

COMUNE DI BRINDISI
PROVINCIA DI BRINDISI

**Committente: Autorità di Sistema Portuale del Mare Adriatico
Meridionale**

**LAVORI DI COMPLETAMENTO DELLE INFRASTRUTTURE DI
SECURITY NEL PORTO DI BRINDISI**

STUDIO DI COMPATIBILITÀ GEOLOGICA E GEOTECNICA

Lecce, febbraio 2019

I Tecnici Incaricati

Prof. Geol. Giuseppe CALÒ
(Albo Geologi Regione Puglia N. 148)

Prof. Ing. Luigi MONTERISI
(Albo Ingegneri Provincia di Bari n. 1771)

SOMMARIO

1	PREMESSA	2
2	UBICAZIONE DELL'AREA IN ESAME	4
3	INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE	6
4	STRATIGRAFIA E LITOLOGIA	8
4.1	"CALCARE DI ALTAMURA" (CRETACEO SUP.).....	10
4.2	"CALCARENITE DI GRAVINA" (PLEISTOCENE INF.).....	11
4.3	"ARGILLE SUBAPPENNINE" (PLEISTOCENE INF.)	12
4.4	"DEPOSITI MARINI TERRAZZATI" (PLEISTOCENE MEDIO-SUP.).....	13
4.5	DEPOSITI ALLUVIONALI E PALUSTRI (OLOCENE)	15
5	GEOMORFOLOGIA E IDROGRAFIA	16
5.1	QUADRO GEOMORFOLOGICO GENERALE	16
5.2	RETICOLO IDROGRAFICO	18
6	PERICOLOSITÀ GEOMORFOLOGICA E IDRAULICA	20
7	ASSETTO IDROGEOLOGICO LOCALE	25
7.1	UNITÀ IDROGEOLOGICHE	25
7.2	FALDA PROFONDA	25
7.3	FALDA SUPERFICIALE.....	27
8	SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA	29
8.1	CENNI DI SISMICITÀ STORICA	29
8.2	CLASSIFICAZIONE E PERICOLOSITÀ SISMICA DEL TERRITORIO.....	31
9	INDAGINI GEOGNOSTICHE	34
9.1	PERFORAZIONI DI SONDAGGIO.....	34
9.2	PROVE PENETROMETRICHE DINAMICHE DEL TIPO S.P.T.....	40
9.3	PROVE DI LABORATORIO	42
10	INDAGINE SISMICA	43
10.1	INDAGINE SISMICA A RIFRAZIONE	43
10.2	INDAGINE CON METODOLOGIA MASW	48
11	RIEPILOGO E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	51
12	FONTE DOCUMENTALI E RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI	53
13	ALLEGATO 1	55
14	ALLEGATO 2	56
15	ALLEGATO 3	57

1 PREMESSA

La presente relazione è stata redatta in adempimento dell'incarico ricevuto dall'Autorità di Sistema Portuale del Mare Adriatico Meridionale con Determinazione del Presidente n. 26 del 24/01/2019 e contiene i risultati dello studio di compatibilità geologica e geotecnica relativo ad alcune opere realizzate nella zona portuale di Brindisi su aree gravate da vincolo di pericolosità geomorfologica.

Lo studio, richiesto dall'Autorità di Bacino Distrettuale dell'Appennino Meridionale, è stato supportato da indagini geognostiche finalizzate ad ottenere dati di tipo stratigrafico, geotecnico e sismico.

Si precisa, che in occasione della riunione tenutasi il giorno 12/12/2018 presso la sede dell'Autorità di Bacino, era stato depositato uno studio preliminare basato sui risultati di indagini pregresse eseguite a supporto del progetto di completamento delle opere di security del porto di Brindisi del 2015.

E' importante premettere e sottolineare **che le indagini eseguite a supporto del presente studio hanno consentito di rilevare l'esistenza di una situazione stratigrafica del tutto differente da quella che era stata ipotizzata in prima istanza sulla base delle indagini pregresse.** Infatti, quest'ultime erano state eseguite tutte in zone sottoposte a operazioni di colmata e di rinterro per la creazione della banchina portuale, per cui evidenziavano stratigrafie costituite interamente da materiale rimaneggiato di riporto.

Le indagini eseguite a ridosso delle opere prese in esame, hanno invece dimostrato che le stesse sono state realizzate su terreno in posto, quindi caratterizzato da caratteristiche geotecniche significativamente migliori di quelle che possono essere assegnate ai materiali di riporto.

Tale circostanza ha consentito di ricostruire il modello geologico e geotecnico locale su presupposti totalmente differenti rispetto a quello preliminare e di eseguire delle verifiche di stabilità in condizione ante e post operam senza margini di incertezza e con dati sito-specifici assolutamente attendibili e rappresentativi del profilo stratigrafico reale.

Il presente studio si è articolato attraverso:

1. l'identificazione e descrizione dei caratteri geomorfologici, geologico-strutturali, stratigrafici, idrogeologici e sismologici dell'area urbana di Brindisi;
2. la formulazione del corrispondente modello geologico locale, rappresentato graficamente mediante la redazione di una carta geologica e di una sezione geologica rappresentativa del sito preso in esame;
3. l'esecuzione, all'interno dell'area di specifico interesse, di n. 2 perforazioni di sondaggio a carotaggio continuo della profondità di 15 metri;
4. esecuzione, all'interno dei fori di sondaggio, di prove penetrometriche dinamiche del tipo S.P.T. per la determinazione dei parametri di resistenza a

supporto delle verifiche di stabilità;

5. prelievo di n. 5 campioni di terreno per l'esecuzione di prove di laboratorio finalizzate alla determinazione dei principali parametri indice;
6. esecuzione di un'indagine sismica funzionale alla classificazione del profilo stratigrafico ai sensi delle vigenti Norme Tecniche per le Costruzioni.

La presente relazione è corredata da n. 3 allegati e precisamente:

- Allegato 1 – Report stratigrafici e prove S.P.T.;
- Allegato 2 – Certificati delle prove di laboratorio;
- Allegato 3 – Verifiche di stabilità in condizioni ante e post operam.

2 UBICAZIONE DELL'AREA IN ESAME

L'area investigata si colloca all'interno dell'area portuale di Brindisi, in prossimità del varco di ingresso alla banchina di riva "Costa Morena" (v. **Fig. 2.1-2.2**).

In particolare, l'indagine svolta è stata finalizzata a caratterizzare dal punto di vista geologico e geotecnico un breve tratto di litorale delimitato da una recinzione in calcestruzzo sormontata da rete metallica (v. **Fig. 2.3-2.4**).



Fig. 2.1 – Ubicazione dell'area in esame.



Fig. 2.2 – Particolare del sito di indagine.



Fig. 2.3 – Particolare della scarpata e della recinzione.



Fig. 2.4 – Come foto precedente.

3 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

L'area urbana e la zona portuale di Brindisi si collocano all'interno di una vasta depressione morfo-strutturale ("Piana Messapica") dislocata da sistemi di faglie dirette a prevalente direzione appenninica (NW-SE) e anti-appenninica (NE-SW) e confinante a NW con le pendici dell'altopiano murgiano e a SW con i più modesti rilievi delle "Serre Salentine".

La piana brindisina si configura quindi come una depressione di origine tettonica, che si contrappone agli adiacenti rilievi strutturali della Murgia e delle Serre Salentine, in accordo con quelle che sono le caratteristiche di assetto strutturale tipiche del territorio pugliese in generale e salentino in particolare.

Dal punto di vista stratigrafico, l'intera piana brindisina è caratterizzata dalla presenza in affioramento di formazioni di età quaternaria, in larga parte costituite da depositi di terrazzo a composizione sabbiosa, sabbioso-argillosa e calcarenitica (v. **Fig. 3.1**). Più in profondità, la struttura geologica del territorio risulta caratterizzata, nelle sue linee essenziali, dalla presenza di un potente basamento carbonatico di età mesozoica (dello spessore stimato di circa 6.000 metri), lievemente deformato e variamente dislocato, a luoghi ricoperto da coltri sedimentarie di età più recente.

Le rocce calcaree del basamento affiorano diffusamente a NW dell'area in esame, laddove si ergono i rilievi strutturali che costituiscono l'estrema propaggine sud-orientale dell'altopiano murgiano (v. **Fig. 3.1**), mentre, nelle aree marginali più depresse (come, per l'appunto, la piana brindisina), le stesse risultano dislocate nel sottosuolo a profondità variabile e ricoperte da depositi sedimentari di età prevalentemente quaternaria (v. **Fig. 3.2**).

Nel complesso, l'assetto strutturale dell'area su cui sorge la città di Brindisi, è condizionato primariamente dagli effetti di dislocazione prodotti dai sistemi di faglie sub-paralleli alla linea di costa, che hanno ribassato il basamento mesozoico secondo una struttura a "gradini", ovvero con profondità di dislocamento crescente dall'entroterra verso il mare aperto (v. **Fig. 3.2**).

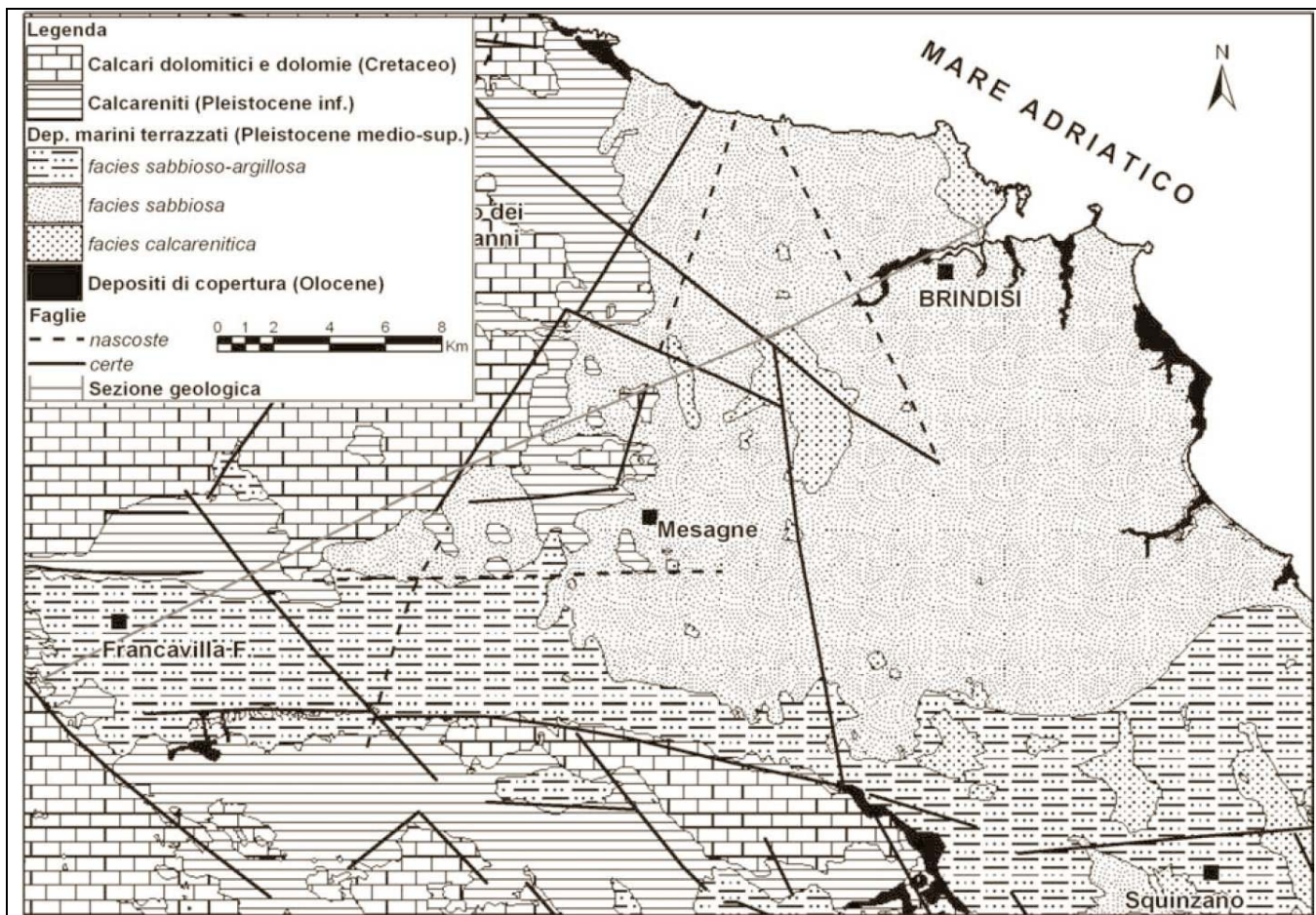
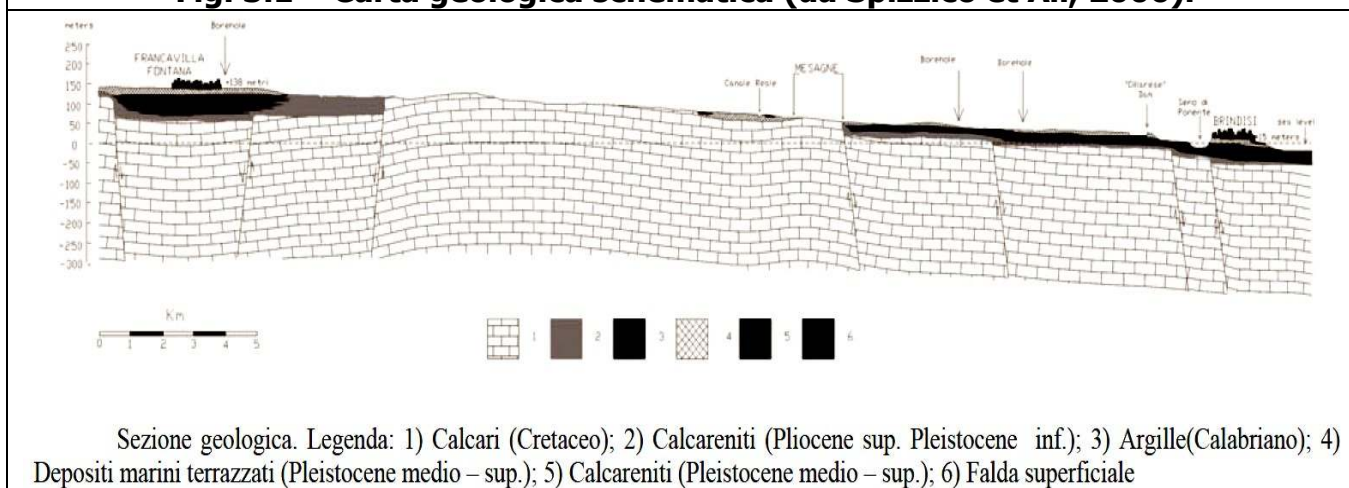


Fig. 3.1 – Carta geologica schematica (da Spizzico et Al., 2006).



Sezione geologica. Legenda: 1) Calcarei (Cretaceo); 2) Calcareniti (Pliocene sup. Pleistocene inf.); 3) Argille (Calabriano); 4) Depositi marini terrazzati (Pleistocene medio – sup.); 5) Calcareniti (Pleistocene medio – sup.); 6) Falda superficiale

Fig. 3.2 – Sezione geologica schematica (da Spizzico et Al., 2006).

4 STRATIGRAFIA E LITOLOGIA

Il centro abitato di Brindisi si colloca all'interno di una vasta depressione tettonica semi-colmata da depositi sedimentari di età quaternaria, di origine sia marina che continentale.

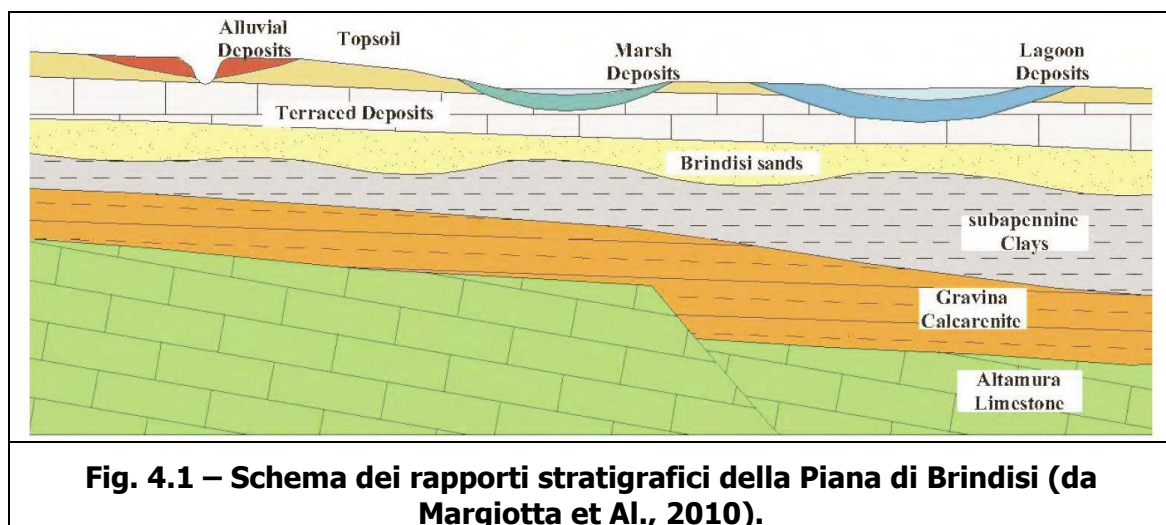
Per la sua conformazione morfologica, quest'area ha subito, in epoca quaternaria, diversi cicli di ingressione e regressione marina, assumendo progressivamente le caratteristiche di un bacino di sedimentazione subsidente.

Il substrato calcareo mesozoico, localmente dislocato ad una profondità di circa 50 ÷ 60 metri rispetto al p.c., è dunque sormontato da depositi sedimentari di età piuttosto recente, che si addossano ai terreni più antichi con contatti stratigrafici di tipo trasgressivo, ovvero costituiti da superfici erosive che attestano la discontinuità degli episodi sedimentari.

Adottando la schematizzazione interpretativa di Ciaranfi et Al. (1988), così come recentemente revisionata da Margiotta et Al. (2010), la successione stratigrafica locale risulta costituita, partendo dal basso, dalle seguenti formazioni:

- "Calcare di Altamura" (Cretaceo sup.);
- "Calcarenite di Gravina" (Pleistocene inf.);
- "Argille Subappennine" (Pleistocene inf.);
- "Deposit Marini Terrazzati" (Pleistocene medio-sup.);
- Depositi alluvionali e palustri (Olocene).

I rapporti stratigrafici intercorrenti tra le varie unità stratigrafiche sono illustrati schematicamente in **Fig. 4.1** (da Margiotta et Al., 2010).



Nei capitoli seguenti verranno descritti i caratteri lito-stratigrafici che contraddistinguono le formazioni sopra elencate.

