



CENTRALE EOLICA OFFSHORE BRINDISI PARCO EOLICO MARINO ANTISTANTE LE COSTE DI BRINDISI - SAN PIETRO VERNOTICO E TORCHIAROLO

PROGETTO DEFINITIVO

ELABORATO PRO-REL-19	TITOLO RELAZIONE GEOLOGICA OPERE A TERRA DI CONNESSIONE	SCALA
--------------------------------	-----------------------------------------------------------------------	-------

Responsabile Progetto: Prof. Giuseppe Cesario Calò

Committente



TG Energie rinnovabili S.r.l.
Ravenna via Zuccherificio n.10
P.IVA 02260730391

Timbro e firma

TG Energie rinnovabili
Il Presidente

Gruppo di progettazione

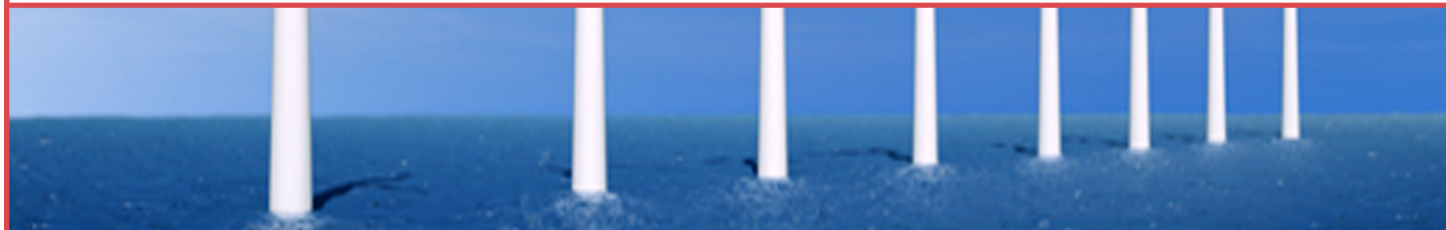


ELABORAZIONE DOCUMENTO A CURA DI

Prof. Giuseppe CALO'

Geom. Giuseppe TAURINO

Via Beatrice Acquaviva D'Aragona n.5
73020 Cavallino (LE) - Italy
☎ Office Phone: +39 0832 612690
☎ Office Fax: +39 0832 612649
✉ E-mail: info@geoambientesrl.it
www.geoambientesrl.it



GESTIONE DOCUMENTO

Rif. DWG		Prot. n.	
Disk/dir.		Data Prot.	
N° revisione	01	N° edizione	
Data revisione	00-00-2013	Data edizione	

Il presente documento è proprietà riservata di TG S.r.l. Ai sensi dell'art. 2575 C.C. è vietata la riproduzione, la pubblicazione e l'utilizzo senza espressa autorizzazione.

INDICE

1	PREMESSE.....	1
2	INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE	2
3	STRATIGRAFIA E LITOLOGIA	4
3.1	“CALCARE DI ALTAMURA” (CRETACEO SUP.)	5
3.2	“CALCARENITE DI GRAVINA” (PLEISTOCENE INF.).....	5
3.3	“ARGILLE SUBAPPENNINE” (PLEISTOCENE INF.)	6
3.4	“DEPOSITI MARINI TERRAZZATI” (PLEISTOCENE MEDIO-SUP.)	7
3.5	DEPOSITI ALLUVIONALI E PALUSTRI (PLEISTOCENE SUP. - OLOCENE).....	8
3.6	DEPOSITI DI SPIAGGIA E DUNE COSTIERE (OLOCENE)	9
4	GEOMORFOLOGIA E IDROGRAFIA.....	13
4.1	QUADRO MORFOLOGICO GENERALE	13
4.2	IL RETICOLO IDROGRAFICO	13
4.3	IL SISTEMA MORFOGENETICO COSTIERO	15
5	PERICOLOSITÀ IDRAULICA E GEOMORFOLOGICA	23
6	ASSETTO IDROGEOLOGICO.....	29
6.1	PERMEABILITÀ DEI TERRENI E CIRCOLAZIONE IDRICA SOTTERRANEA.....	29
6.2	FALDA PROFONDA.....	29
6.3	FALDA SUPERFICIALE.....	32
6.4	RILIEVI FREATIMETRICI DI FEBBRAIO 2013.....	34
7	INQUADRAMENTO MACROSISMICO DELL’AREA	37
7.1	CENNI DI SISMICITÀ STORICA	37
7.2	PERICOLOSITÀ SISMICA DEL TERRITORIO.....	39
8	RIEPILOGO E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE.....	41
9	FONTI DOCUMENTALI E RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI.....	43

1 PREMESSE

La presente relazione fa parte dello studio geologico ed idrogeologico effettuato a supporto del progetto di realizzazione di un parco eolico offshore localizzato su di uno specchio acqueo che si estende al largo del tratto di costa adriatica compresa tra Brindisi sud e Torre San Gennaro.

In particolare, la presente relazione espone i risultati dello studio geologico relativo alle opere a terra (cavidotto elettrico e sottostazione di trasformazione) che dovranno essere realizzate al fine di collegare il parco eolico offshore alla rete di distribuzione elettrica nazionale. L'area interessata dalle opere a terra si estende dalla fascia costiera adriatica di Cerano fino all'entroterra di Tutturano, dove è localizzato il punto di connessione terminale del cavidotto di collegamento alla rete ENEL.

Il presente studio è stato condotto al fine di ricostruire il modello geologico ed idrogeologico locale e di fornire dati utili a valutare il grado di pericolosità sismica, idraulica e geomorfologica dell'area di intervento.

Sull'area interessata dagli interventi di progetto è stato eseguito un rilevamento geologico e geomorfologico e una campagna di rilievi freaticometrici per la ricostruzione dell'andamento della superficie piezometrica della falda superficiale.

Il modello geologico locale, ricostruito sulla base dei dati acquisiti, è stato rappresentato graficamente attraverso la redazione di:

1. una carta geologica generale in scala 1:25.000 (v. **Elab. PRO-TAV-26A**);
2. una carta geolitologica di dettaglio dell'area interessata dalle opere a terra in scala 1:5.000 (v. **Elab. PRO-TAV-26B**);
3. n. 3 sezioni geologiche del sottosuolo dell'area interessata dagli interventi di progetto (v. **Elab. PRO-TAV-29A**);
4. una carta geomorfologica dell'area interessata dalle opere a terra in scala 1:5.000 (v. **Elab. PRO-TAV-27**);
5. una rappresentazione delle curve isopiezometriche della falda superficiale in scala 1:5.000 (v. **Elab. PRO-TAV-30**).

Nel sito ove è prevista la realizzazione della sottostazione di trasformazione sono state eseguite delle indagini geognostiche (n. 2 perforazioni di sondaggio a carotaggio continuo e n. 1 indagine sismica di tipo MASW) i cui risultati sono descritti e dettagliati in altro elaborato specialistico (v. Relazione geotecnica area sottostazione - **Elab. PRO-REL-20**).

2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO GENERALE

L'area interessata dagli interventi di progetto si colloca nella fascia meridionale della Piana di Brindisi, una depressione di origine tettonica che si estende al confine tra l'altopiano delle Murge e la Penisola Salentina, in un dominio di avampaese stabile (Ricchetti et Al., 1988; Tozzi M., 1993), caratterizzato dalla presenza di un potente basamento carbonatico di età mesozoica (dello spessore di circa 6.000 metri) localmente dislocato in profondità e ricoperto da coltri sedimentarie di età pleistocenica (v. [Fig. 1 e 2](#)).

Le rocce calcareo-dolomitiche del basamento mesozoico affiorano diffusamente ad ovest dell'area in esame (lungo l'allineamento Mesagne - San Vito dei Normanni), laddove si ergono i rilievi strutturali che costituiscono l'estrema propaggine sud-orientale dell'altopiano murgiano. Nell'area di specifico interesse tale basamento risulta invece dislocato nel sottosuolo a profondità dell'ordine di 40 ÷ 50 metri rispetto al piano di campagna, al di sotto di una coltre sedimentaria clastica di età quaternaria.

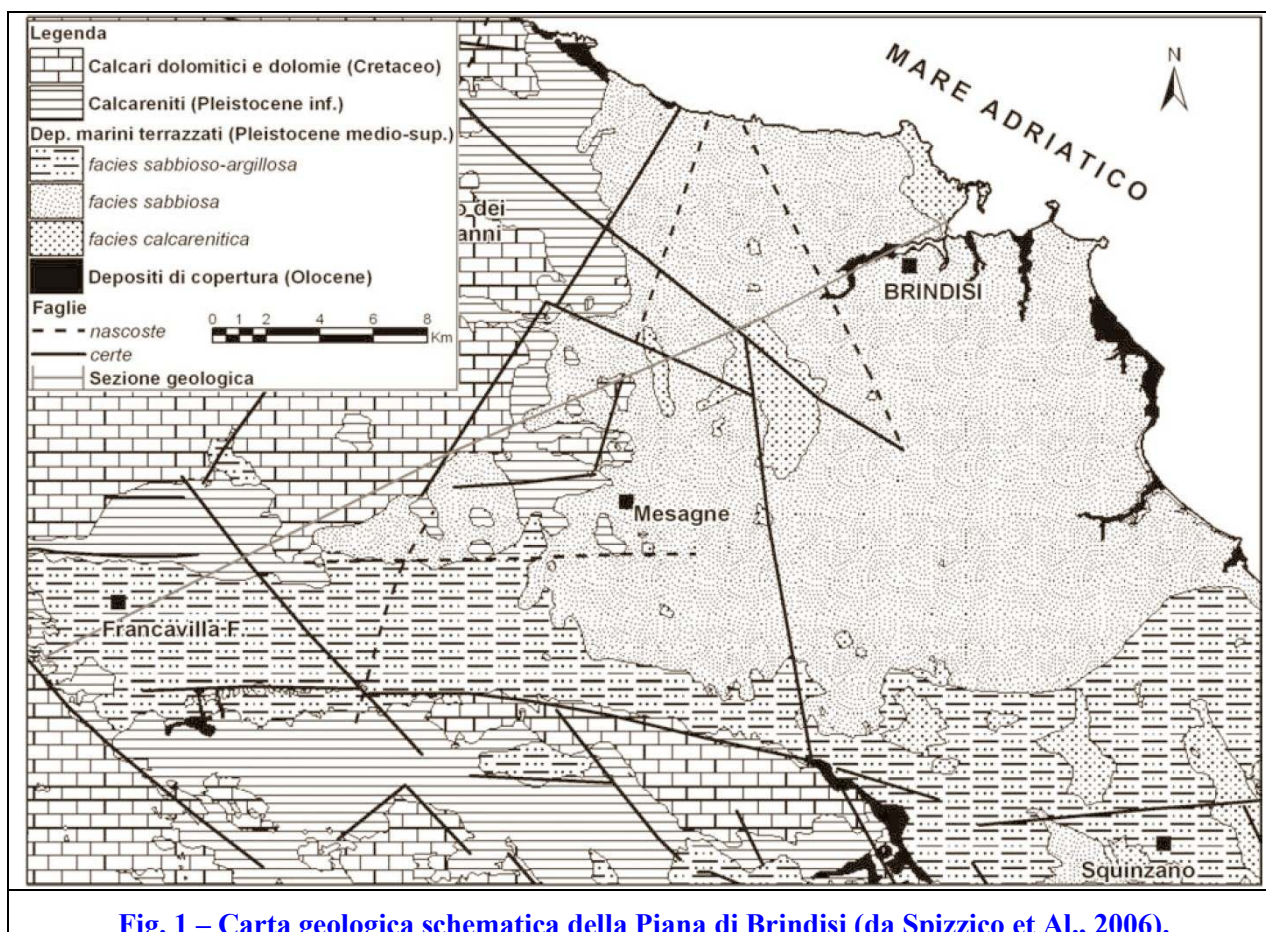
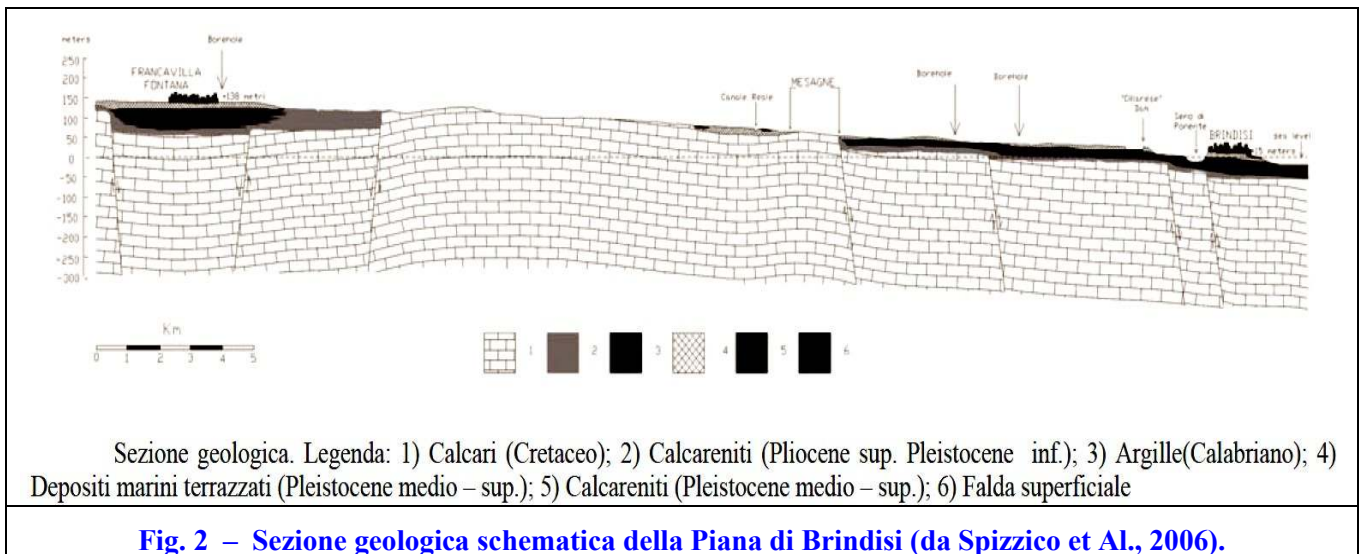


Fig. 1 – Carta geologica schematica della Piana di Brindisi (da Spizzico et Al., 2006).

