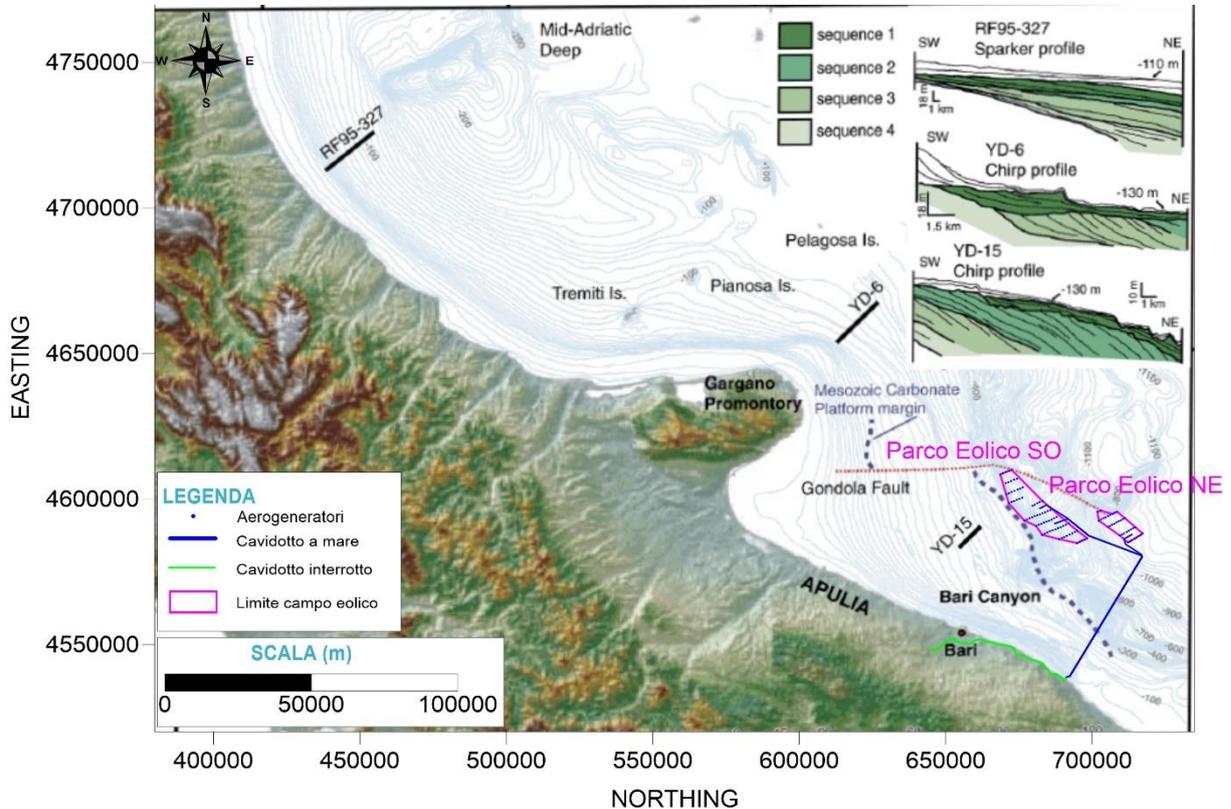


Figura 2.22 Localizzazione del canyon di Bari e delle strutture tettoniche [31]

Il Foglio 52 [31] è caratterizzato dalla presenza di un elemento morfobatimetrico molto rilevante, il canyon di Bari (Figura 2.18C), il quale è un sistema erosivo-deposizionale costituito da tre condotti principali che si originano dalla scarpata continentale superiore. Il canyon, dalla lunghezza di circa 32 km, si estende da circa 20 km di distanza dalla costa ed ha una profondità di -140 m alla testata (lunghezza circa 16 km) fino ad arrivare a profondità di circa -950 m alla base e presenta una tendenza retrogressiva [45].

La struttura del canyon è asimmetrica, con una maggiore acclività lungo il ramo meridionale e può essere suddivisa in tre sistemi orientati in direzione Est-Ovest: a Sud si trova il canale C, nell'area centrale è presente il canale B ed infine il canale A, nella porzione settentrionale, di dimensioni minori (Figura 2.23) porzione settentrionale, di dimensioni minori (Figura 2.23).

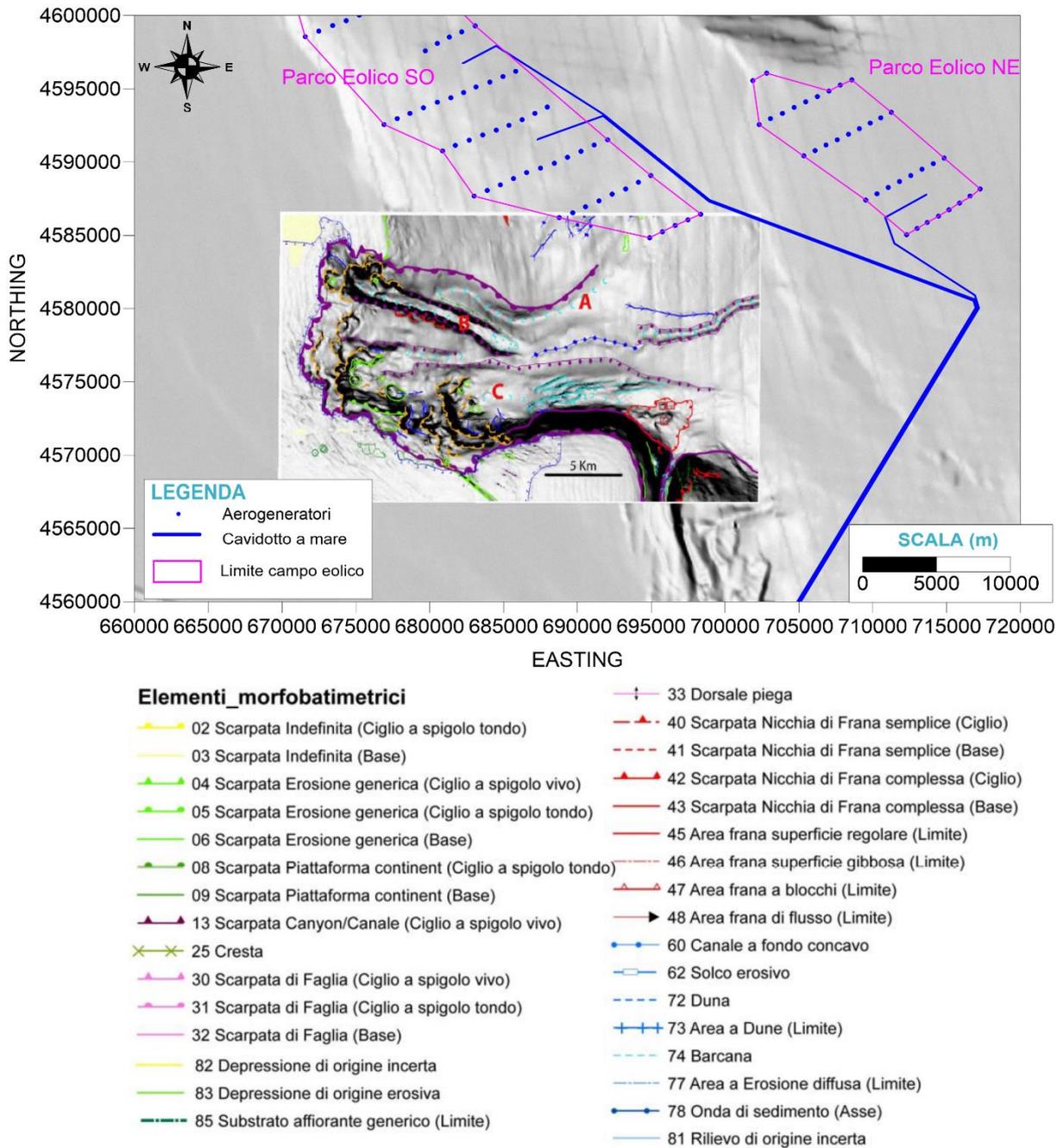


Figura 2.23 Elementi morfobatimetrici del canyon di Bari [31]