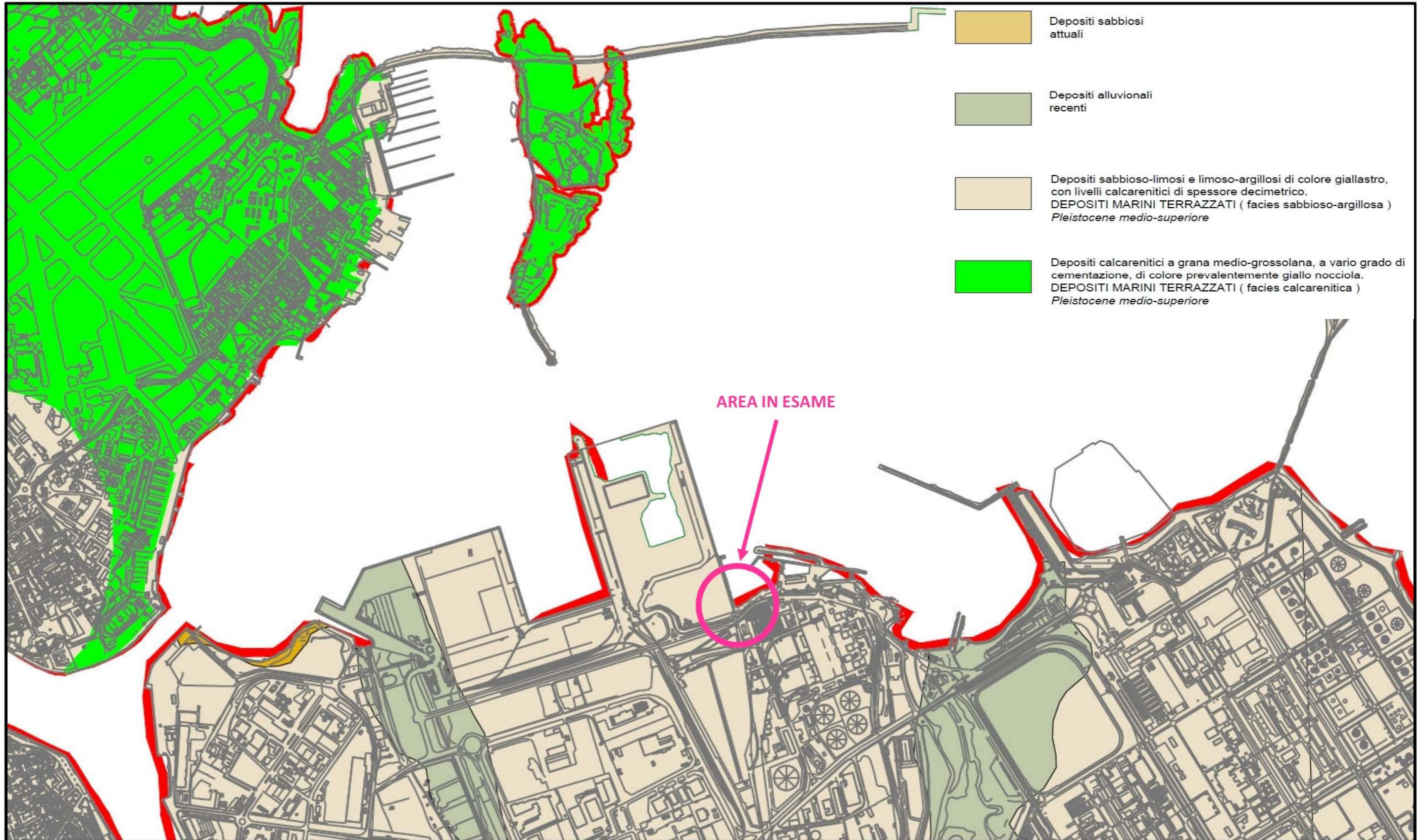
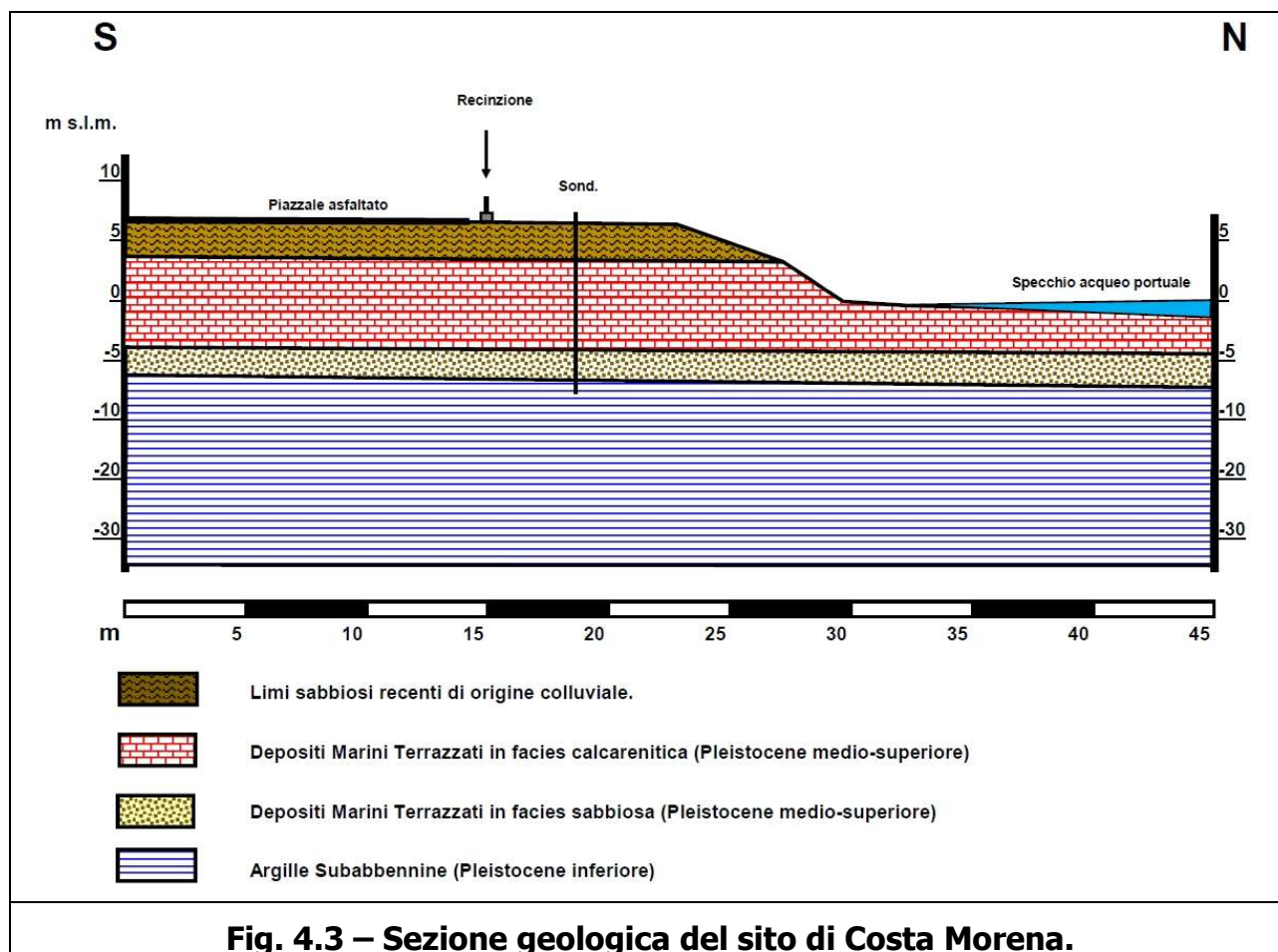


FIG. 4.2 – CARTA GEOLOGICA (SCALA 1:10.000)

Nelle **Fig. 4.2 e 4.3** è riportata la raffigurazione grafica del modello geologico e stratigrafico locale. In particolare, in **Fig. 4.2** contiene una carta geologica in scala 1:10.000 dell'area portuale di Brindisi, mentre la **Fig. 4.3** illustra in sezione il modello stratigrafico dell'area investigata (sito di località Costa Morena), ricostruito sulla base delle informazioni ottenute dalle perforazioni di sondaggio.



4.1 "Calcere di Altamura" (Cretaceo sup.)

Questa formazione appartiene ad una potente successione carbonatica di età mesozoica che, con uno spessore di alcune migliaia di metri, rappresenta il substrato basale dell'intera regione pugliese.

Dal punto di vista litologico, questa formazione risulta costituita prevalentemente da calcari microcristallini, ben litificati e stratificati, di colore biancastro o grigio chiaro. A varie altezze stratigrafiche sono presenti anche calcari bioclastici e detritici (contenenti abbondanti frammenti di Rudiste), calcari laminati ed orizzonti dolomitizzati, questi ultimi di aspetto vacuolare e saccaroide e di colore variabile dal grigio al nocciola.

Sulla base del contenuto microfaunistico, la formazione è ascrivibile al Cenomaniano (Cretaceo superiore), mentre l'ambiente di deposizione dei sedimenti è identificabile con quello marino intertidale di piattaforma interna.

La formazione si presenta ben stratificata, talora fittamente laminata ("calcari a chiancarelle") con strati generalmente decimetrici e, più raramente, in banchi. Inoltre, a causa delle vicissitudini tettoniche subite, le rocce del basamento sono interessate da un diffuso stato di fratturazione, sovente associato a manifestazioni di tipo carsico.

Il limite superiore della formazione è inconforme e frequentemente discordante con le formazioni più recenti.

Questa formazione, diffusamente affiorante sui rilievi delle Murge baresi e tarantine, risulta di scarso interesse ai fini della presente trattazione in quanto, sulla base dei dati desunti dalle stratigrafie dei pozzi dell'Ente Irrigazione perforati nell'area della Riforma Fondiaria di Brindisi, essa risulta localmente dislocata per faglia ad una profondità di oltre 50 metri rispetto al p.c..

4.2 "Calcarenite di Gravina" (Pleistocene inf.)

Con questo termine si indicano i depositi di base dell'importante ciclo sedimentario che si sviluppò nella Fossa Bradanica nel corso del Plio-Pleistocene.

Depositatisi all'interno di tutte le più importanti depressioni morfo-strutturali del Salento e dell'area peri-murgiana con spessori variabili in funzione della morfologia del substrato, questa formazione si rinviene localmente in trasgressione, con frequenti discordanze angolari, al di sopra del substrato calcareo mesozoico. Il contatto stratigrafico presenta spesso un andamento piuttosto irregolare, in quanto corrisponde ad un'antica superficie di erosione subaerea rielaborata dall'abrasione marina durante la fase di trasgressione (Cherubini et Al., 1987). Talvolta, al contatto tra le due formazioni può essere rinvenuto un livello conglomeratico a ciottoli calcareo-dolomitici immersi in matrice calcarenitica, oppure un orizzonte di terre rosse residuali.

La formazione risulta costituita, in assoluta prevalenza, da biocalcareniti di colore bianco-giallastro, a granulometria media o medio-grossolana, a grado di cementazione medio-basso, di norma tenere e porose, disposte in strati spessi ed in banchi con irregolari cenni di stratificazione.

Il contenuto fossilifero è molto abbondante ed è costituito da gusci di lamellibranchi, echinidi, briozoi, brachiopodi, coralli singoli e noduli algali. Sono presenti anche orizzonti calciruditici composti quasi esclusivamente da concentrazioni di gusci di lamellibranchi interi o in frammenti ("lumachelle").

L'ambiente di deposizione è quello di piana costiera, da circalitorale a infralitorale profondo.

Il limite inferiore è inconforme e discordante sul substrato cretaceo. Il limite superiore è invece conforme e in continuità di sedimentazione con le sovrastanti "Argille Subappennine", oppure, lungo le fasce situate a ridosso dei rilievi strutturali, inconforme e paraconcordante con le formazioni medio e supra-pleistoceniche ("Depositi Marini Terrazzati").

Anche questa formazione, al pari della precedente, non affiora nell'area di specifico interesse, in quanto giace nel sottosuolo ad una profondità di circa 30 ÷ 40

metri rispetto al p.c., ove si rinviene con spessori variabili da pochi metri fino a 10 ÷ 15 metri.

4.3 "Argille Subappennine" (Pleistocene inf.)

Questa formazione è costituita da sedimenti pelitici che rappresentano la testimonianza della seconda parte del ciclo sedimentario plio-pleistocenico e che giacciono in continuità di sedimentazione sui sottostanti sedimenti della "Calcarenite di Gravina".

In particolare, l'unità risulta costituita da limi sabbioso-argillosi ed argille marnoso-siltose di colore grigio-azzurro, a stratificazione indistinta e solo localmente evidenziata da sottili livelli di sabbie limose di colore grigio-giallastro. Il contenuto in argilla tende generalmente ad aumentare nella parte bassa della formazione, mentre, verso il tetto, la componente sabbioso-limoso diviene prevalente.

Molto ricco è il contenuto in macrofossili, costituiti soprattutto da gusci interi di lamellibranchi, gasteropodi, scafopodi, da coralli singoli ed echinidi.

L'ambiente di deposizione dei sedimenti è attribuibile alla fascia neritica profonda.

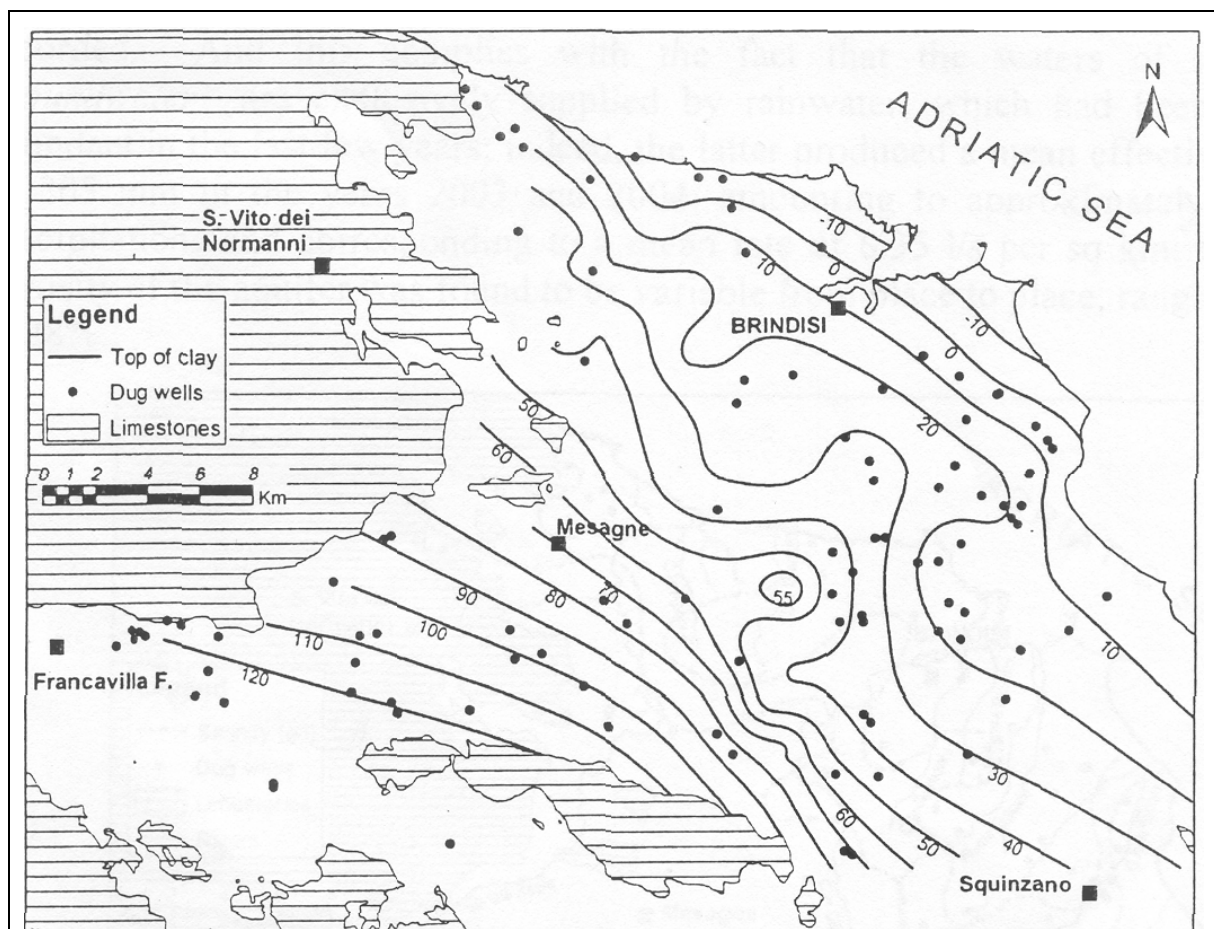


Fig. 4.4 – Quote altimetriche s.l.m. del tetto delle Argille Subappennine (da Lopez et Al., 2005).

Nell'intera Piana di Brindisi la formazione non affiora, anche se è presente quasi ovunque nel sottosuolo a profondità variabili tra i 5 e i 20 metri rispetto al p.c.. Il tetto delle argille presenta una generalizzata immersione a NE, passando da quote di oltre 100 metri s.l.m. dell'entroterra di Mesagne ai 10 metri sotto il l.m. della zona di Brindisi (v. **Fig. 4.4**).

A conferma di quanto sopra, i due sondaggi eseguiti in corrispondenza dell'area in esame hanno intercettato questa formazione a partire da una profondità di circa 14 metri rispetto al p.c., corrispondente ad una quota di circa -7 metri sotto il l.m. (v. **Fig. 4.3**).

Lo spessore delle "Argille Subappennine" può variare da 5 a 50 metri. In linea generale è riconosciuta una tendenza all'incremento progressivo della potenza della formazione argillosa nella parte meridionale della Piana di Brindisi ed in prossimità della linea di costa (Ricchetti & Polemio, 1996).

Nell'area di specifico interesse, la potenza della formazione argillosa è stata valutata sulla base delle stratigrafie di alcuni pozzi dell'Ente Irrigazione, dalle quali si ricavano spessori dell'ordine di circa 30-40 metri.

Il limite inferiore della formazione è conforme, in continuità di sedimentazione con la sottostante "Calcarenite di Gravina", mentre il limite superiore è inconforme e para-concordante con le formazioni medio e supra-pleistoceniche.

4.4 "Depositi Marini Terrazzati" (Pleistocene medio-sup.)

Col nome di "Depositi Marini Terrazzati" si indica un'articolata serie di depositi marini di ambiente costiero o circolitorale correlabili ad eventi di ingressione marina di età tardo-pleistocenica.

Quest'unità, che risulta costituita da numerosi corpi sedimentari sovente caratterizzati da una composizione litologica variabile sia in senso orizzontale che verticale, affiora diffusamente in ampie zone dell'hinterland urbano della città di Brindisi, dove si presenta con due facies principali:

1. una facies calcarenitica costituita da biocalcareni giallastre o giallo-rossastre a granulometria variabile, spesso ben cementate e stratificate in strati di spessore decimetrico, con intercalati orizzonti macrofossiliferi contenenti concentrazioni di gusci di lamellibranchi e livelli di sabbie concrezionate di colore giallastro;
2. una facies sabbiosa composta da sabbie calcaree a granulometria fine, limoso-argillose, di colore giallo-avana, talvolta lievemente e parzialmente cementate o contenenti noduli e/o sottili straterelli calcarenitici.

La facies sabbioso-limoso-argillosa ("Sabbie di Brindisi" sec. Margiotta et Al., 2008 e 2010) è quella di gran lunga prevalente in affioramento nell'intero hinterland brindisino. Essa è sovente ricoperta da depositi continentali (alluvionali, colluviali o lacustri) di epoca recente che solo a luoghi superano i due metri di spessore.

