

COMMITTENTE:



PROGETTAZIONE:



DIREZIONE TECNICA

U.O. GEOLOGIA, GESTIONE TERRE E BONIFICHE

PROGETTO DEFINITIVO

ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA

SCALA:

-

COMMESSA LOTTO FASE ENTE TIPO DOC. OPERA/DISCIPLINA PROGR. REV.

I F 0 H 2 2 D 6 9 R G G E 0 0 0 1 0 0 1 A

Rev.	Descrizione	Redatto	Data	Verificato	Data	Approvato	Data	Autorizzato
A	Emissione esecutiva	S. Romano	giu 2017	A. Salvagnin	giu 2017	F. Cerione	giu 2017	 ITALFERR S.p.A. Dott. Geologo Francesco MARCONE U.O. GEOLOGIA, GESTIONE TERRE E BONIFICHE Ordine Geologi Lazio n. 179 ES

File: IF0H 22 D69 RG GE0001 001 A.docx

n. Elab 22 008

INDICE

INDICE	2
1 PREMESSA	6
2 SCOPO DEL DOCUMENTO	6
3 DOCUMENTI DI RIFERIMENTO	7
3.1 DOCUMENTI REFERENZIATI	7
4 ALLEGATI - LOTTO FUNZIONALE 2° FRASSO – TELESE	8
5 AFFIDABILITÀ DEL MODELLO GEOLOGICO	9
6 LOCALIZZAZIONE GEOGRAFICA	11
7 INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	12
7.1 EVOLUZIONE GEOLOGICA	14
7.2 APPARATI VULCANICI DEL SOMMA-VESUVIO E DEI CAMPI FLEGREI	16
7.3 CARATTERISTICHE STRATIGRAFICHE	19
7.4 CARATTERISTICHE STRUTTURALI	24
8 ASSETTO GEOLOGICO LOCALE	28
8.1 ASSETTO LITOSTRATIGRAFICO	28
8.1.1 Unità del Fortore	29
8.1.2 Unità sin-orogene	30
8.1.3 Depositi vulcanoclastici	32
8.1.4 Depositi continentali	32
8.2 ASSETTO STRUTTURALE	38
8.2.1 Strutture compressive	38
8.2.2 Strutture distensive	39
8.2.3 Assetto giaciturale	40
9 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO REGIONALE	40
9.1 MORFOLOGIA DEI SISTEMI FLUVIALI	41

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV	FOGLIO
	IFOH	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	3 di 158
9.2	PROCESSI DI VERSANTE E DEPOSITI DI COPERTURA					42
9.3	MORFOLOGIA CARSIKA					44
9.4	ATTIVITÀ ESTRATTIVE					46
10	ASSETTO GEOMORFOLOGICO LOCALE					46
10.1	ELEMENTI IDROGRAFICI					47
10.2	ELEMENTI STRUTTURALI E TETTONICI					47
10.3	FORME, PROCESSI E DEPOSITI GRAVITATIVI					48
10.4	FORME, PROCESSI E DEPOSITI DOVUTI ALLE ACQUE CORRENTI SUPERFICIALI					50
10.5	FORME POLIGENICHE					51
10.6	FORME ANTROPICHE E MANUFATTI					51
11	INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO REGIONALE					52
11.1	ACQUIFERI E UNITÀ IDROGEOLOGICHE					54
11.2	STRUTTURE IDROGEOLOGICHE E IDRODINAMICA DEGLI ACQUIFERI					57
11.3	SORGENTI E OPERE DI CAPTAZIONE					61
12	ASSETTO IDROGEOLOGICO LOCALE					62
12.1	COMPLESSI IDROGEOLOGICI					62
12.1.1	<i>Risultati prove di permeabilità</i>					63
12.1.2	<i>Complessi delle unità del substrato sedimentario</i>					65
12.1.3	<i>Complessi dei depositi di copertura</i>					67
12.2	MONITORAGGIO PIEZOMETRICO					69
12.2.1	<i>2° lotto funzionale Telese - San Lorenzo</i>					69
12.3	OPERE DI CAPTAZIONE ED EMERGENZE SORGENTIZIE					74
12.4	CONDIZIONI DI DEFLUSSO IDRICO SOTTERRANEO					74
13	SISMICITÀ DELL'AREA					77
13.1	SISMICITÀ STORICA					80
13.2	SISMICITÀ ATTUALE					101

13.3	PERICOLOSITÀ SISMICA	104
13.3.1	2° lotto funzionale Telese - San Lorenzo	108
14	INDAGINI GEOGNOSTICHE	109
14.1	2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO	109
14.2	MONITORAGGIO INCLINOMETRICO	113
15	CRITICITÀ GEOLOGICHE	114
15.1	CRITICITÀ GEOLOGICO-TECNICHE.....	114
15.2	SCAVI E RIUTILIZZO TERRE E ROCCE	116
15.3	SUSCETTIVITÀ ALLA LIQUEFAZIONE	119
15.3.1	Analisi qualitative.....	119
15.3.2	Analisi semi-quantitative.....	121
15.4	CRITICITÀ GEOMORFOLOGICHE	126
15.5	CRITICITÀ IDROGEOLOGICHE	132
15.6	CRITICITÀ GAS NATURALI	136
16	DESCRIZIONE DEI SETTORI DI INTERVENTO.....	137
16.1	2° LOTTO FUNZIONALE TELESE - SAN LORENZO	138
16.1.1	Tratto compreso tra il km 27+700 ed il km 28+810	138
16.1.2	Tratto compreso tra il km 28+810 ed il km 30+410 – Galleria Tuoro S. Antuono.....	138
16.1.3	Uscita di emergenza Tuoro S. Antuono km 28+800.....	140
16.1.4	Tratto compreso tra il km 30+410 ed il km 32+934	140
16.1.5	Tratto compreso tra il km 32+934 ed il km 33+920 – Galleria Cantone	141
16.1.6	Tratto compreso tra il km 33+920 ed il km 34+466	143
16.1.7	Tratto compreso tra il km 34+466 ed il km 34+795 – Galleria Limata.....	143
16.1.8	Tratto compreso tra il km 34+795 ed il km 34+925	143
16.1.9	Tratto compreso tra il km 34+925 e il km 36+650 – Galleria S. Lorenzo.....	144
16.1.10	Uscita di emergenza S. Lorenzo km 35+846.....	145



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	5 di 158

16.1.11 Tratto compreso tra il km 36+650 e il km 38+700 145

17 RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI 146



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	6 di 158

1 PREMESSA

Nell'ambito dell'esecuzione della progettazione definitiva per il "Raddoppio Tratta Cancello - Benevento; II° lotto funzionale Frasso Telesino – Vitulano", sono stati effettuati i rilievi e gli approfondimenti propedeutici alla redazione degli elaborati di sintesi previsti dal progetto stesso. Il II Lotto funzionale Frasso-Telesino – Vitulano è stato a sua volta suddiviso in tre sub-lotti:

- 1° Lotto funzionale Frasso – Teleso (km 16+500 – 27+700);
- 2° Lotto funzionale Teleso – San Lorenzo (km 27+700 – 38+700);
- 3° Lotto funzionale San Lorenzo – Vitulano (km 38+700 – 46+950).

In particolare il presente studio è relativo al 2° sub-lotto Teleso - San Lorenzo, il lavoro si è svolto attraverso le seguenti fasi operative:

- acquisizione ed analisi degli studi geologici esistenti riguardanti l'area di interesse;
- approfondimenti conoscitivi mediante studi fotointerpretativi;
- rilievi diretti sul terreno mirati alla definizione delle caratteristiche geologiche, geomorfologiche ed idrogeologiche dell'area;
- acquisizione ed analisi delle indagini geognostiche realizzate nell'area sia durante le precedenti fasi di progettazione che nell'ambito del presente studio;
- analisi dei dati e redazione delle presenti note di sintesi e degli elaborati cartografici a corredo.

2 SCOPO DEL DOCUMENTO

Le presenti note e gli elaborati cartografici ad esse allegati contengono la sintesi dello studio effettuato, chiariscono gli aspetti connessi con lo scenario naturale relativamente alla componente geologica in cui si colloca il settore di studio e affrontano gli elementi ritenuti critici dal punto di vista geologico, geomorfologico, idrogeologico e sismico. Per completezza di trattazione e per consentire una chiara comprensione ed interpretazione del contesto di riferimento, nelle pagine seguenti, vengono proposti ed esposti i caratteri geologici generali relativi a tutto il settore di territorio impegnato dall'intero II Lotto Funzionale Frasso Telesino – Vitulano. Al contrario, gli aspetti peculiari geologico-stratigrafici, geomorfologici ed idrogeologici sono contestualizzati e riferiti allo specifico sub-lotto in oggetto.

Il modello geologico applicativo proposto, in riferimento ad un volume geologico significativo (*sensu* NTC 2008) in cui sia possibile cogliere interrelazioni dinamiche tra la componente geologica *s.l.* e quella antropica, pone particolare attenzione alla caratterizzazione litotecnica dei terreni investigati attraverso una puntuale ricostruzione dell'assetto e delle caratteristiche litotecniche nei settori di territorio interessati dalle opere in progetto.

Gli elaborati cartografici e le relative note di riferimento sono stati redatti secondo gli standard metodologici più diffusi in ambito scientifico, nazionale ed internazionale.

 ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A

3 DOCUMENTI DI RIFERIMENTO

3.1 Documenti Referenziati

Nella presente relazione si è fatto riferimento ai seguenti documenti:

- *Concessione delle prestazioni integrate occorrenti per la progettazione definitiva del raddoppio e potenziamento della linea Caserta - Foggia e per la progettazione esecutiva e la realizzazione delle opere occorrenti per una prima fase di raddoppio e potenziamento della suddetta linea:*
 - Stratigrafie dei sondaggi - Campagna indagini 1984-1985.
- *Progettazione preliminare della tratta Cannello - Telese sulla linea Napoli - Bari:*
 - IF33 00 R69 SG GE0000 001 A Rapporto tecnico - Campagna indagini 2007.
- *Progettazione preliminare per il "Raddoppio tratta Cannello - Benevento; II° lotto funzionale Frasso Telesino - Vitulano":*
 - IF33 02 R69 RG GE0001 001 B Relazione geologica ed idrogeologica;
 - IF33 02 R69 G4 GE0001 001-3 B Carta e profilo geologico - geomorfologico a scala 1:10000;
 - IF33 02 R69 G4 GE0002 001-3 B Carta e profilo idrogeologico a scala 1:10000;
 - IF33 02 R69 PR GE0005 001 A Certificati prove di laboratorio - Campagna indagini 2008-2009;
 - IF33 02 R69 SG GE0005 001 A Stratigrafie, prove in sito, rilievo geomeccanico e documentazione fotografica - Campagna indagini 2008-2009.
- *Progettazione definitiva per il "Raddoppio tratta Cannello - Benevento; II° lotto funzionale Frasso Telesino - Vitulano":*
 - IF0H 02 D69 RG GE0001 001 A Relazione geologica, geomorfologica ed idrogeologica;
 - IF0H 02 D69 RH GE0002 001 A Censimento dei punti d'acqua;
 - IF0H 02 D69 SG GE0005 001 A Sondaggi, stratigrafie e prove in foro - Campagna indagini 2015;
 - IF0H 02 D69 IG GE0005 002 A Prospezioni sismiche: Acquisizione M.A.S.W;
 - IF0H 02 D69 IG GE0005 003 A Prospezioni sismiche: prove Down-Hole;
 - IF0H 02 D69 N5 GE0001 001-7 A Carta geologica e profilo geologico a scala 1:5000/500;
 - IF0H 02 D69 N5 GE0002 001-7 A Carta idrogeologica e profilo idrogeologico a scala 1:5000/500;
 - IF0H 02 D69 N5 GE0003 001-4 A Carta geomorfologica a scala 1:5000.



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	8 di 158

➤ *Progettazione definitiva per il "Raddoppio tratta Canello - Benevento; II° lotto funzionale Frasso Telesino – Vitulano":*

- IF0H 02 D69 RH GE0005 001 A Monitoraggio piezometri ed inclinometri (giugno 2016);
- Certificati stratigrafie dei sondaggi;
- Certificati prove di permeabilità;
- Indagini geofisiche – Rapporto tecnico;
- Certificati prove dilatometriche e pressiometriche.