I tre canali del canyon si sviluppano partendo dalla scarpata, la cui morfologia è a forma di mezzaluna, e si estendono lungo il pendio. Inoltre, i due canali principali (B e C) si presentano quasi sub-paralleli tra di loro.[36]. Questa struttura è dovuta al flusso delle correnti che si inseriscono all'interno del canyon e modificano la sua complessa morfologia permettendo ai sedimenti di accumularsi lungo i rilievi esistenti e portando alla formazione di depositi sedimentari [42] (Figura 2.23). Come osservato da [44] il più grande deposito (B1-MTD) ha una dimensione di circa 35 m, ad una profondità di -1110 m e vede al suo interno sedimenti depositati in maniera incoerente all'interno del quale si trova un deposito sedimentario di dimensioni inferiori (B2-MTD) (Figura 2.24) [44]. Il sistema del canyon di Bari rappresenta inoltre uno dei fenomeni erosivi-deposizionali più peculiari dell'area del Sud Adriatico ed è l'area in cui si ha maggior sedimentazione dall'ultimo massimo glaciale [36].

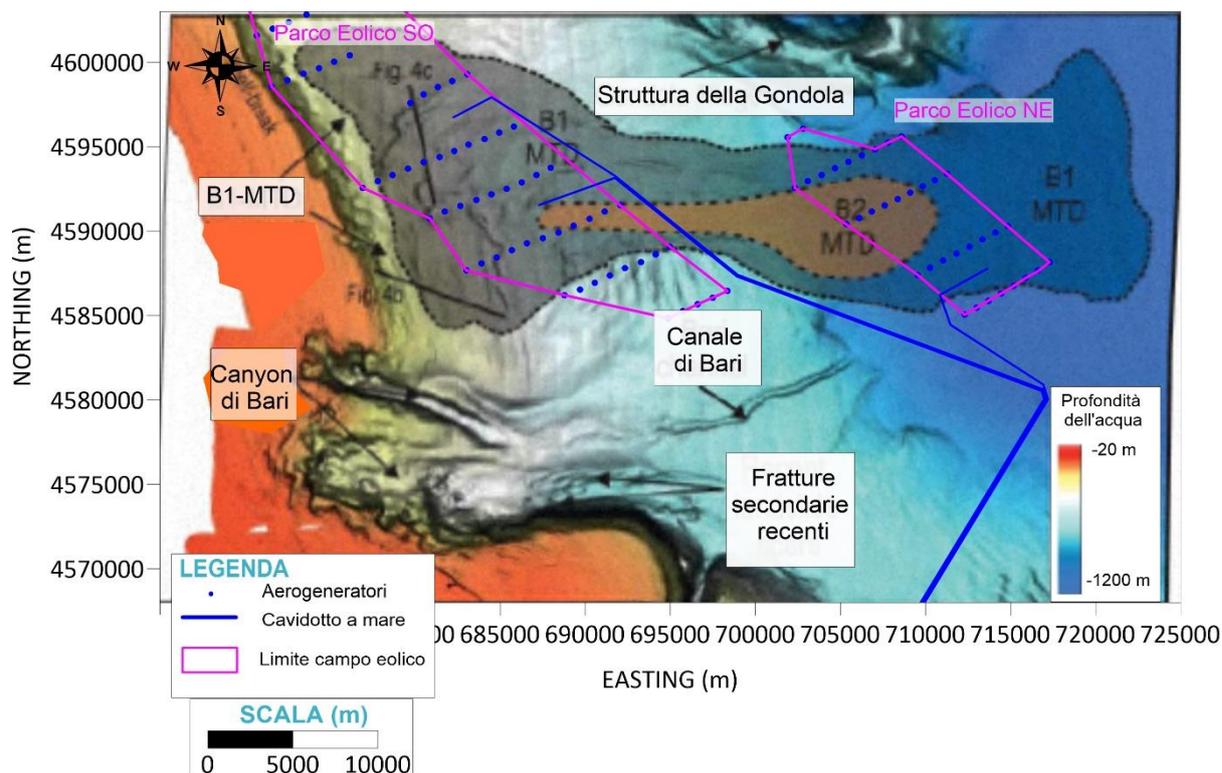


Figura 2.24 Depositi sedimentari del canyon di Bari (modificata da [44])

La piattaforma continentale esterna presenta un'area ad erosione diffusa dove al suo interno si riscontrano remnant erosivi, impronte associabili a presenza di vulcani di fango ed una depressione legata alle correnti di fondo (Figura 2.25). Le progredazioni più recenti della piattaforma si sono sviluppate nella porzione settentrionale del canyon coinvolgendo il canale B portando a sovraescavazioni della piattaforma.