Il basamento carbonatico mesozoico risulta solcato, come detto, da sistemi coniugati di faglie dirette aventi inclinazioni prossime alla verticale e con prevalenti direzioni WNW-ESE e NE-SW. A causa della modellazione tettonica, il basamento digrada a blocchi, con una struttura ad “Horst” e “Graben”, verso la costa adriatica, laddove si rinviene a quote attorno ai 40 metri al di sotto del l.m. (v. [Fig. 2](#)).



Complessivamente, l'assetto strutturale dell'intera area in esame si identifica con quello di una vasta depressione tettonica che dall'entroterra attorno a Francavilla Fontana si apre digradando progressivamente verso il Mare Adriatico. Tale depressione risulta colmata, come detto, da depositi clastici pleistocenici di origine marina afferenti al cosiddetto “ciclo della Fossa Bradanica” nonché dai “Depositi Marini Terrazzati” (sec. Ciaranfi et Al., 1988) di età tardo-pleistocenica e dai terreni alluvionali, palustri e costieri di età olocenica.

Nel capitolo seguente verrà fornita una descrizione delle caratteristiche litologiche e stratigrafico-giaciturali che contraddistinguono le varie formazioni costituenti la successione stratigrafica locale.

3 STRATIGRAFIA E LITOLOGIA

Come accennato nel capitolo precedente, il substrato geologico regionale è costituito da una successione sedimentaria carbonatica di età mesozoica, localmente non affiorante, in quanto ricoperta da formazioni di età quaternaria di ambiente marino e da depositi recenti di ambiente continentale.

Si precisa che, nella presente trattazione, al posto dell'ormai desueta nomenclatura stratigrafica della Carta Geologica d'Italia (1969), è stato adottato il più moderno schema interpretativo di Ciaranfi et Al. (1988), elaborato dagli autori al fine di proporre una correlazione tra la unità stratigrafiche dell'area murgiana e quelle del Salento.

In base al modello interpretativo, la successione stratigrafica dell'area in esame (ovvero quella che caratterizza la fascia di territorio compresa tra la costa di Cerano e l'entroterra di Tutturano) risulta costituita, partendo dal basso, dalle seguenti formazioni:

- “Calcare di Altamura” (Cretaceo sup.);
- “Calcarenite di Gravina” (Pliocene sup. - Pleistocene inf.);
- “Argille Subappennine” (Pleistocene inf.);
- “Depositi Marini Terrazzati” (Pleistocene medio-sup.);
- Depositi alluvionali e palustri (Pleistocene sup. - Olocene);
- Depositi di spiaggia e dune costiere (Olocene).

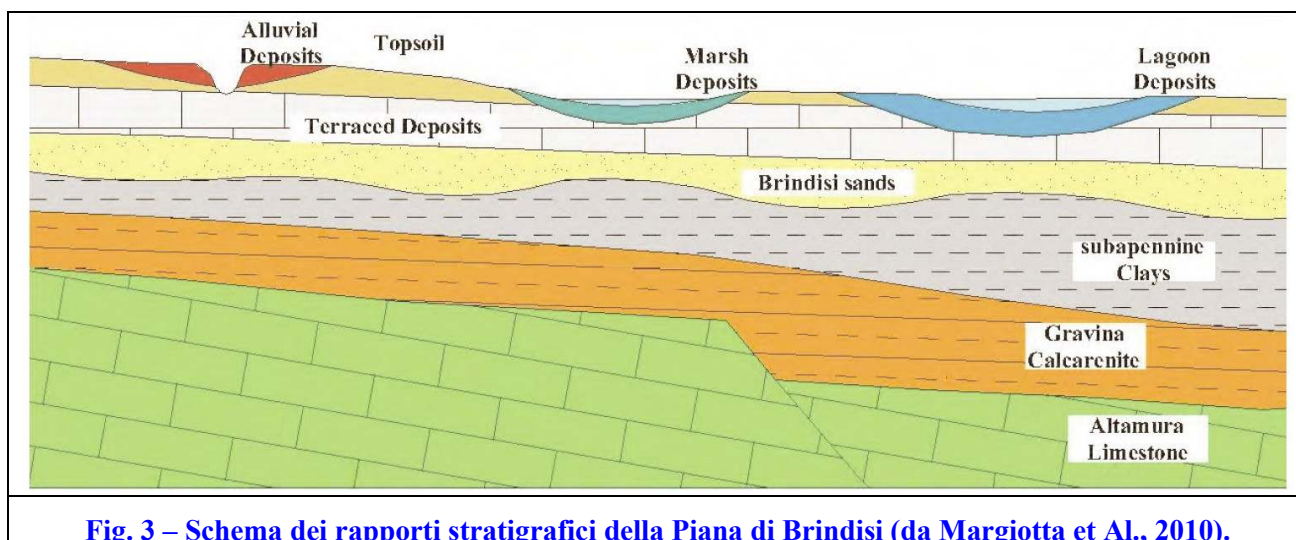


Fig. 3 – Schema dei rapporti stratigrafici della Piana di Brindisi (da Margiotta et AL., 2010).

L'area in esame risulta caratterizzata dalla presenza in affioramento di terreni attribuibili, in maniera quasi esclusiva, alla formazione dei Depositi Marini Terrazzati, ad eccezione di esigui lembi di depositi alluvionali, palustri e costieri di età olocenica che si rinvengono in ambiti territoriali molto ristretti, ovvero principalmente nell'alveo dei principali corsi d'acqua e lungo la fascia litorale (v. **Elab. PRO-TAV-26A** e **Elab. PRO-TAV-26B**).

In profondità, sulla base dei dati desunti da sondaggi geognostici e perforazioni per ricerche idriche, si rinvengono dapprima i termini della serie della Fossa Bradanica (“Argille Subappennine” e “Calcarenite di Gravina”) e poi il basamento carbonatico mesozoico.

I rapporti stratigrafici tra le suddette unità sono illustrati schematicamente in [Fig. 3](#) (da Margiotta et Al., 2010) e più dettagliatamente nelle sezioni geologiche relative all'area interessata dagli interventi di progetto (v. **Elab. PRO-TAV-29A**).

3.1 “Calcarea di Altamura” (Cretaceo sup.)

Nella Piana di Brindisi, il substrato carbonatico mesozoico è costituito da litofacies calcareo-dolomitiche attribuibili alla formazione del “Calcarea di Altamura”.

Nell'area di specifico interesse questa formazione, non affiora ma si rinviene a profondità dell'ordine di circa 40 ÷ 50 metri dal piano campagna, come risulta dalle stratigrafie dei pozzi dell'Ente Irrigazione perforati nel comprensorio della “Riforma Fondiaria di Brindisi” tra Cerano e Tutturano.

Dal punto di vista litologico, si tratta di una successione stratigrafica costituita da calcari compatti e tenaci con intercalazioni di calcari dolomitici e di dolomie. I calcari sono prevalentemente micritici o bioclastici, di colore biancastro e contengono, talora, orizzonti macrofossiliferi a Rudiste. I calcari dolomitici e le dolomie, che sono generalmente di origine diagenetica tardiva, presentano una colorazione grigio scura o nocciola ed un aspetto tipicamente saccaroide.

La formazione si presenta ben stratificata, talora fittamente laminata (“calcari a chiancarelle”) con strati generalmente decimetrici e, più raramente, in banchi. Il limite superiore della formazione è inconforme e frequentemente discordante con le formazioni più recenti.

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.

L'ambiente di deposizione dei sedimenti è identificabile con quello marino intertidale di piattaforma interna.

Sulla base del contenuto microfaunistico, la formazione è ascrivibile al Cenomaniano (Cretaceo superiore).

3.2 “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.

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. L'ambiente di deposizione è quello di piana costiera, da circolitorale 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”.

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.

3.3 “Argille Subappennine” (Pleistocene inf.)

Adagiati in continuità di sedimentazione sulla “Calcarenite di Gravina”, si rinvengono dei sedimenti pelitici attualmente riferiti alla formazione delle “Argille Subappennine”.

Tali terreni sono costituiti 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-limosa diviene prevalente.

Quest’unità presenta un ricco contenuto in macrofossili, costituiti soprattutto da gusci interi di lamellibranchi, gasteropodi, scafopodi, da coralli singoli ed echinidi.

L’ambiente di deposizione de sedimenti è attribuibile alla fascia neritica profonda.

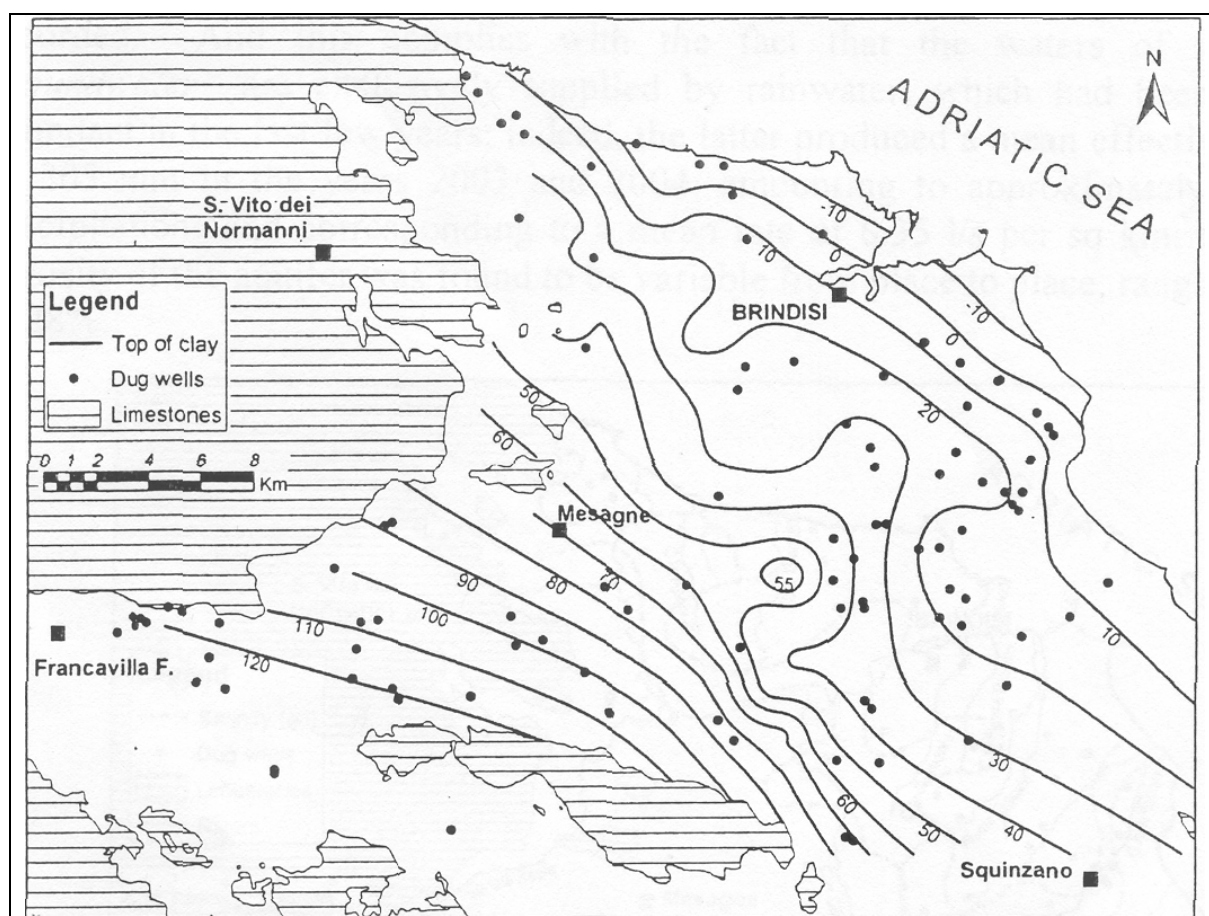


Fig. 4 – Quote altimetriche s.l.m. del tetto delle Argille Subappennine (da Lopez et Al., 2005).

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 nord (v. [Fig. 4](#)).

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 circa una decina di pozzi dell'Ente Irrigazione, dalle quali si ricavano spessori compresi tra 15 e 30 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 paraconcordante con le formazioni medio e suprapleistoceniche.

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

Questa formazione, che giace in trasgressione sui sedimenti argillosi del Pleistocene inf., affiora estesamente su gran parte dell'area in esame (v. [Elab. PRO-TAV-26A](#) e [Elab. PRO-TAV-26B](#)).