4 ALLEGATI - LOTTO FUNZIONALE 2° FRASSO – TELESE

- IF0H 22 D69 RH GE0005 001 A Rapporto di campagna - stop geologici e rilievi geomeccanici;
- IF0H 22 D69 N5 GE0001 001-3 A Carta geologica e profilo geologico - scala 1:5000/500;
- IF0H 22 D69 N5 GE0003 001-2 A Carta geomorfologica - scala 1:5000
- IF0H 22 D69 N5 GE0002 001-3 A Carta idrogeologica e profilo idrogeologico - scala 1:5000/500;
- IF0H 22 D69 N6 GE0001 001 A Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico - Galleria naturale Tuoro S. Antuono Imbocco lato Canello - scala 1:2000/200;
- IF0H 22 D69 N6 GE0001 002 A Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico - Galleria naturale Tuoro S. Antuono Imbocco lato Benevento – scala 1:2000/200;
- IF0H 22 D69 N6 GE0001 003 A Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico - Galleria naturale Cantone Imbocco lato Canello – scala 1:2000/200;
- IF0H 22 D69 N6 GE0001 004 A Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico - Galleria naturale Cantone Imbocco lato Benevento – scala 1:2000/200;
- IF0H 22 D69 N6 GE0001 005 A Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico - Galleria naturale Limata – scala 1:2000/200;
- IF0H 22 D69 N6 GE0001 006 A Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico - Galleria naturale San Lorenzo Imbocco lato Canello - scala 1:2000/200
- IF0H 22 D69 N6 GE0001 007 A Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico - Galleria naturale San Lorenzo Imbocco lato Benevento- scala 1:2000/200;



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	9 di 158

- IF0H 22 D69 F7 GE0001 001 A Profilo geologico - Uscita d'emergenza Tuoro S. Antuono – scala 1:1000;
- IF0H 22 D69 F7 GE0001 002 A Profilo geologico - Uscita d'emergenza San Lorenzo - scala 1:1000
- IF0H 22 D69 W6 GE0001 001 A Sezioni geologiche trasversali - scala 1:2000/200;

5 AFFIDABILITÀ DEL MODELLO GEOLOGICO

La conoscenza della complessità della geologia del sottosuolo è alla base di qualsiasi strategia di progettazione e di costruzione delle grandi opere di ingegneria civile e, pertanto, particolarmente importante risulta il Modello Geologico di Riferimento - MGR (Venturini et al. 2001). Il modello Geologico di Riferimento è un approccio metodologico rivolto alla ricostruzione concettuale tridimensionale (3D) e all'evoluzione temporale e spaziale (4D) degli eventi geologici che caratterizzano una determinata porzione della crosta terrestre all'interno della quale si localizza il progetto (Bianchi et al. 2006). In questo modo il modello di riferimento geologico e la quantificazione della sua affidabilità, sono strumenti necessari per progettare queste opere, per ridurre i rischi e per ottimizzare i costi di realizzazione.

Il processo di progettazione e costruzione deve tenere conto della eterogeneità delle condizioni del sottosuolo e la variabilità dei costi di costruzione ad essa associati. Una totale eliminazione dell'incertezza non è possibile, poiché le strutture geologiche sono generalmente complesse e per la maggior parte non osservabili direttamente. Per questo un corretto approccio nella progettazione di strutture lineari deve puntare a quantificare l'affidabilità del modello geologico proposto. Per affidabilità si intende quindi il grado di conformità tra un modello geologico e la realtà.

Per la valutazione dell'affidabilità è possibile fare riferimento a numerosi standard e raccomandazioni (IAEG 2009; ISRM 1975; AFTES GT32 2012; Essex 2007; Gunnink et al. 2010; ISSMGE 2006; ITA/AITES 2004). Nel presente lavoro la quantificazione dell'affidabilità del modello geologico è stata eseguita adottando le linee guida proposte da Perello (2011). Tale metodo prevede l'analisi di dati oggettivi (dati di sottosuolo e di superficie) disponibili al momento dello studio, secondo un modello concettuale che contiene le relazioni esistenti fra le entità rilevanti, le regole e gli assiomi. Le correlazioni tra i vari parametri sono stabilite attraverso matrici di interazione, secondo un processo che tiene conto di parametri importanti quali ad esempio, il numero sondaggi, la profondità, la scala disponibile della cartografia geologica, ecc.

Per quantificare l'affidabilità del modello geologico il metodo proposto da Perello (2011) prevede la suddivisione dell'asse in sezioni uniformi di circa 2 km. Per ogni tratto, in primo luogo, devono essere analizzati i parametri relativi alla qualità delle indagini geognostiche (DPQ), alla qualità delle carte geologiche (MPQ) e alla qualità delle prove geofisiche (GPQ). In secondo luogo devono essere analizzate i parametri relativi alla ricostruzione concettuale dell'assetto geometrico tridimensionale e della successione temporale e spaziale degli eventi geologici che caratterizzano una determinata porzione del sottosuolo, in particolare sono prese in considerazione l'assetto litologico (LC grade), la deformazione duttile (DC grade) e la deformazione fragile (BC grade).

Factors contributing to DPQ (drillholes potential quality)

Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating
Drillholes quantity in an interval of 2 km	1	3	m% of cored drillhole	0%	1	Average distance from tunnel axis (m)	2000	1	Average drillholes depth vs. tunnel depth	0,25	1
	3	5		30%	3		500	4		0,75	5
	5	8		60%	5		250	8		1,00	9
	>7	10		100%	9		0	10		1,20	10
Add the rating (10-rating) × 0.5 if some of the drillholes are extrapolable with certainty to the considered stretch; rating 10 with 1 drillhole intersecting the stretch			Add the rating (10-rating) × 0.5 if BHTV is available; rating=10 for 100% cored drillhole + BHTV			Add the rating (10-rating) × 0.5 if some of the drillholes are extrapolable with certainty to the considered stretch; rating 10 with 1 drillhole intersecting the stretch			Rating 10 with 1 drillhole intersecting the stretch		

Factors contributing to MPQ (mapping potential quality) derivation

Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating
Mapping scale	1:50000	1	Mapped area (km ²) vs. tunnel depth (km)	2	1	Outcrop percentage	<10%	1	Field data collection method	A	2
	1:25000	3		4	4		30%	4		B	5
	1:10000	7		10	8		60%	8		C	10
	1:5000	8		>20	10		>90%	10	See note (1) below		
			This parameter is not referred to a specific section, but to the whole tunnel layout			This parameter must be evaluated over a distance of some km (0.5–3) around the considered layout, depending on tunnel depth (see also note 2 below)					

Factors contributing to GPQ (geophysic potential quality) derivation

Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating	Factor	Value	Rating
km of sampling lines in an interval of 2 km	<0,1	1	Method resolution	A	2	Average distance from tunnel axis (m)	2000	1	Average investigated depth vs. tunnel depth	0,25	1
	0,5	4		B	4		500	4		0,75	5
	1	7		C	7		250	7		1	9
	2	9		D	10		0	10		1,2	10
Add the rating (10-Rating) × 0.5 if some line is extrapolable with certainty to the considered stretch; rating 10 with 1 line intersecting the stretch			A=low resolution without validation drillholes; B=high resolution without validation drillholes; C=low resolution with validation drillholes; D=high resolution with validation drillholes			Add the rating (10-Rating) × 0.5 if some line is extrapolable with certainty to the considered stretch; rating 10 with 1 line intersecting the stretch			Rating 10 with 1 line intersecting the stretch		

Note (1) A no genetic interpretation available concerning structures and stratigraphic successions, poor collection of structural and stratigraphic data (e.g. joint sets, schistosity and/or bedding surfaces orientation); B no genetic interpretation available but relevant collection of structural and stratigraphic data; C genetic interpretation available with relevant collection of structural and stratigraphic data

Note (2) If most outcrops are not accessible due to rough topography or other reasons, introduce a rating reduction of 50%

Tabella 1 – Calcolo dei parametri di investigazione (DPQ, MPQ e GPQ) (da Perello 2011).

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
	IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	11 di 158

Questi ultimi parametri rappresentano dei pesi per i parametri DPQ, MPQ e GPQ, questo significa che per ogni contesto analizzato l'effetto dei tre parametri sulle relazioni tra DPQ, MPQ e GPQ deve essere considerato separatamente, creando 3 diverse matrici. Inoltre, deve essere valutata la qualità dell'interpretazione (IQ), l'indice IQ è a sua volta dato da 3 punteggi (EC, CM e IE). Infine, deve essere stimato il coefficiente BIM che indica il grado di eterogeneità meccanica. Il valore così ottenuto di GMR - *Geological Model Rating* è un punteggio compreso tra 0 e 10, che permette di individuare 4 differenti classi di affidabilità secondo lo schema della tabella di seguito riportata (Buona, Mediocre, Scadente e Non affidabile).

Class	GMR	Reliability	Description
A	10-7.5	Good	(1) to be excluded; (2) possible: imprecision order of magnitude 0-50 m; (3) possible: imprecision order of magnitude 0-25%; (4) to be excluded; (5) to be excluded
B	7.5-5	Fair	(1) to be excluded; (2) possible: imprecision order of magnitude 0-100 m; (3) possible: imprecision order of magnitude 0-50%; (4) possible but not probable; (5) to be excluded
C	5-2.5	Poor	(1) possible but not probable; (2) possible: imprecision order of magnitude 0-200 m; (3) possible: imprecision order of magnitude 0-100%; (4) possible; (5) possible but not probable
D	2.5-0	Unreliable	(1) possible; (2) possible: imprecision order of magnitude >200 m; (3) possible: imprecision order of magnitude >100%; (4) possible; (5) possible

Points 1-5 in the description field refer to the following items: 1 significant deviation with regard to the RGM; 2 imprecision in the position of lithological or fault zones contacts; 3 imprecision in the thickness of lithological levels or fault zones; 4 presence of further critical geological elements of secondary importance besides the forecasted ones (metric to decametric faults/levels with poor geomechanical conditions); 5 presence of further critical geological elements of primary importance besides the forecasted ones (decametric to pluri-decametric faults/levels with poor geomechanical conditions)

Tabella 2 - Classi e grado di affidabilità secondo l'indice GMR – Geological Model Rating (da Perello 2011).

L'esperienza acquisita nel corso degli anni con le attività svolte nel settore hanno permesso di modificare il modello proposto da Perello (2011), sviluppato per valutare l'affidabilità del modello geologico per la realizzazione di gallerie. Infatti tale modello è stato adattato anche ai tratti all'aperto, modificando alcuni parametri ma sempre con gli stessi criteri e modalità di calcolo degli indici e le stesse classi.

In particolare, il 2° lotto funzionale Teleso – San Lorenzo è stato suddiviso in 6 tratti omogenei in base alla lunghezza e alla tipologia delle opere previste. I valori calcolati dell'indice GMR variano tra 6.72 e 8.75, e sono quindi riferibili alle classi A e B (Buono e Mediocre). Per una migliore comprensione dell'affidabilità del modello geologico proposto per la tratta ferroviaria in questione si rimanda a quanto contenuto nella Carta geologica e profilo geologico in scala 1:5000 in allegato alla presente relazione (cfr. IF0H 22 D69 N5 GE0001 001-3 A).

6 LOCALIZZAZIONE GEOGRAFICA

L'area di studio si colloca nella porzione nord-occidentale della regione Campania, in corrispondenza del tracciato del collegamento ferroviario tra Napoli e Bari. In particolare, il Lotto 2 (da pk 27+700 a pk 38+700) ha una lunghezza di 11.0 km e rappresenta la porzione centrale della tratta Frasso Telesino – Vitulano che si sviluppa per un totale di 30.5 km sulla linea Caserta - Foggia. Il tracciato di stretto interesse progettuale interessa, pertanto, il territorio dei comuni di Castelvenere, Guardia Sanframondi, Ponte, San Lorenzo Maggiore e Solopaca, in provincia di Benevento (BN).