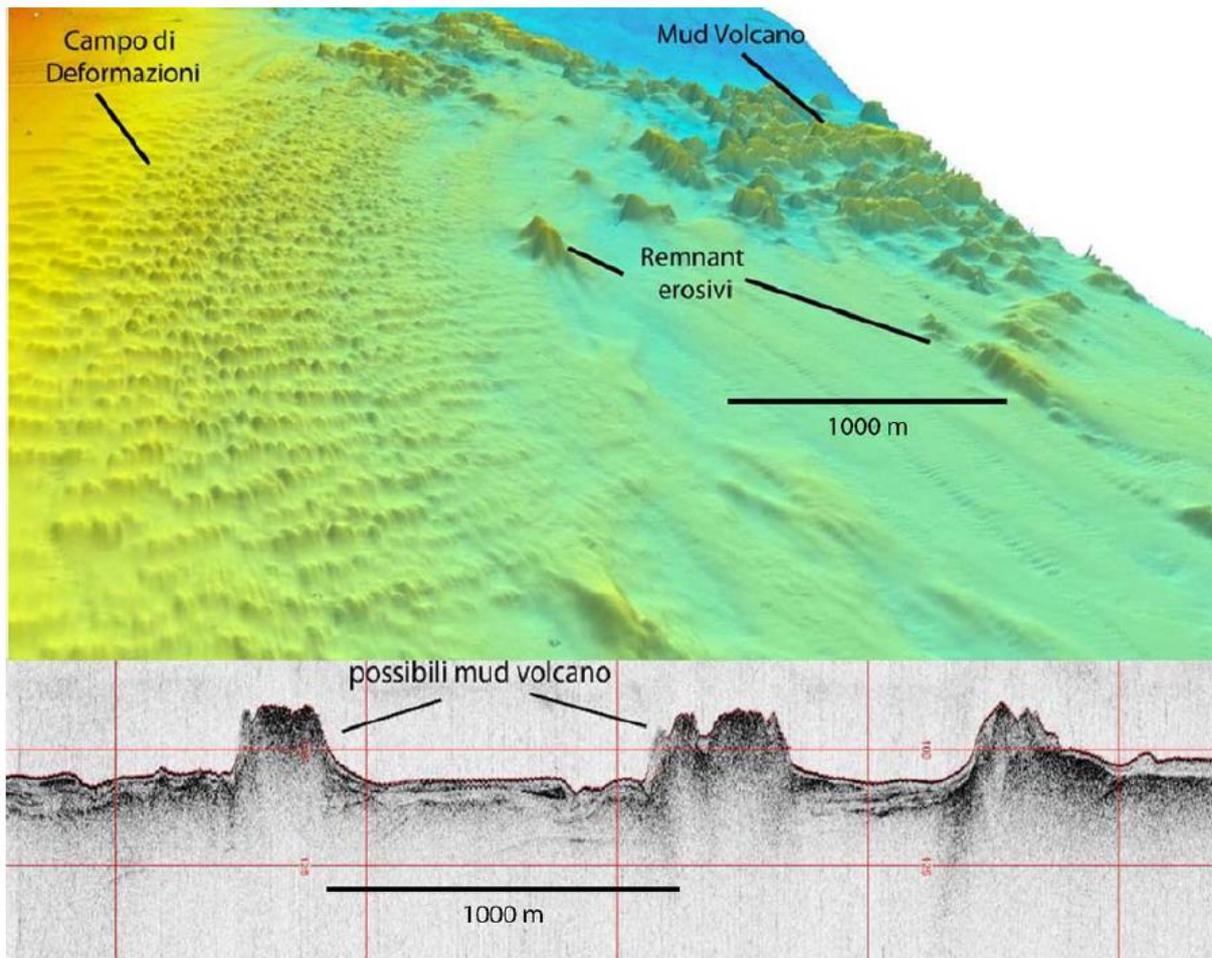


Figura 2.25 Deformazioni sulla piattaforma interna e vulcani di fango associati a remnant erosivi [31]

La scarpata continentale presenta un carattere erosivo deposizionale dove si sono sviluppate due lingue di sedimenti allungate in direzione Est-Ovest oltre a solchi, depressioni e scarpate erosive con piccole nicchie di frana. La presenza di numerose incisioni al di sopra della scarpata suggeriscono che essa potrebbe essere l'area di rottura [44]. La presenza di queste incisioni, associate a quelle che si sono sviluppate lungo le pareti del canyon, e la presenza di depositi incoerenti, suggeriscono che il canyon sia stato influenzato negli ultimi 20000 anni da eventi di trasporto di massa [41] [44].

In seguito all'ultimo evento di stazionamento del livello medio del mare del Nord Adriatico, la piattaforma continentale è stata continuamente annegata come conseguenza all'innalzamento eustatico. Questo progressivo annegamento ha reso l'area Nord Adriatica uno dei siti principali in Mediterraneo per la formazione di acque dense (NadDW) che si formano in questo processo. Queste acque si muovono verso il lato Sud-occidentale dell'Adriatico raggiungendo la scarpata Sud Adriatica attraverso la quale scendono trasversalmente con velocità che possono raggiungere i 70 cm/sec (Figura 2.26) impattando il fondale e dando vita ad una serie di forme deposizionali ed erosive precedentemente descritte in Figura 2.25 [45].

Attualmente sulla piattaforma dell'Adriatico Meridionale, durante l'inverno, si formano correnti dense e fredde che entrano all'interno del canyon portando pochi sedimenti ma aventi un alto potere erosivo. Queste correnti possono raggiungere velocità di 70 cm s⁻¹ [45] e quindi durante le fasi di stazionamento alto del livello del mare possono erodere le pareti del canyon mantenendo attivo il processo di escavazione lungo la piattaforma e portando allo sviluppo di frane [38].

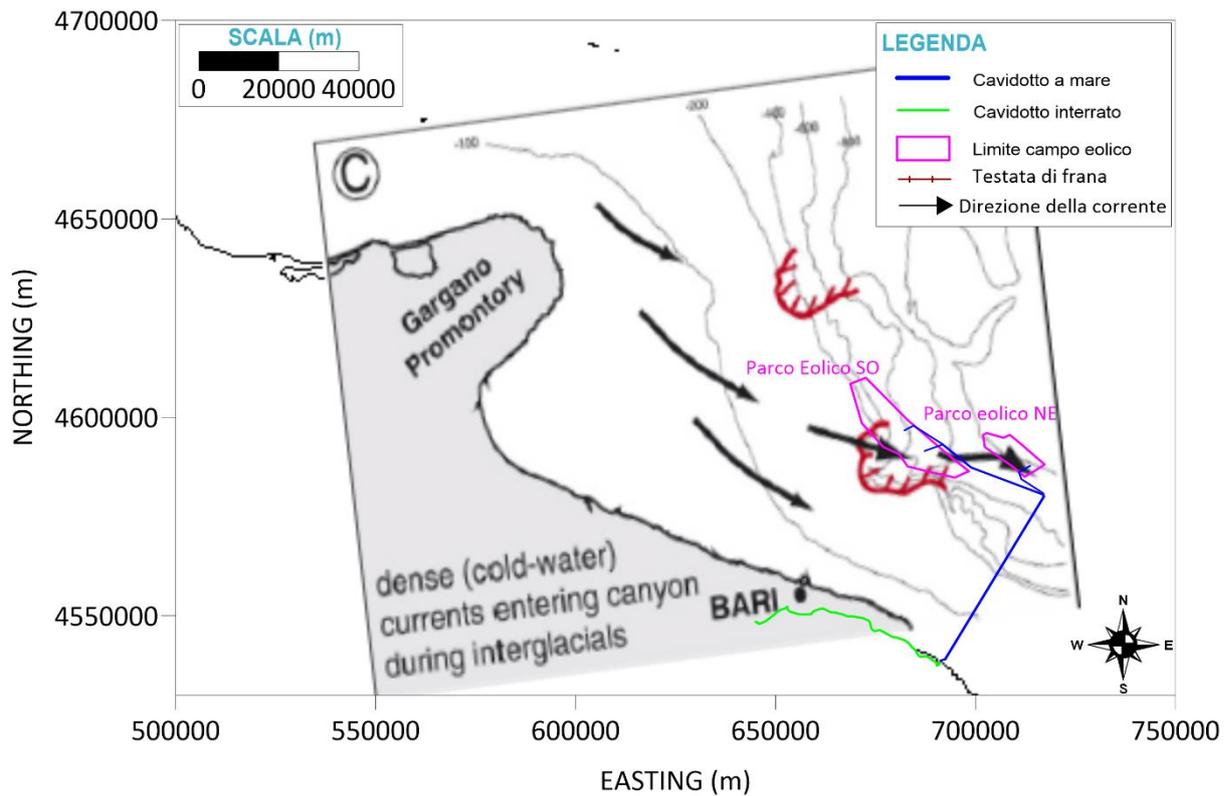


Figura 2.26 Andamento delle correnti fredde provenienti dal Nord Adriatico all'interno del canyon di Bari (modificata da [38])

EMODNet Geology [26] produce mappe di suscettibilità alle frane nelle quali più è alto il valore e maggiore è la probabilità che si verifichi un evento franoso. L'area di progetto (Figura 2.27) è prevalentemente localizzata in zone con medio-alta suscettibilità. Nello specifico, si osserva come l'area ad ovest del parco eolico Sud-Ovest che è situata lungo il ciglio di scarpata, il rischio di frana è molto alto (suscettibilità = 1) e l'area a Nord-Ovest del parco eolico Nord-Est presenta un rischio medio basso (suscettibilità = 0.35). Per avere ulteriori informazioni andrebbero raccolti ed analizzati dati di maggiore dettaglio attraverso specifiche campagne geofisiche e geotecniche.