I rapporti stratigrafici tra le due differenti litofacies dei Depositi Marini Terrazzati sembrano di natura sostanzialmente eteropica. Secondo Loiacono (2010), i corpi

calcarenitici possono essere interpretati come antiche barre sabbiose costiere. Nel suo complesso, questa formazione raggruppa varie litofacies riferibili ad ambienti di deposizione di piana costiera.

Il limite inferiore dell'unità è inconforme e paraconcordante con le sottostanti "Argille Subappennine", mentre il limite superiore è costituito da superfici di terrazzo o superfici erosive su cui sono generalmente adagiati i depositi continentali di epoca recente.

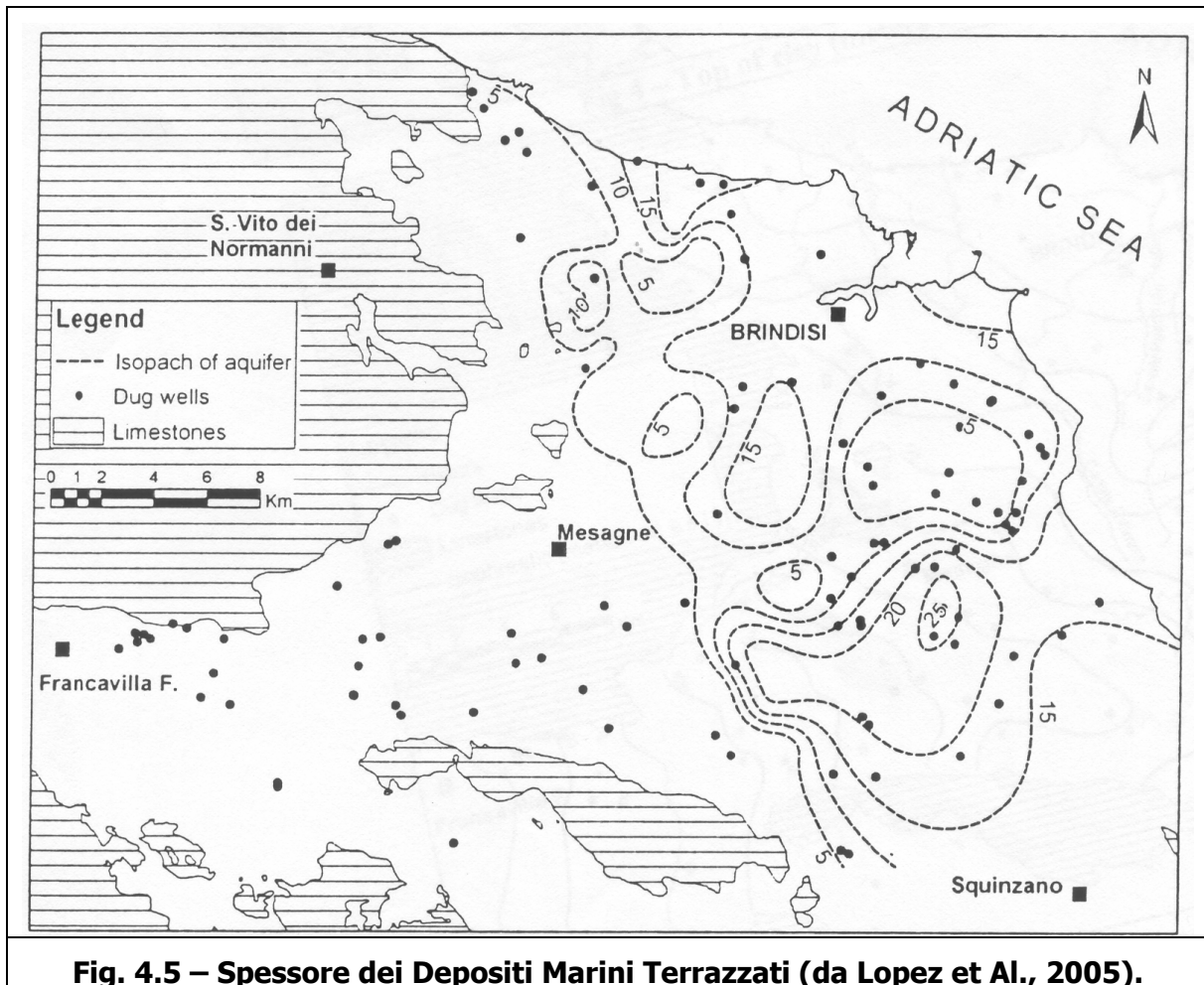


Fig. 4.5 – Spessore dei Depositi Marini Terrazzati (da Lopez et Al., 2005).

Nell'ambito della Piana di Brindisi, lo spessore complessivo dei Depositi marini Terrazzati può variare tra i 5 e i 25 metri (v. **Fig. 4.5**). Nell'area in esame, i dati desunti dalle stratigrafie dei pozzi dell'Ente Irrigazione indicano degli spessori prevalentemente dell'ordine di 10 ÷ 15 metri.

In effetti, i due sondaggi eseguiti nell'area portuale, presso la banchina "Costa Morena", hanno intercettato entrambe le facies (calcarenitica e sabbiosa) per uno spessore complessivo di circa 12 metri (v. **Fig. 4.3**).

4.5 Depositi alluvionali e palustri (Olocene)

In alcune aree morfologicamente più depresse, spesso coincidenti con la parte terminale dell'alveo di importanti elementi del reticolo idrografico (come ad esempio i Canali Cillarese e Patri), si rinvengono depositi continentali di origine alluvionale e palustre.

Le facies di ambiente palustre, che occupano generalmente la parte inferiore di questi depositi, risultano costituite prevalentemente da limi sabbioso-argillosi di colore bruno-nerastro, con abbondante contenuto di sostanza organica, spesso concentrata in lenti e strati di torba.

Sui limi palustri possono essere rinvenute coperture alluvionali costituite da terreni sabbioso-limosi di colore marrone contenenti ciottoli e residui organici di colore nerastro.

Essendosi depositati all'interno di depressioni morfologiche che corrispondono a delle incisioni erosive, i limi palustri poggiano quasi sempre sui terreni argillosi del Pleistocene inf. ("Argille Subappennine"), in quanto i depositi sovrastanti risultano rimossi dall'erosione.

Lo spessore dei sedimenti alluvionali e palustri risulta estremamente variabile in funzione della morfologia e della sezione del paleo-alveo in cui si sono depositati.

In corrispondenza del sito di località Costa Morena, è stata rinvenuta una sacca di depositi di probabile origine colluviale/alluvionale dello spessore di circa 3 metri (v. **Fig. 4.3**).

5 GEOMORFOLOGIA E IDROGRAFIA

5.1 Quadro geomorfologico generale

Dal punto di vista morfologico, l'area urbana di Brindisi si configura come una piana costiera che digrada dolcemente dall'entroterra in direzione del mare. Infatti, si passa dalle quote altimetriche di circa 45 ÷ 50 metri s.l.m. dell'entroterra di Mesagne-Tuturano ai 5 ÷ 10 metri s.l.m. della fascia costiera su una distanza di circa 10-15 km, in maniera progressiva e graduale, ovvero senza bruschi salti altimetrici o incrementi significativi di pendenza.

La città di Brindisi si estende quindi in un contesto territoriale sub-pianeggiante caratterizzato da una morfologia dolce, con lievi pendenze, modeste escursioni altimetriche e quote topografiche localmente oscillanti tra +30 metri s.l.m. e valori prossimi alla quota del livello marino.

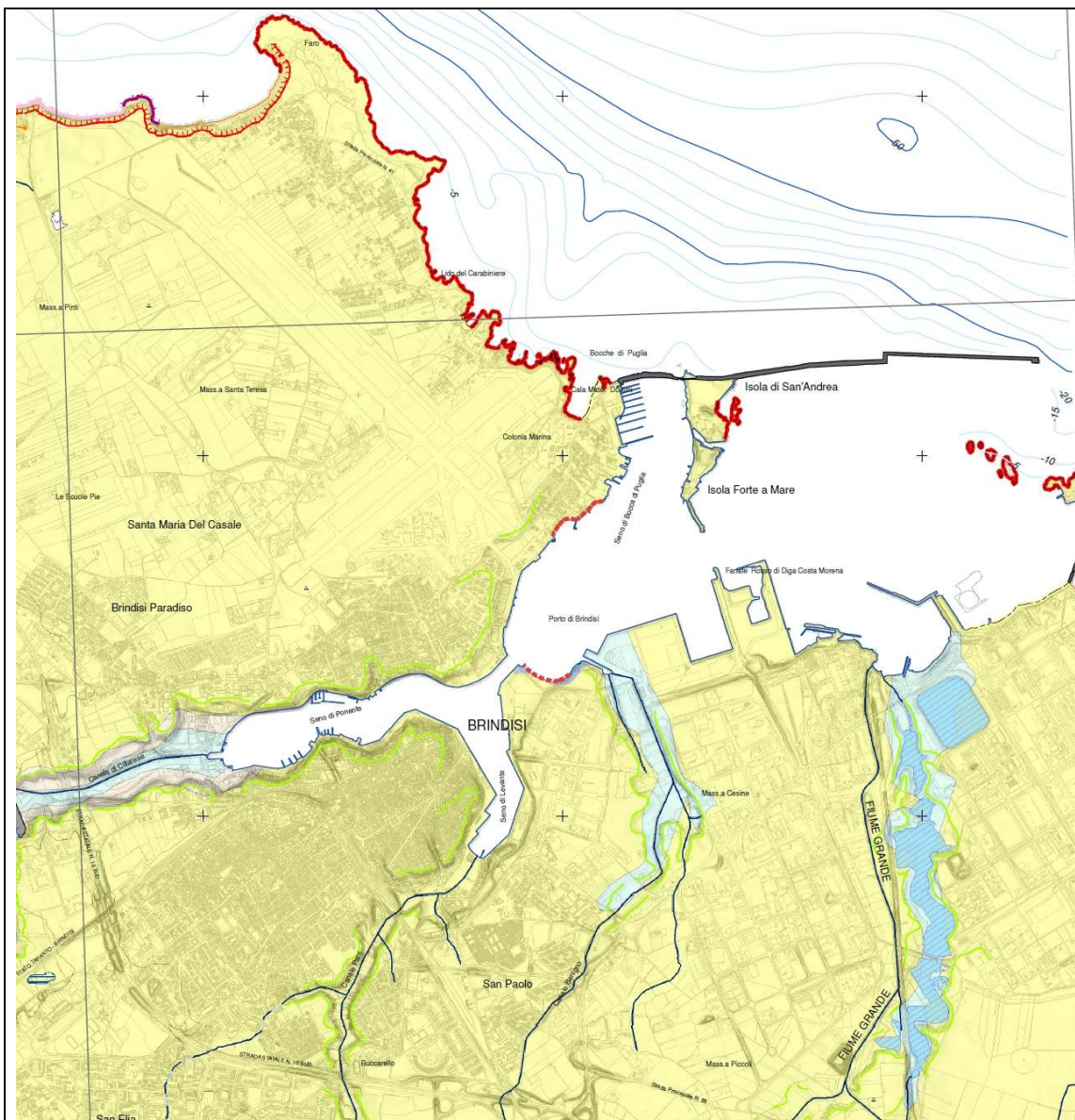
In linea generale, l'assetto morfologico della Piana di Brindisi risulta fortemente condizionato dall'evoluzione paleogeografica che quest'area ha subito nel corso del Quaternario. Infatti, le oscillazioni glacio-eustatiche del livello marino avvenute in epoca tardo-pleistocenica ed olocenica hanno dato origine ad una serie di cicli di trasgressione/regressione marina che hanno modellato il paesaggio con una serie di terrazzamenti che rappresentano uno degli elementi geomorfologici caratterizzanti l'intero territorio pugliese.

Tuttavia, la natura particolarmente tenera ed erodibile delle formazioni affioranti nella Piana di Brindisi non ha consentito, se non in ambiti molto ristretti, la conservazione dei gradini morfologici caratteristici delle strutture a terrazzi. Nell'area in esame non vi è quindi più traccia significativa degli originari terrazzamenti marini, in quanto i gradini morfologici che li delimitavano sono stati smantellati sia dall'erosione di ambiente continentale ma dalle attività di urbanizzazione e trasformazione antropica del territorio.

Al quadro morfologico generale, fortemente tipizzato dai pregressi effetti di "spianamento" dell'abrasione marina, si sono quindi sovrapposti i meccanismi morfogenetici di ambiente continentale, che hanno dato origine ad un reticolo idrografico allo stadio giovanile, costituito da canali poco profondi e scarsamente gerarchizzati.

Come schematizzato in **Fig. 5.1**, la fascia litorale (laddove non modificata dagli interventi antropici) risulta costituita da costa rocciosa bassa, a luoghi con spiagge sabbiosa al piede e da tratti di falesia sub-verticale, di altezza variabile da 2 a 7 metri, scolpita in sedimenti sabbioso-argillosi e/o calcarenitici.

L'area più interna del porto di Brindisi è tipizzata a tratti anche da una morfologia costiera a "rias", derivante dall'ingressione marina e conseguente sommersione di incisioni vallive prodotte dai corsi d'acqua in periodi in cui il livello marino era attestato a quote più basse.



Tipo di costa

- Costa rocciosa
- Costa rocciosa con spiaggia ciottolosa al piede
- Costa rocciosa con spiaggia sabbiosa al piede
- Falesia
- Falesia con spiaggia ciottolosa al piede
- Falesia con spiaggia sabbiosa al piede
- - - Rias
- Spiaggia sabbiosa
- Spiaggia ciottolosa
- - - Spiaggia sabbiosa-ciottolosa
- Cordone dunare
- ★ Faraglione

FORME DI MODELLAMENTO DI CORSO D'ACQUA

- Ripa di erosione
- Ciglio di sponda

FORME ED ELEMENTI LEGATI ALL'IDROGRAFIA SUPERFICIALE

- Corso d'acqua
- Corso d'acqua episodico
- - - Corso d'acqua obliterato
- - - - Corso d'acqua tombato
- Recapito finale di bacino endoreico
- ★ Sorgente

BACINI IDRICI

- Lago naturale
- Lago artificiale
- Laguna
- Salina
- Stagno, acquitrino, zona palustre

Fig. 5.1 – Stralcio della Carta Idrogeomorfologica della Regione Puglia (Fonte: <http://www.sit.puglia.it>).

5.2 Reticolo idrografico

L'area urbana di Brindisi è solcata da alcune incisioni erosive (canali) che si sviluppano, in accordo con la direzione di maggiore acclività della superficie topografica, secondo direzioni W-E o SW-NE, cioè perpendicolarmente alla linea di costa (v. **Fig. 5.2**).

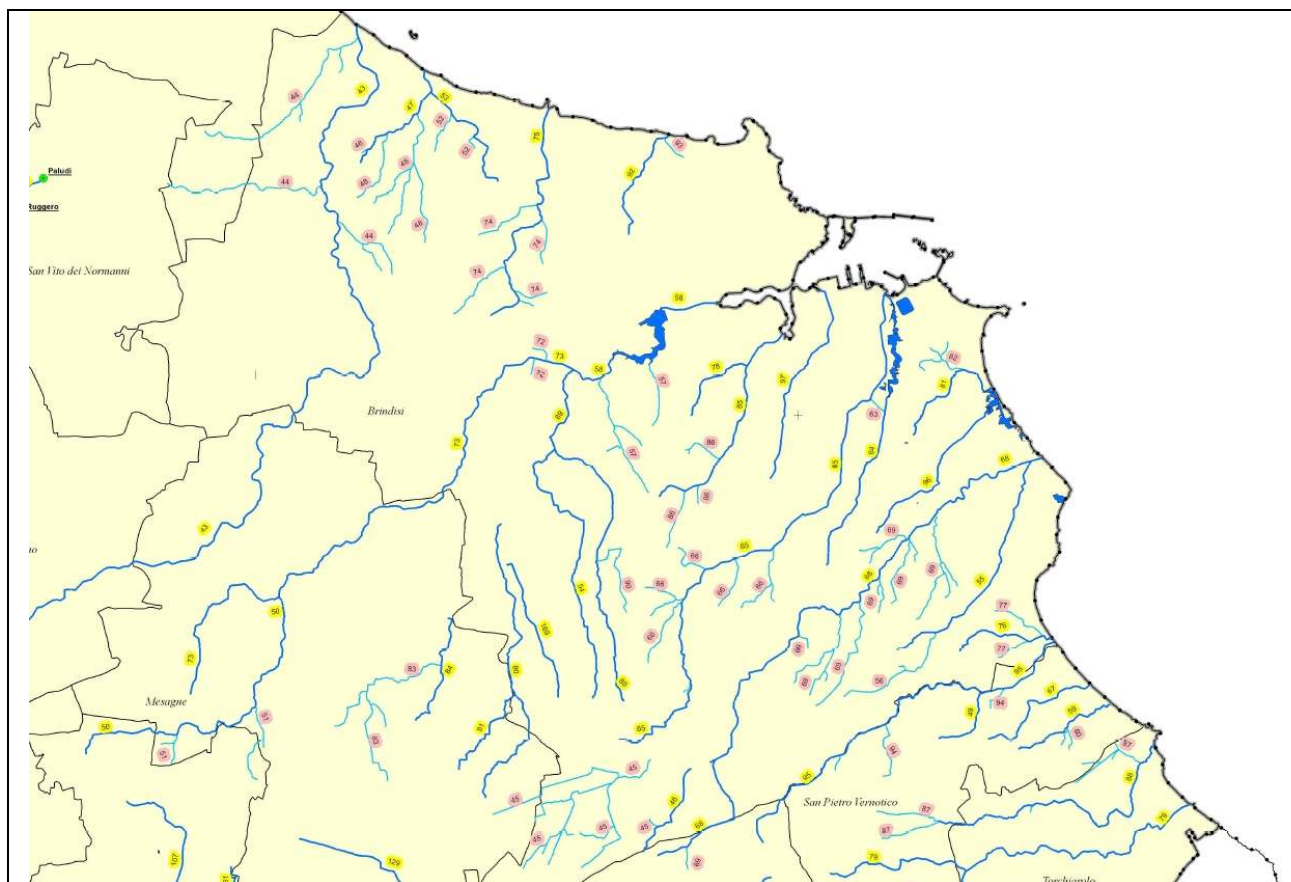


Fig. 5.2 – Reticolo idrografico della Piana di Brindisi (Fonte: Piano di Classifica del Consorzio dell'Arneo, 2012).

Si tratta, come detto, di incisioni generalmente modeste e poco gerarchizzate, che formano una rete idrografica scarsamente sviluppata.

Il modesto sviluppo del reticolo idrografico è imputabile, da un lato, ai ripetuti e progressi sollevamenti del livello marino di base e, dall'altro, alla presenza in affioramento di depositi prevalentemente sabbiosi e dunque permeabili, che impediscono il prolungato ruscellamento superficiale delle acque pluviali, favorendo l'infiltrazione delle stesse nel sottosuolo.

La locale rete idrografica è caratterizzata da un regime essenzialmente "torrenziale", ovvero interessato da portate significative solo in occasione di precipitazioni pluviali intense e/o prolungate. Tuttavia, i canali esplicano localmente

anche una funzione di drenaggio della falda superficiale, che, essendo soggetta a forti escursioni stagionali del livello freatico, arriva sovente a lambire il piano campagna.

Tra tutti i principali assi di drenaggio che solcano la Piana Messapica, quelli che interagiscono maggiormente con il tessuto urbano della città di Brindisi sono i canali Cillarese, Palmarini-Patri, Fiume Piccolo e Fiume Grande.