Con riferimento alla Carta Topografica d'Italia edita dall'Istituto Geografico Militare Italiano (I.G.M.I.), l'area oggetto di studi è individuabile all'interno del Foglio 173 (Benevento) in scala 1:100000, nelle Tavole 173 IV SO (Teleso) e 173 IV SE (Vitulano) in scala 1:25000 e, con riferimento alla Carta Tecnica Regionale della Regione Campania, negli elementi 418152, 418153, 418161, 418162, 418163 e 418164 in scala 1:5000.

Il tracciato progettuale impegna, quindi, settori di territorio posti a quote comprese tra 50.6 m s.l.m. e 154.2 m s.l.m. circa mentre le quote progettuali variano da 54.9 m s.l.m. a 81.8 m s.l.m.. Dal punto di vista morfologico, l'area di studio è contraddistinta dalla valle del Fiume Calore che, con i suoi depositi alluvionali, separa i rilievi del Taburno-Camposauro, a sud, da quelli del Matese, a nord.



Figura 1 – Corografia in scala 1:250000 dell'area in cui si colloca lo studio geologico con individuazione, in colore rosso, del tracciato di stretto interesse progettuale relativo al Lotto 2.

Il principale corso d'acqua è rappresentato dal Fiume Calore che, più ad ovest, è affluente, in sinistra idrografica, del Fiume Volturno. Gli altri corsi d'acqua più importanti che intersecano il tracciato ferroviario sono rappresentati, procedendo da ovest verso est, dal T. Truoro, dal T. Ratello e dal T. Ianare.

7 INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Nel suo complesso, l'Appennino rappresenta un tipico *thrust and fold belt* con vergenza orientale (Mostardini & Merlini 1986; Doglioni et al. 1991; Bigi et al. 1992; Bonardi et al. 2009), compreso tra il Bacino Tirrenico ad Ovest e l'Avampaese Apulo a Est (Scrocca et al. 2007; Bonardi et al. 2009). L'Appennino è quindi una catena per pieghe e sovrascorrimenti connessa all'arretramento flessurale della litosfera apulo-adriatica

(Malinverno & Ryan 1986; Doglioni et al. 1991), che si struttura verso i settori di avampaese a partire dal Miocene inferiore (Bally et al. 1986; Mostardini & Merlini 1986; Patacca & Scandone 2007; Bonardi et al. 2009).

L'assetto tettonico della Catena Appenninica è schematizzabile attraverso la giustapposizione di due grandi archi: uno settentrionale, che va dal Monferrato fino al Lazio-Abruzzo, e uno meridionale, che arriva fino alla Sicilia (Patacca et al. 1992; Scrocca & Tozzi 1999). Questi due archi, la cui giunzione si realizza lungo la Linea Ortona-Roccamonfina, si differenziano per direzioni di movimento, entità dei raccorciamenti e stili deformativi (Di Bucci & Tozzi 1992). Ogni arco maggiore è formato da *thrust sheet* scollati nelle dolomie triassiche, alla base delle successioni sedimentarie meso-cenozoiche (Mostardini & Merlini 1986; Scrocca & Tozzi 1999).

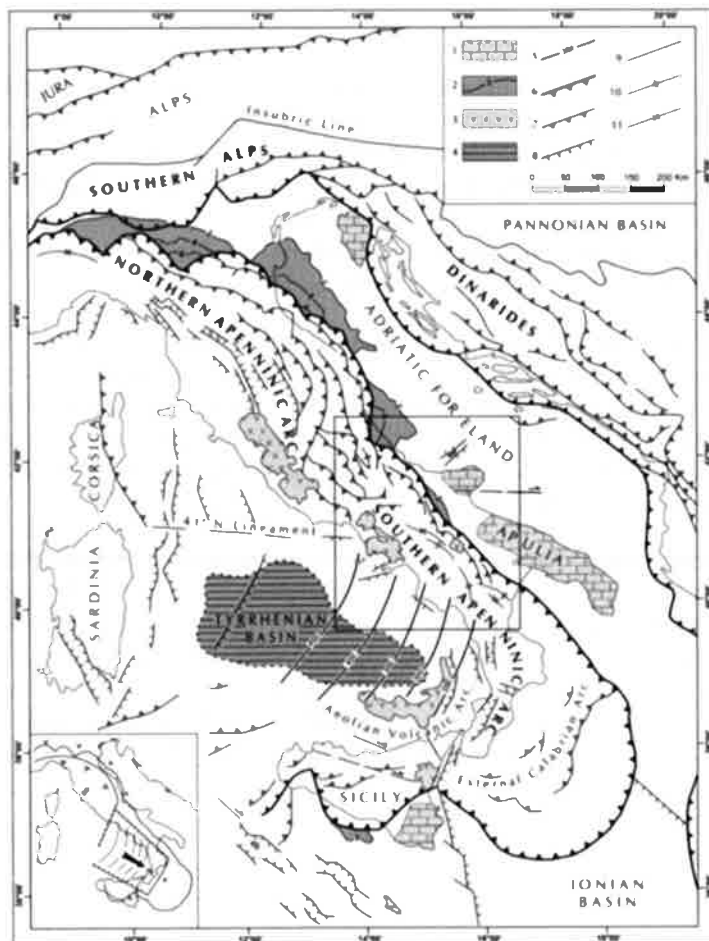


Figura 2 – Schema strutturale della penisola italiana ed aree adiacenti mostrante la suddivisione della Catena Appenninica in due archi principali: l'Arco Appenninico Settentrionale e l'Arco Appenninico Meridionale; nel riquadro in basso a sinistra è schematizzata la diversa struttura litosferica nei due archi appenninici: 1) carbonati meso-cenozoici delle aree di avampaese; 2) profondità (in km) della base dei depositi plio-pleistocenici nei bacini di avanfossa dell'Appennino e della Sicilia; 3) principali edifici vulcanici quaternari; 4) aree del Mar Tirreno con valori dell'anomalia di Bouguer superiori a 200 mgals, a crosta oceanica o continentale assottigliata; 5) zona di Wadati-Benioff nell'area tirrenica meridionale (profondità in km); 6) fronte delle Maghrebidi, dell'Appennino, delle Alpi meridionali e delle Dinaridi; 7) altri sovrascorrimenti principali; 8) faglie normali; 9) faglie ad alto angolo, soprattutto faglie trascorrenti; 10) asse di anticlinale; 11) asse di sinclinale (da Patacca & Scandone 2007).



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	14 di 158

In particolare, lo stile della deformazione compressiva nella porzione di catena dove si trovano successioni carbonatiche sia di bacino che di piattaforma, si esplica essenzialmente per embrici in progressione verso l'Avampaese Apulo (Patacca & Scandone 1989; Di Bucci et al. 1999). Nella porzione di catena in cui sono prevalenti i depositi bacinali a dominante pelitica, invece, lo stile della deformazione compressiva è dato da estesi *thrust sheet* che ricoprono i depositi plio-pleistocenici più recenti (Di Bucci et al. 1999; Buonanno et al. 2007). Al di sotto di tali strutture, il dominio dell'Avampaese Apulo sepolto si deforma in una serie di *horses* ricoperti da un complesso sistema di tipo *duplex* (Patacca & Scandone 1989; Lentini et al. 1990; Di Bucci et al. 1999; Patacca & Scandone 2007). Tutte queste strutture sono a loro volta sovrastanti a un *floor thrust* profondo, che le porta in accavallamento sui domini più esterni in flessurazione (Bonardi et al. 2009).

7.1 Evoluzione geologica

La Catena Appenninica si colloca in un contesto tettonico post-collisionale connesso all'interazione tra la zolla africana, la zolla europea e le altre microzolle interposte (Alvarez et al. 1974; Roure et al. 1991; Guerrero et al. 1993). L'attuale configurazione geometrica della catena è quindi il risultato di complessi eventi compressivi, trascorrenti e distensivi legati alla subduzione e al successivo arretramento flessurale della microplacca apulo-adriatica (Sartori 1989; Bonardi et al. 2009). Successivamente, a causa dell'apertura del Bacino di retroarco Tirrenico, tali eventi sono accompagnati da fenomeni distensivi sul bordo interno della catena (Sartori 1989; Patacca et al. 1990; Scrocca et al. 2007; Bonardi et al. 2009).

Le principali fasi deformative che hanno strutturato il settore più meridionale della Catena Appenninica sono avvenute tra il Miocene ed il Quaternario, anche se gran parte dell'edificio a falde si è strutturato a partire dal Langhiano (Mostardini & Merlini 1986; Di Staso & Giardino 2002; Patacca & Scandone 2007). Le unità tettoniche più interne, derivanti da un'area oceanica o a crosta continentale assottigliata, hanno iniziato ad impilarsi a partire dal Miocene inferiore (Di Staso & Giardino 2002; Patacca & Scandone 2007), formando un prisma di accrezione suturato da una successione di *thrust top* (Bonardi et al. 2009).

A partire dal Tortoniano, questo assieme è sovrascorso sui domini di piattaforma carbonatica impostati su crosta continentale (Mostardini & Merlini 1989; Patacca & Scandone 2007; Bonardi et al. 2009). Successivamente il prisma tettonico si è ulteriormente spostato verso l'esterno, coinvolgendo nella deformazione l'ampio Bacino di Lagonegro e tutti i domini paleogeografici più esterni, sino al raggiungimento della Piattaforma Apula interna (Mostardini & Merlini 1986; Bonardi et al. 2009). Le fasi tettoniche tortoniane hanno quindi condizionato in maniera evidente la sedimentazione di tutte le aree bacinali, portando alla formazione dell'assetto strutturale pressoché definitivo della catena (Torre et al. 1988; Patacca & Scandone 1989).

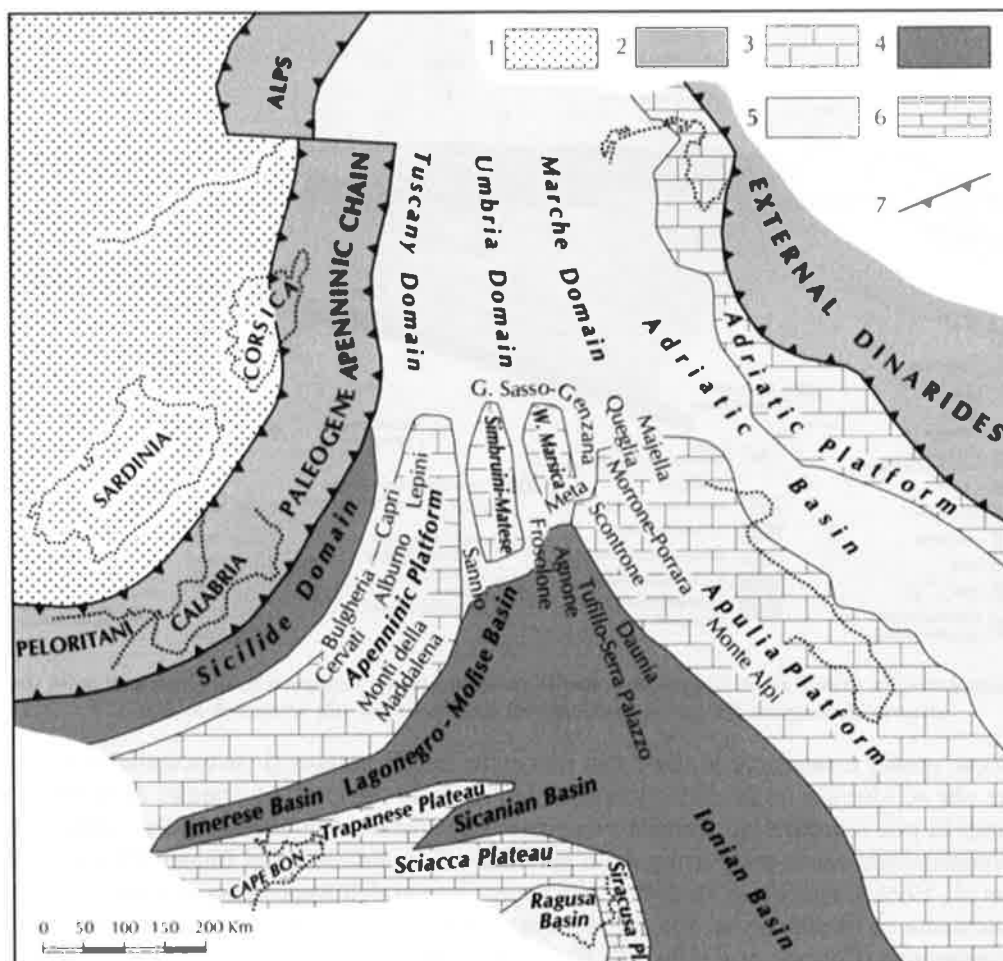


Figura 3 – Ricostruzione palinspastica dell'area centro-mediterranea nell'Oligocene superiore, mostrante la distribuzione dei domini dell'Appennino centro-meridionale prima della loro incorporazione nella Catena: 1) Avampaese europeo; 2) Catena paleogenica; 3-6) Avampaese africano: 3) carbonati di piattaforma di mare basso; 4) bacini profondi a crosta oceanica o continentale assottigliata; 5) aree bacinali con alti strutturali isolati; 6) plateaux pelagici; 7) fronte di catena (da Patacca & Scandone, 2007).