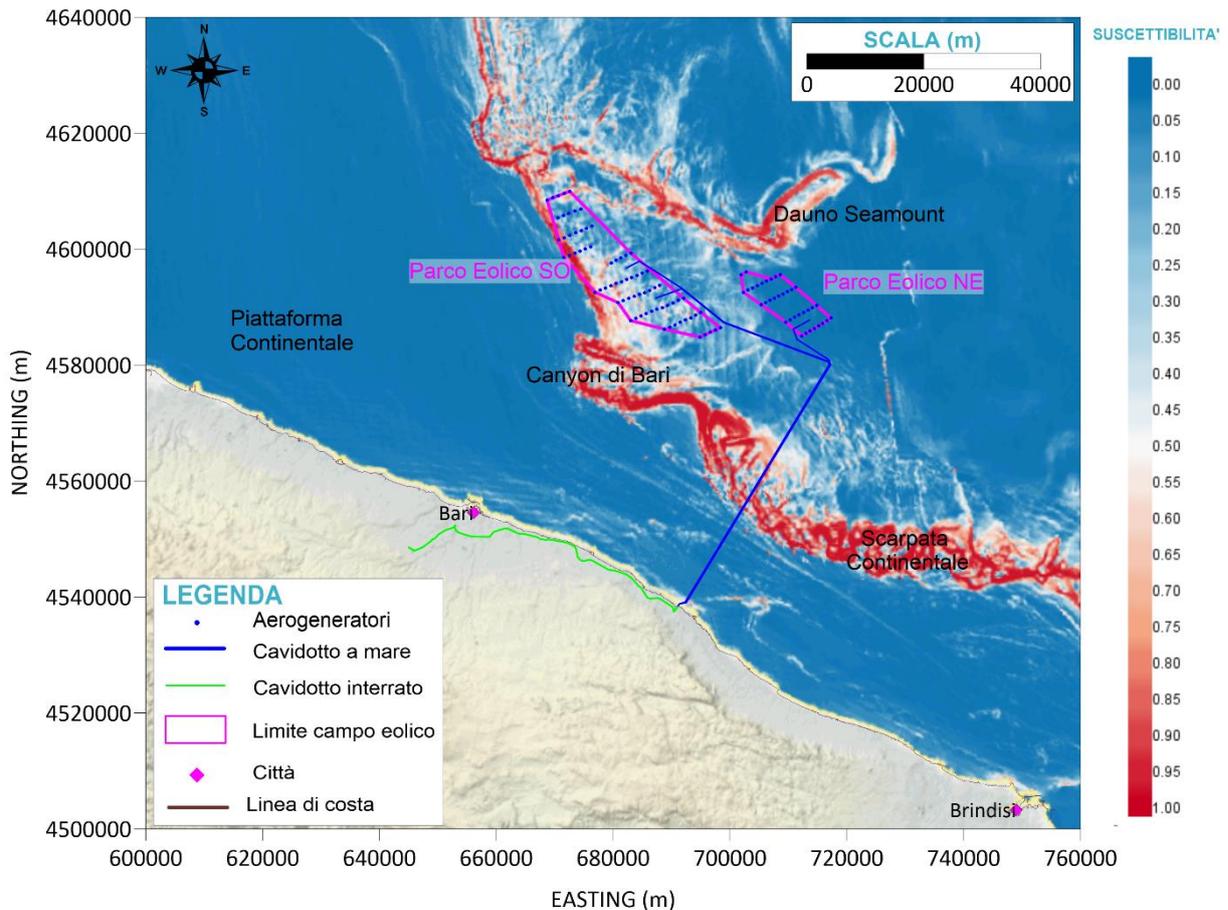


Figura 2.27 Suscettibilità alle frane (dati: EMODNet [26])

2.3.2 ASSETTO LITOSTRATIGRAFICO

La piattaforma continentale, ove è situato il progetto, è caratterizzata da un basamento costituito da un substrato roccioso calcareo del Mesozoico denominato “Calcare di Altamura”. Questo si approfondisce gradualmente verso il margine della piattaforma a causa della presenza di faglie dirette, con direzione Nord Ovest-Sud Est, che hanno dislocato il basamento. Al di sopra di questa facies sono presenti sequenze di sedimenti pleistocenici il cui spessore aumenta con la profondità.

A partire dalla battigia fino ad una profondità di circa -10 m il fondale è caratterizzato dalla presenza di sabbie terrigene. Procedendo verso il largo, fino ad una profondità di circa -50 m, il fondale è costituito da sabbie bioclastiche accompagnate dalla presenza di alcuni affioramenti rocciosi. Oltre i -50 m di profondità, il fondale presenta depositi a granulometria fine ed in particolare fanghi terrigeni.

La carta geologica d’Italia alla scala 1:100.000 copre l’area di studio con il Foglio 177 Bari [46], Foglio 178 Mola di Bari [47] e Foglio 190 Monopoli [48]. La carta mostra come i depositi dei Tufi delle Murge siano ampiamente presenti nell’area di approdo ipotizzando quindi la presenza di questa formazione anche in prossimità dell’area a mare.

Il Calcare di Bari (Barremiano-Turoniano) rappresenta il substrato sedimentario su cui poggiano tutte le unità successive. Il limite superiore del Calcare di Bari si trova a Sud del limite meridionale (area Murge Sud orientale) ed è segnato da una superficie erosiva netta, caratterizzata da depositi continentali su cui poggia in trasgressione ed in discordanza angolare il Calcare di Altamura. Il Calcare di Bari è costituito da calcari microfossiliferi a molluschi (Rudiste) bianchi formati da una litofacies a tessitura prevalentemente fango sostenuta e granulo sostenuta intercalata da calcari dolomitici e dolomie grigie. Si associano i sedimenti di questa successione ad ambienti di piattaforma carbonatica interna variabili dal subtidale al supratidale [49].

Il Calcare di Altamura (Senoniano) è costituito da calcari detritici con differenti granulometrie, stratificati ed all’interno dei quali è presente contenuto fossilifero (Rudiste) e alcuni livelli marnosi [49].

La Calcarenite di Gravina (Cenoviano Superiore) è costituita da calcareniti e calciruditi lito-bioclastiche che poggiano direttamente su calcari cretacei ad eccezione di sedimenti siltosi-sabbiosi presenti alla base [50].