Il Canale Cillarese, che sottende un bacino imbrifero dell'estensione di circa 160 Km², ha una lunghezza complessiva di oltre 30 Km e sfocia nel Seno di Ponente del porto di Brindisi.

Il Canale Palmarini-Patri ha un bacino tributario di circa 14 Km², una lunghezza di circa 6,5 km e recapita nel Seno di Levante.

Il Canale Fiume Piccolo, lungo circa 6 Km, ha un bacino imbrifero di 8 Km² e sfocia nel porto di Brindisi in posizione più esterna.

Il Canale Fiume Grande, lungo circa 17 Km, ha infine un bacino imbrifero di 32 Km² e sfocia nel porto esterno di Brindisi, a ridosso della zona industriale.

6 PERICOLOSITÀ GEOMORFOLOGICA E IDRAULICA

Il centro urbano di Brindisi è gravato da vincoli di pericolosità geomorfologica e idraulica (v. **Fig. 6.1 e 6.2**) istituiti dall’Autorità di Bacino della Puglia e riportati nella cartografia tematica di supporto al vigente Piano per l’Assetto Idrogeologico (P.A.I.).

Per quanto riguarda la pericolosità idraulica, essa è direttamente connessa alla presenza dei canali che attraversano il tessuto urbano brindisino e che, interagendo con esso, determinano rischi di alluvione per alcune aree contermini.

Tuttavia, nella presente l’argomento relativo alla pericolosità idraulica non verrà sviluppato, in quanto l’analisi di compatibilità idraulica delle opere di security del porto di Brindisi è oggetto di apposito studio specialistico al quale si rimanda per ogni eventuale approfondimento.

In questa sede verrà invece esaminato l’argomento afferente il rischio di pericolosità geomorfologica, che coinvolge direttamente le opere di recinzione per le quali è stato richiesto il presente studio di compatibilità geologica e geotecnica.

A tale proposito, occorre premettere che, nello strumento cartografico ufficiale dell’Autorità di Bacino della Puglia, è presente una fascia di elevata pericolosità geomorfologica (v. **Fig. 6.1**), coincidente con alcuni tratti di fascia costiera modellati a falesia. Nel caso specifico, va detto che la pericolosità geomorfologica della fascia costiera brindisina è direttamente legata ai frequenti fenomeni di crollo che si verificano lungo il litorale a causa dell’azione di scalzamento basale della falesia operata dal moto ondoso.

Il rapido arretramento di questo tratto di costa è un fenomeno noto, che è stato a suo tempo studiato ed esaminato anche dal punto di vista tecnico-scientifico, in particolare da Gentile et Al. (1996), che hanno ricostruito e descritto in maniera dettagliata il meccanismo cinematico di arretramento della falesia a sud di Brindisi.

Attraverso rilievi e monitoraggi di lungo periodo, gli autori accertarono e verificarono che l’arretramento della falesia e della spiaggia ad essa antistante avviene attraverso una serie di fasi ben distinte, la cui velocità di espletamento varia in funzione dell’energia con cui il moto ondoso aggredisce la falesia.

In pratica, si tratta di un fenomeno che si ripete ciclicamente e che si articola nelle seguenti fasi evolutive (v. **Fig. 6.3**):

- a) l’azione del mare erode il piede della falesia creando un solco di battente;
- b) l’azione erosiva del moto ondoso incrementa progressivamente l’altezza e la profondità dello sgrottamento;
- c) superata la resistenza limite disponibile lungo la superficie di potenziale distacco del cuneo di terreno scalzato alla base, si verifica il crollo della parete della falesia;
- d) il materiale crollato ed accumulatosi al piede della falesia, a causa della sua modesta resistenza meccanica, viene ben presto rielaborato dal moto ondoso che erode anche i blocchi più grossi riducendone le dimensioni a

quelle di una sabbia fine;

- e) il materiale rielaborato si ridistribuisce temporaneamente al piede della falesia, alimentando la spiaggia sabbiosa che subisce quindi un momentaneo allargamento;
- f) le mareggiate successive erodono dapprima la spiaggia e poi ricominciano a scalzare il piede della falesia, ricreando così le condizioni per nuovi crolli.

Nel complesso, il ciglio della falesia arretra per fenomeni di crollo progressivi e ciclici di volumi di terreno della profondità media di circa 50 cm. Peraltro, l'erosione della spiaggia e il successivo scalzamento al piede della falesia avvengono principalmente nella stagione autunno-invernale, in cui le mareggiate si verificano con maggiore frequenza e continuità.

Nel caso in esame, come si vedrà nel seguito, le indagini geognostiche eseguite in sito hanno permesso di verificare che il tratto di costa in esame non è costituito, come si pensava inizialmente, da materiale di riporto, ma bensì da terreni in posto attribuibili alla facies calcarenitica dei "Depositi Marini Terrazzati", localmente sormontati da alcuni metri di terreni di probabile origine colluviale.

Tale circostanza, al di là degli esiti delle verifiche di stabilità, che saranno esposti e discussi successivamente, pone i presupposti per ridiscutere il grado di pericolosità geomorfologica di questo segmento di costa.

Infatti, il tratto di costa esaminato si affaccia sul porto esterno di Brindisi, ovvero su di uno specchio d'acqua chiuso e riparato da moli foranei. Per tale motivo, il tratto di costa in esame non è più sollecitato da alcun battente d'onda ordinario, né tantomeno da battenti ondosi di mareggiata.

Il fatto che il segmento di costa in esame (su cui è stata realizzata la recinzione) si affacci su di uno specchio acqueo perennemente in quiete e soggetto ad increspature ondose di modestissima entità, rappresenta un fattore di enorme e decisiva importanza, in quanto elimina il fattore primario che innesca i fenomeni di dissesto della falesia, ovvero il meccanismo di abrasione e scalzamento al piede operato dal battente ondoso.

Lo stato attuale del pendio, a luoghi ricoperto da massi e diffusamente ricoperto da folta vegetazione, dimostra la stabilizzazione dello stesso dovuta alla modifica delle condizioni ambientali conseguente alla realizzazione dei moli foranei del porto esterno. Di contro, le falesie attive presenti più a sud (verso Cerano) sono completamente prive di vegetazione in quanto i crolli causati dallo scalzamento al piede operato dal moto ondoso si verificano con cadenza pressoché annuale.



Fig. 6.1 – Stralcio della Carta della Pericolosità Idraulica della Regione Puglia (Fonte: <http://www.adb.puglia.it/>).

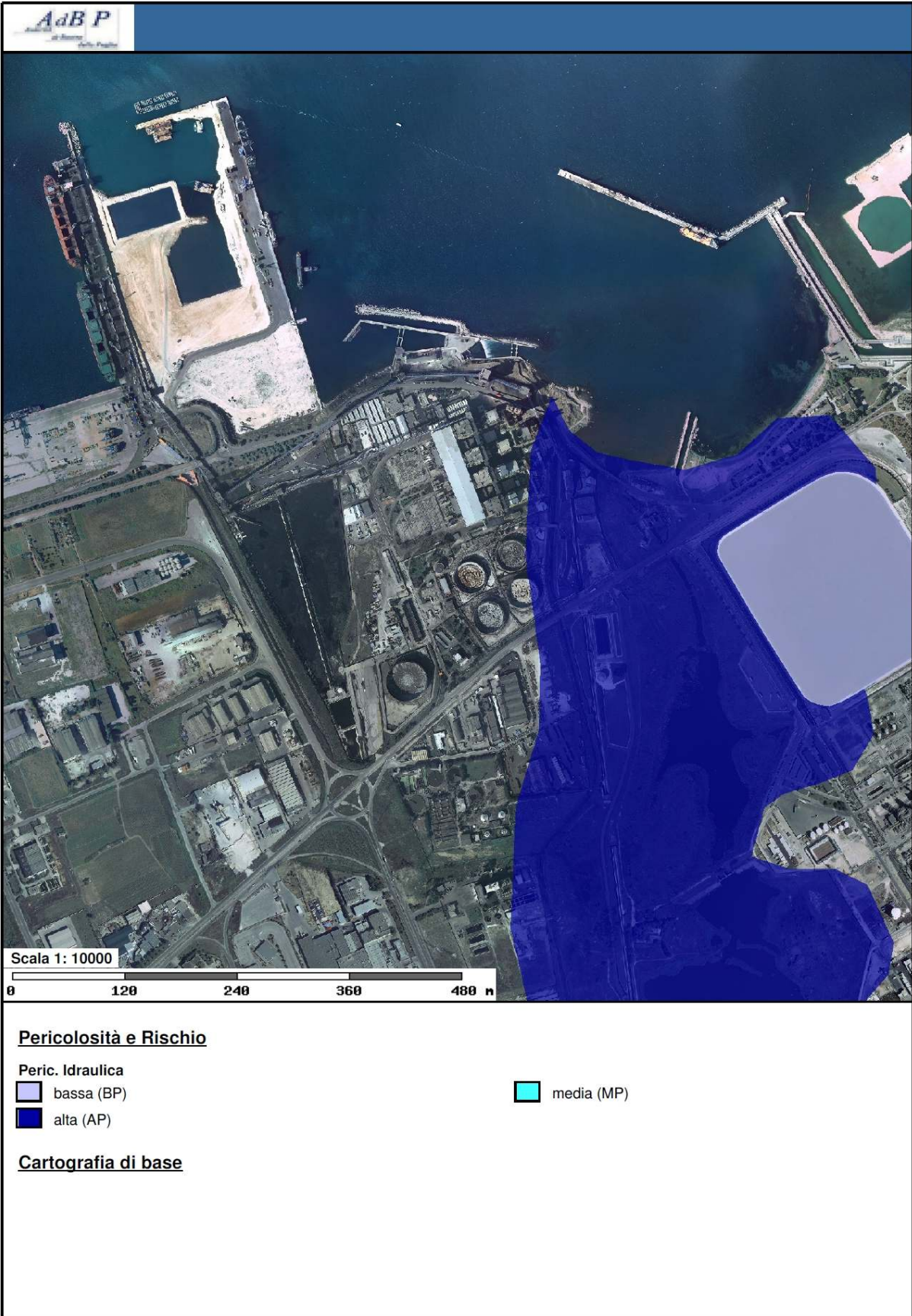


Fig. 6.2 – Stralcio della Carta della Pericolosità Geomorfologica della Regione Puglia (Fonte: <http://www.adb.puglia.it/>).

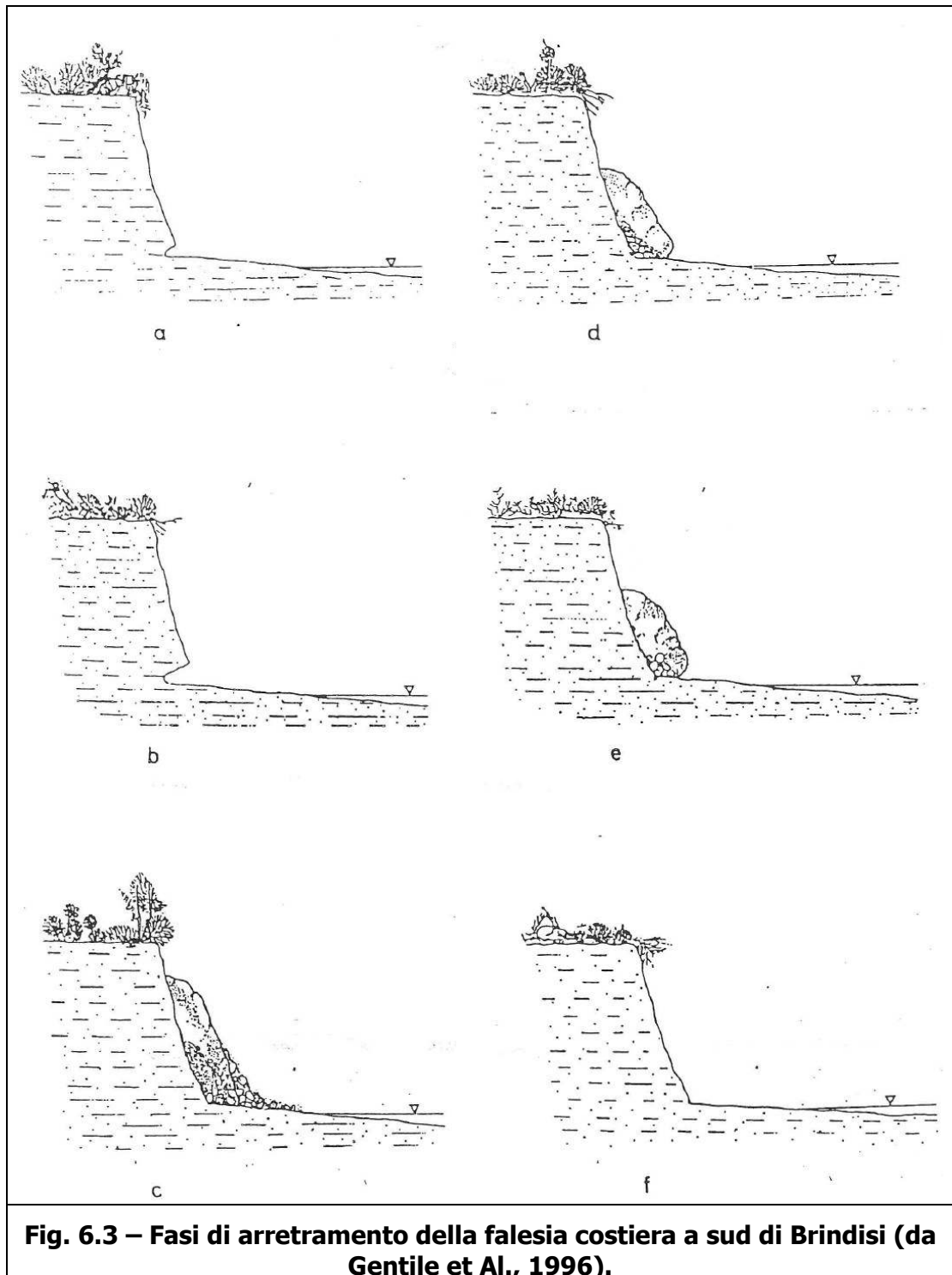


Fig. 6.3 – Fasi di arretramento della falesia costiera a sud di Brindisi (da Gentile et Al., 1996).

7 ASSETTO IDROGEOLOGICO LOCALE

Il territorio della piana di Brindisi è caratterizzato da un assetto idrogeologico peculiare, la cui struttura è fortemente influenzata da motivi di ordine strutturale e lito-stratigrafico.

In particolare, la presenza di una successione stratigrafica di terreni quaternari, composta da litofacies a diverso grado di permeabilità, determina l'esistenza di una circolazione idrica ipogea che si esplica attraverso due livelli sovrapposti, dando origine a due distinte falde acquifere, ospitate all'interno di formazioni permeabili e separate verticalmente da terreni impermeabili. In particolare, si distingue la "falda profonda", che circola all'interno del basamento carbonatico mesozoico, assai permeabile per fessurazione e carsismo, dalla "falda superficiale", che è invece ospitata all'interno dell'acquifero sabbioso-calcarenitico pleistocenico.

Nei capitoli seguenti verranno individuate e descritte le principali unità idrogeologiche e i livelli acquiferi presenti nell'hinterland brindisino.

7.1 Unità idrogeologiche

I terreni che influenzano localmente la circolazione idrica superficiale e sotterranea individuano tre principali unità idrogeologiche a differente grado di permeabilità, ovvero:

- a) acquifero superficiale permeabile per porosità interstiziale, individuabile nei termini sabbiosi e calcarenitici dei "Depositi Marini Terrazzati", terreni dotati di una permeabilità primaria direttamente legata al loro grado di porosità intergranulare e caratterizzati da valori di conducibilità idraulica dell'ordine di $10^{-4} \div 10^{-6}$ cm/s;
- b) acquifero profondo permeabile per fessurazione e carsismo, costituito dalle rocce calcareo-dolomitiche del basamento mesozoico ("Calcarea di Altamura"), caratterizzate da valori di conducibilità idraulica variabili tra 10^{-2} e 10^{-4} cm/s.
- c) unità impermeabili ($K < 10^{-9}$ cm/s), rappresentate essenzialmente dai termini limoso-argillosi della formazione delle "Argille Subappennine".

I terreni prettamente calcarenitici ascrivibili alla formazione della "Calcarenite di Gravina" presentano caratteristiche di permeabilità simili a quelle di cui al punto a), ma si trovano in una posizione stratigrafica che influenza poco o nulla la circolazione idrica, sia superficiale che ipogea.

I terreni di origine alluvionale e palustre possono avere caratteristiche di permeabilità simili a quelle dei terreni di cui ai punti a) e c), ma risultano anch'essi di scarsa rilevanza ai fini idrogeologici trattandosi di depositi di estensione molto circoscritta e di modesto spessore.

7.2 Falda profonda

Le formazioni del basamento mesozoico ("Calcarea di Altamura") ospitano la

cosiddetta falda freatica "profonda", presente con una certa continuità nel sottosuolo dell'intera Penisola Salentina.

L'alimentazione idrica della falda profonda è garantita, in assoluta prevalenza, dalle acque meteoriche di infiltrazione ed avviene essenzialmente in quelle zone dove le rocce del basamento affiorano in superficie o sono ricoperte da sedimenti di modesto spessore e sufficientemente permeabili.

Le acque dolci della "falda profonda" sono sostenute alla base dalle acque marine di invasione continentale (v. **Fig. 7.1**). Acque dolci ed acque marine sono di norma separate da un sottile livello idrico di transizione ("zona di diffusione" o "interfaccia"), caratterizzato da un rapido incremento verticale del contenuto salino.