Nel contesto della piana di Brindisi, quest'unità è costituita da due principali litofacies: una a composizione sabbioso-limoso-argillosa e l'altra prettamente calcarenitica o sabbioso-calcarenitica.

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.

Dal punto di vista litologico, si tratta di sabbie fini di colore giallo-nocciola contenenti percentuali variabili di frazioni granulometriche siltose e argillose. Nella parte medio-alta, sono presenti delle concrezioni nodulari di origine diagenetica prodotte da fenomeni di parziale e irregolare cementazione dei granuli sabbiosi (v. [Foto 1](#)). Un'altro tipo di strutture nodulari si rinviene nella parte più superficiale: si tratta di noduli di colore bianco (v. [Foto 2](#)) costituiti esclusivamente da carbonato di calcio veicolato verso l'alto dalle acque di risalita capillare ed ivi ridepositato per effetto dei fenomeni evaporativi. La parte bassa dell'unità è invece caratterizzata da un progressivo incremento della frazione limoso-argillosa che diviene predominante.

A partire dalle zone situate subito a nord della centrale termoelettrica di Cerano (v. [Foto 3](#)) fino a Punta della Contessa, affiora la facies sabbioso-calcarenitica dei Depositi Marini Terrazzati, costituita da biocalcareni a grana medio-grossolana, di colore giallastro, in genere ben cementate e piuttosto tenaci, con intercalazioni di strati di sabbie a granulometria media dello stesso colore. Le calcareniti si presentano ben stratificate, con strati di spessore decimetrico.

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.

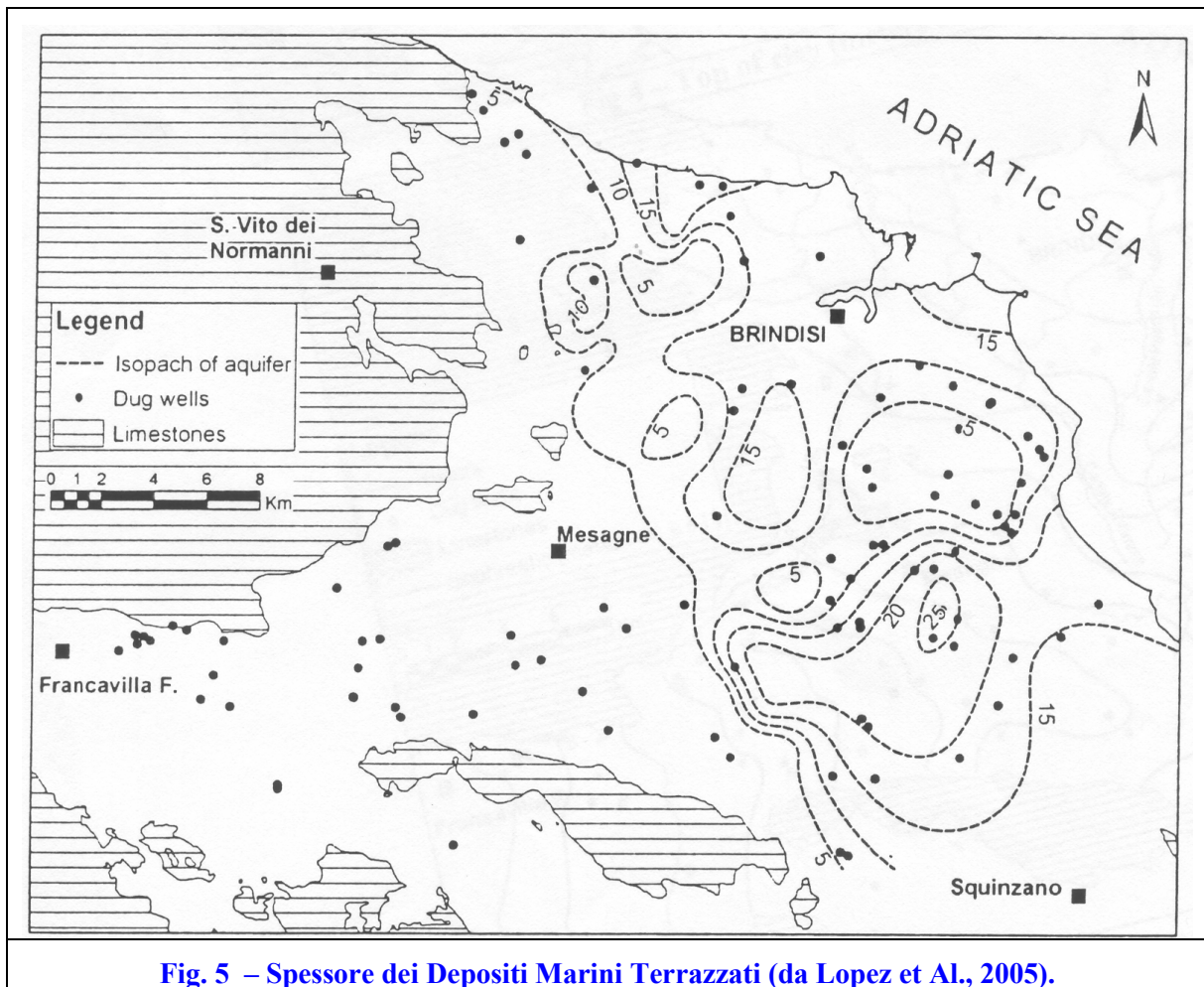


Fig. 5 – Spessore dei Depositi Marini Terrazzati (da Lopez et Al., 2005).

Il limite inferiore dell'unità è inconforme e paraconcordanza con le sottostanti "Argille Subappennine", mentre il limite superiore è costituito da una superficie erosiva su cui sono generalmente adagiati i depositi continentali di epoca recente.

Nell'ambito della Piana di Brindisi, lo spessore complessivo dei Depositi marini Terrazzati può variare tra i 5 e i 25 metri (v. [Fig. 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.

3.5 Depositi alluvionali e palustri (Pleistocene sup. - Olocene)

Depositi continentali di origine alluvionale, colluviale e palustre si rinvennero principalmente sul fondo dei principali corsi d'acqua (in particolare nell'alveo del Canale Siedi) nonché nelle depressioni morfologiche che ospitano stagni o lagune costiere (v. [Elab. PRO-TAV-26A](#) e [Elab. PRO-TAV-26B](#)), come ad esempio quelle presenti a nord di Punta della Contessa, in loc. "Salina Vecchia" (v. [Foto 4](#)).

Questo tipo di depositi sono costituiti da limi sabbiosi ed argille limose di colore variabile dal grigio scuro al bruno-nerastro, contenenti lenti ed orizzonti di resti vegetali nerastri di spessore massimo attorno ad 1 metro.

In linea generale, lo spessore complessivo dei depositi continentali raramente supera i 5 metri.

3.6 Depositi di spiaggia e dune costiere (Olocene)

Costituiti essenzialmente da sedimenti sabbiosi sciolti, ben classati, di colore biancastro, questo tipo di depositi si rinvencono lungo un tratto di costa bassa situato tra Punta della Contessa e Capo di Torre Cavallo, ove è presente una spiaggia emersa (v. [Foto 5](#)) della larghezza massima di 15 metri, delimitata da uno stretto cordone dunare di altezza piuttosto modesta (c.a. 1,5 ÷ 2 metri).

Anche lungo il tratto di costa compreso tra Cerano e Torre San Gennaro sono presenti dei depositi di spiaggia costituiti, in gran parte, da materiale sabbioso derivante dallo smantellamento erosivo delle retrostante falesia (v. [Foto 6](#)). Questi depositi di spiaggia hanno generalmente vita molto breve, poiché tale fascia di litorale è in rapido arretramento e le mareggiate provvedono continuamente a smantellare gli arenili che si formano di volta in volta, fino ad aggredire e scalzare la retrostante falesia, provocando dei crolli di materiale sabbioso-limoso che viene subito rielaborato e distribuito lungo il litorale creando delle nuove spiagge effimere.

La dinamica di questo litorale è fortemente caratterizzata da questi meccanismi di erosione/accumulo che si ripetono ciclicamente con cadenza pressoché annuale (Gentile et Al., 1996).



Foto 1 – Depositi Marini Terrazzati in facies sabbioso-argillosa esposti lungo un tratto di falesia poco a nord di Torre San Gennaro. Si notano le concrezioni nodulari isolate dai processi erosivi.



Foto 2 – Particolare dei noduli calcarei presenti nella parte sommitale della facies sabbioso-argillosa (foto scattata presso la centrale termoelettrica di Cerano).



Foto 3 – Depositi Marini Terrazzati in facies calcarenitica lungo la falesia a nord di Cerano.



Foto 4 – Depositi palustri affioranti nelle depressioni retrodunali in loc. “Salina Vecchia”.



Foto 5 – Depositi sabbiosi di spiaggia emersa con retrostante cordone dunare lungo il tratto di costa situato a nord di Punta della Contessa.



Foto 6 – Depositi di spiaggia effimeri, originati dallo smantellamento erosivo della falesia sabbioso-argillosa a sud di Cerano.

4 GEOMORFOLOGIA E IDROGRAFIA

4.1 Quadro morfologico generale

Dal punto di vista morfologico, l'area interessata dagli interventi di progetto 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 Tukuran ai 10 ÷ 15 metri s.l.m. della fascia costiera su una distanza di circa 12 km, in maniera progressiva e graduale, ovvero senza bruschi salti altimetrici o incrementi significativi di pendenza.

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 (Mastronuzzi et Al., 2003 e 2011).

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 dall'erosione di ambiente continentale.

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.

Lungo i tratti di fascia costiera bassa si rinvencono antiche aree lagunari successivamente colmate da eventi naturali e/o da interventi antropici.

La fascia litorale risulta invece costituita da spiagge sabbiose con bassi cordoni dunari nella zona settentrionale e da una falesia sub-verticale nei settori meridionali.

Nell'ambito del presente studio è stata prodotta una carta geomorfologica dell'area interessata dagli interventi di progetto in scala 1:5.000 (v. **Elab. PRO-TAV-27**), in cui è possibile osservare l'ubicazione e la distribuzione areale di alcuni dei principali elementi geomorfologici che verranno di seguito descritti.

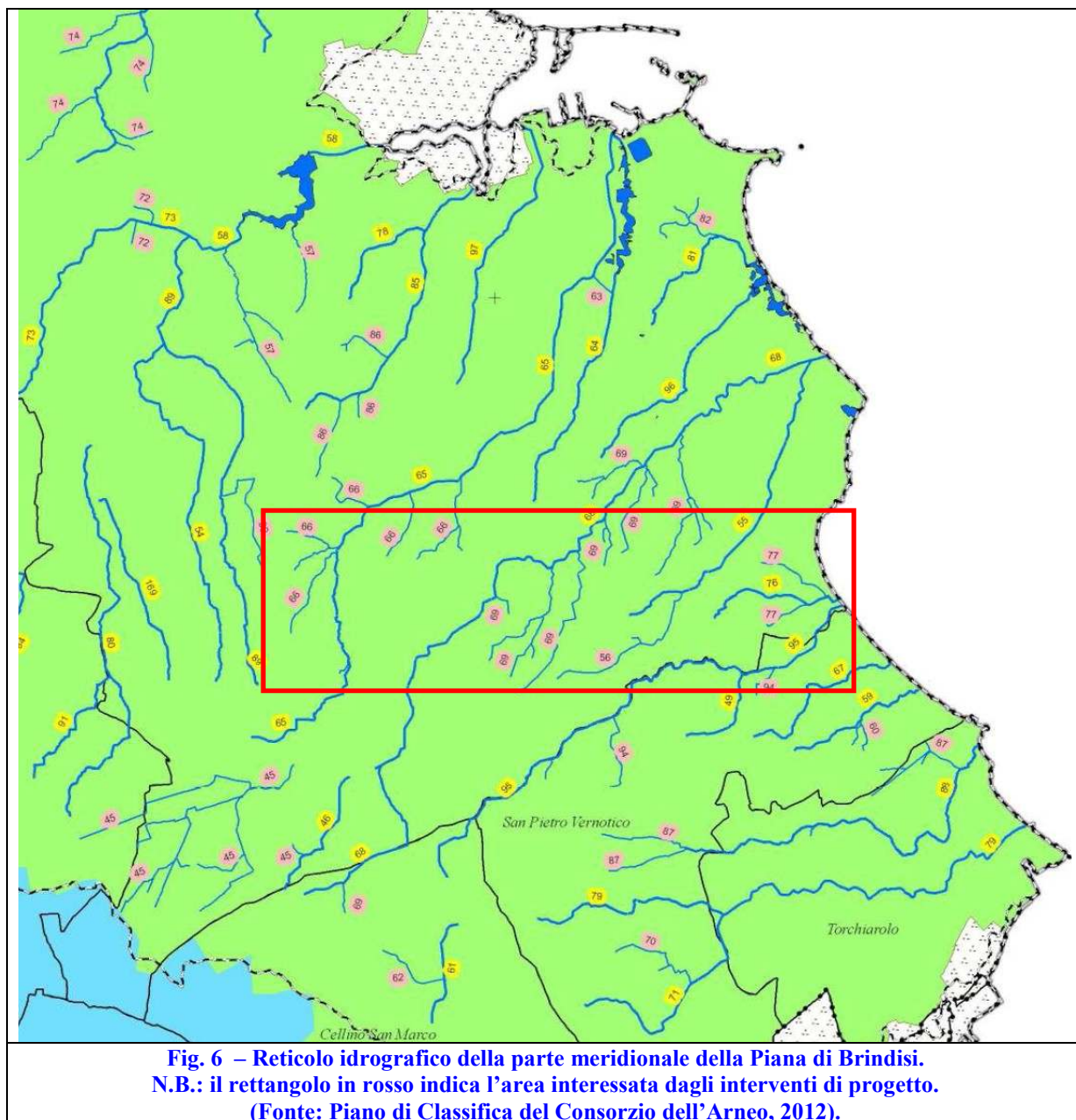
4.2 Il reticolo idrografico

L'area di specifico interesse è solcata da alcune incisioni erosive (canali) che si sviluppano, in accordo con la direzione di maggiore acclività della superficie topografica, in direzione W-E o SW-NE, cioè perpendicolarmente alla linea di costa (v. **Fig. 6**).