I Tufi delle Murge (Pleistocene) sono costituiti da depositi calcareo-arenacei e calcareo-arenaceo-argillosi giallastri, più o meno cementati e con stratificazioni poco evidenti. Presentano frequenti livelli fossiliferi (Ostrea, Pecten) ed orizzonti di marne argillose [49] [50].

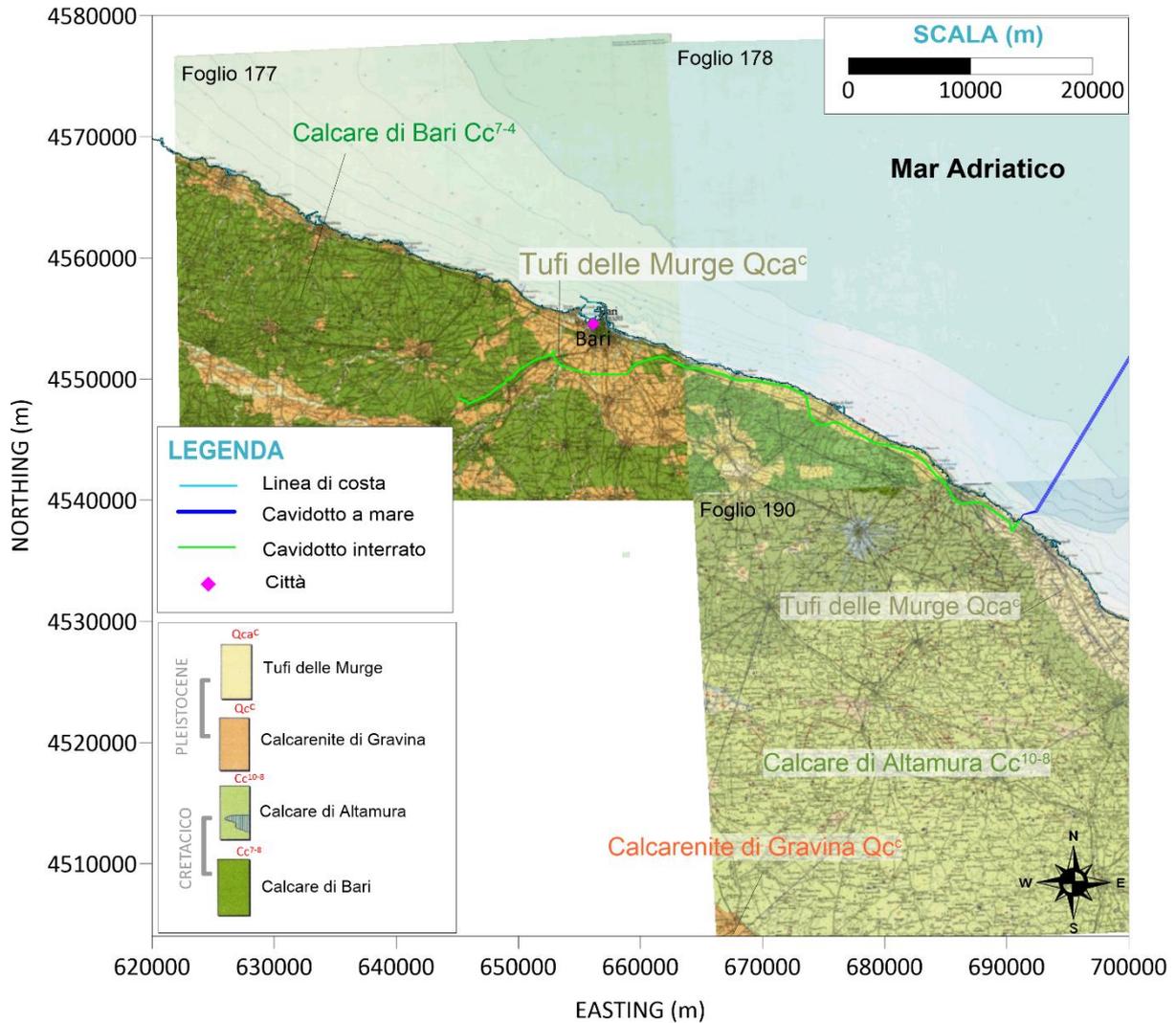


Figura 2.28 Carta geologica dell'area [46],[47] e [48]

Tra i dati di EMODNet Geology [26] ci sono anche indicazioni sui tipi litologici che caratterizzano il fondo del mare (Figura 2.29). La zona limitrofa alla costa è composta da depositi "Muddy Sand" (sabbia argillosa) mentre ad una profondità di circa -120 m il substrato diventa "Sandy Mud" (argilla sabbiosa). Entrambe le aree destinate a parco eolico ricadono completamente in zone contrassegnate da argilla sabbiosa, mentre il cavidotto ricade anche parzialmente in sabbia argillosa. Questa classificazione va presa solo come indicazione di massima, pertanto indagini di dettaglio devono essere effettuate per individuare la corretta stratigrafia nell'area del progetto.

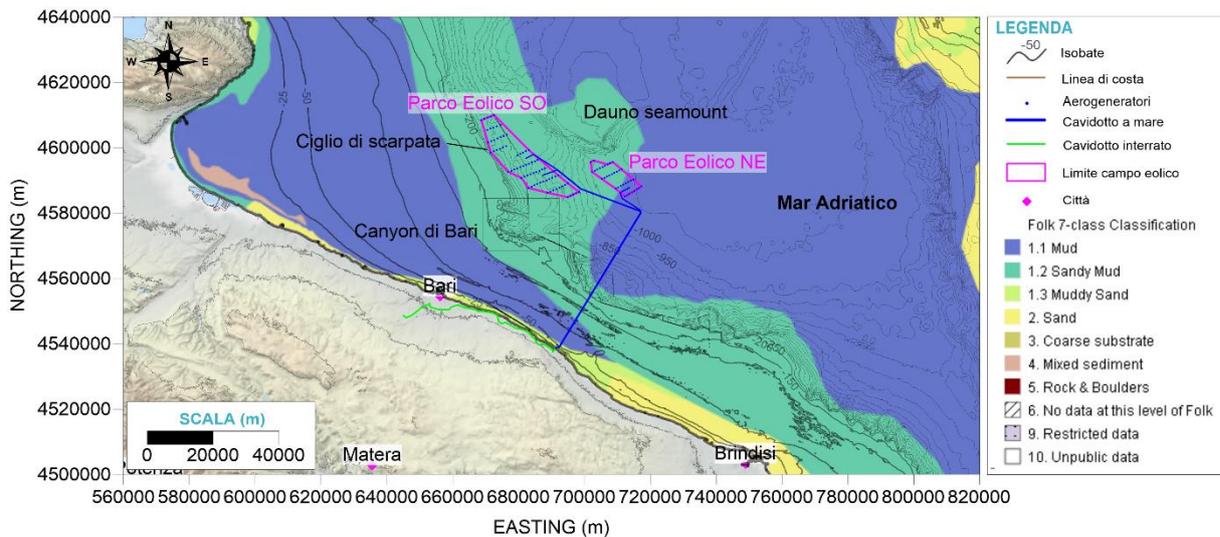


Figura 2.29 Litologia superficiale nell'area di studio (dati: EMODNet [26])

2.4 CAMPIONAMENTI IN-SITU

Nell'area di studio sono disponibili dati di campionamenti di dettaglio nella zona del Foglio MaGIC 52 [31] e del Foglio MaGIC 53 [33].