Tra il Messiniano e la prima parte del Pliocene inferiore, si sono verificati alcuni episodi di tettonica distensiva che ha favorito la formazione di bacini di *piggy-back* poco profondi, caratterizzati da sedimentazione prevalentemente evaporitica (Torre et al. 1988; Patacca & Scandone 2007). La fase tettonica del Pliocene inferiore, quindi, ha interrotto nuovamente la sedimentazione nelle aree bacinali consentendo un'ulteriore traslazione delle coltri della catena per eventi compressivi (Cinque et al. 1993; Patacca & Scandone 2007). Successivamente, le fasi tettoniche del Pliocene inferiore e medio hanno determinato l'individuazione di ulteriori zone subsidenti, con conseguente ingressione marina connessa alla generale invasione del Mediterraneo dopo la crisi di salinità del Messiniano (Cantalamessa et al. 1988; Mostardini & Merlini 1986; Patacca & Scandone 2007).

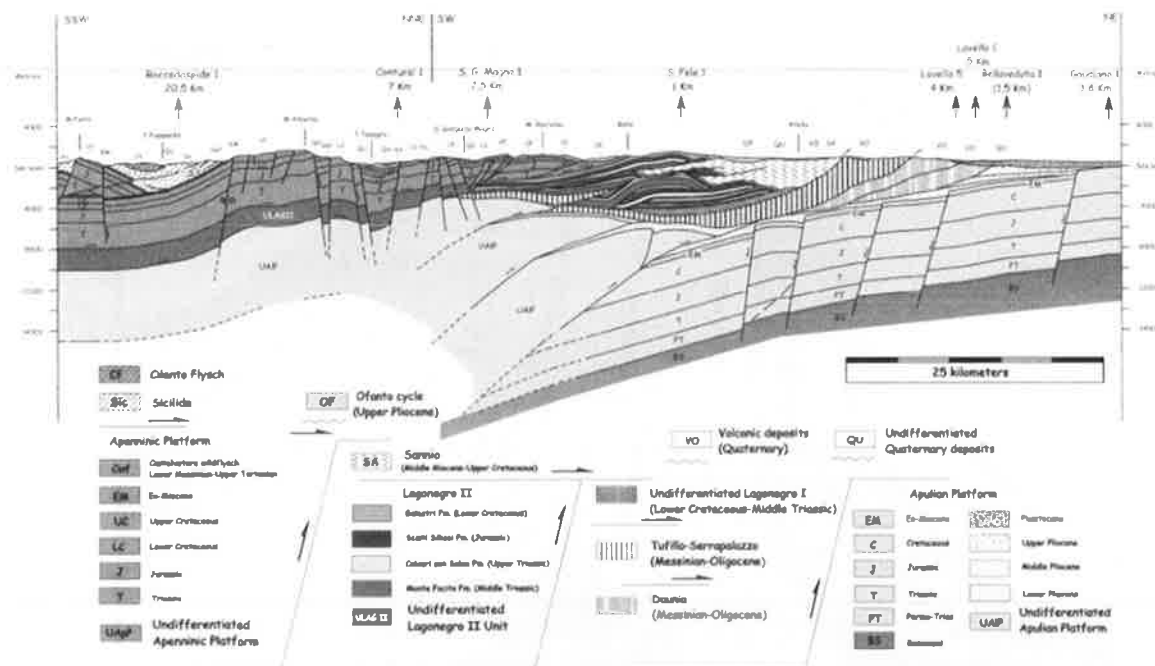


Figura 4 – Sezione geologica della Catena Appenninica meridionale, mostrandone i rapporti tra le principali unità stratigrafico-strutturali a seguito della strutturazione dell'edificio a falde (da Scrocca et al. 2007).

Nel Pliocene medio e superiore le varie fasi tettoniche hanno portato al rovesciamento dei fianchi esterni delle pieghe, oltre che ad ulteriori traslazioni attraverso piani di taglio inverso (Mostardini & Merlini 1986; Cinque et al. 1993). Quindi la pila tettonica già formata viene successivamente disarticolata dalla tettonica trascorrente e distensiva plio-pleistocenica, coeva all'apertura della porzione più meridionale del Bacino Tirrenico (Patacca et al. 1992; Di Bucci et al. 1999; Casciello et al. 2006). Nei settori interni dell'Appennino meridionale, questa tettonica avviene prevalentemente su lineamenti ad alto angolo, che riattivano localmente strutture ereditate dalle precedenti fasi tettoniche compressive (Corrado et al. 1997; Di Bucci et al. 1999).

Tra il Pleistocene medio e l'Olocene, infine, si instaura un regime prevalentemente estensionale responsabile della formazione di importanti strutture tettoniche a carattere regionale (Cinque et al. 1993; Corrado et al. 1997; Di Bucci et al. 1999). La tettonica distensiva quaternaria si sostituisce a quella prevalentemente trascorrente plio-pleistocenica, determinando la formazione di faglie dirette di diverso ordine gerarchico e causando la riattivazione di numerosi elementi preesistenti (Di Bucci et al. 1999). Questa fase porta quindi alla definizione degli attuali assetti geologici della Catena Appenninica, con la formazione di ampie piane intramontane colmate da spesse successioni continentali di tipo vulcanico, alluvionale e fluvio-lacustre (Brancaccio et al. 1991; Corrado et al. 1997; Di Bucci et al. 1999).

7.2 Apparati vulcanici del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei

I terreni vulcanoclastici ampiamente affioranti in tutto l'Appennino Campano derivano essenzialmente dall'attività esplosiva del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei (Rosi & Sbrana 1987; Santacroce 1987), due importanti apparati vulcanici posti nella parte centrale della Piana Campana (Fedele et al. 2009). In corrispondenza dei settori di fondovalle tali terreni sono rappresentati da tufi e depositi piroclastici con spessore fino a diverse

	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO												
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	<table border="1"> <thead> <tr> <th>COMMESSA</th> <th>LOTTO</th> <th>CODIFICA</th> <th>DOCUMENTO</th> <th>REV</th> <th>FOGLIO</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>IFOH</td> <td>22</td> <td>D 69 RG</td> <td>GE 00 01 001</td> <td>A</td> <td>17 di 158</td> </tr> </tbody> </table>	COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV	FOGLIO	IFOH	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	17 di 158
COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV	FOGLIO								
IFOH	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	17 di 158								

decine di metri, mentre lungo i versanti questi depositi sono costituiti da alternanze di colluvi vulcanoclastici e paleosuoli con variabili quantità di materiale roccioso (Calcaterra et al. 1999, 2000; Di Crescenzo & Santo 1999; Zanchetta et al. 2004; Bisson et al. 2007).

Il Somma-Vesuvio è uno strato-vulcano di medie dimensioni, che raggiunge l'altezza massima di circa 1281 m s.l.m.. Esso risulta costituito da un edificio vulcanico più vecchio e ripetutamente collassato, il Monte Somma, e di un edificio più recente cresciuto all'interno della caldera così generata, il Monte Vesuvio (Cubellis et al. 2001; De Niscio 2007). Le due strutture sono collegate dalla cosiddetta Valle del Gigante, una stretta depressione morfologica a forma di ellittica che rappresenta i resti della caldera da collasso dell'antico edificio vulcanico del Monte Somma (Principe et al. 1987; De Niscio 2007).

La caldera del Monte Somma è bordata da faglie ad anello originatesi probabilmente durante eruzioni di tipo esplosivo e presenta un asse maggiore orientato in direzione circa E-W (De Niscio 2007). Nel settore Nord-orientale l'orlo del cratere risulta caratterizzato da pareti sub-verticali con altezza massima di circa 280 m, mentre nei settori occidentali e meridionali gli orli calderici sono generalmente meno evidenti ed accidentati, in quanto ricoperti da prodotti successivi all'evento del 1631 (Principe et al. 1987). L'edificio del Monte Vesuvio rappresenta invece un tipico cono vulcanico con un diametro sommitale di 450 m e una profondità massima di circa 330 m (Cubellis et al. 2001). Esso è costituito principalmente da colate laviche e depositi scoriacei di caduta e di flusso, oltre che da depositi piroclastici connessi ad eruzioni pliniane e sub-pliniane (De Niscio 2007).

L'attività vulcanica del complesso Somma-Vesuvio ha avuto inizio circa 400 ka fa ed è chiaramente di tipo misto (Brocchini et al. 2001; De Niscio 2007), in quanto nel corso della sua esistenza si sono succedute eruzioni sia effusive che pliniane. Durante gli ultimi 20 ka sono avvenute ben sette eruzioni pliniane ad intervalli di alcune migliaia di anni, l'ultima delle quali è la famosa eruzione del 79 d.C. che distrusse le città di Pompei ed Ercolano. Si calcola che ogni evento pliniano sia stato capace di produrre tra i 5 e gli 11 km³ di materiale piroclastico, diffuso su un'area di circa 20000-30000 ettari (De Niscio 2007).

I Campi Flegrei sono un sistema vulcanico complesso (Perrotta et al. 2006), formato da una serie di piccoli centri a carattere principalmente monogenico (Fedele et al. 2009). Solo negli ultimi 39 ka sono stati attivi più di quaranta differenti centri eruttivi. I prodotti del vulcanismo flegreo sono caratterizzati da un chimismo alcalino-potassico tipico della Provincia Magmatica Romana, con composizioni che variano da basalti shoshonitici a fonoliti (Conticelli et al. 2002; Peccerillo 2005; Fedele et al. 2009).

L'attività vulcanica flegrea ha avuto inizio circa 48 ka fa (Cassignol & Gillot 1982; Rosi & Sbrana 1987) ed è caratterizzata da eruzioni esplosive rari episodi effusivi (Fedele et al. 2009). Tale attività vulcanica si è sviluppata in conseguenza delle fasi tettoniche distensive plio-quadernarie, a cui è connessa la genesi della cosiddetta Piana Campana (Di Girolamo & Stanzione 1973; Luongo et al. 1991). Il persistente stato di attività del sistema magmatico è testimoniato dall'eruzione del Monte Nuovo del 1538, nonché dall'attuale presenza di fumarole, sorgenti di acque calde e dal fenomeno del bradisismo.