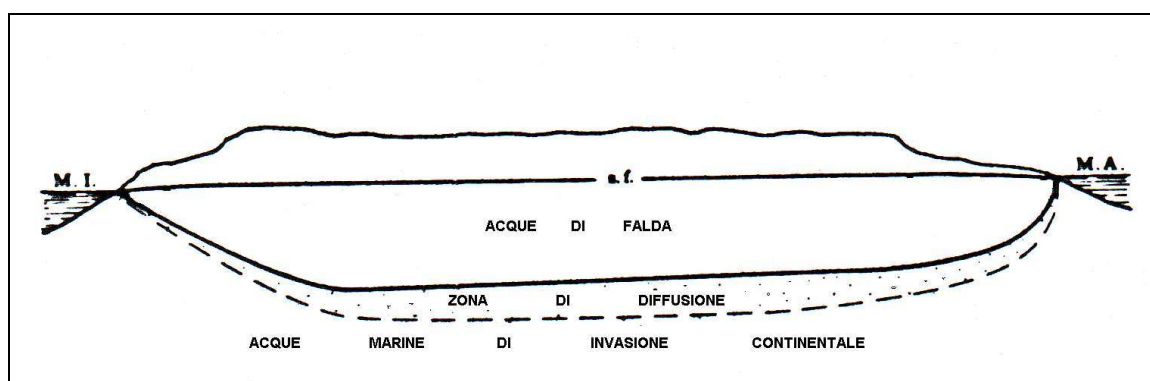
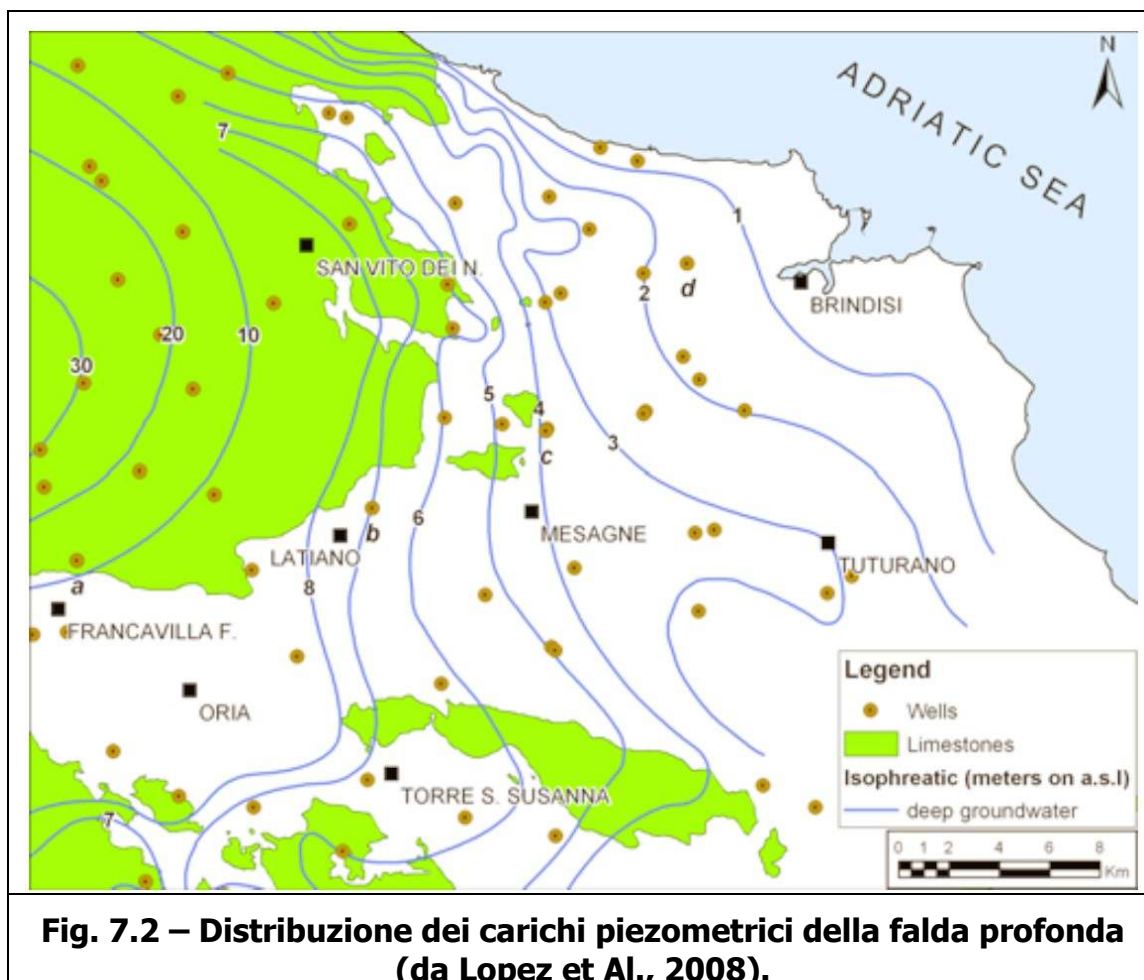


Fig. 7.1 – Sezione idrogeologica schematica della Penisola Salentina.

Tale fenomeno di stratificazione salina è fondamentalmente originato e regolato dalla differenza di densità esistente tra i due corpi idrici: infatti, all'interno di un mezzo poroso, le acque dolci (più leggere di quelle salate) tendono a "galleggiare" sulle sottostanti acque marine dando origine, in assenza di fenomeni di perturbazione della falda, ad una situazione di equilibrio idrostatico che segue, in linea generale, la legge di Ghyben-Herzberg formulata per gli acquiferi costieri.

La falda profonda normalmente circola a pelo libero e trova il suo equilibrio idrogeologico defluendo a mare mediante le sorgenti costiere. Tuttavia, in corrispondenza dell'area costiera di specifico interesse, essa risulta confinata nel sottosuolo, alcune decine di metri al di sotto del livello marino, dalla formazione delle "Argille Subappennine": infatti, i terreni argillosi costituiscono localmente una barriera impermeabile che costringe la falda profonda a defluire verso il mare in pressione, trovando la sua emergenza a notevole distanza dalla costa, come viene testimoniato dalla presenza di numerose polle sottomarine al largo della città di Brindisi (Spizzico et Al., 2006).

Nell'intera piana di Brindisi, il deflusso della falda si esplica comunque in maniera generalizzata dall'entroterra verso la costa adriatica, con altezze piezometriche variabili da un massimo di circa +6 metri s.l.m. (nelle zone più interne) fino a +1 metro s.l.m. in prossimità della costa (v. **Fig. 7.2**).



7.3 Falda superficiale

La falda superficiale è ospitata all'interno dell'acquifero sabbioso-calcareo quaternario ("Depositi Marini Terrazzati") ed è sostenuta da una base impermeabile costituita dai terreni limoso-argillosi delle "Argille Subappennine".

Il coefficiente di permeabilità dell'acquifero risulta abbastanza variabile sia in senso orizzontale che verticale. Prove di assorbimento e di portata indicano che esso varia da $5 \cdot 10^{-6}$ cm/sec a $1 \cdot 10^{-4}$ cm/sec (Spizzico et Al., 2006; Lopez et Al., 2008) ed è in stretta dipendenza del contenuto di limo e argilla presente.

Si tratta di una falda di discreta estensione areale (si rinviene praticamente su gran parte della piana di Brindisi) ma di spessore piuttosto modesto, generalmente non superiore a $10 \div 15$ metri. Essa si rinviene di norma a pochi metri dal piano campagna con l'acqua che circola ovunque a pelo libero.

La falda superficiale viene alimentata dalle acque pluviali che incidono direttamente sulle aree di affioramento dei depositi quaternari. Le quote del livello piezometrico sono quindi soggette a significative escursioni stagionali, che rappresentano la risposta della falda ai meccanismi ciclici di accumulo (che avvengono durante la stagione piovosa) e di rilascio (durante la stagione secca) dei volumi idrici immagazzinati.

L'andamento generale della superficie piezometrica della falda risulta invece influenzato principalmente dalle variazioni di permeabilità dell'acquifero sabbioso-calcareo, dalle condizioni di assetto topografico del terreno e dalla morfologia del tetto della formazione impermeabile di base.

Nel complesso, la superficie piezometrica della falda superficiale si presenta inclinata verso NNE con cadenti del $4 \div 8\%$, variabili in funzione del grado di permeabilità dell'acquifero. Le massime quote piezometriche si rinvennero quindi nelle zone dell'entroterra (v. **Fig. 7.3**), mentre in prossimità della costa il tetto della falda freatica risulta attestato su quote prossime al livello marino.



Fig. 7.3 – Distribuzione dei carichi piezometrici della falda superficiale (da Lopez et Al., 2008).

L'andamento generale delle pendenze della superficie piezometrica individua un deflusso generalizzato delle acque di falda verso NE e NNE, ossia dall'entroterra in direzione della costa adriatica. Tuttavia, la scarica diretta a mare della falda superficiale è assai limitata, poiché, in condizioni di massima ricarica, il drenaggio della stessa viene espletato principalmente dalle incisioni e dai canali presenti sul territorio.

8 SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA

8.1 Cenni di sismicità storica

La Penisola Salentina viene di norma considerata come una zona sostanzialmente asismica, poiché, da quando esiste la rete sismometrica nazionale, non sono mai stati rilevati epicentri di eventi sismici di apprezzabile entità sicuramente ricadenti in quest'area.

Tuttavia, il database dei rilievi strumentali dell'attuale rete sismografica copre un intervallo di tempo poco significativo dal punto di vista statistico, il che non consente di escludere in maniera categorica l'eventuale presenza, nel territorio salentino, di zone sismicamente attive.

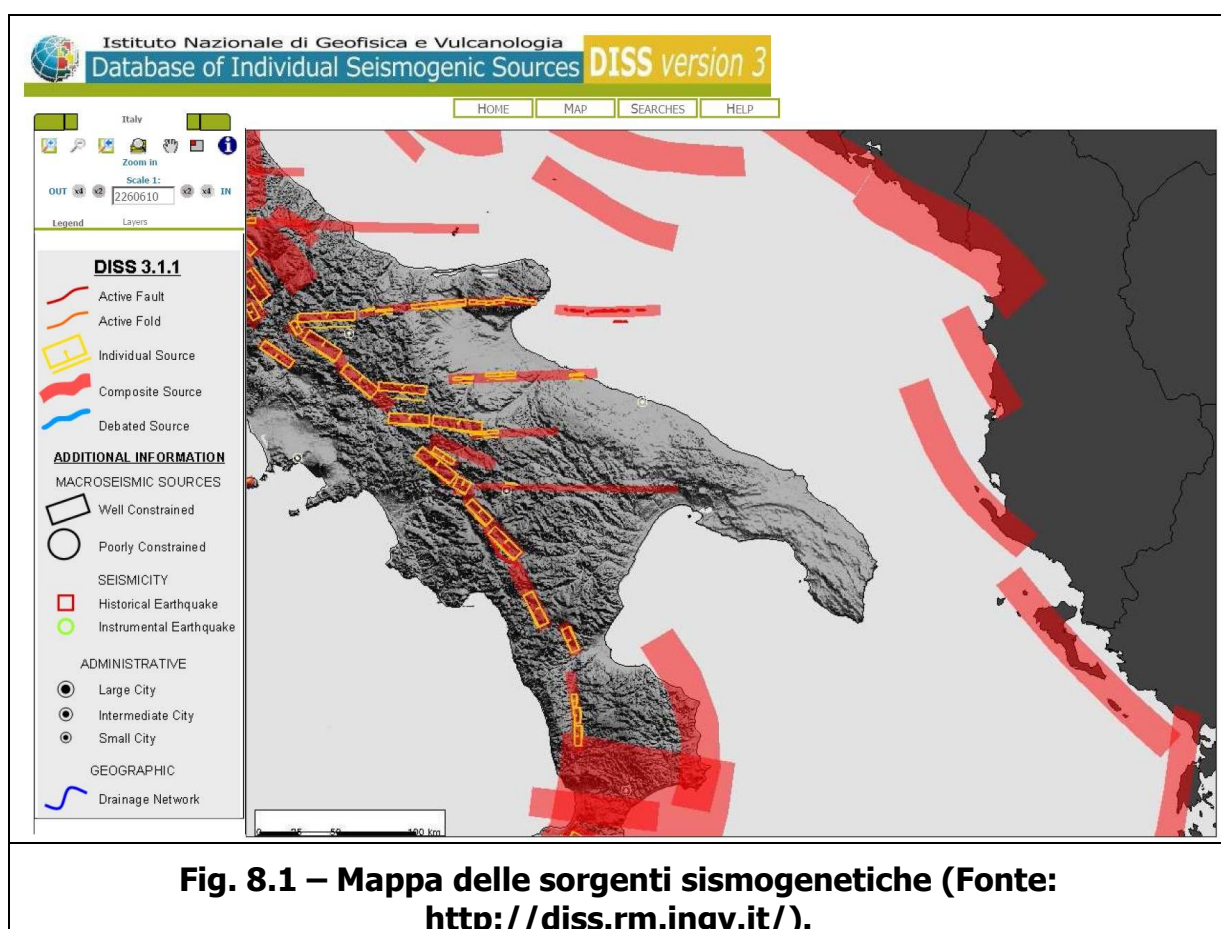


Fig. 8.1 – Mappa delle sorgenti sismogenetiche (Fonte: <http://diss.rm.ingv.it/>).

D'altronde, esistono cronache di epoca storica che documentano in maniera attendibile gli effetti e le conseguenze di eventi sismici verificatisi nei secoli scorsi e che sono stati avvertiti nel Salento in maniera abbastanza intensa, al punto da aver prodotto danni, in alcuni casi rilevanti, agli insediamenti civili. Ciononostante, la maggior parte degli studi condotti su questo specifico argomento tendono ad escludere l'esistenza di veri e propri epicentri localizzati sul territorio salentino,

classificando tali eventi come degli effetti indotti da terremoti di elevata magnitudo avvenuti in aree limitrofe ad elevata sismicità. Tali conclusioni appaiono suffragate dallo strumento cartografico D.I.S.S. (Database of Individual Seismogenic Sources), che mostra chiaramente come il Salento sia letteralmente circondato da aree sismogenetiche caratterizzate da elevata densità di faglie attive (v. **Fig. 8.1**).

Tuttavia, è indiscutibile il fatto che, quanto meno in epoca storica, eventi sismici di intensità distruttiva hanno effettivamente interessato il territorio salentino. Un caso emblematico è rappresentato dal terremoto verificatosi il 20 febbraio del 1743 con presumibile epicentro nel Canale d'Otranto a circa 50 Km dalla costa: questo evento sismico determinò danni, anche rilevanti, in numerosi centri abitati del Salento. Le conseguenze più gravi del sisma, con effetti di IX grado della scala Mercalli, si ebbero a Nardò, dove la maggior parte delle chiese e degli edifici subirono gravi danni e si registrarono ben 112 vittime. Tuttavia, anche altri centri abitati del Salento, tra cui Francavilla Fontana e Brindisi, subirono, in quell'occasione, effetti classificabili di VIII grado M.C.S. (v. **Fig. 8.2**).



Nel complesso, l'esame della distribuzione delle intensità macrosismiche di **Fig. 8.2** mette in evidenza come gli effetti delle scosse telluriche del sisma del 1743 non siano risultati proporzionali alla distanza dall'epicentro. Invece, emerge una chiara influenza dei cosiddetti "effetti di sito", ovvero dei fattori di amplificazione sismica locale, strettamente connessi alle caratteristiche del substrato geologico su cui poggiano i vari centri urbani.

Secondo Galli & Naso (2008), il sisma del 1743 si verificò lungo una faglia inversa a profondità rilevante. Sulla base dei risultati di analisi numeriche e di simulazioni su modelli, gli autori ritengono che l'elevata profondità dell'ipocentro e i fenomeni di amplificazione locale (in particolare l'effetto di "doppia risonanza" verificatosi in alcuni tipi di depositi quaternari) siano stati i fattori che hanno determinato l'entità e la distribuzione areale degli effetti distruttivi di questo terremoto.

Per tali motivi, la città di Otranto, che è stata edificata su formazioni lapidee, ovvero suoli rigidi che riducono gli effetti di amplificazione sismica, subì danni di modesta entità, pur essendo abbastanza vicina all'epicentro del sisma. Viceversa, altri centri urbani che poggiano su terreni poco consistenti (i quali hanno la prerogativa di esaltare gli effetti delle scosse sismiche), furono devastati o gravemente danneggiati dal terremoto, pur essendo ubicati a maggiore distanza dall'epicentro.

Allo stato attuale delle conoscenze, appare ormai acclarato che forti eventi sismici con epicentro sul Gargano, nell'Appennino meridionale, nel Canale d'Otranto, nei Balcani, nel Mar Jonio e nell'Arco Egeo, sovente fanno risentire i loro effetti, con intensità variabile, anche nel Salento. Tuttavia, i dati e le osservazioni sismologiche finora disponibili segnalano una sostanziale assenza di aree epicentrali localizzabili con sicurezza nell'ambito del territorio salentino, mentre, in ordine alla massima intensità macrosismica risentita (ovvero correlabile ad eventi sismici avvenuti al di fuori del Salento), il medesimo territorio risulta storicamente interessato da effetti di VIII grado e punte di IX grado M.C.S..

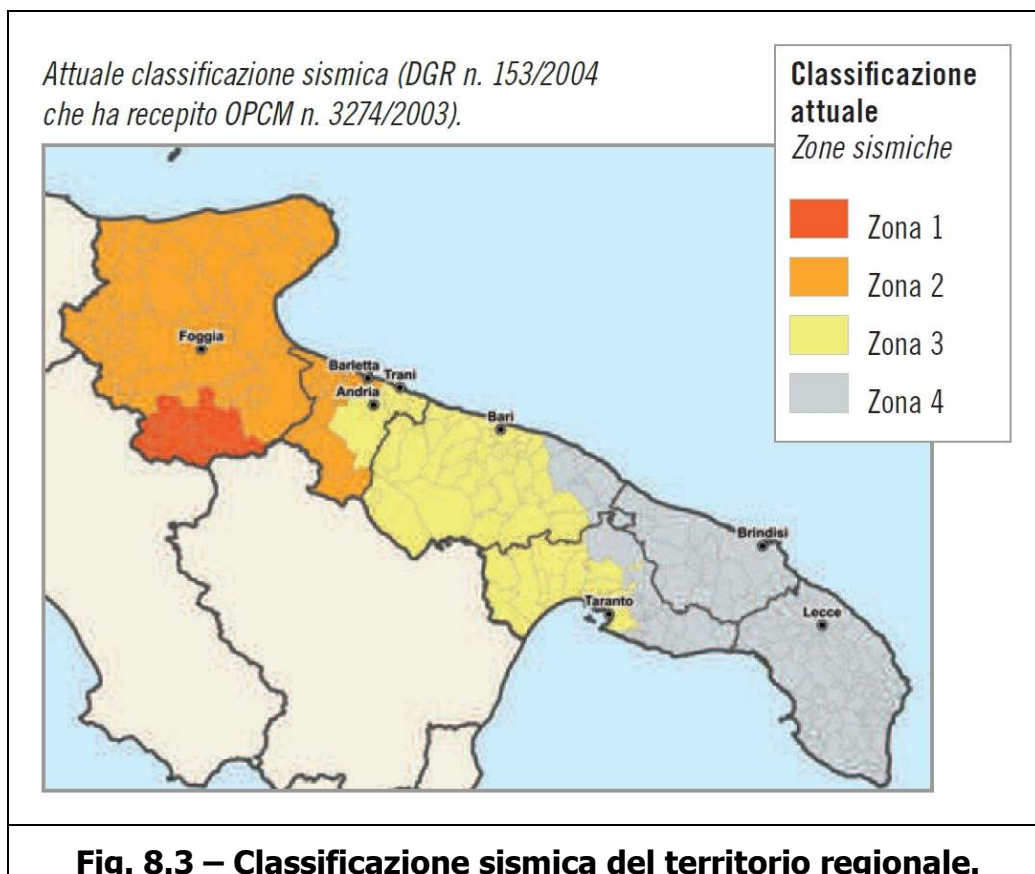
8.2 Classificazione e pericolosità sismica del territorio

Come evidenziato in precedenza, il grado di pericolosità sismica del territorio salentino risulta in prevalenza legato alla presenza di numerose aree sismogenetiche situate in posizione geografica prossimale.

Tuttavia, Del Gaudio (2017) ha posto in evidenza come la percezione del rischio sismico in Puglia sia molto bassa a causa del fatto che, in questo territorio, i terremoti in grado di produrre gravi danni avvengono ad intervalli di tempo pluri-generazionali, il che determina una sostanziale mancanza di esperienze dirette di eventi sismici, con conseguente sottovalutazione del problema.