Nell'area del Foglio MaGIC 52 [31] sono stati prelevati 112 campioni di cui 29 tramite box corer, 27 tramite carotaggi, 27 attraverso l'utilizzo della benna e 29 con i dragaggi nell'area del canyon di Bari.

Nell'area del Foglio MaGIC 53 [33] sono stati prelevati 79 campioni di cui 22 tramite box corer, 31 tramite carotaggi, 19 attraverso l'utilizzo della benna e 6 con i dragaggi nella zona della struttura di Gondola e della Frana di Gondola.

In prossimità del parco eolico e del cavidotto sono presenti tre pozzi denominati IMAGO_001, GRAZIA_001 e GIULIANA_001, i primi due sono stati perforati da Agip negli anni '70 mentre il terzo è stato perforato da Sori negli anni '80 [51] (Figura 2.30). Il pozzo IMAGO_001 si trova ad una distanza di 1.6 km dal cavidotto ed è arrivato ad una profondità di -822 m, ha attraversato una serie pleistocenica argillosa e si è concluso in un substrato di calcari del Cretaceo. Il pozzo GRAZIA_001 si trova ad una distanza di 12.8 km dall'area del parco eolico Sud-Ovest ed è arrivato ad una profondità di -2050 m, ha attraversato una serie pleistocenica argillosa, seguita da una serie oligocenica sabbiosa per concludersi in un substrato di calcari del Cretaceo superiore. Il pozzo GIULIANA_001 si trova ad una distanza di 16 km dall'area del parco eolico a Sud-Ovest ed è arrivato ad una profondità di -1999 m, ha attraversato una serie pleistocenica argillosa, seguita da calcari del Miocene, poi da scaglia dell'Oligocene per concludersi in uno strato di dolomie del Cretaceo inferiore [51].

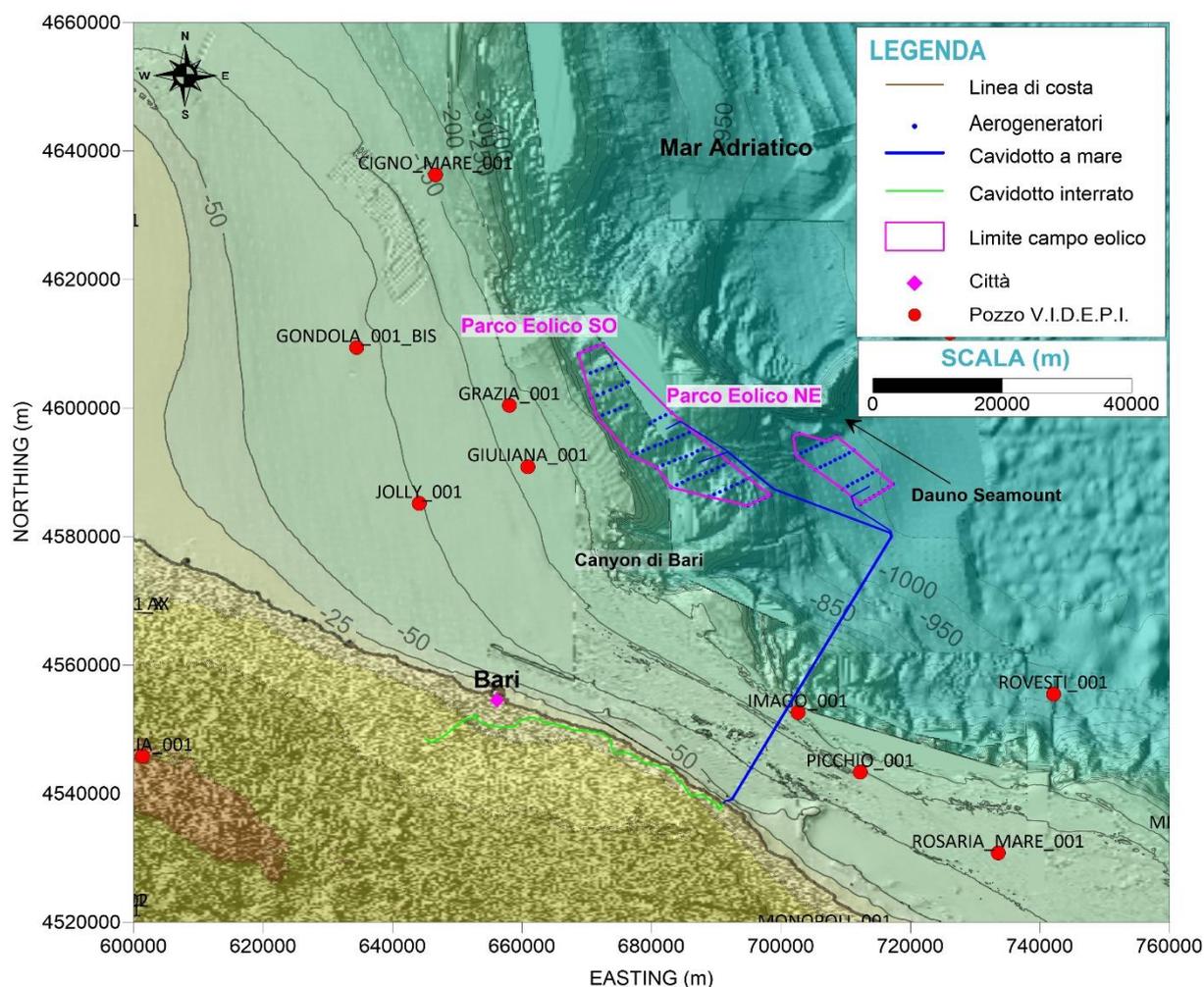


Figura 2.30 Pozzi presenti intorno all'area di studio [51]

3 CONCLUSIONI

La definizione del contesto geologico e morfologico nel quale si sviluppa l'area di studio ha permesso di dedurre che, per quanto riguarda il settore offshore, si evidenzia la presenza di alcuni punti di criticità che possono portare ad instabilità dati dalla struttura di Gondola situata a 3 km a Nord rispetto al parco eolico Nord-Est e del canyon di Bari, distante 40 km in direzione Est dal cavidotto.

Nel settore settentrionale dell'area di studio sono presenti la Frana di Gondola ed il lineamento tettonico di Gondola. Queste due strutture si trovano in una zona fortemente tettonizzata e su cui si sono sviluppate strutture associate alla presenza di faglie limitrofe, le quali possono portare l'area ad essere maggiormente soggetta a frane e allo sviluppo di nicchie di frana nonché ad instabilità dovuta all'arretramento della scarpata verso la linea di costa.

Nel settore meridionale dell'area di studio, ad Est del cavidotto, è presente il canyon di Bari. Questa struttura è attualmente attiva e può essere soggetta ad erosione retrogressiva della testata verso la linea di costa e da cui, di conseguenza, possono innescarsi fenomeni di instabilità gravitativa e frane favorite sia dall'attività tettonica dell'area sia dalle correnti profonde e fredde provenienti dal Nord Adriatico.