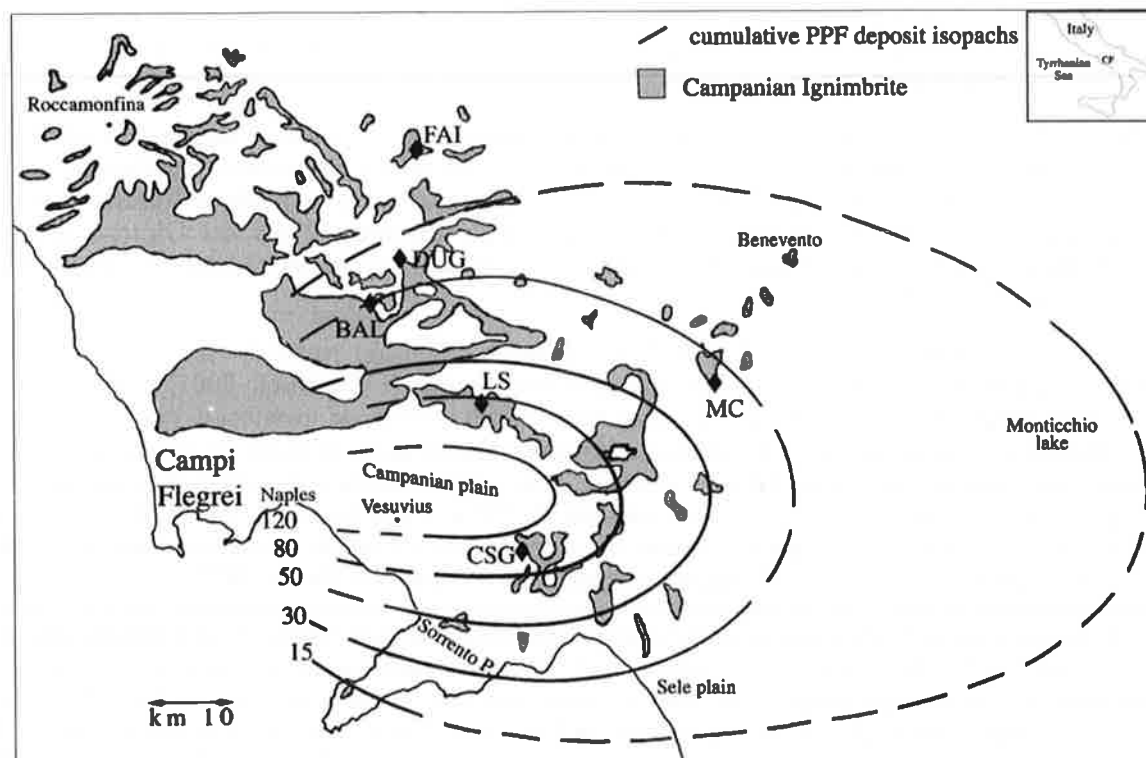


Figura 5 – Mappa della distribuzione prossimale del Tufo Grigio Campano (area ombreggiata) e dello spessore in cm dei depositi da caduta relativi all'eruzione dell'Ignimbrite Campana (da Cappelletti et al. 2003).

Le due grandi caldere che caratterizzano l'area di Campi Flegrei sono legate a due episodi di collasso (Perrotta et al. 2006), connessi rispettivamente alle eruzioni del Tufo Grigio Campano circa 39 ka fa (De Vivo et al. 2001; Fedele et al. 2009) e del Tufo Giallo Napoletano circa 15 ka fa (Deino et al. 2004), i cui prodotti sono per lo più limitati all'area flegrea (Rosi & Sbrana 1987). Le caldere sono caratterizzate da un articolato sistema di alimentazione magmatica, in quanto attraversate da ampie fratture che hanno interessato il basamento attraverso cui è risalito il magma (Di Girolamo et al. 1984; Rosi & Sbrana 1987; Peccerillo 2005; Papa 2011).

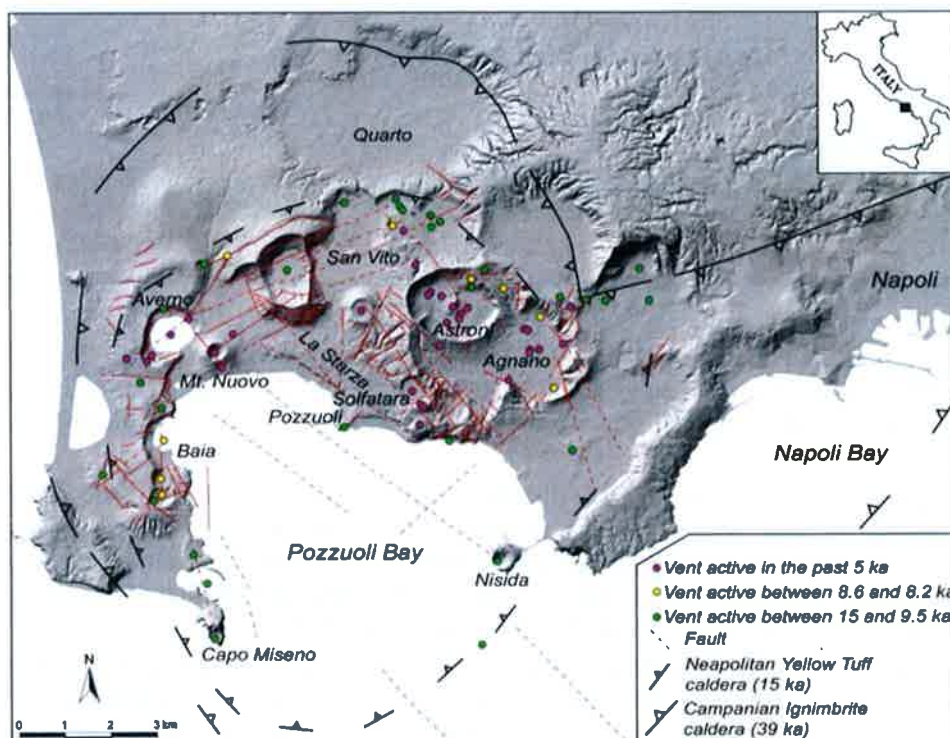


Figura 6 – Carta strutturale schematica dell'area dei Campi Flegrei, con indicazione delle caldere connesse alla messa in posto del Tufo Giallo Napoletano e del Tufo Grigio Campano (da Orsi et al. 2009).

L'attività precedente il Tufo Grigio Campano è stata caratterizzata dalla formazione di un gran numero di centri eruttivi, distribuiti su di un'area più vasta di quella degli attuali Campi Flegrei (Fedele et al. 2009). Questo primitivo campo vulcanico, definito Paleoflegrei (Cole et al. 1994), è stato sede di un'intensa attività vulcanica sia effusiva che esplosiva che si estendeva da Procida fino ai confini orientali dell'odierna città di Napoli (Fedele et al. 2009). Il periodo di attività compreso tra le eruzioni del Tufo Grigio Campano e del Tufo Giallo Napoletano è stato quindi caratterizzato da eruzioni subaeree, concentrate principalmente all'interno della caldera del Tufo Giallo Napoletano (Perrotta 1992; Fedele et al. 2009).

7.3 Caratteristiche stratigrafiche

La porzione di Catena Appenninica ricadente nel settore centrale della Regione Campania è costituita da una spessa unità tettonica meso-cenozoica derivante dalla deformazione di domini paleogeografici di natura bacinale (Carannante et al. 2012), nota in letteratura come Unità tettonica del Fortore (Patacca et al. 1992; Patacca & Scandone 2007).

Su tale unità poggiano, in discordanza stratigrafica, spesse sequenze sin-orogene tardo-mioceniche, costituite da terreni prevalentemente arenaceo-marnosi e conglomeratico-sabbiosi di scarpata e base scarpata (Carannante et al. 2012). I suddetti depositi sono ricoperti, infine, da estesi depositi quaternari di origine vulcanica, alluvionale e detritico-colluviale (Di Girolamo et al. 1973; Brancaccio et al. 1991; Carannante et al. 2012).

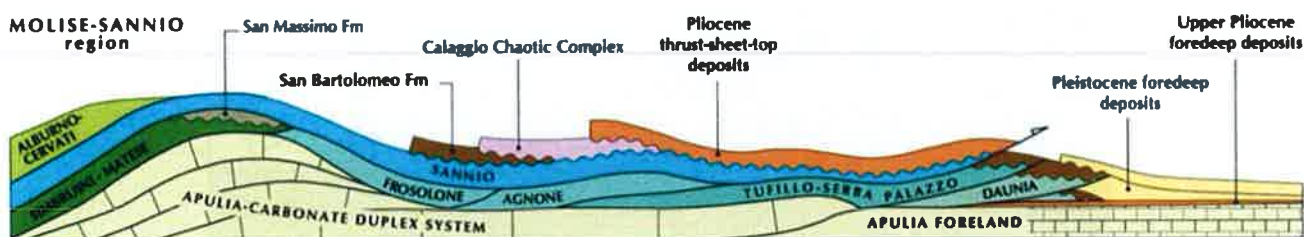


Figura 7 – Rappresentazione schematica dei rapporti geometrici tra le varie unità tettoniche dell'Appennino nella zona Molise-Sannio (da Patacca & Scandone 2007).

Con diretto riferimento a quanto riportato nel Foglio 419 "S. Giorgio la Molara" (ISPRA 2015), nel Foglio 431 "Caserta Est" (ISPRA 2012) e nel Foglio 432 "Benevento" (ISPRA 2007) della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50000, le successioni stratigrafiche presenti nell'area di studio possono essere distinte, dal basso verso l'alto, in:

- **Unità del Fortore:** successioni cenozoiche di ambiente pelagico nell'ambito del vasto bacino lagonegrese-molisano, deposte in parte anteriormente e in parte contemporaneamente alle fasi tettoniche che hanno interessato la catena appenninica meridionale. Sono costituite da litotipi prevalentemente argilloso-marnosi e arenaceo-marnosi, progressivamente più grossolani verso l'alto stratigrafico (Selli 1962; Patacca et al. 1992; Chicchini 2007; Patacca & Scandone 2007; Carannante et al. 2012).
 - **Argille Varicolori Superiori** (Oligocene superiore - Miocene inferiore): argilliti scagliose dal rosso-violaceo al grigio-verdastro e/o bluastro, con sporadiche intercalazioni centimetriche e decimetriche di marne e calcari micritici chiari, calcareniti bioclastiche, calcari marnosi, marne, calcari marnosi siliciferi ed arenarie arcoseo-litiche di colore grigio. In subordine sono presenti argille e argille limose di colore rosso e verdastro. Depositi di ambiente di bacino profondo sottoalimentato, sporadicamente raggiunto da torbiditi carbonatiche più frequenti verso l'alto, con spessore affiorante variabile tra 200 e 300 m.
 - **Litofacies calcarea** (Oligocene superiore - Miocene inferiore): calcari cristallini bianchi da massivi a ben stratificati, calcareniti bioclastiche, brecciole a macroforaminiferi e livelli conglomeratici in matrice marnosa verdastra.
 - **Flysch Numidico** (Miocene inferiore): quarzoareniti di colore giallo ocre, grigio e marrone, generalmente massive e talora gradate, con granuli di quarzo ben arrotondati e smerigliati. A varie altezze stratigrafiche si intercalano strati di argille marnose grigio-verdi e livelli biocalcarenitici gialli e grigi di spessore decimetrico, contenenti frequenti spicole di spugna. Depositi di ambiente bacinale torbiditico, con spessore affiorante di circa 300 m.
 - **Membro delle argille, marne e calcari spongolitici** (Miocene inferiore): argille e argille marnose di colore grigio-verdastro o crema, con intercalazioni di livelli calcarenitici e biocalcarenitici grigiastri, di spessore variabile da centimetrico a decimetrico, frequentemente laminati e ricchi in spicole di spugna. Depositi di ambiente bacinale profondo, con spessore affiorante di circa 100 m.
 - **Formazione di S. Giorgio** (Burdigaliano – Tortoniano): formazione torbiditica costituita in prevalenza da associazioni di facies grossolane, costituita da due membri.
 - **Membro arenaceo di Castelpoto** (Burdigaliano – Tortoniano): arenarie medio-grossolane giallastre, in strati da spessi a molto spessi, generalmente amalgamati, talora con lenti di conglomerati poligenici, arenarie con lamine piane orizzontali, rare intercalazioni di peliti bianche, marne grigio-verdi e calcareniti torbiditiche. Sono presenti intercalazioni di una litofacies arenaceo-pelitica strati medio-spessi, di una litofacies pelitico-arenacea in strati sottili e molto