Si tratta 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 pregressi 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 “torrentizio”, 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.



I tre più importanti elementi del reticolo idrografico che attraversano l'area interessata dagli interventi di progetto (v. [Fig. 6](#)) sono i seguenti:

1. Canale Fiume Grande (n. 65 in [Fig. 6](#)), lungo circa 17 Km, con un bacino imbrifero di 32 kmq, sfociante nella parte sud del Porto di Brindisi;
2. Canale Foggia di Rau (n. 68 in [Fig. 6](#)), lungo circa 18 Km, con un bacino imbrifero di

77 kmq, sfociante a nord di Punta della Contessa;

3. Canale Siedi (n. 95 in [Fig. 6](#)), lungo circa 12 Km, con un bacino imbrifero dell'estensione di 22 Kmq, sfociante presso Lido Cerano.

È degno di menzione anche il Canale delle Chianche (n. 55 in [Fig. 6](#)), lungo circa 7 Km, che confluisce nel Canale Foggia di Rau in prossimità della foce.

Altri canali meno importanti, di lunghezza inferiore a 3,5 Km, sfocianti a mare tra Cerano e Torre S. Gennaro, sono il Canale Foggia (n. 67 in [Fig. 6](#)) e il Canale Cimalo (n. 59 in [Fig. 6](#)).

I canali si presentano tutti come solchi erosivi di modesta profondità, con sezioni d'alveo prevalentemente trapezoidali ed argini in terra o rivestiti di calcestruzzo.

Il Canale Fiume Grande interseca l'area in esame con il suo tracciato iniziale, che si presenta localmente come un modestissimo solco di ruscellamento della profondità di circa 1 metro (v. [Foto 7](#)). Le sezioni d'alveo di questo canale si incrementano significativamente solo nelle aree più a nord, soprattutto in prossimità della città di Brindisi.

Anche il Canale Foggia di Rau (v. [Foto 8 e 9](#)) ed il Canale delle Chianche (v. [Foto 10](#)) si presentano come incisioni di modesta profondità. L'alveo del Canale Foggia di Rau risulta sovente invaso da canneto (v. [Foto 8](#)), salvo che nel tratto terminale, che è rivestito in cemento (v. [Foto 9](#)).

Il Canale Siedi (v. [Foto 11 e 12](#)) è il corso d'acqua che presenta le sezioni d'alveo maggiori e più profonde. Nella sua parte terminale è possibile osservare delle evidenti forme di modellamento erosivo di tipo fluviale ("ripe di erosione" – v. [Foto 10](#)).

4.3 Il sistema morfogenetico costiero

Il litorale compreso tra la zona industriale di Brindisi e Torre San Gennaro è suddivisibile in due ambiti territoriali con differente assetto geomorfologico e precisamente:

1. la parte settentrionale, caratterizzata da una costa bassa e prevalentemente sabbiosa;
2. i settori meridionali, contraddistinti dalla presenza di una falesia intagliata in terreni calcarenitici (da Punta della Contessa a Cerano Nord) o sabbioso-argillosi (da Cerano sud a Campo di Mare).

La fascia costiera nord, compresa tra Capo di Torre Cavallo e Punta della Contessa, si presenta bassa, con un tratto di spiaggia emersa che si estende per una larghezza massima di 15 metri. La spiaggia è delimitata da un basso cordone dunare che, procedendo verso sud, diminuisce fino quasi a scomparire.

Nella zona retrodunale sono presenti le vecchie Saline, costituite da un sistema di bacini e stagni costieri (v. [Foto 13](#)) alimentati dalla falda superficiale, dal mare e dai corsi d'acqua canalizzati provenienti dall'entroterra. Le saline, anticamente note come "Saline Regie", furono oggetto di intenso sfruttamento commerciale fra i secoli XIII e XVIII.

Il tratto di costa bassa che va da Capo di Torre Cavallo sino alla zona degli stagni costieri è interessato da evidenti fenomeni erosivi (v. [Foto 14](#)) che hanno determinato, nel tempo, un significativo arretramento della linea di costa.

Subito a sud di Punta della Contessa la costa diventa alta, dando origine ad una falesia sub-verticale che scende a picco sul mare (v. [Foto 15](#) e [Foto 16](#)). In questa zona, anche la costa alta risulta in rapido arretramento, a causa della scarsa resistenza e facile erodibilità dei depositi calcarenitici e sabbioso-argillosi che costituiscono la falesia. Tale erosione è

particolarmente intensa in taluni tratti costieri a nord di Torre Mattarelle (v. [Foto 16](#)), dove si raggiungono velocità di arretramento sino a 3 m/anno (Gentile et Al., 1996), soprattutto in seguito a violente mareggiate che, scalzando il piede della falesia, provocano crolli improvvisi.

Nell'estremo settore meridionale dell'area in esame la costa è caratterizzata da un'ampia ansa che parte da Torre Mattarelle e giunge fino a Torre San Gennaro. In tale ansa è presente un arenile continuo (v. [Foto 17](#)), di larghezza variabile da pochi metri sino a qualche decina di metri, con alle spalle una falesia di altezza variabile da 8 a 13 metri.

L'arenile posto al piede della falesia risulta particolarmente effimero e la sua conformazione varia annualmente in maniera assai rilevante in funzione del numero, dell'entità e della distribuzione temporale delle mareggiate. In occasione di burrasche particolarmente violente, il mare erode rapidamente e completamente gli arenili di interi tratti di costa, intaccando la retrostante falesia e provocando frequenti crolli. Il materiale franato dalla falesia viene ben presto smantellato dal moto ondoso e distribuito lungo il litorale a formare delle nuove spiagge effimere, che durano però solo fino alla mareggiata seguente.

Nel complesso, l'intera fascia costiera in esame risulta in forte erosione e rapido arretramento. Per tale motivo, il litorale compreso tra Cerano e Torre San Gennaro è stato oggetto di interventi di protezione dall'erosione costituiti da pennelli e scogliere collocate in posizione ortogonale alla costa (v. [Foto 17](#)) e da manufatti ortogonali e longitudinali, questi ultimi localizzati nella parte più a sud (da Campo di Mare a Torre San Gennaro), ove, pur esplicando efficacemente la propria azione di protezione, hanno tuttavia snaturato completamente l'aspetto originario del paesaggio costiero.



Foto 7 – Il Canale Fiume Grande all’intersezione con la S.P. n. 81.



Foto 8 – Il Canale Foggia di Rau a monte della S.P. n. 88.



Foto 9 – Tratto terminale del Canale Foggia di Rau.



Foto 10 – Il Canale delle Chianche all'intersezione con la S.P. n. 87.



Foto 11 – Sezione d'alveo in secca del Canale Siedi.



Foto 12 – Sezione d'alveo del Canale Siedi in prossimità della foce.

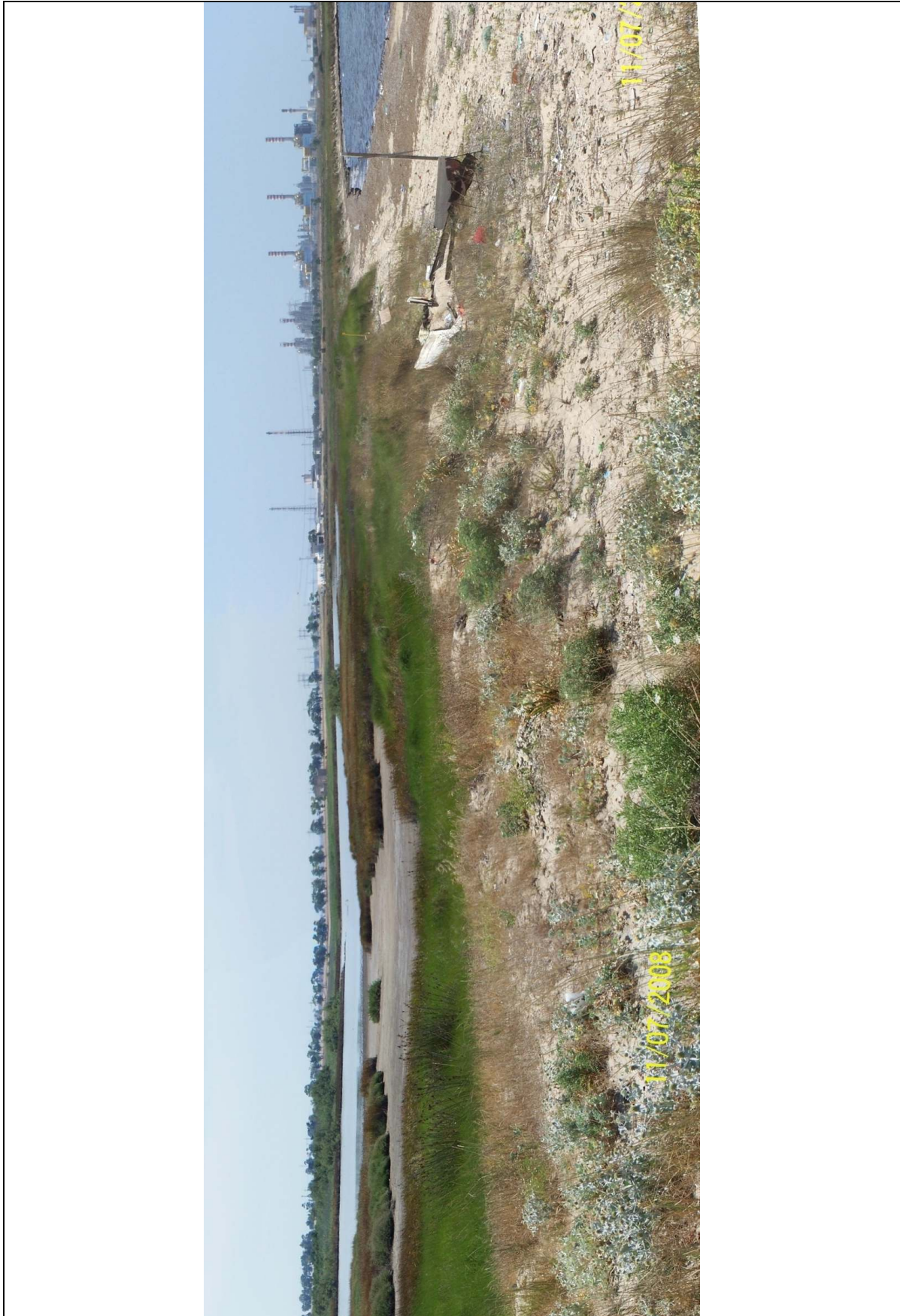


Foto 13 – Vista panoramica della zona umida delle Saline: si può osservare la spiaggia emersa, un basso cordone di dune e l'area retrodunale occupata dalle lagune costiere.



Foto 14 – Tratto di costa in forte erosione tra Capo di T.re Cavallo e P.ta della Contessa.



Foto 15 – Tratto della falesia che si innalza tra P.ta della Contessa e T.re Mattarelle.



Foto 16 – Scalzamento al piede della falesia presso Torre Mattarelle.



Foto 17 – Spiaggia effimera e retrostante falesia a sud di Cerano. Sul fondo si nota un manufatto di protezione costiera ortogonale alla linea di costa.

5 PERICOLOSITÀ IDRAULICA E GEOMORFOLOGICA

L'area interessata dagli interventi di progetto ricade in un contesto territoriale pressoché scevro da rischi di pericolosità idraulica.

In particolare, dalla consultazione dell'apposito strumento cartografico redatto dall'Autorità di Bacino della Regione Puglia a supporto del Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico, si evince l'assenza di aree soggette a rischio di alluvione (v. [Fig. 7](#)). Come si può osservare nello stralcio cartografico di [Fig. 7](#), esistono situazioni problematiche sia a nord che a sud del sito di progetto, mentre non vi è alcuna segnalazione di potenziale rischio idraulico gravante sull'area interessata dal tracciato del caviodotto o su quella in cui è prevista la realizzazione della sottostazione di trasformazione.

D'altronde, l'area in esame è solcata da un reticolo di canalizzazioni (Canale Siedi e Canale Foggia di Rau in primis) che garantiscono attualmente un'adeguata regimazione ed un efficace drenaggio delle acque pluviali.