Facendo espresso riferimento al vigente strumento di classificazione sismica del territorio italiano, redatto nel 2004 in recepimento delle relative disposizioni contenute nell'O.P.C.M. n. 3274/2003 (recepite dalla Regione Puglia con D.G.R. n. 153/2004), il territorio amministrativo del Comune di Brindisi ricade interamente in "Zona 4", ovvero in area con minimo livello di rischio sismico (v. **Fig. 8.3**).

Volendo invece esprimere la pericolosità sismica in termini di massima accelerazione sismica del suolo di probabilità statisticamente apprezzabile, si può fare riferimento alle indicazioni contenute nella "Mappa di Pericolosità Sismica del Territorio Nazionale" redatta dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia e pubblicata in allegato all'O.P.C.M. n. 3519/2006 sulla G.U. n. 108 dell'11 maggio 2006.



In base alla suddetta mappa, di cui è riportato uno stralcio in **Fig. 8.4**, il territorio in esame ricade in zona di bassa pericolosità sismica, espressa in termini di accelerazione massima del suolo (riferita a suoli rigidi di Categoria A così come definiti al punto 3.2.2 delle vigenti Norme Tecniche per le Costruzioni) di $0,025 \div 0,050$ g, con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni.



ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

Mapa di pericolosità sismica del territorio nazionale

(riferimento: Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n.3519, All.1b)

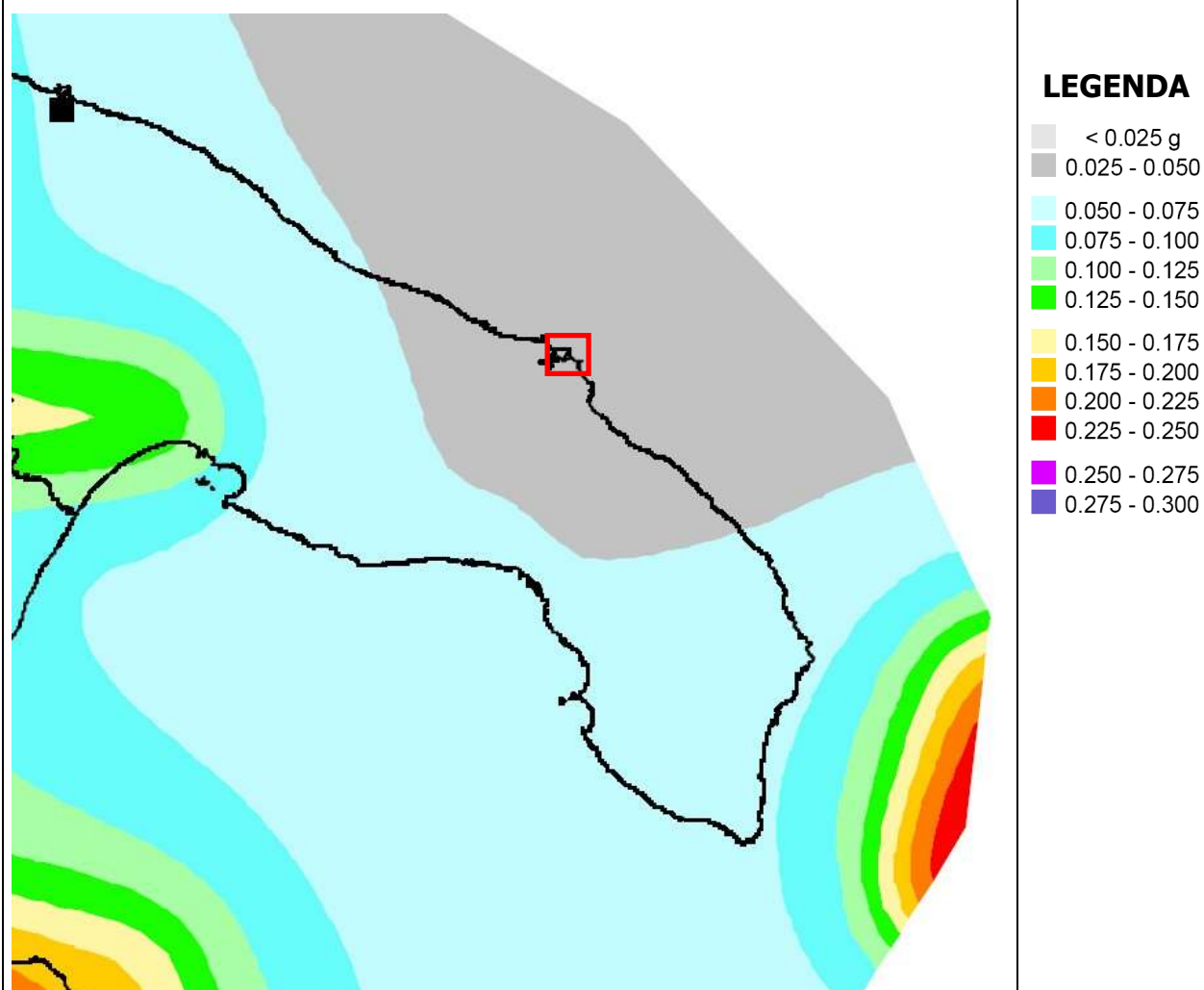


Fig. 8.4 – Stralcio dalla Mapa di Pericolosità Sismica del Territorio Nazionale allegata all’O.P.C.M. n. 3519/2006.

9 INDAGINI GEOGNOSTICHE

Al fine di acquisire dati utili ad una migliore definizione della successione stratigrafica locale e ad una caratterizzazione geotecnica dei terreni presenti nel sottosuolo, sono state eseguite le seguenti indagini geognostiche:

- n. 2 perforazioni di sondaggio a carotaggio continuo;
- n. 30 prove penetrometriche dinamiche del tipo S.P.T.;
- determinazione delle principali proprietà indice su n. 5 campioni di terreno prelevati all'interno dei fori di sondaggio.

9.1 Perforazioni di sondaggio

Previa autorizzazione richiesta ai competenti uffici dell'Autorità Portuale di Brindisi, si è dato corso all'esecuzione di n. 2 perforazioni di sondaggio all'interno dell'area in esame, ubicati come indicato in **Fig. 9.1**.

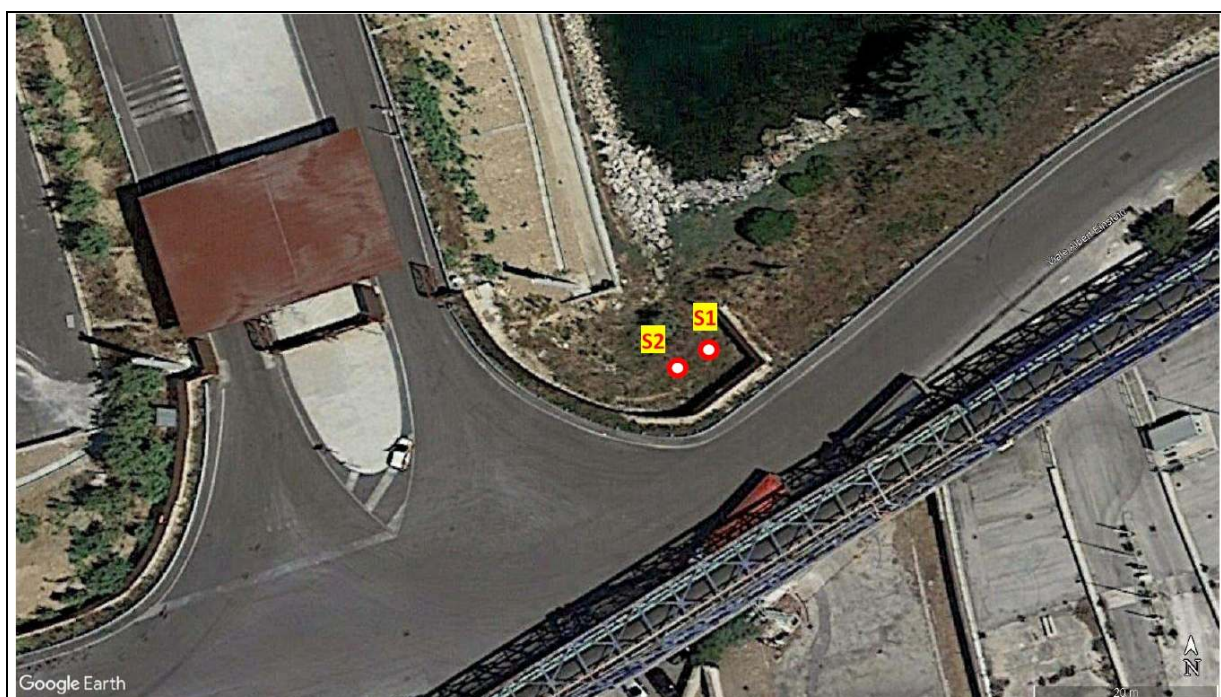


Fig. 9.1 – Ubicazione dei sondaggi.

I sondaggi, eseguiti a carotaggio continuo e con diametro di perforazione Φ 101 mm, sono stati effettuati dalla ditta TRIVELSONDA di Squinzano (LE) nei giorni 23 e 24 gennaio 2019. La macchina di perforazione è stata calata all'interno dell'area da investigare con l'ausilio di una gru (v. **Fig. 9.2-9.3**).



Fig. 9.2 – Posizionamento della macchina di perforazione.



Fig. 9.3 – Fase di esecuzione dei sondaggi.

L'indagine è stata spinta fino a 15 metri di profondità, procedendo all'esecuzione, nei fori di sondaggio, di n. 30 prove S.P.T. (una ogni metro di perforazione) e al prelievo di n. 5 campioni di terreno per l'esecuzione di prove di laboratorio.

Le stratigrafie dei due fori di sondaggio sono risultate perfettamente congruenti e confrontabili (v. **Fig. 9.4 ÷ 9.9**). Le successioni lito-stratigrafiche dei due sondaggi sono sintetizzate nelle **Tabelle 9.1 e 9.2**. I report stratigrafici completi sono invece riportati in **Allegato 1**.

All'interno di entrambi i sondaggi è stato rilevato un livello idrico alla quota corrispondente al livello marino.

TABELLA 9.1 – STRATIGRAFIA SONDAGGIO S1	
Prof. dal p.c.	Descrizione litologica
0-0,60	Terreno di riporto
0,60-3,20	Limo sabbioso di colore bruno
3,20-4,00	Calcarenite di colore giallo ocra irregolarmente cementata
4,00-5,40	Calcarenite a grana fine di colore biancastro poco cementata nella parte superiore, più tenace in quella basale
5,40-5,80	Calcarenite organogena a grana grossolana tipo panchina, ben cementata, di colore giallo-avana
5,80-12,50	Alternanza di strati calcarenitici e livelli di sabbie concrezionate
12,50-14,10	Sabbie limoso-argillose di colore avana-grigiastro
14,10-15,00	Limi argillosi di colore grigio-azzurro

TABELLA 9.2 – STRATIGRAFIA SONDAGGIO S2	
Prof. dal p.c.	Descrizione litologica
0-0,40	Terreno di riporto
0,40-3,40	Limo sabbioso di colore bruno
3,40-4,10	Calcarenite di colore ocraceo irregolarmente cementata
4,10-5,50	Calcarenite a grana fine di colore biancastro a grado di cementazione variabile
5,50-5,70	Calcarenite organogena a grana grossolana tipo "panchina", ben cementata, di colore giallo-avana
5,70-12,40	Alternanza di strati calcarenitici e livelli di sabbie concrezionate
12,40- 14,30	Sabbie limoso-argillose di colore avana-grigiastro
14,30-15,00	Limi argillosi di colore grigio-azzurro

I risultati dell'indagine hanno consentito di verificare come il tratto di costa delimitato dalla recinzione in località Costa Morena non sia costituito da materiale di

riporto (come si pensava inizialmente) ma da terreni in posto.

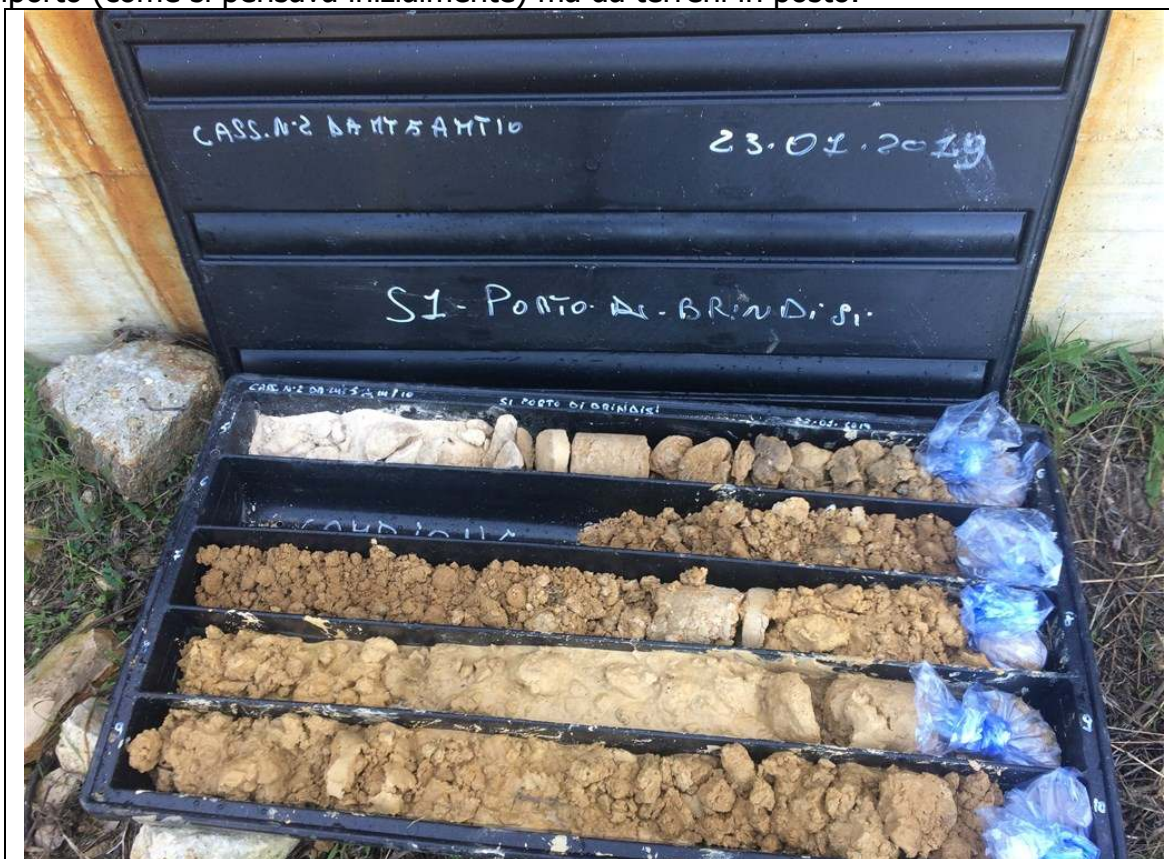


Fig. 9.4 – Sondaggio S1, Cassetta 1, da 0 a 5 metri.



Fig. 9.5 – Sondaggio S1, Cassetta 2, da 5 a 10 metri.



Fig. 9.6 – Sondaggio S1, Cassetta 3, da 10 a 15 metri.



Fig. 9.7 – Sondaggio S2, Cassetta 1, da 0 a 5 metri.



Fig. 9.8 – Sondaggio S2, Cassetta 2, da 5 a 10 metri.



Fig. 9.9 – Sondaggio S2, Cassetta 3, da 10 a 15 metri.

Solo lo strato più superficiale, dello spessore di circa 50 cm, risulta costituito da terreno di riporto misto. I terreni presenti tra 0,5 e 3,5 metri di profondità hanno invece le caratteristiche di depositi colluviali, verosimilmente depositatisi in un antico avvallamento morfologico.

Da 3,5 metri di profondità fino a 12,5 metri sono stati invece intercettati terreni attribuibili alla facies calcarenitica dei "Depositati Marini Terrazzati".

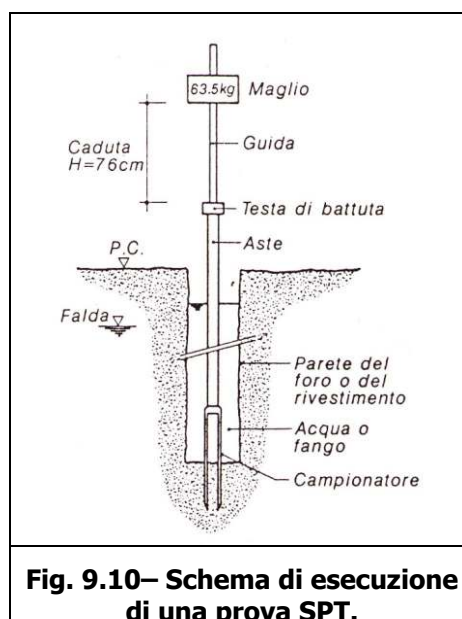
Le calcareniti risultano più cementate e tenaci nella parte superiore, dove è stato rinvenuto anche uno strato in facies di "panchina" particolarmente duro e tenace. La parte inferiore dei depositi calcarenitici è invece caratterizzata da un grado di cementazione più basso ed irregolare, con intercalazioni di livelli di sabbie concrezionate.

Tra 12,50 a 14 metri di profondità sono state rinvenute sabbie limoso-argillose attribuibili alla facies sabbiosa dei "Depositati Marini Terrazzati", mentre oltre i 14 metri di profondità sono stati intercettati terreni argillosi riferibili alla formazione delle "Argille Subappennine".

9.2 Prove penetrometriche dinamiche del tipo S.P.T.

Le prove S.P.T. ("Standard Penetration Test") sono delle prove penetrometriche dinamiche che vengono effettuate all'interno di perforazioni di sondaggio utilizzando delle attrezzature e delle procedure esecutive rigorosamente standardizzate.

Le prove consistono nell'infissione a percussione, sul fondo della perforazione di sondaggio, di un campionatore a pareti grosse standardizzato (campionatore di tipo "Raymond", con diametro esterno di 50 mm, diametro interno di 35 mm e lunghezza di 533 mm). L'infissione avviene con l'ausilio di un maglio del peso di 63,5 kg, che viene lasciato cadere, da un'altezza di 76 cm, sulla testa della colonna di aste posta al di sopra del campionatore, con un ritmo compreso tra 10 e 25 colpi al minuto. Le modalità esecutive della prova sono schematizzate in **Fig. 9.10**.



In ogni prova si procede all'infissione del campionatore per 3 tratte distinte da 15 cm cadauna (per un totale di 45 cm), misurando, per ciascuna di esse, il numero di colpi: si definisce con il termine di "resistenza dinamica" il numero di colpi N_{spt} necessario a determinare l'infissione del campionatore negli ultimi 30 cm.

All'interno dei due sondaggi sono state complessivamente eseguite n. 30 prove S.P.T., 15 per ogni foro, con la frequenza di una ogni metro di perforazione.

Nelle **Tabelle 9.3 e 9.4** sono sintetizzati i risultati delle prove S.P.T. e sono indicati i valori di densità relativa e di angolo di resistenza al taglio di picco ricavati applicando alcune delle più note correlazioni empiriche desunte dalla bibliografia tecnica specializzata (A.G.I., 1977; Squeglia et Al., 2006).