- sottili e di olistostromi di argilliti varicolori. Ambiente deposizionale di conoide sottomarina l.s., probabilmente interna, con spessore da alcune decine di metri a circa 300 m.
- **Membro pelitico-arenaceo di S. Libero** (Burdigaliano – Tortoniano): alternanze di siltiti marroni e di peliti in strati da medi a molto sottili con rare intercalazioni di calcareniti torbiditiche in strati medio-spessi e di torbiditi arenaceo-pelitiche in strati medio-spessi. Ambiente deposizionale: conoide sottomarina l.s., con spessore da alcune decine di metri a circa 150 m.
 - **Unità sin-orogene:** successioni tardo-cenozoiche di ambiente di base scarpata, costituite prevalentemente da sedimenti arenaceo-marnosi e conglomeratico-sabbiosi con locali olistostromi ad elementi extra-bacinali (Pescatore et al. 1971; Carannante et al. 2012).
 - **Flysch di S. Bartolomeo** (Tortonian medio – Messiniano inferiore): depositi silico-clastici prevalentemente torbiditici ed emipelagici. Areniti a composizione quarzoso-feldspatica. Formazione suddivisa in due membri parzialmente eteropici.
 - **Membro conglomeratico-arenaceo** (Tortonian medio – Messiniano inferiore): areniti feldspatiche immature, in strati e banchi massivi. Paraconglomerati poligenici con matrice sabbiosa e livelli di conglomerati poligenici clasto-sostenuti, microconglomerati quarzoso-litici ed arenarie grossolane. Ambiente di conoide interna alimentata da flussi detritici, granulari e torbiditici, con spessore tra 50 e 200 m.
 - **Membro arenaceo-pelitico** (Tortonian superiore – Messiniano inferiore): alternanze ritmiche di strati di arenarie arcose e arcoseo-litiche e micacee, argille ed argille marnose. Nelle arenarie strutture torbiditiche quali laminazioni parallele e intervallo gradato. Il deposito è riferibile a lobi di conoide sottomarina alimentata da flussi torbiditici e ad emipelagiti, con spessore fino a 450 m.
 - **Arenarie di Caiazzo** (Tortonian superiore - Messiniano inferiore): conglomerati, microconglomerati e arenarie grossolane quarzoso-feldspatiche di colore grigio e subordinatamente quarzoso-litiche poco cementate di colore grigio-marroncino o bruno-giallastro all'alterazione, con sottili intercalazioni marnoso-limose. Tali depositi si ritrovano in strati da medi a spessi con base netta oppure in banchi talora lenticolari di spessore metrico, spesso amalgamati. Il rapporto A/P è variabile da > 1 a >> 1, con una netta prevalenza dei litotipi più grossolani nella parte alta. A varie altezze stratigrafiche si intercalano olistostromi ad elementi extra-bacinali costituiti da calcari stratificati, calciruditi calcari marnosi, arenarie e argille scagliose con dimensioni fino ad alcune migliaia di mc. Depositi di ambiente di base scarpata, con spessore variabile tra 500 e 600 m.
 - **Formazione di Castelvete** (Tortonian superiore - Messiniano inferiore): arenarie grossolane e microconglomeratiche in strati da medi a spessi, con base netta e talora erosiva, a luoghi con una grossolana gradazione diretta ed evidenti tappeti da trazione. In alternanza si rinvengono conglomerati a ciottoli carbonatici con diametro non superiore a 20 cm, con scarsa matrice argilloso-sabbiosa ed in strati lenticolari con base fortemente erosiva di spessore non superiore al metro. Il rapporto A/P è sempre >> 1. A varie altezze stratigrafiche si intercalano depositi costituiti da blocchi carbonatici di dimensioni pluridecametriche, prevalentemente in *facies* di piattaforma. Depositi di ambiente di base scarpata, con spessore non inferiore a 200 m.
 - **Unità tardo-orogene:** successioni con deposizione avvenuta dal Messiniano al Pliocene medio-basale, in parte durante la crisi di salinità verificatasi nell'area mediterranea dal Messiniano al Pliocene inferiore basale e in parte a seguito dell'ingressione marina generale del Pliocene inferiore nella stessa area mediterranea. Sono costituite da unità arenacee, pelitico-arenacee, conglomeratiche e arenacee, separate da evidenti superfici di in conformità (Cantalamesa et al. 1988; Chiocchini et al. 1992; Amore et al. 1998; Chiocchini 2007).

- **Unità di Tufo-Altavilla** (Messiniano - Zancleano inferiore): successione terrigena composta da quattro membri che formano un ciclo sedimentario completo.
 - **Membro arenaceo del F. Sabato** (Messiniano – Zancleano inferiore): arenarie e sabbie grigio-giallastre in strati da medi a molto spessi con rare intercalazioni di peliti grigie in strati da sottili a medi, cui si intercala una litofacies composta da conglomerati eterometrici poligenici. Strutture sedimentarie rappresentate da lamine piane, lamine incrociate, intensa bioturbazione, inclusi pelitici. Depositi di ambiente di battigia e spiaggia sommersa, con spessore da alcune decine a circa 200 m.
 - **Membro pelitico-arenaceo del Vallone di Tufo** (Messiniano – Zancleano inferiore): alternanze di peliti grigiastre massive in strati medi e spessi e di arenarie grigio-giallastre in strati medi e sottili, cui si intercalano una litofacies arenacea, una litofacies conglomeratica poligenica e olistostromi di argilliti varicolori. Passa lateralmente al membro arenaceo inferiore. Strutture sedimentarie rappresentate da lamine piane orizzontali nella litofacies arenacea. Depositi di ambiente neritico e in parte di lago-mare, con spessore variabile tra 200 e 300 m.
 - **Membro conglomeratico dello stretto di Barba** (Messiniano - Zancleano inferiore): conglomerati eterometrici e poligenici clasto-sostenuti, in strati spessi, molto spessi e megastrati, a matrice sabbiosa di colore grigio chiaro. Passa lateralmente al membro pelitico-arenaceo. Strutture sedimentarie rappresentate da embriatura dei clasti e gradazione diretta e inversa. Depositi di conoide alluvionale, con spessore compreso tra 100 e 200 m.
 - **Membro arenaceo superiore di Toppo dei Monaci** (Messiniano - Zancleano inferiore): sabbie e arenarie in strati medio-spessi, con frequenti livelli pelitici. Sono presenti intercalazioni di una litofacies composta da conglomerati eterometrici e poligenici. Strutture sedimentarie rappresentate da lamine piane nelle sabbie e arenarie. Depositi di ambiente costiero, con spessore compreso tra pochi metri e qualche decina di metri.
- **Formazione della Baronìa** (Pliocene inferiore – Pliocene medio): successione composta da depositi di ambiente alluvionale, costiero e marino di piattaforma, suddivisibili in quattro membri che formano un ciclo sedimentario completo.
 - **Membro pelitico-arenaceo del F. Miscano** (Pliocene inferiore – Pliocene medio): peliti grigiastre in strati da medi a spessi, talora anche molto spessi, con intercalazioni di arenarie giallastre in strati medio-sottili. Localmente si intercalano torbiditi arenaceo-pelitici in strati medio-spessi. Passano superiormente al membro sabbioso-conglomeratico e lateralmente al membro sabbioso. Depositi di ambiente neritico di transizione alla piattaforma, con spessore compreso tra 100 e 250 m.
 - **Membro sabbioso di Apollosa** (Pliocene inferiore – Pliocene medio): sabbie e arenarie giallastre in strati da medi a molto spessi, anche lenticolari, talora con ciottoli e intercalazioni di peliti in strati sottili e medi. Passano lateralmente e parzialmente al membro sabbioso conglomeratico e nella porzione superiore al membro pelitico-arenaceo. Strutture sedimentarie rappresentate da bioturbazione intensa, lamine piane ed inclinate a basso angolo, lamine incrociate. Depositi di ambiente di battigia e spiaggia sommersa, con spessore compreso tra 100 e 250 m.
 - **Membro sabbioso-conglomeratico di S. Leucio del Sannio** (Pliocene medio): sabbie giallastre e conglomerati poligenici eterometrici in strati spessi e molto spessi. Passano lateralmente al membro pelitico-arenaceo e nella porzione superiore al membro sabbioso. Strutture sedimentarie rappresentate da embriatura nei ciottoli dei conglomerati e lamine piane ed inclinate a basso angolo nelle sabbie. Depositi di ambiente di battigia, con spessore variabile tra 100 e 250 m.
 - **Membro conglomeratico di Trevico** (Pliocene medio): conglomerati eterometrici e poligenici clasto-sostenuti, in strati spessi e molto spessi, con matrice di colore rossastro e intercalazioni lenticolari di sabbie giallastre. Strutture sedimentarie rappresentate da gradazione ed embriatura dei clasti. Depositi di conoide alluvionale, con spessore variabile da qualche decina di metri a circa 300 m.

- **Unità non ubiquitarie pertinenti la confluenza tra i Fiumi Calore-Volturno:** depositi quaternari di genesi alluvionale, lacustre, detritica e vulcanoclastica, ampiamente affioranti nella depressione morfologica della Valle di Maddaloni (Di Girolamo et al. 1973; Brancaccio et al. 1991; De Vivo et al. 2001; Carannante et al. 2012).
 - **Sintema di Laiano** (Pleistocene inferiore): include i depositi continentali che si rinvengono sospesi lungo i versanti carbonatici e che presentano tracce di tettonizzazione. La superficie inferiore coincide con una superficie di erosione che taglia il substrato meso-cenozoico, la superficie limite superiore coincide con la superficie morfologica dei corpi deposizionali e si presenta sempre reincisa e sospesa rispetto al livello di base attuale. In quest'area è costituito da breccie calcaree spigolose e crioclastiche a luoghi cementate, alternate a livelli decimetrici di paleosuoli bruni.
 - **Sintema di Solopaca** (Pleistocene inferiore - Pleistocene superiore): è delimitato alla base dalla superficie erosivo-deposizionale presente al tetto del sottostante Sintema di Laiano, mentre la discontinuità superiore coincide col letto del Tufo Grigio Campano. Al suo interno sono stati riconosciuti una unità litostratigrafica e tre subsintemi, riconducibili ad altrettanti ordini di terrazzi.
 - **Subsintema di Bonea** (Pleistocene inferiore ? - Pleistocene medio): ghiaie prevalentemente calcaree in matrice sabbioso-limosa, con locali blocchi di breccie cementate, alternante a livelli di paleosuoli di natura piroclastica.
 - **Subsintema di S. Leonardo** (Pleistocene medio - Pleistocene superiore): ghiaie fluviali poligeniche in matrice prevalentemente sabbiosa, con locali intercalazioni decimetriche di sabbie e limi.
 - **Subsintema di Amorosi** (Pleistocene superiore): travertini in *facies* fitoermale, localmente affioranti una scarpata di erosione fluviale presente in località Ficocelle.
 - **Tufo Grigio Campano** (Pleistocene superiore): depositi cineritici, scorie juvenili e clasti litici generalmente in *facies* saldata. Dal basso verso l'alto si riconoscono differenti litofacies, non sempre tutte presenti nei vari affioramenti. La litofacies più profonda è costituita da depositi cineritico-sabbiosi incoerenti di colore grigio scuro, contenenti grosse scorie e pomici, con alla base un livello decimetrico di pomici spigolose grossolane di colore bianco-rosato. La litofacies intermedia è composta un tufo cineritico lapideo grigio scuro, con frequenti scorie grigie e nere, subordinatamente, litici lavici e cristalli. La litofacies superiore è caratterizzata da un tufo lapideo con caratteristica colorazione giallastra legata a processi di zeolitizzazione, con grado di cementazione variabile. Il deposito mostra una composizione variabile da trachitica a trachitico-fonolitica iperalcalina, con un'età di circa 39 ka (De Vivo et al. 2001). Lo spessore in affioramento varia tra i 5 ed i 25 m, mentre lo spessore complessivo è di circa 40-50 m.
 - **Unità Casalnuovo-Casoria** (Pleistocene superiore tardo - Olocene): livelli di cineriti laminate bianche e grigie, passanti superiormente a un livello di pomici in matrice cineritica giallastra, a struttura prevalentemente massiva. L'unità è compresa tra il paleosuolo presente al top del Tufo Grigio Campano ed il suolo attuale. Lo spessore varia tra 0.5 e 2.0 metri.
 - **Sintema di Limatola** (Pleistocene superiore - Olocene): è compreso tra la discontinuità erosiva presente al tetto del Tufo Grigio Campano, ben individuabile in tutta l'area, e la superficie topografica attuale. E' costituito da due differenti litofacies, di ambiente continentale. La litofacies alluvionale è formata da limi sabbiosi e sabbie grigio-verdastre di natura prevalentemente piroclastica, con locali lenti ghiaiose carbonatiche o poligeniche, di spessore superiore a 10 m. La litofacies lacustre è composta da limi e argille a forte componente piroclastica, pedogenizzate nella parte alta.
- **Unità non ubiquitarie pertinenti il bacino del Fiume Calore:** depositi quaternari di genesi alluvionale, lacustre e detritica ampiamente affioranti lungo il reticolo idrografico del F. Calore, suddivisibili in quattro subsintemi (Chiocchini 2007).