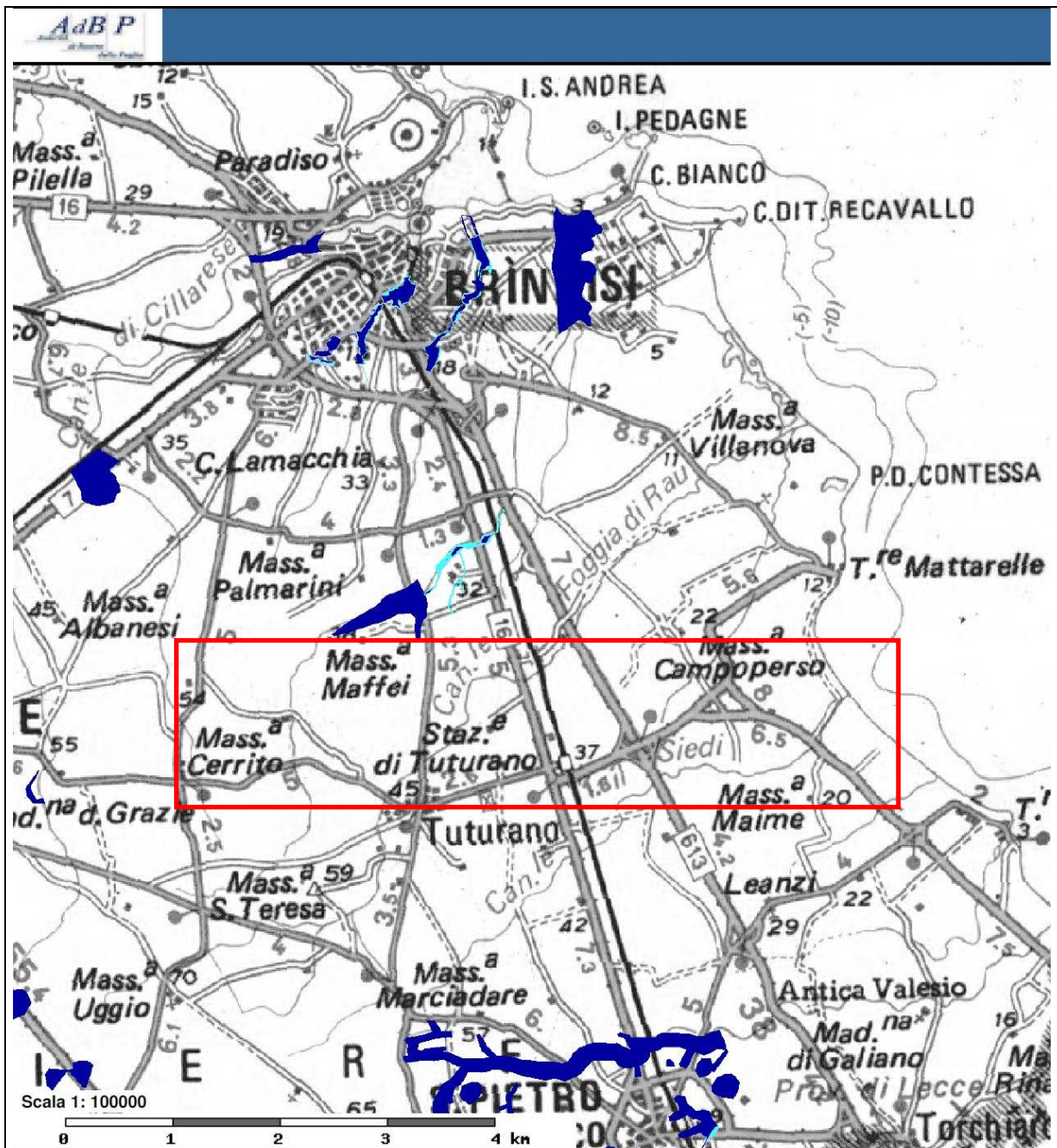
Sempre nello strumento cartografico ufficiale dell'Autorità di Bacino della Puglia, si registra invece l'esistenza di una fascia di elevata pericolosità geomorfologica (v. [Fig. 8](#)), coincidente con il tratto di fascia costiera modellato a falesia. Nel caso specifico, la pericolosità geomorfologica della fascia costiera è chiaramente 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 agredisce la falesia.

In pratica, si tratta di un fenomeno che si ripete ciclicamente e che si articola nelle seguenti fasi evolutive (v. [Fig. 9](#)):

- 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.



Pericolosità e Rischio

Peric. Idraulica

■ bassa (BP)

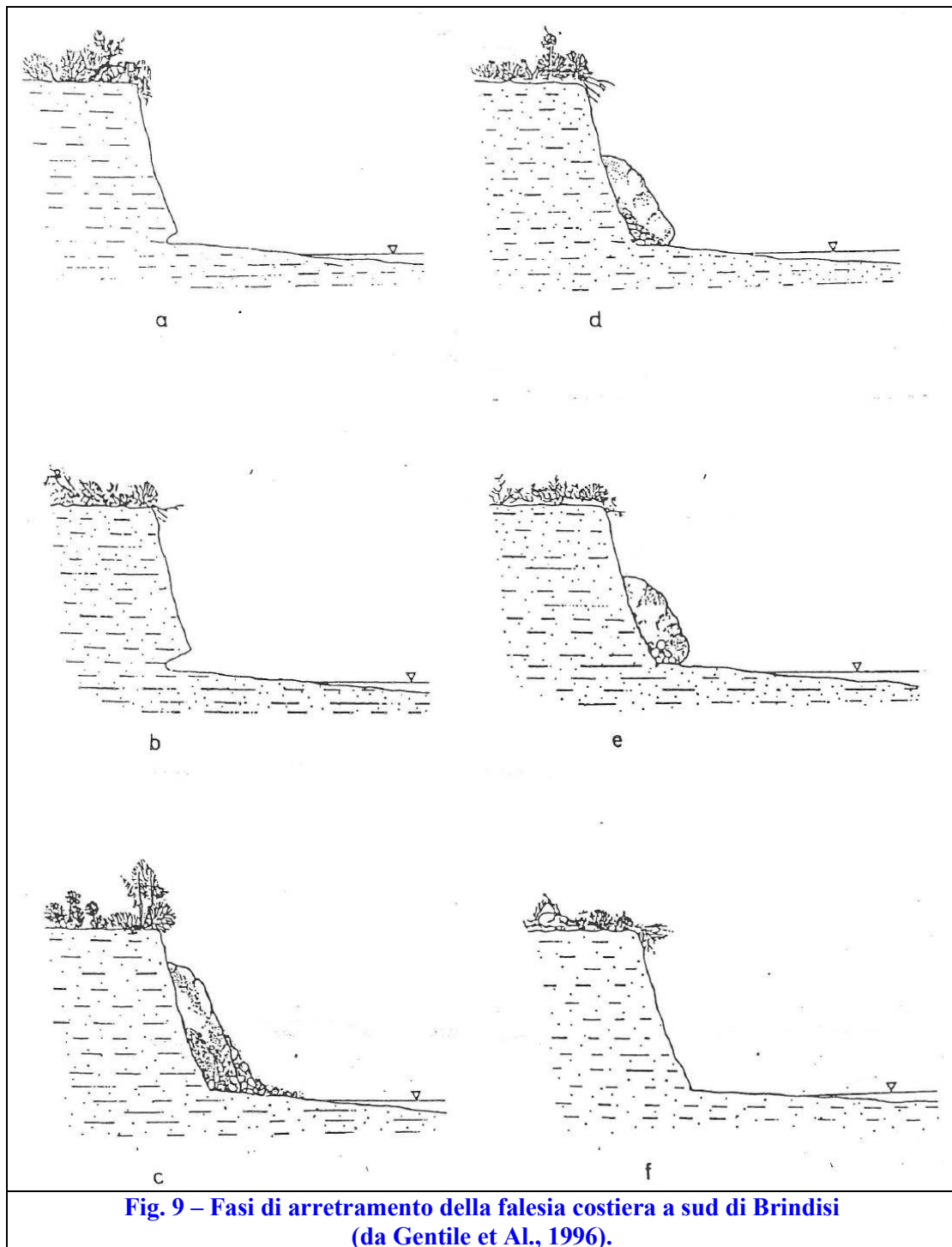
■ alta (AP)

■ media (MP)

N.B.: il riquadro di colore rosso indica l'area interessata dagli interventi di progetto.

Fig. 7 – Stralcio della Carta della Pericolosità Idraulica della Regione Puglia
 (Fonte: <http://www.adb.puglia.it>).





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.

Appare evidente che le problematiche di stabilità della falesia rappresentano un fattore che comporta delle implicazioni per quanto riguarda le modalità di realizzazione del punto di approdo, ovvero dell'intervento di posa del segmento di cavidotto che dovrà attraversare la

fascia costiera.

La tecnica di posa del cavidotto nel punto di approdo prevede l'utilizzo della tecnica di perforazione orizzontale controllata (TOC). In particolare, l'approdo a terra dei cavi sottomarini avverrà attraverso n. 4 perforazioni teleguidate che si svilupperanno ad una profondità di circa 3 metri rispetto al fondale marino costiero (v. **Elab. PRO-TAV-07/b**).

Nel caso specifico, il punto di approdo dovrà essere configurato in modo da contrastare i fenomeni di scalzamento della falesia ed evitare che un'eventuale progressione di crolli possano mettere a nudo il cavidotto.

In linea di massima e previa acquisizione del parere dell'autorità competente in materia (Autorità di Bacino della Regione Puglia), si ritiene di poter adottare, per il punto di approdo, una soluzione d'intervento analoga a quella già messa in atto al fine di proteggere la fascia costiera su cui si affaccia l'adiacente centrale termoelettrica di Cerano.



Infatti, per garantire l'integrità e la funzionalità delle installazioni della suddetta centrale, l'ENEL ha provveduto a realizzare, nella zona di sua pertinenza, degli interventi atti a ridurre i rischi di crollo della falesia, modificandone il profilo (con riduzione di pendenza delle scarpate) e posizionando delle protezioni al piede (barriere frangiflutti costituiti da massi ciclopici) atte a contenere l'opera di scalzamento operata dal moto ondoso (v. **Foto 18**).

Adottando siffatta soluzione, ovvero modellando con un angolo di scarpata di circa 50° e

rinforzando al piede un tratto di falesia della larghezza di circa 70 metri, si potrebbero eliminare le condizioni di rischio e di pericolosità geomorfologica attualmente esistenti nel punto di approdo, minimizzando contestualmente gli impatti dell'intervento sui locali meccanismi di dinamica costiera. Infatti, il tratto di falesia da rimodellare si colloca in continuità con quello (già rimodellato) di pertinenza della centrale termoelettrica di Cerano, per cui si renderebbe solo necessario estendere, al punto di approdo, lo stesso tipo di intervento che è già stato eseguito lungo il tratto di costa confinante a nord.

6 CONDIZIONI DI ASSETTO IDROGEOLOGICO

6.1 Permeabilità dei terreni e circolazione idrica sotterranea

I terreni che influenzano localmente la circolazione idrica superficiale e sotterranea possono essere distinti in tre gruppi a differente grado di permeabilità, ovvero:

- a) terreni pressoché impermeabili, rappresentati essenzialmente dai termini limoso-argillosi della formazione delle “Argille Subappennine”;
- b) terreni permeabili per porosità interstiziale, individuabili nei termini sabbiosi e calcarenitici dei “Depositi Marini Terrazzati”, terreni dotati di una permeabilità primaria direttamente legata alla loro grado di porosità intergranulare e caratterizzati da valori di conducibilità idraulica dell'ordine di 10^{-4} ÷ 10^{-6} cm/s;
- c) terreni permeabili per fessurazione e carsismo, che comprendono le rocce calcareo-dolomitiche del basamento mesozoico (“Calcere di Altamura”), interessate da un tipo di permeabilità secondaria (ovvero acquisita successivamente alla loro formazione) regolata essenzialmente dal grado di fessurazione e carsificazione, fattori che conferiscono a tali masse rocciose dei valori di conducibilità idraulica variabili tra 1×10^{-2} cm/s e 1×10^{-4} cm/s.

Le particolari condizioni stratigrafiche e strutturali dell'area in esame determinano l'esistenza di una circolazione idrica sotterranea che si esplica attraverso due livelli sovrapposti, dando origine a due distinte falde acquifere, ospitate all'interno di formazioni permeabili 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 del Pleistocene sup. (“Depositi Marini Terrazzati”).

6.2 Falda profonda

Le formazioni del basamento mesozoico (“Calcere 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. 10](#)). 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.

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).

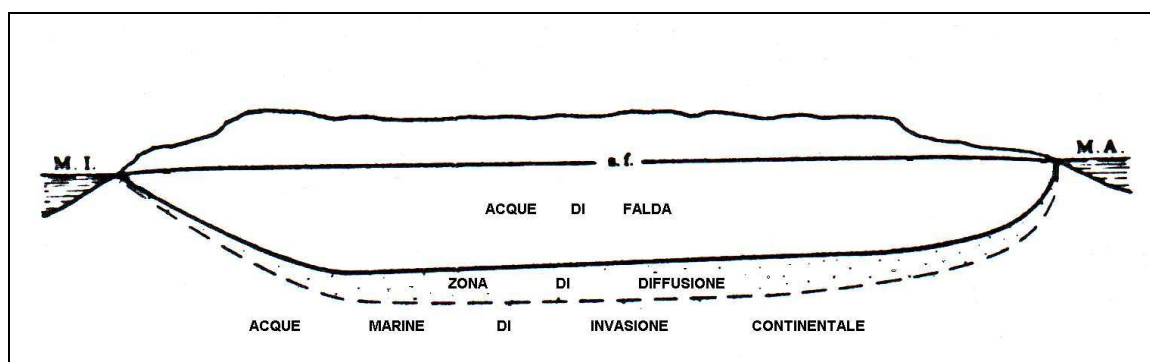


Fig. 10 – Sezione idrogeologica schematica della Penisola Salentina.