Il substrato lungo il tracciato è costituito per la quasi totalità da calcareniti pleistocenici. Data la natura carsica del substrato calcarenitico e la presenza di diverse grotte nel litorale Pugliese, si raccomandano specifiche indagini geofisiche (es. Prospezioni di tomografia geoelettrica, indagini gravimetriche) prima della realizzazione dello scavo della trincea dei cavidotti in vicinanza dell'approdo atti ad accertare la potenziale presenza di cavità carsiche.

Per poter meglio definire i rischi geologici presenti nell'area di studio, si raccomanda di effettuare indagini di dettaglio sito-specifiche per l'acquisizione di dati batimetrici, geofisici e geotecnici.

DOCUMENTI DI RIFERIMENTO

- [1] Ricchetti, G., 1980, "Contributo alla Conoscenza Strutturale della Fossa Bradanica e delle Murge", Bollettino Società Geologica Italiana, Vol. 99, pp. 421-430.
- [2] Mantovani, E., M. Viti, D. Babbucci, N. Cenni, C. Tamburelli, A. Vannucchi, F. Falciani, G. Fianchisti, M. Baglione, V. D'Intinosante, P. Fabbron, L. Martelli, P. Baldi e M. Bacchetti, 2013, "Assetto Tettonico e Potenzialità Sismica dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo e Val Padana", Regione Toscana e Regione Emilia-Romagna. Centro Stampa Regione Emilia-Romagna, 168 pp.
- [3] Ricchetti, G., N. Ciaranfi, E. Luperto Sinni, F. Mongelli e P. Pieri, 1988, "Geodinamica ed Evoluzione Sedimentaria e Tettonica dell'Avampaese Apulo", Memorie della Società Geologica Italiana, Vol. 41, pp. 57-82.
- [4] Argnani, A., F. Frugoni, R. Cosi, M. Ligi e P. Favalli, 2001, "Tectonics and Seismicity of the Apulian Ridge South of Salento Peninsula", Annali di Geofisica, Vol. 44, pp. 527-540.
- [5] Merlini, S., G. Cantarella e C. Doglioni, 2000, "On the Seismic Profile Crop M5 in the Ionian Sea", Bollettino della Società Geologica Italiana, Vol. 119, pp. 227-236.
- [6] Fusi, N., A. Savini e C. Corselli, 2006, "High Resolution (chirp) Survey in the Ionian Sea (Italy, Central Mediterranean): Seismic Evidence of Mud Diapirism and Coral Mounds" Annals of Geophysics, Vol. 49 (2/3), pp. 751-765.
- [7] Pieri, P., V. Festa, M. Moretti e M. Tropeano, 1997, "Quaternary Tectonic Activity of the Murge Area (Apulian Foreland-Southern Italy)", Annali di Geofisica, Vol. 40, pp. 1395-1404.
- [8] Morelli, D., 2002, "Evoluzione tettonico-stratigrafica del Margine Adriatico Compreso tra il Promontorio Garganico e Brindisi", Memorie della Società Geologica Italiana. Vol.57, pp. 343-353.
- [9] Argnani, A., C. Bonazzi, D. Evangelisti, P. Favali, F. Frugoni, M. Gasperini, M. Ligi, M. Mariani e G. Mele, 1996, "Tettonica dell'adriatico Meridionale", Memorie della Società Geologica Italiana, Vol. 51, pp. 227-237.
- [10] Senatore M.R., G. Diplomatico, L. Mirabile, T. Pescatore e M. Tramutoli, 1982, "Frammenti sulla Scarpata Continentale Pugliese del Golfo di Taranto (Alto Ionio)", Geologica Romana, Vol. 21, pp. 497-510.
- [11] DISS Working Group, 2021, "Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.0.0: A Compilation of Potential Sources for Earthquakes Larger than M 5.5 in Italy and Surrounding Areas", Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), <https://doi.org/10.13127/diss3.3.0>
- [12] Arvidsson, R. e G. Grunthal, 2010, "Compilation of Existing Regional and National Seismic Sources", SHARE Project Deliverable D3.1, 19pp.
- [13] Meletti, C., F. Galadini, G. Valensise, M. Stucchi, R. Basili, S. Barba, G. Vannucci e E. Boschi, 2008, "A Seismic Source Zone Model for the Seismic Hazard Assessment of the Italian Territory", Tectonophysics, Vol. 450, pp. 85-108.
- [14] Santulin, M., A. Tamaro, A. Rebez, D. Slejko, F. Sani, L. Martelli, M. Bonini, G. Corti, M.E. Poli, A. Zanferrari, A. Marchesini, M. Busetti, M. Dal Cin, D. Spallrossa, S. Barani, D. Scafidi, G. Barreca e C. Monaco, 2017, "Seismogenic Zonation as a Branch of the Logic Tree for the New Italian Seismic Hazard Map-MPS16: A Preliminary Outline", Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, Vol. 58, pp. 313-342.
- [15] Ridente, D., U. Fracassi, D. Di Bucci, F. Trincardi e G. Valensise, 2008, "Middle Pleistocene to Holocene Rctivity of the Gondola Fault Zone (south Adriatic Foreland): Deformation of a Regional Shear Zone and Seismotctonic Implications", Tectonophysics, Vol. 453, pp. 110-121.
- [16] ISPRA, 2022, Progetto ITHACA (Italy Hazard from Capable faults): Catalogo delle Faglie Capaci. <https://sgi.isprambiente.it/ithaca/viewer/index.html>