- **Subsistema di Castello del Lago** (Pleistocene medio): ghiaie eterometriche poligeniche con lenti di sabbie e peliti. Depositi fluviali e lacustri antichi, con spessore variabile tra 10 e 100 m.
- **Subsistema di Capodiminte** (Pleistocene medio): ghiaie, conglomerati, ghiaie sabbiose eterometriche, poligeniche, molto addensate, con intercalazioni lenticolari di sabbie e peliti. Alluvioni antiche terrazzate in più ordini, fino a 70-80 m sull'alveo attuale, con spessore compreso tra alcuni metri e qualche decina di metri.
- **Subsistema di Benevento** (Pleistocene medio – Pleistocene superiore): ghiaie e ghiaie sabbiose eterometriche, poligeniche. Depositi fluviali e lacustri antichi, con spessore variabile da alcuni metri a qualche decina di metri.
- **Subsistema del F. Ufita** (Pleistocene superiore – Olocene): ghiaie e ghiaie sabbiose eterometriche, poligeniche, con intercalazioni lenticolari di sabbie e limi con ciottoli e di peliti. Spessore variabile da alcuni metri a qualche decina di metri.
- **Unità ubiquitarie**: depositi quaternari di genesi alluvionale e detritico-colluviale, ampiamente affioranti lungo i rilievi montuosi o in corrispondenza degli alvei attuali più importanti (Di Girolamo et al. 1973; Brancaccio et al. 1991; De Vivo et al. 2001; Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012).
 - **Coltri eluvio-colluviali** (Olocene): sedimenti detritici costituiti da clasti eterometrici con matrice prevalentemente pelitica, oppure depositi sabbioso-limosi bruni pedogenizzati, derivanti dall'alterazione dei prodotti piroclastici sciolti, talora con lenti detritiche.
 - **Depositi alluvionali recenti e attuali** (Olocene): ghiaie, sabbie e peliti in lenti di dimensioni variabili, di accumulo recente e attuale, ancora soggetti a rielaborazione fluviale.
 - **Depositi torrentizi** (Olocene): ghiaie carbonatiche o poligeniche a clasti decimetrici, in abbondante matrice argilloso-sabbiosa marrone, di natura prevalentemente piroclastica. A luoghi sono presenti limi argillosi marroni essenzialmente piroclastici, con locali lenti di ghiaie carbonatiche.
 - **Depositi di versante** (Olocene): accumuli elastici eterometrici, in genere privi o quasi di matrice, la cui composizione è connessa ai litotipi al contorno.
 - **Depositi antropici** (Olocene): terreni di colmata di zone bonificate, depositi eterogenei ed eterometrici.

7.4 Caratteristiche strutturali

Il settore della Catena Appenninica affiorante lungo i rilievi montuosi della zona di studio è costituito da spesse successioni marine meso-cenozoiche, derivanti da domini di natura bacinale (Carannante et al. 2012) e riferibili all'Unità tettonica del Fortore (Patacca et al. 1992; Patacca & Scandone 2007; Chiocchini 2007). L'attuale configurazione geometrica di tali è il risultato di una complessa storia deformativa, caratterizzata da fasi compressive mio-plioceniche seguite da episodi trascorrenti ed estensionali durante il Pliocene superiore-Pleistocene (Chiocchini 2007; Patacca & Scandone 2007; Bonardi et al. 2009; Carannante et al. 2012).

A scala regionale, l'evoluzione strutturale della zona è contraddistinta, dalla sovrapposizione dell'Unità del Fortore sui depositi sin-orogeni delle Arenarie di Caiazzo (Chiocchini 2007; Bonardi et al. 2009). Tali strutture contrazionali, nonostante risultino fortemente disarticolate dalla sovrainposizione dell'attività tettonica estensionale plio-quaternaria, mostrano una buona continuità laterale e marcate evidenze locali.

La pila tettonica precedentemente formata viene successivamente disarticolata dalla tettonica trascorrente ed estensionale plio-pleistocenica, coeva all'apertura della porzione meridionale del Bacino Tirrenico (Patacca et al. 1990; Casciello et al. 2006; Chiocchini 2007; Scrocca et al. 2007; Bonardi et al. 2009). In particolare, in tale settore della catena la tettonica del Pliocene superiore-Pleistocene agisce prevalentemente su lineamenti ad alto angolo con

	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A

orientazione appenninica ed anti-appenninica, riattivando localmente strutture compressive ereditate dalle precedenti fasi tettoniche mio-plioceniche (Carannante et al. 2012).

Le dislocazioni prodotte durante questo periodo provocano un generale ribassamento verso SE delle unità precedentemente impilate. In particolare, nel settore della Piana Campana, queste ultime vanno a formare una gradinata di blocchi strutturali ribassati verso il margine tirrenico e coperti da potenti successioni vulcaniche e alluvionali quaternarie (Brancaccio et al. 1991; Romano et al. 1994). Nel settore dell'Appennino casertano, invece, si assiste al sollevamento dei livelli strutturali più bassi della catena e all'accostamento dei terreni meso-cenozoici dell'Unità del Fortore con le porzioni giurassiche dell'Unità Matese-Taburno-Camposauro, con un rigetto dell'ordine chilometrico (Carannante et al. 2012).

Per quanto concerne le strutture compressive, gli elementi più antichi sono rappresentati dai *thrust* a basso angolo che portano alla sovrapposizione dei terreni bacinali dell'Unità del Fortore sulle sequenze marine di piattaforma carbonatica. Il successivo evento tettonico è invece rappresentato dalla sovrapposizione dei depositi bacinali dell'Unità del Fortore sulle Arenarie di Caiazzo. Tali elementi sono localmente osservabili principalmente a Nord del Fiume Calore, nei pressi di Telese.

Le strutture compressive più diffuse nell'area sono comunque riferibili all'evento tettonico a vergenza settentrionale e Nord-orientale, che porta alla sovrapposizione dell'Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni su quella del Matese-Taburno-Camposauro (Scarsella 1971; Carannante et al. 2012).

Nella formazione delle Argille Varicolori sono state individuate strutture sia disgiuntive che compressive. Le prime sono rappresentate da faglie dirette ad orientazione appenninica, che tendono a disarticolare la successione delle unità tardo orogene. Le seconde sono rappresentate da sovrascorrimenti e da faglie inverse che coinvolgono sia le formazioni dell'Unità del Fortore, sia le Unità tardo-orogene, fatta eccezione per la Formazione delle Baronie. Sono presenti anche faglie ad orientazione anti-appenninica probabilmente associate a fenomeni di trascorrenza destra (Chiocchini 2007).

Localmente, nell'area di Castelpoto e di Pannarano sono presenti sovrascorrimenti che portano la formazione di S. Giorgio al di sopra della Formazione delle Argille Varicolori. Queste strutture sono interrotte da alcune discontinuità tettoniche trasversali, costituite da faglie sub-verticali e da faglie dirette probabilmente coniugate ai principali sovrascorrimenti. Sono state inoltre individuate faglie trascorrenti a direzione anti-appenninica e sistemi di faglie dirette a direzione appenninica (Chiocchini 2007).

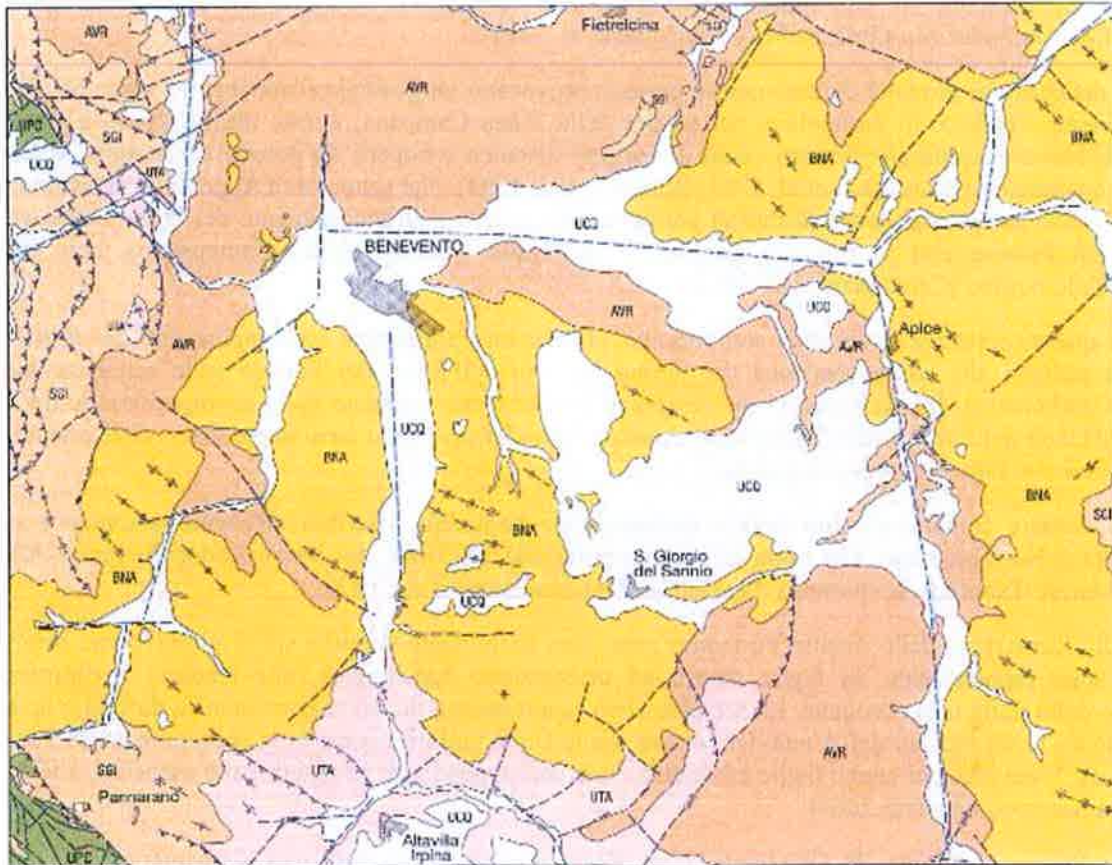


Figura 8 – Schema tettonico del settore orientale dell'area di studio, tra il fondovalle del Fiume Calore e i rilievi di Apice (Chiocchini 2007).

Alla base del versante settentrionale del rilievo di Monte Longano, a Nord di Durazzano, si assiste invece alla sovrapposizione tettonica delle successioni carbonatiche dell'Unità dei Monti Lattari-Picentini-Alburni sui depositi prevalentemente pelitici dell'Unità del Fortore (Scarsella 1971; Carannante et al. 2012). Tale struttura è rappresentata da un importante *thrust* a vergenza settentrionale, che si sviluppa in direzione E-W nella porzione

	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV A

orientale del rilievo e SW-NE nella parte più occidentale dello stesso. La conca intramontana di Durazzano, quindi, si imposta su una struttura sinclinalica con asse orientato circa E-W, a cui si associano mesopieghe e faglie inverse a vergenza meridionale (Carannante et al. 2012).

Per quanto riguarda la tettonica distensiva, le fasi trascorrenti ed estensionali plio-pleistoceniche coeve all'apertura del bacino tirrenico agiscono prevalentemente su lineamenti ad alto angolo ereditati dalla precedente tettonica compressiva, con orientazione appenninica ed anti-appenninica (Patacca et al. 1990; Casciello et al. 2006; Scrocca et al. 2007; Bonardi et al. 2009). In generale, tali strutture sono distribuite in modo ordinato ed ogni settore di catena risulta caratterizzato da sistemi di faglie con specifiche caratteristiche geometriche e cinematiche (Carannante et al. 2012). I suddetti elementi sono quindi ampiamente presenti sia lungo i rilievi montuosi più che in corrispondenza delle principali pianure e valli intramontane, anche se spesso risultano completamente obliterate dagli ingenti depositi continentali presenti al loro interno.