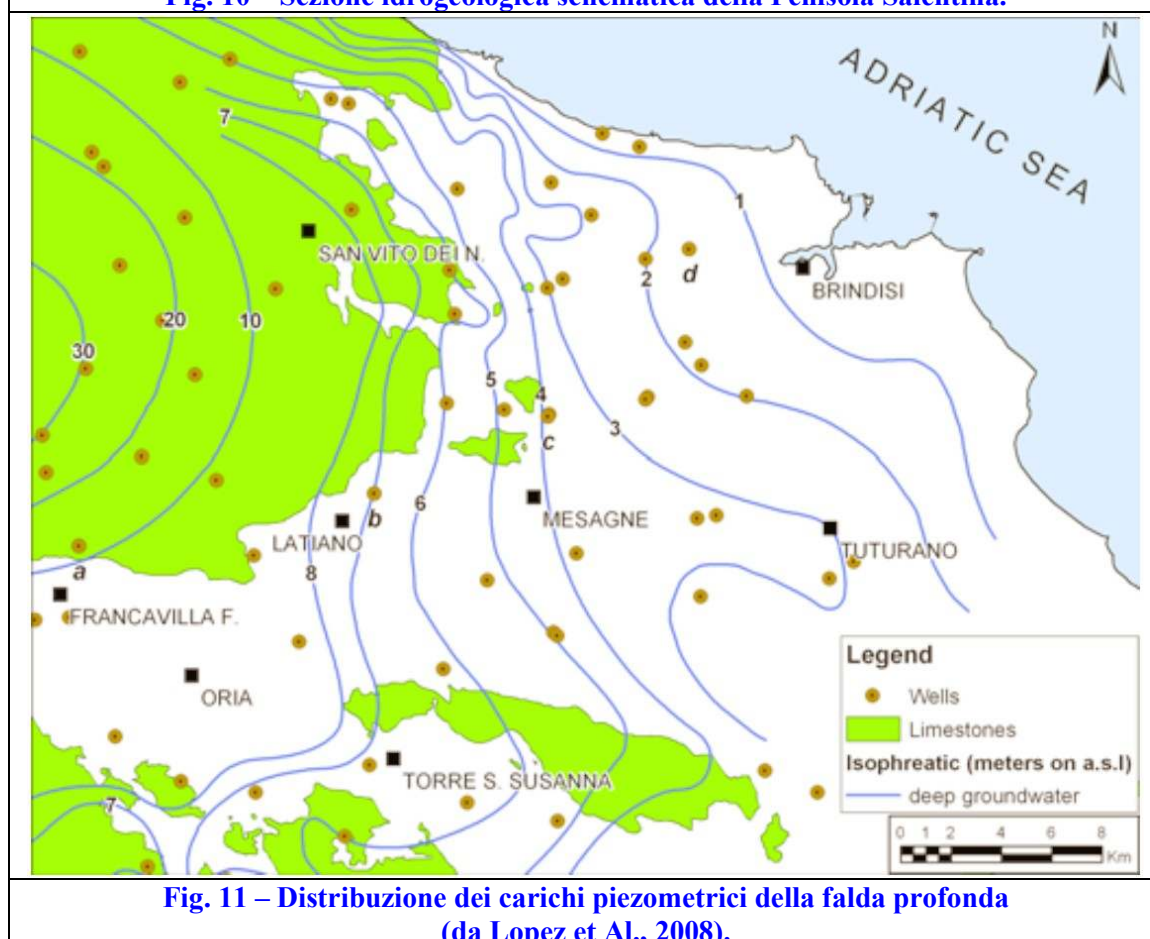


Fig. 11 – Distribuzione dei carichi piezometrici della falda profonda (da Lopez et Al., 2008).

In linea di massima, si individua un generale deflusso della falda verso la costa adriatica, con altezze piezometriche variabili da un massimo di circa 30 metri s.l.m. (nelle zone più interne) fino a 1 metro s.l.m. in prossimità della costa (v. [Fig. 11](#)).

Per quanto riguarda il contenuto salino delle acque di falda profonda, va rilevata l'esistenza, soprattutto nelle zone costiere, di sensibili fenomeni di interazione con le acque marine d'invasione continentale (evidenziati dalle analisi condotte sulle acque dei pozzi), in cui si riscontrano valori di salinità delle acque variabili da 1,6 g/l a 4 g/l.

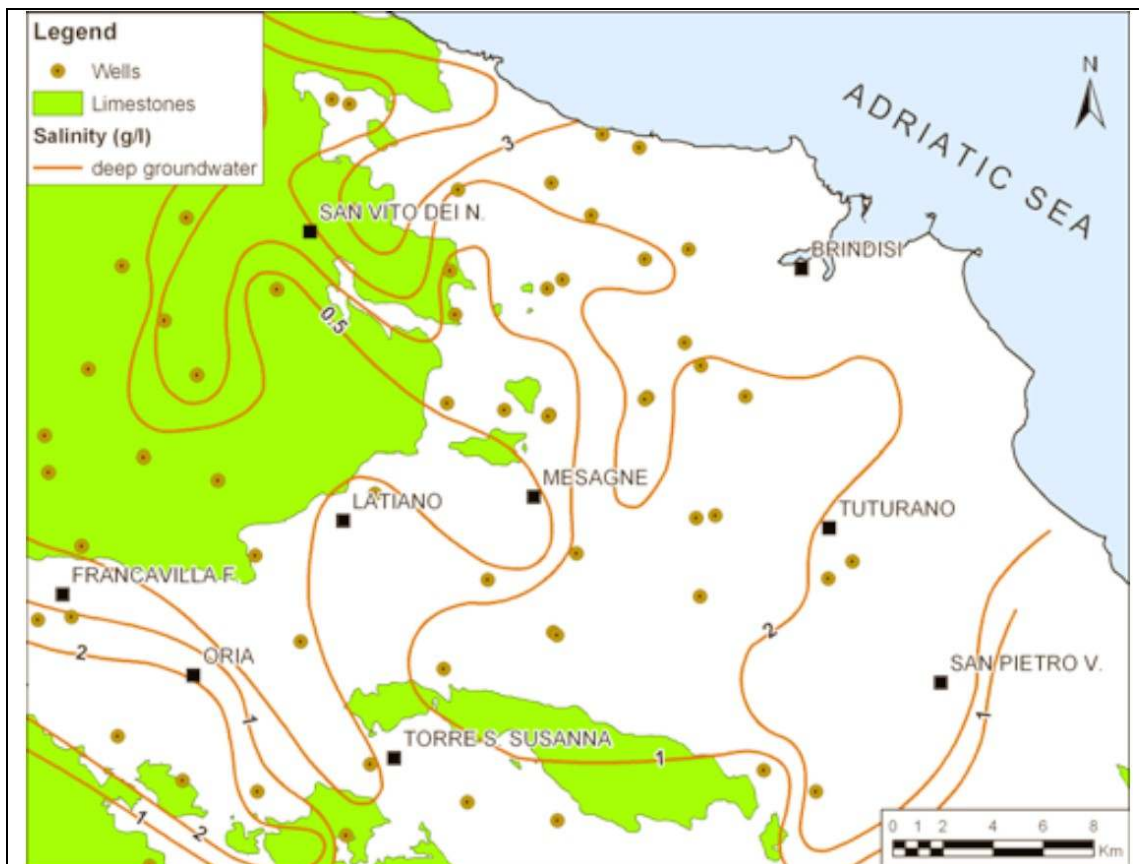


Fig. 12 – Distribuzione del contenuto salino delle acque della falda profonda nell'entroterra brindisino (da Lopez et Al., 2008).

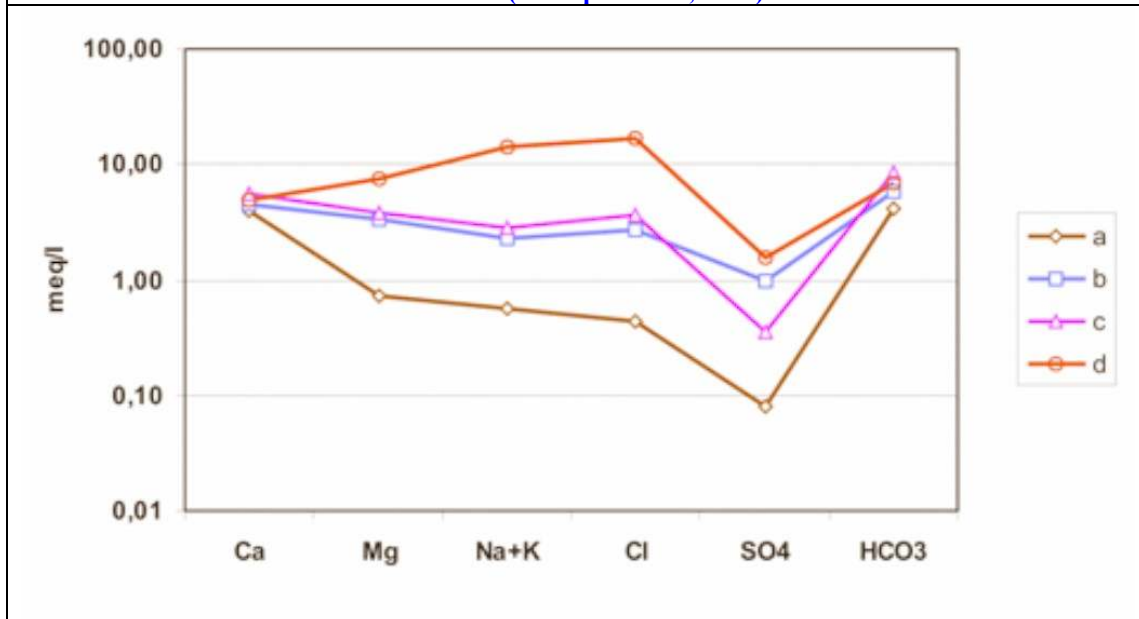


Fig. 13 – Variazioni del chimismo delle acque della falda profonda della Piana di Brindisi dall'entroterra (a) alle zone costiere (b) (da Lopez et Al., 2008).

In [Fig. 12](#) (da Lopez et Al., 2008) è riportato l'andamento delle isoaline della falda profonda della Piana di Brindisi, mentre il grafico di [Fig. 13](#) (da Lopez et Al., 2008) illustra la variazione del chimismo delle acque di falda dalle zone dell'entroterra (a), caratterizzate da acque bicarbonato-calciche, alle aree costiere (d), dove invece si rinvennero acque cloruro-sodiche.

Appare evidente che, per la sua collocazione nel sottosuolo a profondità pari o superiori a 40 metri dal p.c., questa falda non potrà interferire in alcun modo con le opere in progetto.

6.3 Falda superficiale

La falda superficiale è ospitata all'interno dell'acquifero sabbioso-calcarenitico 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 15 ÷ 20 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-calcarenitico, 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 ÷ 8%, variabili in funzione del grado di permeabilità dell'acquifero. Le massime quote piezometriche si rinvennero quindi nelle zone dell'entroterra (v. [Fig. 14](#)), mentre in prossimità della costa il tetto della falda freatica risulta attestato su quote prossime al livello marino.

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.

Per il suo ciclo spiccatamente stagionale e la sua scarsa produttività, quest'ultima evidenziata dalle modeste portate specifiche dei pozzi ($1 \div 2$ l/s x m), la falda superficiale presenta valenza ed importanza economica solo a livello locale.

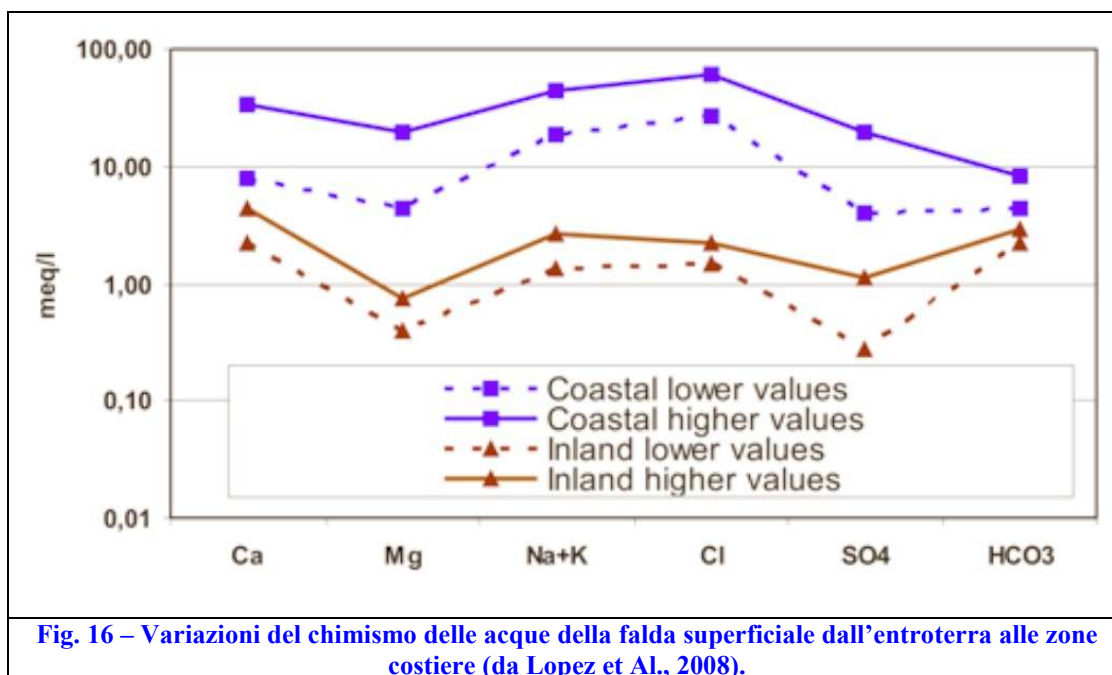


Fig. 14 – Distribuzione dei carichi piezometrici della falda superficiale (da Lopez et Al., 2008).