TABELLA 9.3 – Risultati delle prove S.P.T. eseguite nel sondaggio S1.		
Profondità (m dal p.c.)	N. di colpi totale	N_{SPT}
1,00	1+1+1	2
2,00	1+2+2	4
3,00	2+2+3	5
4,00	50 cp x 5 cm	R
5,00	50 cp x 3 cm	R
6,00	8+3+10	13
7,00	15+26+49	75
8,00	50 cp x 14 cm	R
9,00	7+23+24	47
10,00	11+26+38	64
11,00	50 cp x 2 cm	R
12,00	7+7+20	27
13,00	10+18+15	33
14,00	12+15+22	37
15,00	8+18+18	36

TABELLA 9.4 – Risultati delle prove S.P.T. eseguite nel sondaggio S2.		
Profondità (m dal p.c.)	N. di colpi totale	N_{SPT}
1,00	3+4+5	9
2,00	3+3+2	5
3,50	11+39+19	58
4,50	12+14+20	34
5,50	5+4+5	9
6,50	50 cp x 6 cm	R
7,50	50 cp x 3 cm	R
8,50	8+15+19	34
9,50	20+19+11	30
10,50	50 cp x 13 cm	R
11,50	50 cp x 7 cm	R
12,50	6+9+10	19
13,50	8+14+18	32
14,50	9+11+15	25
15,00	8+12+18	30

Le prove S.P.T. hanno evidenziato come la falesia costiera sia localmente costituita da due tipologie di terreni con caratteristiche tecniche e di resistenza molto diverse. Infatti, la parte sommitale risulta costituita (per uno spessore di circa 3 metri) da depositi colluviali poco consistenti, mentre la parte inferiore è composta da terreni calcarenitici a consistenza litoide, che solo a quote ampiamente inferiori al l.m. divengono francamente sabbiosi.

I report di esecuzione delle prove S.P.T. sono riportati in **Allegato 1**. Per l'elaborazione dei risultati delle prove S.P.T. e la relativa modellazione geotecnica dei terreni investigati si rimanda invece ai contenuti dell'**Allegato 3**.

9.3 Prove di laboratorio

All'interno delle due perforazioni di sondaggio sono stati prelevati n. 5 campioni di terreno per l'esecuzione di prove di laboratorio funzionali alla determinazione dei principali parametri indice.

Le prove, eseguite presso i laboratori della Emmebi Salento S.a.s., sono le seguenti:

1. determinazione del peso di volume naturale;
2. determinazione del contenuto naturale d'acqua;
3. analisi granulometrica.

I risultati delle prove sono sintetizzati in **Tabella 9.4**.

TABELLA 9.4							
Camp.	Sond.	Prof. dal p.c. (m)	Peso di volume naturale (t/mc)	Contenuto naturale d'acqua (%)	% ghiaia	% sabbia	% limo + argilla
C1	S1	2,00-2,60	2,02	20,87	2,39	51,39	46,32
C2	S1	6,00-6,60	1,87	18,56	55,77	35,06	9,17
C3	S2	3,00-3,50	1,81	17,78	25,61	48,75	25,64
C4	S2	3,50-4,00	1,98	16,97	1,31	57,52	41,17
C5	S2	6,50-7,00	1,86	10,78	35,92	52,00	12,08

Copia integrale dei certificati di esecuzione delle prove geotecniche precedentemente elencate è riportata nell'**Allegato 2**.

10 INDAGINE SISMICA

Per verificare la continuità laterale del profilo stratigrafico ricostruito con le perforazioni di sondaggio e per acquisire parametri elastici funzionali ad integrare quelli geotecnici a supporto dei calcoli di stabilità della falesia, è stata eseguita un'indagine geofisica di tipo sismico.

Lungo la linea di stendimento (v. **Fig. 10.1**) si è proceduto all'acquisizione ed elaborazione dei dati sismici secondo i seguenti metodi:

- acquisizione ed analisi a rifrazione (5 shot);
- analisi con metodologia MASW.



Fig. 10.1 – Fase di esecuzione dell'indagine sismica.

10.1 Indagine sismica a rifrazione

Il metodo sismico a rifrazione si basa sul concetto della bi-rifrazione delle onde elastiche a seguito del fronte d'onda conico. Data una sorgente di onde elastiche e uno stendimento di geofoni lungo un profilo giungeranno in superficie ai geofoni onde dirette, onde riflesse ed onde coniche o birifratte (head wave): le onde analizzate sono quelle birifratte, cioè quelle che giungono sulla superficie di separazione con un angolo d'incidenza critico (secondo la legge di Snell) e che quindi

vengono rifratte con un angolo di 90° propagandosi parallelamente alla superficie rifrangente e venendo nuovamente rifratte verso la superficie con lo stesso angolo di incidenza.

I contrasti di proprietà possono essere legati a cause stratigrafiche, strutturali, idrogeologiche; il modello interpretativo del mezzo investigato è di tipo elastico, omogeneo, continuo ed isotropo, mentre la profondità totale di indagine è legata alla lunghezza dello stendimento di ricevitori.

L'interpretazione dei segnali rilevati e la conseguente stima del profilo di velocità delle onde P è articolata nelle seguenti fasi fondamentali:

- individuazione dei primi arrivi attraverso l'osservazione dei sismogrammi e l'operazione di picking, previa elaborazione dei segnali ed operazioni di filtraggio anche consecutivo con diverse tipologie di filtro digitale;
- ricostruzione delle dromocrone delle onde P e scelta del modello di sottosuolo da utilizzare nell'interpretazione;
- linearizzazione delle dromocrone e calcolo delle velocità di propagazione delle onde elastiche analizzate e dei relativi tempi di intercetta;
- ricostruzione del modello del sottosuolo con calcolo della profondità di ciascun strato omogeneo, continuo ed isotropo tramite il metodo del tempo di intercetta applicabile a ciascun punto di scoppio (metodo a griglia shot-point).

L'attrezzatura e strumentazione utilizzata per l'analisi a rifrazione è costituita da:

- sistema di energizzazione e generazione dell'impulso sismico composto da una mazza del peso di 5 Kg battente verticalmente su piastra circolare in acciaio del diametro di 20 cm posta direttamente sul piano campagna;
- sistema di ricezione composto da n. 24 geofoni verticali monocomponente, del tipo elettromagnetico a bobina mobile a massa sospesa, con frequenza propria di 4,5 Hz, ovvero dei trasduttori di velocità in grado di tradurre in segnale elettrico la velocità con cui il suolo si sposta al passaggio delle onde sismiche prodotte da una specifica sorgente;
- sistema di acquisizione dati sismici composto da sismografo digitale PASI 16S24U + notebook.

Per le analisi interpretative è stato utilizzato il software Intersism 2.1 della Geo&Soft International.

L'indagine è consistita in due stendimenti di sismica a rifrazione di lunghezza complessiva pari a circa 60 m, lungo i quali sono stati disposti e collegati in serie 24 geofoni monocomponente (verticali del tipo elettromagnetico a bobina mobile), con distanza intergeofonica di 1 metro.

Il terreno è stato sollecitato con il sistema di percussione utilizzando la configurazione a 5 shots, ovvero:

- 2 end-shots posti a 2 m dai geofoni esterni;
- 1 centrale tra il 12° e il 13° geofono;

- 1 tra i geofoni 6 e 7;
- 1 tra i geofoni 18 e 19.

Di seguito si riportano in modo sintetico i dati che descrivono la configurazione spaziale e temporale del processo di acquisizione in onde P:

- ✓ lunghezza stendimento compresi end-shots: 27.0 m
- ✓ lunghezza stendimento ricevitori: 23 m
- ✓ n. geofoni: 24
- ✓ distanza intergeofonica: 1 m
- ✓ n. punti di energizzazione (shots): 5
- ✓ end-shots: 2 m
- ✓ durata acquisizione: 256 ms (P)
- ✓ intervallo di campionamento: 0.25 ms (P)
- ✓ numero di campioni per traccia: 1024
- ✓ massima frequenza campionabile: 2 kHz (P)

I dati acquisiti sono stati processati e filtrati con il software Front End Express della Geogiga Technology Corp. E successivamente elaborati con il software ZONDST2D della Zond Geophysical.

L'elaborazione dei dati ha restituito la seguente sismo-stratigrafia:

- da 0.0 a -0.60 sismostrato con velocità V_p comprese tra 440 e 900 m/sec
- da -0.60 a -3.5 sismostrato con velocità V_p di circa tra 400 m/sec
- da -3.5 a -5.5 sismostrato con velocità V_p di circa 1800 m/sec

In **Fig. 10.2** è riportato il tracciato dei sismogrammi acquisiti, mentre in **Fig. 10.3** sono riportate le dromocrone la sezione sismo-stratigrafica interpretativa.

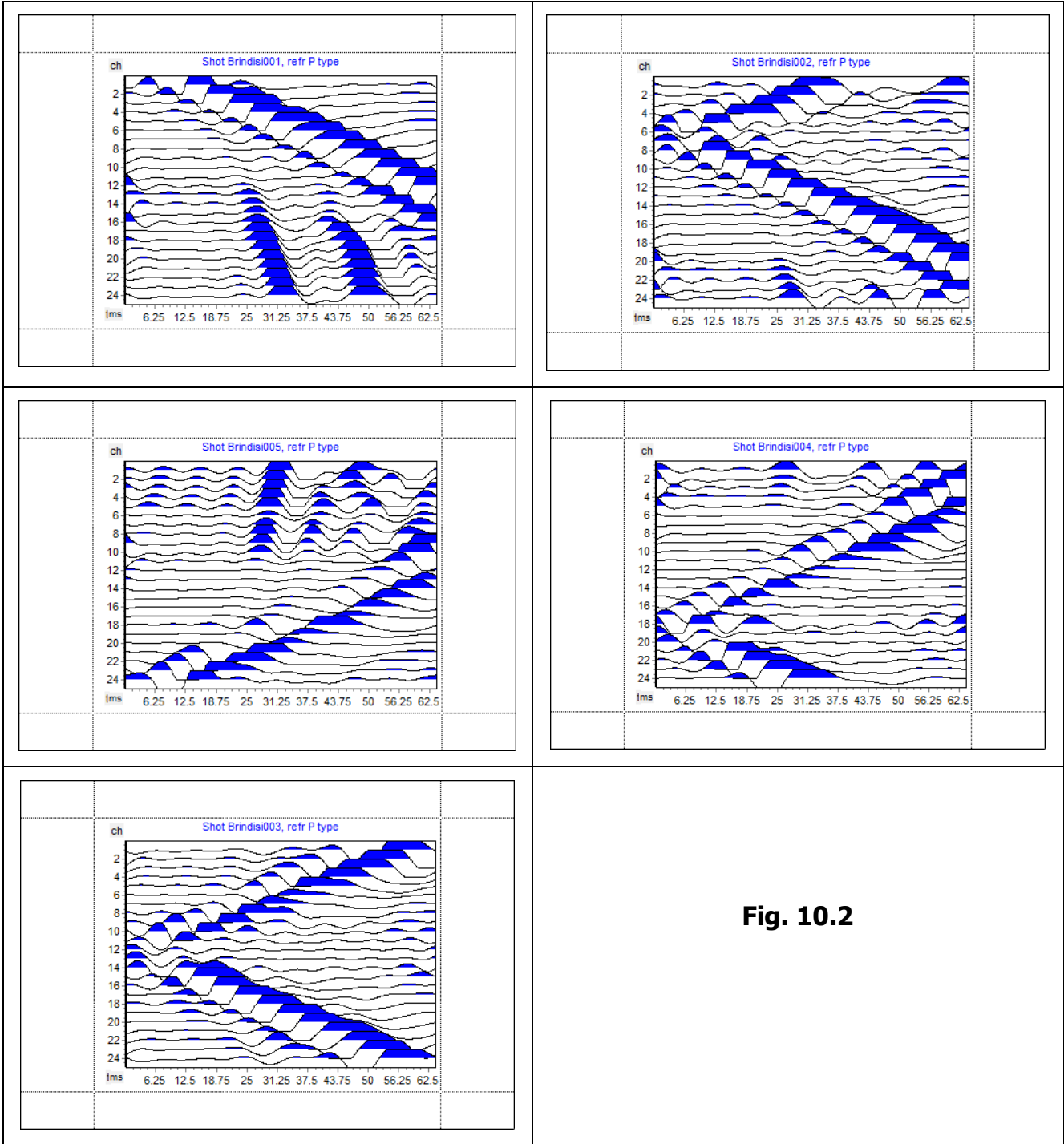


Fig. 10.2

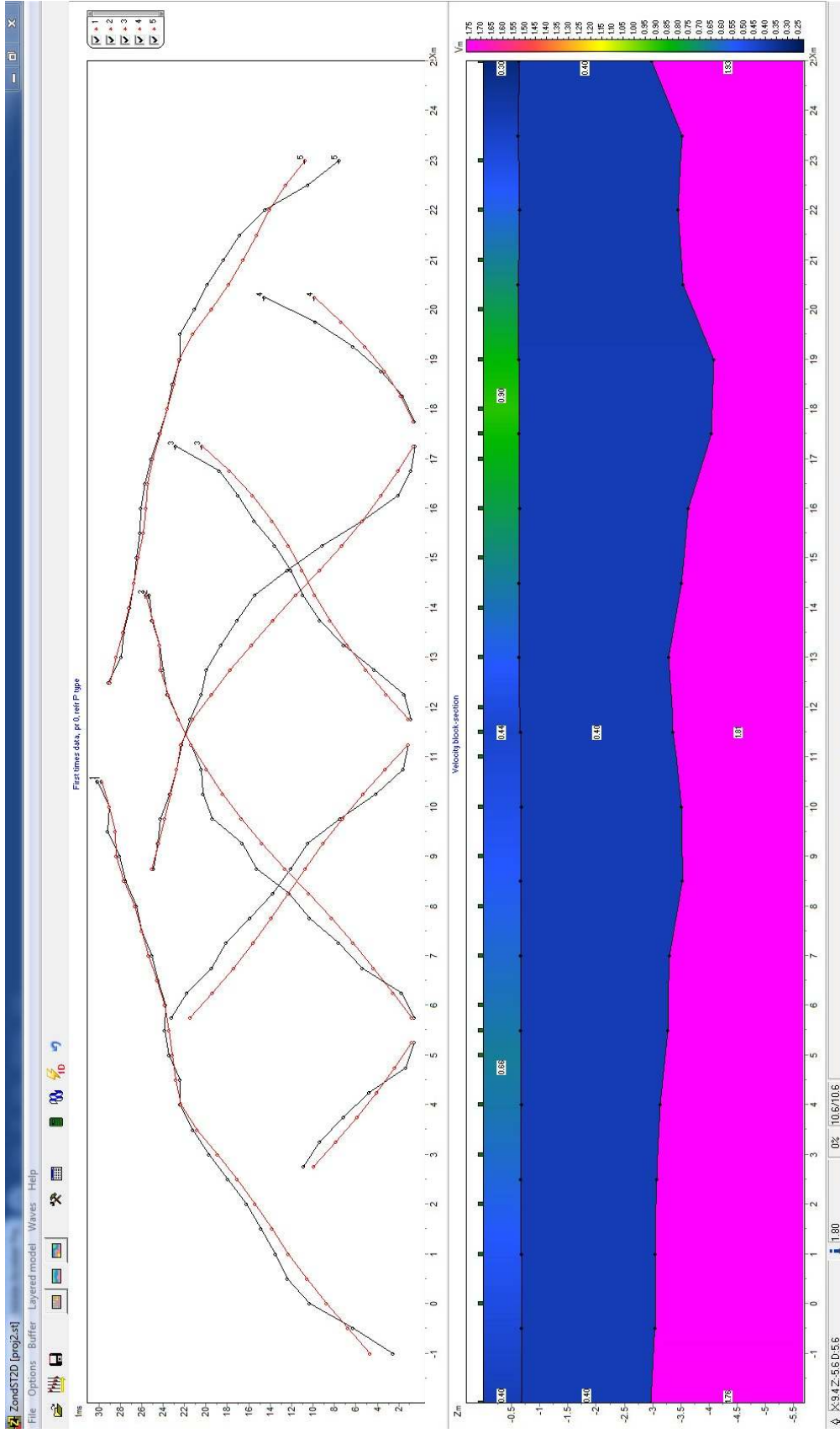


Fig. 10.3

10.2 Indagine con metodologia MASW

Il metodo MASW (Multi-channel Analysis of Surface Waves) è una tecnica di indagine non invasiva che permette di individuare il profilo di velocità delle onde di taglio VS, sulla base della misura delle onde superficiali eseguita in corrispondenza di diversi sensori (geofoni nel caso specifico) posti sulla superficie del suolo.

Il contributo predominante alle onde superficiali è dato dalle onde di Rayleigh, che viaggiano con una velocità correlata alla rigidità della porzione di terreno interessata dalla propagazione delle onde.

In un mezzo stratificato le onde di Rayleigh sono dispersive (fenomeno della dispersione geometrica), cioè onde con diverse lunghezze d'onda si propagano con diverse velocità di fase e velocità di gruppo (Achenbach J.D., 1999; Aki K. & Richards P.G., 1980) o, detto in maniera equivalente, la velocità di fase (o di gruppo) apparente delle onde di Rayleigh dipende dalla frequenza di propagazione. La natura dispersiva delle onde superficiali è correlabile al fatto che onde ad alta frequenza con lunghezza d'onda corta si propagano negli strati più superficiali e quindi danno informazioni sulla parte più superficiale del suolo, invece onde a bassa frequenza si propagano negli strati più profondi del suolo.

Il metodo di indagine MASW utilizzato è di tipo attivo in quanto le onde superficiali sono generate in un punto sulla superficie del suolo (tramite energizzazione con mazza battente parallelamente all'array) e misurate da uno stendimento lineare di sensori. Il metodo attivo generalmente consente di ottenere una velocità di fase (o curva di dispersione) sperimentale apparente nel range di frequenze compreso tra 5-10Hz e 70-100Hz, quindi fornisce informazioni sulla parte più superficiale del suolo, generalmente compresa nei primi 30m ÷ 50m, in funzione della rigidità del suolo e delle caratteristiche della sorgente.

I fondamenti teorici del metodo MASW fanno riferimento ad un semispazio stratificato con strati paralleli e orizzontali, quindi una limitazione alla sua applicabilità potrebbe essere rappresentata dalla presenza di pendenze significative superiori a 20°, sia della topografia sia delle diverse discontinuità elastiche.

La metodologia utilizzata consiste in tre fasi:

1. calcolo della curva di dispersione sperimentale dal campo di moto acquisito nel dominio spazio-tempo lungo lo stendimento, energizzando alternativamente ai due estremi dello stendimento;
2. calcolo della curva di dispersione apparente numerica mediante il metodo Roma (2001) e della curva di dispersione effettiva numerica mediante il metodo Lai-Rix (1998);
3. individuazione del profilo di velocità delle onde di taglio verticali VSV, modificando opportunamente lo spessore h , le velocità delle onde di taglio VSV e di compressione VP (o in alternativa il coefficiente di Poisson ν), la densità di massa ρ degli strati che costituiscono il modello del suolo, fino a raggiungere una sovrapposizione ottimale tra la curva di dispersione sperimentale e la curva di dispersione numerica corrispondente al modello di suolo assegnato.

L'affidabilità del profilo di velocità VS trovato durante il processo di inversione è valutata tramite la definizione dell'errore relativo tra le due curve.