- [17] Rovida, A., M. Locati, R. Camassi, B. Lolli, P. Gasperini e A. Antonucci, 2022, “Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), Versione 4.0”, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.4>
- [18] Tondi, E., L. Piccarci, S. Cacon, B. Kontny e G. Cello, 2005, “Structural and Time Constraints for Dextral Shear Along the Seismogenic Mattinata Fault (Gargano, Southern Italy)”, *Journal of Geodynamics*, Vol. 40, pp. 134-152.
- [19] Tinti, S., A. Piatanesi e A. Maramai, 1997, “Numerical Simulations of the 1627 Gargano Tsunami (Soouthern Italy) to Locate the Earthquake Source”, *Perspectives on Tsunami Hazard Reduction*, pp. 115-131.
- [20] Pasarić, M., B. Brizuela, L. Graziani, A. Maramai e M. Orlic, 2012, “Historical tsunamis in the Adriatic Sea”, *Natural Hazards*, Vol. 61, pp. 381-316
- [21] Stucchi, M., C. Meletti, V. Montaldo, A. Akinci, E. Faccioli, P. Gasperini, L. Malagnini e G. Valensise, 2004, “Pericolosità Sismica di Riferimento per il Territorio Nazionale MPS04”, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), <https://doi.org/10.13127/sh/mps04/ag>
- [22] Tiberti, M., S. Lorito, R. Basili, V. Kastelic, A. Piantesi e G. Valensise, 2008, “Scenarios of earthquake-generated for the Italian coast of the Adriatic Sea”, *PAGEOPH*, Vol. 165, pp.1-47
- [23] Tinti, S. E A. Armigliato, 2003, “The use of scenarios to evaluate the tsunami impact in southern Italy”, *Marine Geology*, Vol.199, pp.221-243
- [24] Maramai, A., L. Graziani e B. Brizuela, 2019), “Euro-Mediterranean Tsunami Catalogue (EMTC), version 2.0 (Version 2.0). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) <https://doi.org/10.13127/TSUNAMI/EMTC.2.0>
- [25] EMODNet (European Marine Observation and Data Network), 2023, Bathymetry and Coastline, <https://portal.emodnet-bathymetry.eu/>
- [26] EMODNet (European Marine Observation and Data Network), 2021, Geology, <https://www.emodnet-geology.eu/map-viewer/>
- [27] ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), 2019, Global Digital Elevation Model Version 3, <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>
- [28] Dipartimento Protezione Civile, 2020, “Foglio 51 “Brindisi”, Portale: <https://github.com/pcm-dpc/MaGIC/tree/master/MaGIC-1/fogli/dati/51-Brindisi>
- [29] Dipartimento Protezione Civile, 2020, “Note a Compendio del Foglio 51 “Brindisi”, Portale: <https://github.com/pcm-dpc/MaGIC/blob/master/MaGIC-1/fogli/pdf/note-compendio/51-Brindisi-note-a-compendio.pdf>
- [30] Dipartimento Protezione Civile, 2020, “Foglio 52 “Monopoli”, Portale: <https://github.com/pcm-dpc/MaGIC/tree/master/MaGIC-1/fogli/dati/52-Monopoli>
- [31] Dipartimento Protezione Civile, 2020, “Note a Compendio del Foglio 52 “Monopoli”, Portale: <https://github.com/pcm-dpc/MaGIC/blob/master/MaGIC-1/fogli/pdf/note-compendio/52-Monopoli-note-a-compendio.pdf>
- [32] Dipartimento Protezione Civile, 2020, “Foglio 53 “Bari”, Portale: <https://github.com/pcm-dpc/MaGIC/tree/master/MaGIC-1/fogli/dati/53-Bari>
- [33] Dipartimento Protezione Civile, 2020, “Note a Compendio del Foglio 53 “Bari”, Portale: <https://github.com/pcm-dpc/MaGIC/blob/master/MaGIC-1/fogli/pdf/note-compendio/53-Bari-note-a-compendio.pdf>
- [34] Dipartimento Protezione Civile, 2020, “Foglio 54 “Vieste”, Portale: <https://github.com/pcm-dpc/MaGIC/tree/master/MaGIC-1/fogli/dati/54-Vieste>

- [35] Dipartimento Protezione Civile, 2020, “Note a Compendio del Foglio 54 “Vieste”, Portale: <https://github.com/pcm-dpc/MaGIC/blob/master/MaGIC-1/fogli/pdf/note-compendio/54-Vieste-note-a-compendio.pdf>
- [36] Trincardi, F., F. Fogliolini, G. Verdicchio, A. Asioli, A. Correggiari, D. Minisini, A. Piva, A. Remia, D. Ridente e M. Taviani, 2007, “The Impact of Cascading Currents on the Bari Canyon System, SW-Adriatic Margin (Central Mediterranean)”, *Marine Geology*, Vol. 246, pp. 208-230.
- [37] Aissi, M., M. Rovere e M. Wurtz, 2009, “Seamounts and Seamount-like Structures of Sardinia Channel, Strait of Sicily, Ionian Sea and Adriatic Sea”, IUCN, *Atlas of Mediterranean Seamounts*, pp.219-220.
- [38] Ridente, D., F. Foglioli, D. Minisini, F. Trincardi e G. Verdicchio, 2007, “Shelf-edge Erosion, Sediment Failure and Inception of Bari Canyon on the Southwestern Adriatic Margin (Central Mediterranean)”, *Marine Geology*, Vol. 246, pp. 193-207.
- [39] Ridente, D. e F. Trincardi, 2006, “Active foreland deformation evidence by shallow folds and faults affecting late Quaternary shelf-slope deposits (Adriatic Sea, Italy)”, *Basin Res.*, Vol.18, pp. 171-188.
- [40] Dalla Valle, G., F. Gamberi, F. Foglioli e F. Trincardi, 2015, “The Gondola Slide: A mass transport complex controlled by margin topography (South Western Adriatic Margin, Mediterranean Sea), *Marine Geology*, Vol. 365, pp. 97-113.
- [41] Minisini, D., F. Trincardi e A. Asioli, 2006, “Evidence of Slope Instability in the Southwestern Adriatic Margin”, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 6, pp. 1-20.
- [42] Fogliolini, F., E. Campiani, A. Cattaneo, A. Correggiari, A. Remia, D. Ridente e F. Trincardi, 2021, “The Bathymetry of the Adriatic Sea, *Publication Management*, pp. 445-457.
- [43] Salvini, F., A. Billi, e D. U. Wise, 1999, “Strike-slip Fault-propagation Cleavage in Carbonate Rocks: the Mattinata Fault Zone, Southern Apennines, Italy”, *Journal of Structural Geology*, Vol. 21, pp.1731-1739.
- [44] Gamberi, F., G. Dalla Valle, F. Fogliolini, M. Rovere e F. Trincardi, 2020, “Submarine Landslides on the Seafloor: Hints on Subaqueous Mass-transport Processes from the Italian Continental Margins (Adriatic and Tyrrhenina Seas, Offshore, Italy)”, *Geophysical Monograph*, Vol. 246, pp. 339-356.
- [45] Turchetto, M., A. Boldrin, L. Langone, S. Miserocchi, T. Tesi e F. Foglioli, 2007, “Particle Transport in the Bari Canyon (Southern Adriatic Sea)”, *Marine Geology*, Vol. 246, pp. 231-247.
- [46] Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale – Servizio Geologico d’Italia (ISPRA-SGI), 1969, *Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000, Foglio 177 Bari*: https://sgi.isprambiente.it/geologia100k/mostra_foglio.aspx?numero_foglio=177
- [47] Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale – Servizio Geologico d’Italia (ISPRA-SGI), 1969, *Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000, Foglio 178 Mola di Bari*: https://sgi.isprambiente.it/geologia100k/mostra_foglio.aspx?numero_foglio=178
- [48] Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale – Servizio Geologico d’Italia (ISPRA-SGI), 1969, *Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000, Foglio 190 Monopoli*: https://sgi.isprambiente.it/geologia100k/mostra_foglio.aspx?numero_foglio=190
- [49] Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale – Servizio Geologico d’Italia (ISPRA-SGI), 1969, *Note Illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000, Fogli 177 e 178 Bari e Mola di Bari*.
- [50] Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale – Servizio Geologico d’Italia (ISPRA-SGI), 1969, *Note Illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000, Fogli 190 Monopoli*.
- [51] Progetto Visibilità dei Dati Afferenti all’Attività di Esplorazione Petrolifera in Italia (V.I.D.E.P.I.), <https://www.videpi.com/>
- [52] Minisini, D., F. Trincardi e A. Asioli, 2006, “Evidence of slope instability in the Southwestern Adriatic Margin”, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 6, pp. 1-20.

[53] Navionics Chart Viewer, 2023, <https://webapp.navionics.com/>



RINA Consulting S.p.A. | Società soggetta a direzione e coordinamento amministrativo e finanziario del socio unico RINA S.p.A.
Via Cecchi, 6 - 16129 GENOVA | P. +39 010 31961 | rinaconsulting@rina.org | www.rina.org
C.F./P. IVA/R.I. Genova N. 03476550102 | Cap. Soc. € 20.000.000,00 i.v.