Fig. 15 – Distribuzione del contenuto salino delle acque della falda superficiale (da Lopez et Al., 2008).

Per quanto riguarda il contenuto salino, va segnalato che, nelle zone più lontane dal mare, le acque della falda superficiale presentano valori di residuo fisso bassi, generalmente pari o inferiori ad 1 g/l (v. [Fig. 15](#)), con rapporti anionici e cationici caratteristici di acque bicarbonato-calciche. Viceversa, in prossimità della zona costiera, le acque denotano dei contenuti salini significativamente più elevati (anche superiori a 3 g/l) e dei rapporti caratteristici tipici di acque cloruro-sodiche (v. [Fig. 16](#)).



Il fenomeno dell'incremento del contenuto salino delle acque di falda lungo la fascia costiera è legato solo marginalmente al fenomeno dell'intrusione marina, essendo localmente influenzato più che altro da fattori locali.

D'altronde, la permeabilità dell'acquifero superficiale è prevalentemente medio-bassa, il che non favorisce l'ingressione delle acque marine nell'entroterra. Assai più importanti sembrano invece essere i tempi di interazione tra acqua e terreno: infatti, laddove l'acquifero è meno permeabile, le velocità di filtrazione risultano molto basse, il che prolunga i tempi di contatto tra le acque di falda e la componente argillosa presente sia nell'acquifero (anche se in basse percentuali) che nel substrato impermeabile di base, aumentando così le quantità di anioni e cationi che possono entrare in soluzione. Viceversa, laddove la permeabilità è più elevata, le acque possono defluire verso mare con maggiore velocità e con tempi di residenza minori, prendendo in carico una quantità minore di sali.

La spiccata anisotropia della conducibilità idraulica dell'acquifero potrebbe inoltre spiegare il motivo per cui, a distanze anche brevi, le acque possono presentare variazioni del contenuto salino anche di 2 g/l.

6.4 Rilievi freaticometrici del febbraio 2013

Al fine di verificare e definire con maggiore dettaglio l'andamento della superficie piezometrica della falda superficiale nella zona interessata dagli interventi di progetto (sottostazione di trasformazione e cavidotto di collegamento alla rete elettrica nazionale), nel

mele di febbraio 2013 è stata condotta una ricognizione dei pozzi superficiali esistenti nell'area e, in quelli risultati accessibili, sono state effettuate delle misure freaticometriche.

In **Tabella 1**, sono riportati i risultati delle misure effettuate su n. 10 pozzi superficiali rinvenuti nei dintorni dell'area interessata dal tracciato del cavidotto di progetto. L'ubicazione dei pozzi e l'andamento delle curve isopiezometriche ricostruite sulla base dei citati rilievi freaticometrici sono invece riportati nella Carta delle Isopieze della falda superficiale (v. **Elab. PRO-TAV-30**).

TABELLA 1				
Pozzo	Coordinate Geografiche dei pozzi (Sistema UTM-WGS84)	Quota del p.c. (m s.l.m.)	Prof. del l.s. dal p.c. (m)	Quota del l.s. (m s.l.m.)
P01	748939.0911 N 4492631.2966 E	47.70	2.05	45.65
P02	748974.5499 N 4492522.4294 E	48.40	2.50	45.90
P03	749626.6825 N 4493820.461 E	44.10	4.90	39.20
P04	750799.2412 N 4492819.819 E	38.00	3.00	35.00
P05	750110.6541 N 4494698.794 E	39.67	3.00	36.67
P06	753486.8041 N 4493731.9172 E	31.29	0.68	30.61
P07	754990.0401 N 4494103.3349 E	23.22	1.82	21.40
P08	754975.7773 N 4494441.6226 E	23.70	5.20	18.50
P09	755194.2668 N 4494872.4503 E	21.00	3.00	18.00
P10	755502.7802 N 4494784.5213 E	18.00	0.70	17.30

Come si può osservare nella Carta delle Isopieze della falda superficiale (v. **Elab. PRO-TAV-30**), le quote della superficie piezometrica della falda superficiale passano gradualmente dai +58 metri s.l.m. dell'entroterra di Tutturano ai valori di circa +3 metri s.l.m. delle zone situate a ridosso della fascia costiera.

La superficie piezometrica della falda superficiale presenta quindi un'escursione complessiva di quota pari a 55 metri su una distanza di circa 13 Km, con un'inclinazione media del 4,2%.

Nelle zone dell'entroterra, le cadenti piezometriche della falda superficiale oscillano tra il 3 ed il 5%, mentre nella fascia costiera si riscontrano valori molto più elevati, dell'ordine di circa il 10%. Siffatto aumento di inclinazione della piezometrica indica una marcata diminuzione, nella zona costiera, della permeabilità dell'acquifero. Tale circostanza è verosimilmente legata al fatto che, a ridosso della costa di Cerano, la piezometrica interseca i livelli basali della formazione dei Depositi Marini Terrazzati, localmente costituiti da terreni sabbioso-argillosi poco permeabili.

I risultati dei rilievi freaticometrici eseguiti nel mese di febbraio 2013 evidenziano l'effetto di ricarica della falda indotto dalle abbondanti precipitazioni piovose che hanno avuto luogo in quel periodo. Infatti, le misure di campagna effettuate nei pozzi accessibili hanno rilevato delle quote piezometriche decisamente superiori a quelle medie, confermando che la falda

superficiale risulta localmente soggetta a forti escursioni piezometriche in risposta a precipitazioni intense o prolungate. Tale circostanza è stata confermata anche dai risultati delle perforazioni di sondaggio eseguite nel sito ove è prevista la realizzazione della sottostazione di trasformazione, laddove il livello di falda è stato rinvenuto a soli 30 cm di profondità rispetto al p.c. (v. **Elab. PRO-REL-20**).

7 INQUADRAMENTO MACROSISMICO DELL'AREA

7.1 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.

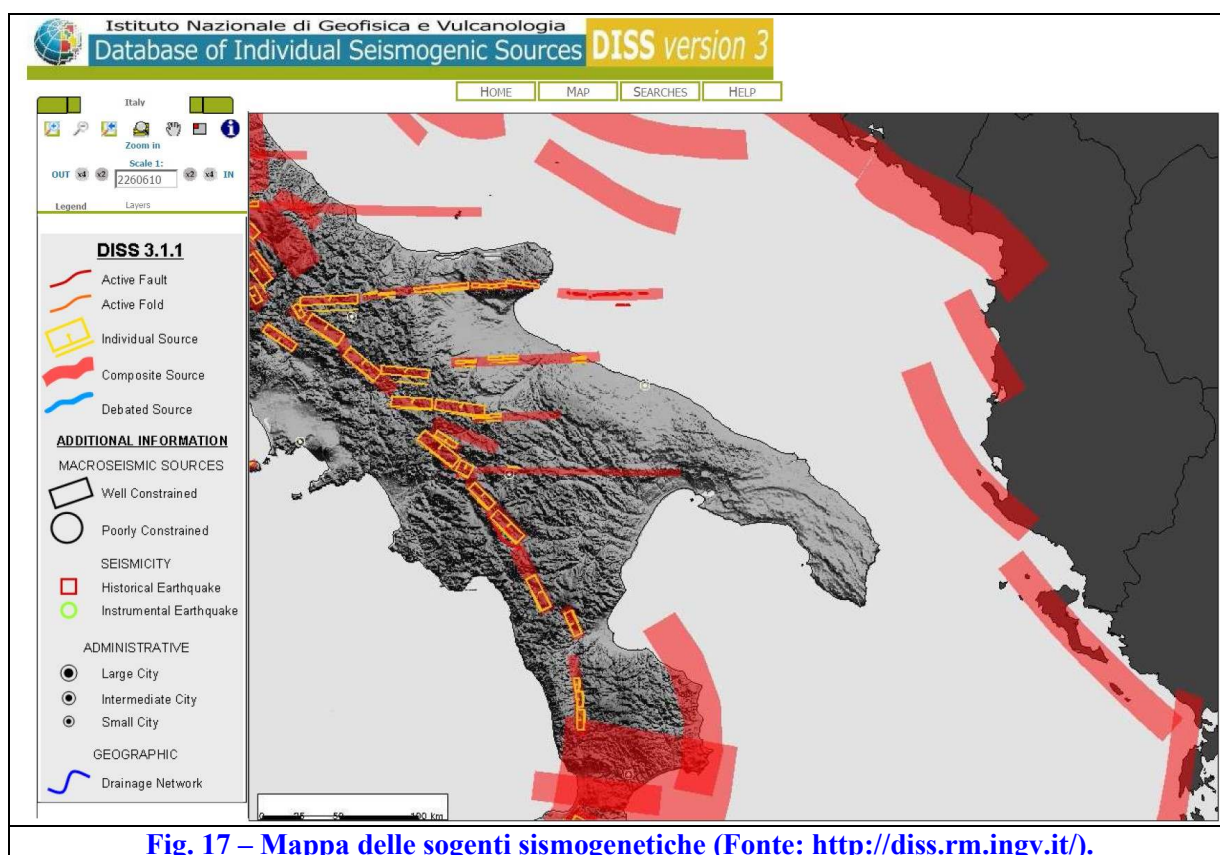
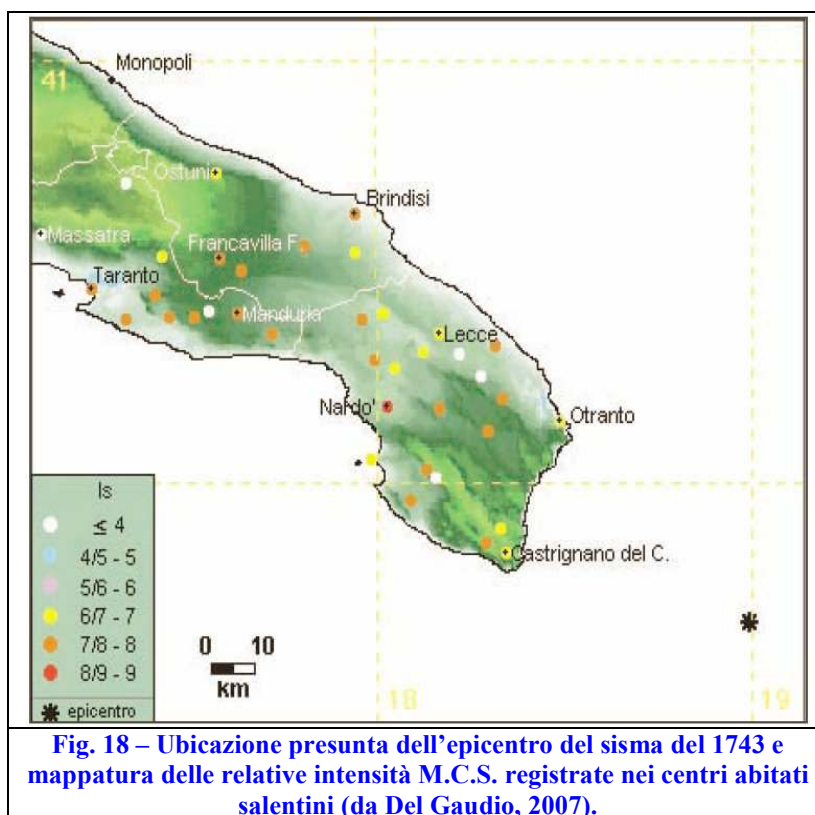


Fig. 17 – Mappa delle sogenti sismogenetiche (Fonte: <http://diss.rm.ingv.it/>).

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. Tuttavia, 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 (v. [Fig. 17](#)).

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 (v. [Fig. 18](#)): 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..



Nel complesso, l'esame della distribuzione delle intensità macrosismiche di [Fig. 18](#) 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.