La linea di stendimento utilizzata per l'acquisizione dei dati ha la seguente configurazione:

- Numero geofoni: 24
- Distanza inter-geofonica: 1 metro
- End shot: 6 metri dal primo geofono

L'elaborazione dei dati acquisiti è stata eseguita tramite il software WINMASW della Eliosoft (v. **Fig. 10.4** e **Fig. 10.5**).

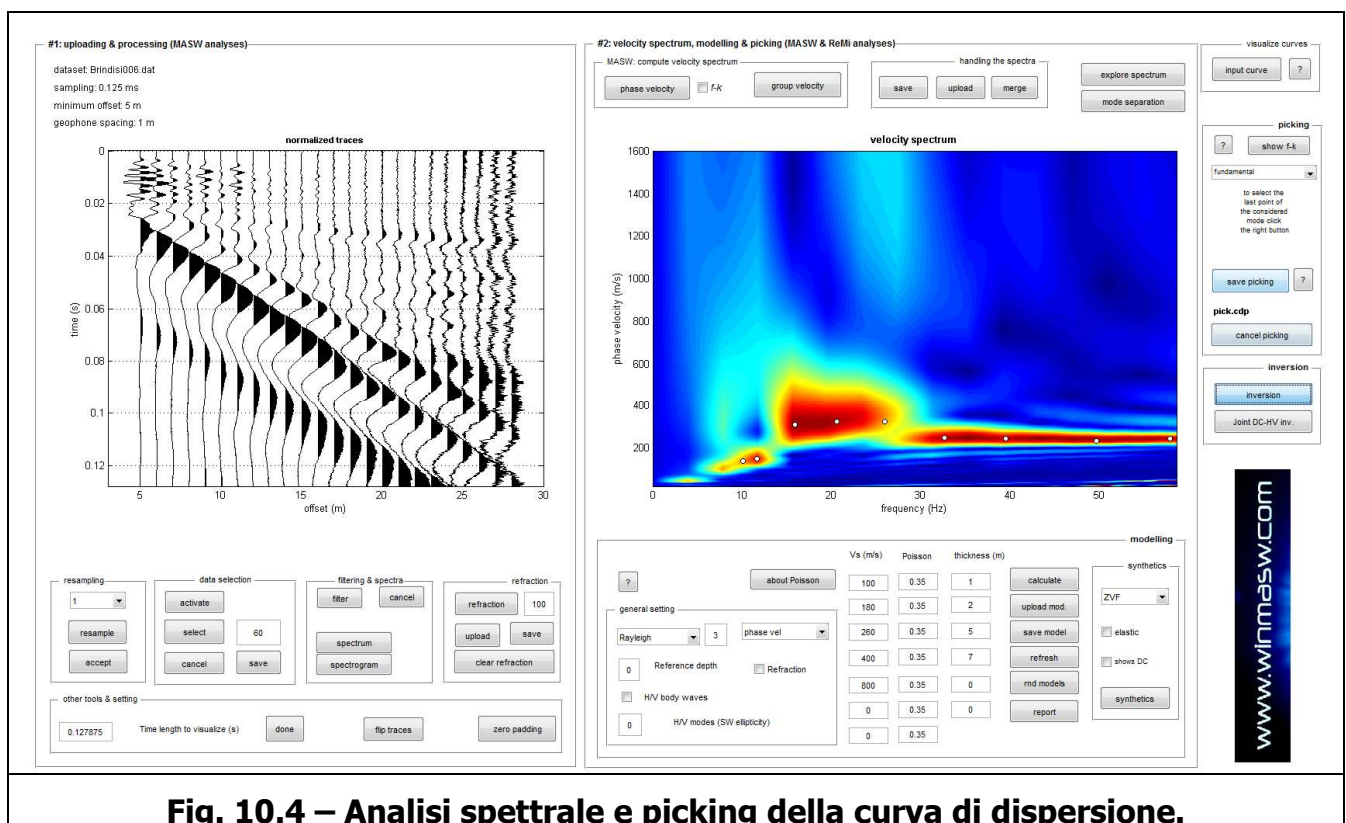


Fig. 10.4 – Analisi spettrale e picking della curva di dispersione.

Il modello di distribuzione verticale delle Vs scaturito dal processo di elaborazione dei dati acquisiti individua 3 principali sismo-strati (v. **Fig. 10.5**):

- da 0.0 a -3.50 sismostrato con velocità Vs di circa 250 m/sec;
- da -3.50 a -10.5 sismostrato con velocità Vs di circa tra 400 m/sec;
- da -10.5 a -30.0 sismostrato con velocità Vs di circa 220 m/sec.

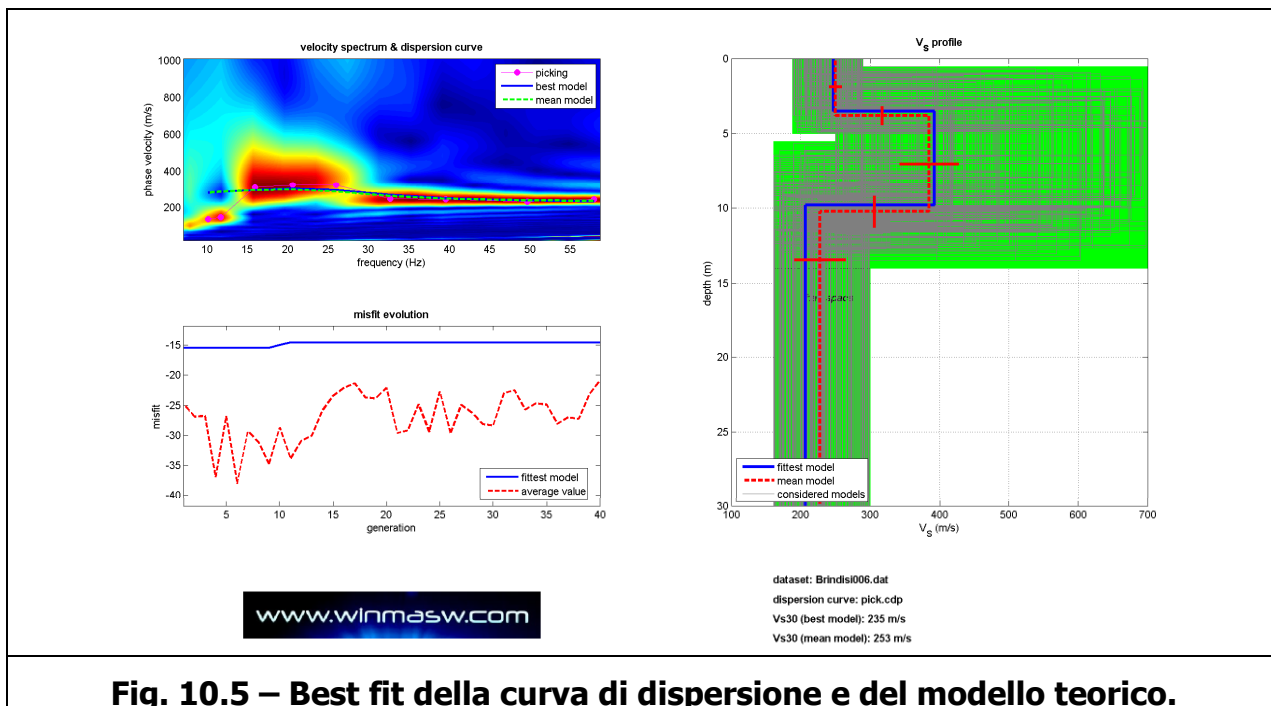


Fig. 10.5 – Best fit della curva di dispersione e del modello teorico.

Considerando l'intero spessore di sottosuolo indagato, si ricava un valore di velocità equivalente di propagazione delle onde di taglio di 235 m/s (v. **Fig. 10.5**), che consente di classificare il suolo (ai sensi del par. 3.2.2 delle N.T.C. 2018) in Categoria C (*“Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 180 m/s e 360 m/s”*).

11 RIEPILOGO E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Il sito ubicato in località Costa Morena, oggetto di interventi ricadenti in area classificata come PG3 (pericolosità geomorfologica molto elevata), è stato sottoposto a studio di compatibilità geologica e geotecnica in conformità alle disposizioni di cui all'art. 13 delle N.T.A. del P.A.I..

A supporto delle valutazioni sito-specifiche, è stato preliminarmente ricostruito il modello geologico locale, procedendo alla descrizione e rappresentazione grafica delle caratteristiche geologico-strutturali, stratigrafiche, geomorfologiche, idrogeologiche e sismiche del contesto territoriale in cui si colloca l'area presa in esame.

I risultati delle indagini geognostiche e dei rilievi eseguiti in situ hanno consentito di appurare che il tratto di costa sotteso dalla recinzione già realizzata è costituito da terreni naturali in posto e non da materiale di riporto, come era stato ipotizzato inizialmente.

In particolare, il profilo della costa emersa risulta costituito da un livello sommitale di limi sabbiosi (di probabile origine colluviale) poco consistenti, dello spessore di circa 3 metri, poggiante su terreni calcarenitici a consistenza litoide, attribuibili alla formazione dei Depositi Marini Terrazzati (facies calcarenitica) del Pleistocene medio-inferiore.

La formazione calcarenitica costituente la parte inferiore del pendio prosegue in profondità nel sottosuolo a quote inferiori al l.m.. Ad una quota di circa 5 metri sotto il l.m. si verifica il passaggio a sedimenti sabbioso-limosi attribuibili anch'essi alla formazione dei Depositi Marini Terrazzati (facies sabbioso-argillosa). A partire da una quota di circa 7 metri sotto il l.m. sono stati invece intercettati sedimenti francamente argillosi attribuibili alla formazione delle Argille Subappennine, del Pleistocene inferiore.

Le indagini geotecniche eseguite in situ (prove SPT) e in laboratorio hanno permesso di ricostruire il modello geotecnico locale sulla base di dati sito-specifici.

Il profilo di scarpata costiera sormontato dalla recinzione è stato quindi sottoposto a calcoli di verifica di stabilità in condizioni ante e post operam. **I risultati di calcolo mostrano che la stabilità attuale del versante è garantita con adeguati coefficienti di sicurezza e che l'influenza dei carichi trasmessi dalla recinzione è modesta e non altera sostanzialmente le condizioni di stabilità generali del pendio.**

Si pone in evidenza che le verifiche di stabilità sono state condotte con approccio ampiamente cautelativo e prudenziale, in quanto i terreni calcarenitici presenti nella parte inferiore del pendio (dotati di coesione litoide) sono stati assimilati e caratterizzati come se fossero terreni sabbiosi, ovvero imponendo $c = 0$.

Inoltre, si fa presente che il pendio esaminato si presenta vistosamente stabilizzato, tanto da essere ricoperto da folta vegetazione. Tale circostanza è legata

al fatto che tale tratto di costa si affaccia sul porto esterno di Brindisi, ovvero su di uno specchio d'acqua chiuso e riparato da moli foranei, motivo per cui lo stesso non risulta più sollecitato da alcun battente d'onda ordinario, né tantomeno da battenti ondosi di mareggiata.

Il fatto che il segmento di costa in esame (su cui è stata realizzata la recinzione) si affacci su di uno specchio acqueo perennemente in quiete e soggetto ad increspature ondose di modestissima entità, elimina il fattore primario che innesca i locali fenomeni di dissesto costieri, ovvero il meccanismo di abrasione e scalzamento al piede operato dal battente ondosso.

Lo stato attuale del pendio mostra quindi evidenze di un processo di stabilizzazione già in atto, conseguente alla modifica delle condizioni ambientali prodotta dalla realizzazione dei moli foranei del porto esterno. A parere degli scriventi, tale circostanza, al di là degli esiti delle verifiche di stabilità, pone i presupposti per riesaminare e ridiscutere il grado di pericolosità geomorfologica attualmente gravante sull'area, ridefinendolo in funzione delle mutate condizioni al contorno. A tale riguardo, in **Allegato 3** sono state fornite alcune indicazioni riguardo possibili interventi in grado di migliorare ulteriormente il grado di stabilizzazione del pendio, proteggendolo anche da possibili fenomeni erosivi, che potrebbero riguardare soprattutto i terreni meno consistenti presenti al tetto della scarpata.

Lecce, febbraio 2019

Prof. Giuseppe CALO'
(Albo Geologi Regione Puglia N. 148)

Prof. Luigi MONTERISI
(Albo Ingegneri Provincia di Bari n. 1771)

12 FONTI DOCUMENTALI E RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Autorità di Bacino della Regione Puglia – *Piano Stralcio per l’Assetto Idrogeologico (D.C.I. n. 39 del 30/11/2005)*. <http://www.adb.puglia.it>.
- Autorità di Bacino della Regione Puglia – *Carta Idrogeomorfologica della Regione Puglia (Foglio n. 476 "Brindisi")*. <http://www.sit.puglia.it>.
- Associazione Geotecnica Italiana - *Raccomandazioni sulla programmazione ed esecuzione delle indagini geotecniche*. Roma, 1977.
- Boaga J. & Iliceto V. – *Metodologia per la definizione di modelli di Vs del sottosuolo e loro influenza nella risposta sismica di sito*. Atti del Workshop in Geofisica, Rovereto, 11/12/2009.
- Cherubini C., Margiotta B., Sgura A., Walsh N. – *Caratteri geologico-tecnici dei terreni della città di Brindisi*. Memorie Società Geologica Italiana n. 37, 1987.
- Ciaranfi N., Pieri P., Ricchetti G. – *Note alla Carta Geologica delle Murge e del Salento (Puglia centromeridionale)*. Memorie della Società Geologica Italiana n. 41, 1988.
- Consorzio di Bonifica dell’Arneo – *Piano di Classifica per il riparto delle spese consortili*. AGRICONSULTING, Roma, 2012.
- Cotecchia V. - *Le acque sotterranee e l’intrusione marina in Puglia: dalla ricerca all’emergenza nella salvaguardia della risorsa*. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, Memorie Descrittive della Carta Geologica d’Italia, Vol. 92, Roma, 2014.
- Cotecchia V., Cherubini C., Sgura A. – *Comportamento meccanico dei terreni della provincia di Brindisi con particolare riferimento all’ambito urbano del capoluogo*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Bari, Facoltà di Ingegneria, A.A. 1983-84.
- De Santis V., Maracchione M.I., Caldara M., Centenaro E., Mastronuzzi G., Palmentola G., Sansò P., Sergio A. – *The coastal features of Puglia region*. Final Conference Project IGCP 437 "Quaternary coastal morphology and sea level changes", Otranto/Taranto 22-28 September 2003.
- Del Gaudio V. – *Elementi per la stima della pericolosità sismica in Puglia*. Geologi e Territorio n. 2/2007.
- Del Gaudio V. – *Criticità nelle stime della pericolosità sismica per la regione pugliese*. Geologi e Territorio n. 2/2017.
- Delle Rose M. & Elia T. – *Aspetti geologici della conservazione delle spiagge del Salento*. Geologi e Territorio n. 1/2, 2008.
- Ente Irrigazione di Puglia e Lucania – *Schede tecniche e stratigrafie dei pozzi ubicati nel comprensorio della Riforma Fondiaria di Brindisi*.
- Galli P. & Naso G. – *The "taranta" effect of the 1743 earthquake in Salento (Apulia, Southern Italy)*. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, Vol. 49, n. 2, 2008.
- Gentile G.N., Monterisi L., Ventrella N.A. – *Erosione del litorale adriatico ed arretramento della falesia a sud di Brindisi (Puglia)*. Memorie Società Geologica Italiana n. 51, 1996.
- Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – *Mappa di Pericolosità Sismica del Territorio Nazionale*. All. 1b O.P.C.M. n. 3519 del 28/04/2006.
- Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – *Database of Individual Seismogenic Sources*. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>.
- Loiacono F. – *Growth process of a long-lived late Pleistocene spit along the Adriatic*

- cost (Brindisi, Southern Italy)*. Italian Journal of Quaternary Sciences n. 23, Vol. 2, 2010.
- Lopez N., Sciannamblo D., Spizzico M., Tinelli R. – *Characterisation of the post-cretaceous aquifer in the Brindisi plain (South Italy) in order to recover and protect the groundwater*. 3rd Symposium "Quality and Management of Water Resources", St. Petersburg, Russia, 16 – 18 June 2005.
 - Lopez N., Sciannamblo D., Spizzico M., Spizzico V., Tinelli R. – *Intrinsic vulnerability assessment of a confined carbonatic aquifer: the Brindisi Plain case (Southern Italy)*. Open Environmental Engineering Journal, vol. 1, 2008.
 - Margiotta S., Mazzone F., Negri S. – *Revisione stratigrafica della piana Brindisi – Taranto e sue implicazioni sull'assetto idrogeologico*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, Vol. XC, 2010.
 - Mastronuzzi G., Pignatelli C., Sansò P. – *Geological and geomorphological setting of Puglia Region*. Final Conference Project IGCP 437 "Quaternary coastal morphology and sea level changes", Otranto/Taranto 22-28 September 2003.
 - Mastronuzzi G., Caputo R., Di Bucci D., Fracassi U., Iurilli V., Milella M., Pignatelli C., Sansò P., Selleri G. – *Middle-late Pleistocene evolution of the adriatic coastline of southern Apulia (Italy) in response to relative sea-level changes*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria n. 34, 2011.
 - Ministero delle Infrastrutture – *Norme tecniche per le costruzioni*. Allegato al D.M. 17 gennaio 2018, pubblicato sulla Gazzetta Ufficiale n. 42 del 20/02/2018, Supplemento Ordinario n. 8.
 - Monterisi L. – *Relazione di consulenza per le indagini geognostiche e geotecniche per il progetto esecutivo dei lavori di banchinamento in zona Capo Bianco e di dragaggio per l'approfondimento alle quote (-12) e (-9) dei fondali antistanti – Parte lato EST del Porto di Brindisi*. Comm. Autorità Portuale di Brindisi, 2004.
 - Polemio M. & Ricchetti E. – *L'acquifero superficiale del territorio di Brindisi: dati geoidrologici diretti e immagini radar da satellite*. Memorie Società Geologica Italiana n. 51, 1996.
 - Regione Puglia – *Piano di Tutela delle Acque della Regione Puglia (Deliberazione G.R. n. 883 del 19/06/2007)*. SOGESID S.p.a., 2005.
 - Regione Puglia – *Piano Regionale delle Coste (D.G.R. n. 2273 del 13/10/2011)*. <http://www.regione.puglia.it>.
 - Roma V. - *Seismic Geotechnical Site Characterizations by means of MASW method*. XII Italian Seismic Engineering Conference, Pisa, 10-14 June 2007.
 - Spizzico M., Lopez N., Sciannamblo D., Tinelli R. – *La Piana di Brindisi: fenomeni di interazione tra le falde idriche sotterranee presenti nell'area*. Giornale di Geologia Applicata, Vol. 3, 2006.
 - Squeglia N., Pallara O., Mensi E. – *Caratterizzazione meccanica dei depositi di terreni mediante prove penetrometriche dinamiche*. Atti del Convegno I.A.R.G. 2006, Pisa 26 – 28 giugno 2006.

**STRATIGRAFIE DEI SONDAGGI
E
REPORT PROVE S.P.T.**

**CERTIFICATI DELLE PROVE GEOTECNICHE
DI LABORATORIO**

**PESO DI VOLUME
CONTENUTO NATURALE D'ACQUA
ANALISI GRANULOMETRICA**

**MODELLAZIONE GEOTECNICA DEL PENDIO
E
VERIFICHE DI STABILITÀ IN CONDIZIONI ANTE E POST OPERAM**