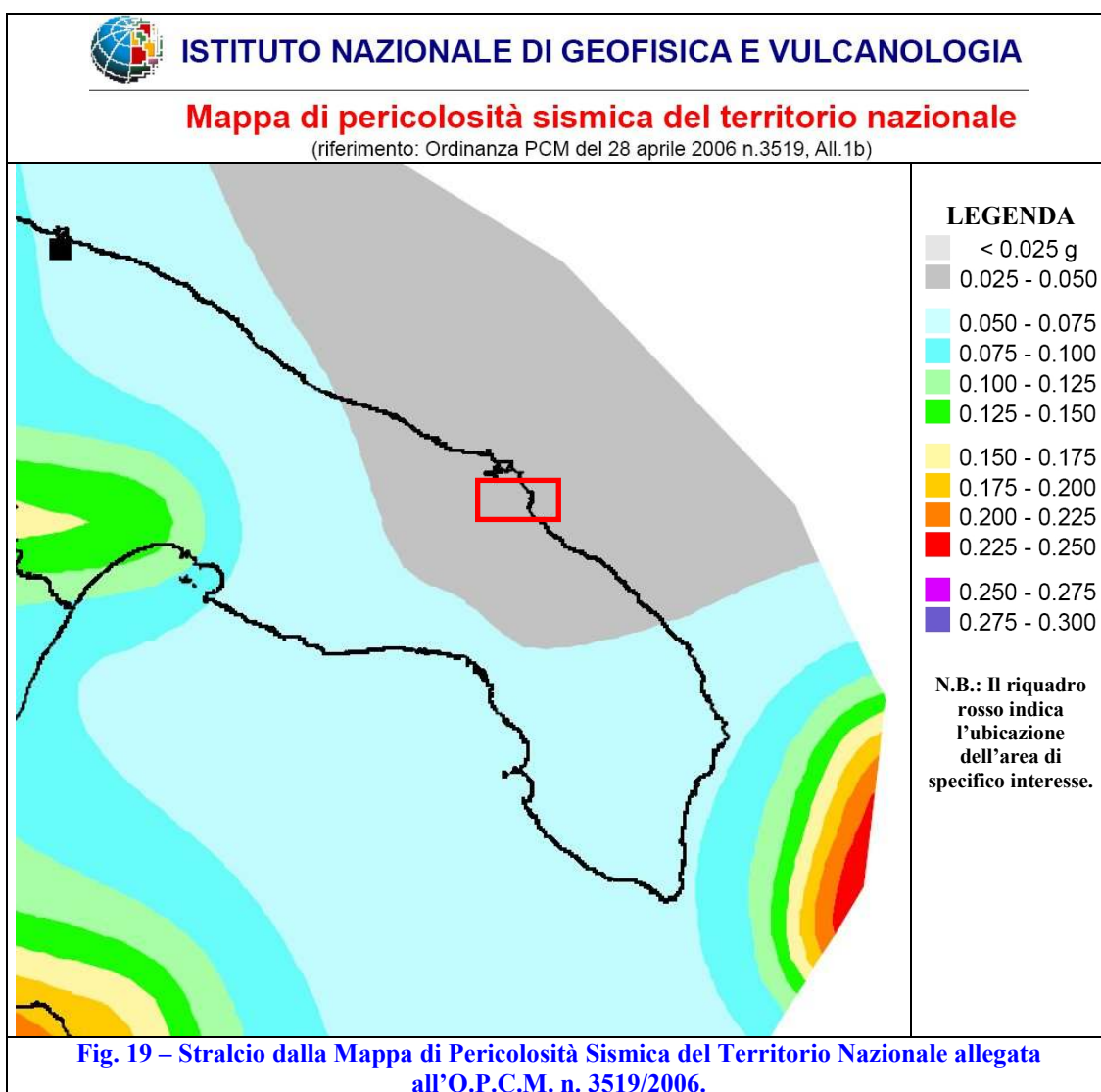
Allo stato attuale delle conoscenze, appare ormai acclarato che forti eventi sismici con epicentro sul Gargano, nell'Appennino meridionale, nel Canale d'Otranto, nei Balcani, nel Mar Jonio e nell'Arco Egeo, sovente fanno risentire i loro effetti, con intensità variabile, anche nel Salento. Tuttavia, 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..

7.2 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. L'incidenza di tale aspetto appare evidente consultando lo strumento cartografico DISS (Database of Individual Seismogenic Sources): infatti, come si può osservare nello stralcio del DISS riportato in [Fig. 17](#), il Salento risulta letteralmente circondato da aree sismogenetiche caratterizzate da elevata densità di faglie attive.

Facendo espresso riferimento al vigente strumento di classificazione sismica del territorio italiano, redatto nel 2004 in recepimento delle disposizioni contenute nell'O.P.C.M. n. 3274/2003, il territorio amministrativo del Comune di Brindisi ricade in "Zona 4", ovvero in area con minimo livello di rischio sismico.



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. 19](#), 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 nuove Norme Tecniche per le Costruzioni approvate con D.M. 14/01/2008) di 0,025 ÷ 0,050 g, con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni.

8 RIEPILOGO E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

L'area interessata dagli interventi di progetto si colloca in contesto territoriale caratterizzato da una morfologia pianeggiante, con quote topografiche che digradano progressivamente dall'entroterra in direzione della costa.

Dal punto di vista geologico-strutturale, l'area in esame si configura come una depressione di origine tettonica, caratterizzata dalla presenza di un basamento carbonatico di età mesozoica, dislocato nel sottosuolo a profondità di circa 40 ÷ 50 metri dal p.c. e sormontato da una copertura di depositi quaternari di origine marina, costituiti da calcareniti ed argille del Pleistocene inf. ("Calcarenite di Gravina" e "Argille Subappennine") e da depositi sabbioso-calcarenitici del Pleistocene medio-sup. ("Depositi Marini Terrazzati").

L'assetto geomorfologico del territorio è condizionato dagli effetti di modellazione estensiva operata dal mare nel corso degli ultimi eventi trasgressivi di epoca quaternaria e dalla successiva sovrapposizione dei meccanismi morfogenetici di ambiente continentale. Infatti, la superficie topografica, pressoché spianata dalla pregressa modellazione di ambiente marino, è solcata da un reticolo idrografico allo stadio giovanile, costituito da canali poco profondi e scarsamente gerarchizzati.

La fascia costiera direttamente interessata dagli interventi di progetto è caratterizzata dalla presenza di una falesia sub-verticale, dell'altezza di circa 8 metri, intagliata all'interno di depositi sabbioso-argillosi pseudo-coerenti.

Tale zona ricade in un contesto fisiografico costiero in fase di rapido e generalizzato arretramento. I fenomeni di erosione costiera sono localmente agevolati dalla facile erodibilità dei terreni costituenti la falesia: la demolizione della falesia avviene soprattutto durante il periodo invernale, allorquando le mareggiate sono più frequenti e più violente.

L'opera di scalzamento basale della falesia provoca frequenti crolli che rappresentano un fattore di rischio e pericolosità geomorfologica riconosciuto e ratificato anche dallo strumento cartografico ufficiale redatto dall'Autorità di Bacino della Regione Puglia.

Per ovviare alle condizioni di pericolosità della falesia, si prevede di intervenire sul punto di approdo, modificando il profilo della scarpata costiera e realizzando, al piede della stessa, delle opere di protezione con massi ciclopici. Tale soluzione d'intervento è stata già adottata con successo in aree limitrofe, producendo buoni risultati in termini di stabilizzazione della linea di costa.

Per quanto riguarda la pericolosità idraulica, l'area interessata dagli interventi di progetto non ricade in alcuna area a rischio di allagamento, anche perché il reticolo idrografico esistente svolge localmente con efficienza la propria funzione di drenaggio delle acque pluviali.

Le condizioni di assetto idrogeologico locale sono caratterizzate dalla presenza di due falde acquifere ("falda profonda" e "falda superficiale") separate da un orizzonte impermeabile ("Argille Subappennine").

La "falda profonda", ospitata all'interno delle formazioni calcaree del basamento mesozoico è localmente confinata al tetto dalla copertura impermeabile, che la mantiene in pressione a quote inferiori allo zero altimetrico. Per tale motivo essa non può interferire in alcun modo con gli interventi di progetto.

La falda superficiale, circolante nei depositi sabbioso-calcarenitici quaternari, defluisce a pelo libero dall'entroterra in direzione della costa, attestandosi mediamente a pochi metri di

profondità dal p.c.. Tuttavia, il livello piezometrico di questa falda è soggetta a forti escursioni stagionali, condizionate dalla distribuzione dei periodi piovosi. I rilievi freaticometrici effettuati nel mese di febbraio 2013 hanno confermato che, in seguito a forti piogge, il livello piezometrico della falda superficiale risale fino a quote prossime al p.c..

Si ritiene quindi che la falda freatica superficiale possa intersecare occasionalmente il piano di posa delle opere di fondazione della sottostazione, le quali dovranno essere progettate tenendo conto sia delle caratteristiche geotecniche dei terreni che degli effetti delle pressioni interstiziali legate alle oscillazioni della falda.

Per quanto attiene l'inquadramento macrosismico, è noto che la Penisola Salentina, considerata di per sé come un'area pressoché asismica, subisce spesso, con intensità variabile, gli effetti di forti eventi sismici con epicentro in aree limitrofe ad elevata sismicità. A tale proposito, i dati e le osservazioni sismologiche finora disponibili, pur segnalando una sostanziale assenza di aree epicentrali localizzabili con sicurezza nell'ambito del territorio salentino, segnalano che lo stesso risulta storicamente interessato da effetti di VIII grado e punte di IX grado M.C.S..

Facendo invece espresso riferimento al vigente strumento di classificazione sismica del territorio italiano (O.P.C.M. n. 3274/2003), il territorio amministrativo del Comune di Brindisi ricade in "Zona 4", ovvero in area con minimo livello di rischio sismico. In base alla "Mappa di Pericolosità Sismica del Territorio Nazionale" di cui all'O.P.C.M. n. 3519/2006, il territorio in esame ricade altresì in zona di bassa pericolosità sismica, espressa in termini di accelerazione massima del suolo di $0,025 \div 0,050 \underline{g}$, con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni.

Lecce, marzo 2013

GEOAMBIENTE S.R.L.

Dott. Geol. Giuseppe CALO'

(Albo Geologi Regione Puglia n. 148)

Dott. Geol. Donato LUCREZIO

(Albo Geologi Regione Puglia n. 362)

9 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 (Fogli n. 495, “Mesagne” e n. 496, “Squinzano”)*. <http://www.adb.puglia.it>.
- Calò G. – *Studio geologico a supporto del Piano di Gestione e Regolamentazione del SIC/ZPS “Stagni e Saline di Punta della Contessa” (IT9140003)*. TEMI S.r.l., 2008.
- Calò G. – *Studio geologico a supporto del progetto di riqualificazione ambientale delle zone umide tra Salina Vecchia e Punta della Contessa*. Comune di Brindisi, 2011.
- Castrignanò A., Lopez N., Sciannamblo D., Spizzico M. - *Caratterizzazione della qualità delle acque di falda superficiale della Piana di Brindisi mediante tecniche geostatistiche*. Giornale di Geologia Applicata, 3, 2006.
- Cherubini C., Margotta 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.
- Cinnella P., Laforgia D., Perago A. – *Caratterizzazione del Sito di Interesse Nazionale di Brindisi: modellazione numerica della fluidodinamica di falda e del trasporto di inquinanti*. I Tranche del Progetto per la Caratterizzazione del Sito di interesse nazionale di Brindisi, Regione Puglia-ARPA Puglia-Università di Lecce, dicembre 2003.
- Consorzio di Bonifica dell’Arneo – *Piano di Classifica per il riparto delle spese consortili*. AGRICONSULTING, Roma, 2012.
- 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.
- Delle Rose M. & Elia T. – *Aspetti geologici della conservazione delle spiagge del Salento*. Geologi e Territorio n. 1/2, 2008.
- Di Paola M. A., Margiotta S., Mazzone F., Negri S. – *An integrated geological, hydrogeological and geophysical approach to the characterisation of the aquifer in a contaminated site*. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, n. 2, 2005.
- Ente Irrigazione di Puglia e Lucania – *Stratigrafie dei pozzi della Riforma Fondiaria di Brindisi ubicati nelle località Pigna Flores, Uggio, S. Teresa, Mass. Colemi, Stab. Vinicolo, Campoperso, Mass. Villanova e Cerano*.
- 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.
- Loiacono F. – *Growth process of a long-lived late Pleistocene spit along the Adriatic coast (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., Calora M. – *The role of integrated high resolution stratigraphic and geophysic surveys for groundwater modelling*. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, n. 5, 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.
- 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.
- Provincia di Brindisi – *Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale*. <http://sit.provincia.brindisi.it/ptcp/>.
- Provincia di Brindisi – *Relazione sullo stato dell’ambiente del litorale della Provincia di Brindisi*. Brindisi, 2004.
- Regione Puglia – *Piano di Tutela delle Acque della Regione Puglia (D.G.R. n. 883 del 19/06/2007)*. <http://www.regione.puglia.it>.
- Regione Puglia – *Piano Regionale delle Coste (D.G.R. n. 2273 del 13/10/2011)*. <http://www.regione.puglia.it>.
- Ricchetti G., Ciaranfi N., Luperto Sinni E., Mongelli F., Pieri P. – *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell’Avampaese Apulo*. Memorie Società Geologica Italiana n. 41, 1988.
- Spizzico M., Lopez N., Sciannamblo D., Tinelli R. – *La Piana di Brindisi: fenomeni di interazione fra le falde idriche sotterranee presenti nell’area*. Giornale di Geologia Applicata n. 3, 2006.
- Tozzi M. – *Assetto tettonico dell’Avampaese Apulo meridionale (Murge meridionali – Salento) sulla base dei dati strutturali*. Geologica Romana n. 29, 1993.