Tutte le strutture distensive riconosciute nell'area derivano da due distinti episodi estensionali, caratterizzati da differenti orientazioni e cinematismi degli elementi prodotti (Cinque et al. 2000; Carannante et al. 2012). Il primo episodio è databile al Pleistocene inferiore-medio ed è contraddistinto da strutture orientate NE-SW con cinematica *dip-slip*, strutture WNW-ESE ed E-W con cinematica trastensiva sinistra e faglie N-S con cinematica trastensiva destra (Carannante et al. 2012). Il secondo episodio, invece, è databile al Pleistocene superiore ed è caratterizzata prevalentemente da faglie NW-SE con cinematica puramente estensionale, anche se riattiva in trastensione destra i lineamenti WNW-ESE, ENE-WSW ed E-W e sinistra i piani N-S (Cinque et al. 2000; Carannante et al. 2012).

Il massiccio del Taburno-Camposauro è bordato da imponenti versanti di faglia, sia sul bordo meridionale che su quello settentrionale. In particolare, l'allineamento tettonico che delimita il fianco meridionale della struttura del M. Taburno è orientato in direzione NW-SE e reca le tracce di una marcata polifasicità, testimoniata dalla presenza di terrazzi deposizionali del Pleistocene inferiore, attualmente fagliati e sospesi a varie centinaia di metri rispetto agli attuali livelli di base (Carannante et al. 2012). Nel corso del Pleistocene inferiore-medio, tale lineamento è stato responsabile del ribassamento della conca della Valle Caudina, all'interno della quale si è depositato un riempimento in facies prevalentemente lacustre con uno spessore variabile tra i 40 ed i 70 m (Abruzzese 1979; Abate et al. 1998).

La Piana Campana rappresenta uno dei più estesi bacini quaternari dell'Italia meridionale, strutturatosi in seguito alle fasi distensive del Pliocene superiore (Aprile et al. 1978; Brancaccio et al. 1991; Cinque et al. 1993). La subsidenza del bacino si realizza prevalentemente nel corso del Pleistocene inferiore e medio, con ribassamenti variabili dai 3000 m della porzione settentrionale ai 1500 m del margine meridionale (Ippolito et al. 1973; Brancaccio et al. 1991, Cinque et al. 2000). Nel corso del Pleistocene medio i ribassamenti assoluti coinvolgono ampi settori del bacino, giungendo ad interessare la depressione dell'alta valle del Fiume Volturno (Brancaccio et al. 1994; Cinque et al. 2000), e continuano in tutta l'area per buona parte del Pleistocene superiore (Santangelo 2011). Nella seconda parte del Pleistocene superiore, infine, la piana emerge definitivamente per effetto della regressione eustatica e della diminuzione dei tassi di subsidenza (Santangelo 2011).

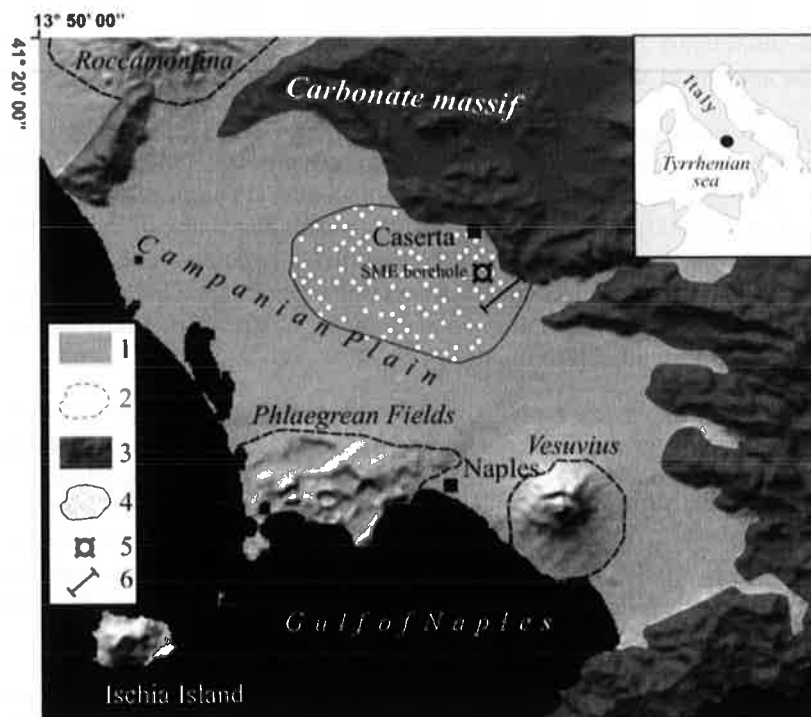


Figura 9 – Schema geologico della Piana Campana: 1) depositi quaternari; 2) principali edifici vulcanici; 3) rilievi carbonatici; 4) area investigata da studi geologici di dettaglio; 5) sondaggio geognostico SME; 6) traccia di sezione geologica (da Santangelo 2011).

Nei settori più interni della piana, le strutture tardo-quaternarie sono rappresentate da faglie NW-SE disposte in prossimità del margine Nord-orientale del bacino, che interessano sia il substrato marino che le coperture vulcanoclastiche del Tufo Grigio Campano (Orsi et al. 1996). Le faglie con orientazione E-W, invece, hanno contribuito al ribassamento recente della Piana Campana sia nella zona centrale che nell'area Sud-orientale (Scandone et al. 1991; Brancaccio et al. 1994), dove la subsidenza è continuata anche dopo l'eruzione dell'Ignimbrite Campana (Cinque et al. 2000). Nella porzione meridionale della conca, inoltre, si registra una importante tettonica tardo-quaternaria che riattiva faglie sia NE-SW che NW-SE, anche in connessione con eventi vulcanotettonici come il *block faulting* che accompagnò la grande eruzione dell'Ignimbrite Campana (Milia 1997; Cinque et al. 1997).

8 ASSETTO GEOLOGICO LOCALE

L'assetto stratigrafico-strutturale dell'area di stretto interesse progettuale è stato ricostruito integrando i dati ottenuti dal rilevamento geologico effettuato con tutte le informazioni ricavate dalla fotointerpretazione appositamente condotta, dalle fonti bibliografiche disponibili e dalle indagini di sito esistenti o appositamente realizzate per il presente studio.

8.1 Assetto litostratigrafico

Le analisi effettuate ed i rilievi di campo condotti hanno permesso di distinguere e cartografare differenti unità geologiche, relative sia a sequenze marine di substrato che a successioni clastiche di copertura. In particolare,

	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IFOH	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A

le perimetrazioni e le descrizioni geologico-strutturali delle unità individuate nell'area derivano da un'integrazione tra le informazioni riportate in letteratura ed i dati ottenuti dal rilevamento geologico di superficie e dalle numerose indagini geognostiche a disposizione.

Nei settori di stretto interesse progettuale, quindi, sono state individuate e perimetrare otto unità geologiche, di seguito descritte dal basso verso l'alto stratigrafico. In particolare, si sottolinea che seguendo i criteri definiti dal Servizio Geologico (Pasquaré et al. 1992) le successioni sono state suddivise utilizzando Unità Stratigrafiche Convenzionali, talora ulteriormente suddivise in membri con particolare composizione litologica.

8.1.1 Unità del Fortore

Questa unità stratigrafico-strutturale è formata da due sequenze marine infra-cenozoiche affioranti nella porzione centrale dell'area di intervento, a SE del centro abitato di Telese, e nella porzione più orientale dell'area di studio, lungo i versanti che bordano il Fiume Calore. A livello regionale, l'unità poggia in contatto stratigrafico su unità non affioranti nell'area ed è ricoperta in sovrascorrimento da differenti sequenze stratigrafico-strutturali. Nei settori di intervento, invece, l'Unità del Fortore poggia in contatto tettonico sulle Unità sin-orogene e risulta generalmente ricoperta da depositi quaternari di origine alluvionale e detritico-colluviale.

8.1.1.1 Argille Varicolori Superiori

La presente unità si rinviene nei settori centrali e occidentali della zona di studio, in corrispondenza della stazione di Solopaca e lungo l'alto corso del Fiume Calore, a SE del centro abitato di Ponte. Si tratta di depositi marini di bacino profondo con locali torbiditi carbonatiche, costituiti da tre differenti litofacies a dominante argilloso-marnosa, calcareo-marnosa e calcareo-dolomitica. Poggiano in contatto stratigrafico concordante su unità non affioranti nell'area e risultano in contatto tettonico con le Arenarie di Caiazzo e la Formazione di San Giorgio. La formazione presenta uno spessore massimo di circa 500 m ed è ascrivibile all'Oligocene superiore - Miocene inferiore.

La litofacies calcareo-dolomitica è costituita da calcari cristallini biancastri, da massivi a ben stratificati, con frequenti intercalazioni di calcareniti bioclastiche, calcari dolomitici grigio-violacei (**ALVc**), brecciole calcaree a macroforaminiferi e conglomerati poligenici a matrice marnosa e limoso-argillosa di colore verdastro; a luoghi si rinvencono passaggi di marne e marne calcaree di colore grigio, verde e rossastro, in strati da molto sottili a sottili, e locali livelli di arenarie e siltiti grigie; localmente sono presenti fasce cataclastiche o milonitiche, costituite da breccie calcaree eterometriche in abbondante matrice sabbiosa e sabbioso-limosa grigia e biancastra.

La litofacies prevalentemente calcareo-marnosa, invece, è formata da argille, argille limose e argille marnose di colore grigio, azzurro, rosso-violaceo e grigio-verdastro (**ALVb**), caotiche o a struttura scagliosa, in alternanza con calcari micritici chiari, calcari-dolomitici grigio-violacei e calcari marnosi siliciferi, in strati da sottili a spessi; a luoghi si rinvencono intercalazioni sabbioso-limose marroni e grigiastre, passaggi marnosi grigio-verdastri e livelli di arenarie arcosico-litiche grigie, in strati da sottili a medi; localmente sono presenti fasce cataclastiche o milonitiche, costituite da breccie calcaree eterometriche in abbondante matrice sabbioso-limosa e argilloso-sabbiosa grigia e rossastra.



Foto 1 – Affioramento della litofacies calcareo-marnosa delle Argille Varicolori Superiori in corrispondenza della stazione di Solopaca, a SE del centro abitato di Telese.

Infine, la litofacies a dominante pelitica è costituita da argille, argille limose e argille marnose di colore grigio, azzurro, rosso-violaceo e grigio-verdastro (ALVa), caotiche o a struttura scagliosa, con sottili intercalazioni sabbioso-limose grigiastre, diffusi passaggi marnosi grigio-verdastri e frequenti ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate; a luoghi si rinvencono livelli di calcari micritici chiari, calcari-dolomitici grigio-violacei, calcari marnosi siliciferi e arenarie arcosico-litiche grigie, in strati da sottili a medi.

8.1.2 Unità sin-orogene

Tali terreni sono rappresentati da un'unica successione marina tardo-cenozoica, localmente affiorante nel settore centrale e Sud-occidentale dell'area di intervento. A scala regionale, tali depositi poggiano in discordanza su termini litologici non affioranti nell'area e risultano in contatto tettonico con i depositi marini dell'Unità tettonica del Fortore. Nei settori d'intervento tale unità risulta in contatto tettonico con le Argille Varicolori Superiori ed è generalmente ricoperta da spessi depositi quaternari di genesi alluvionale, fluvio-lacustre, vulcanoclastica e detritico-colluviale.

8.1.2.1 Arenarie di Caiazzo

La presente formazione affiora nel settore centrale e Sud-occidentale dell'area di studio, rispettivamente lungo la dorsale di Bosco Caldaia e presso Taverna Starze e località Puparuolo. Si tratta di depositi marini di base scarpata con sporadiche intercalazioni olistostromiche, costituiti da una singola litofacies a dominante arenaceo-marnosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante su unità non affioranti nell'area e risultano in contatto tettonico con le Argille Varicolori Superiori. Tale sequenza presenta uno spessore massimo di circa 600 m ed è riferibile al periodo Tortoniano superiore - Messiniano inferiore.

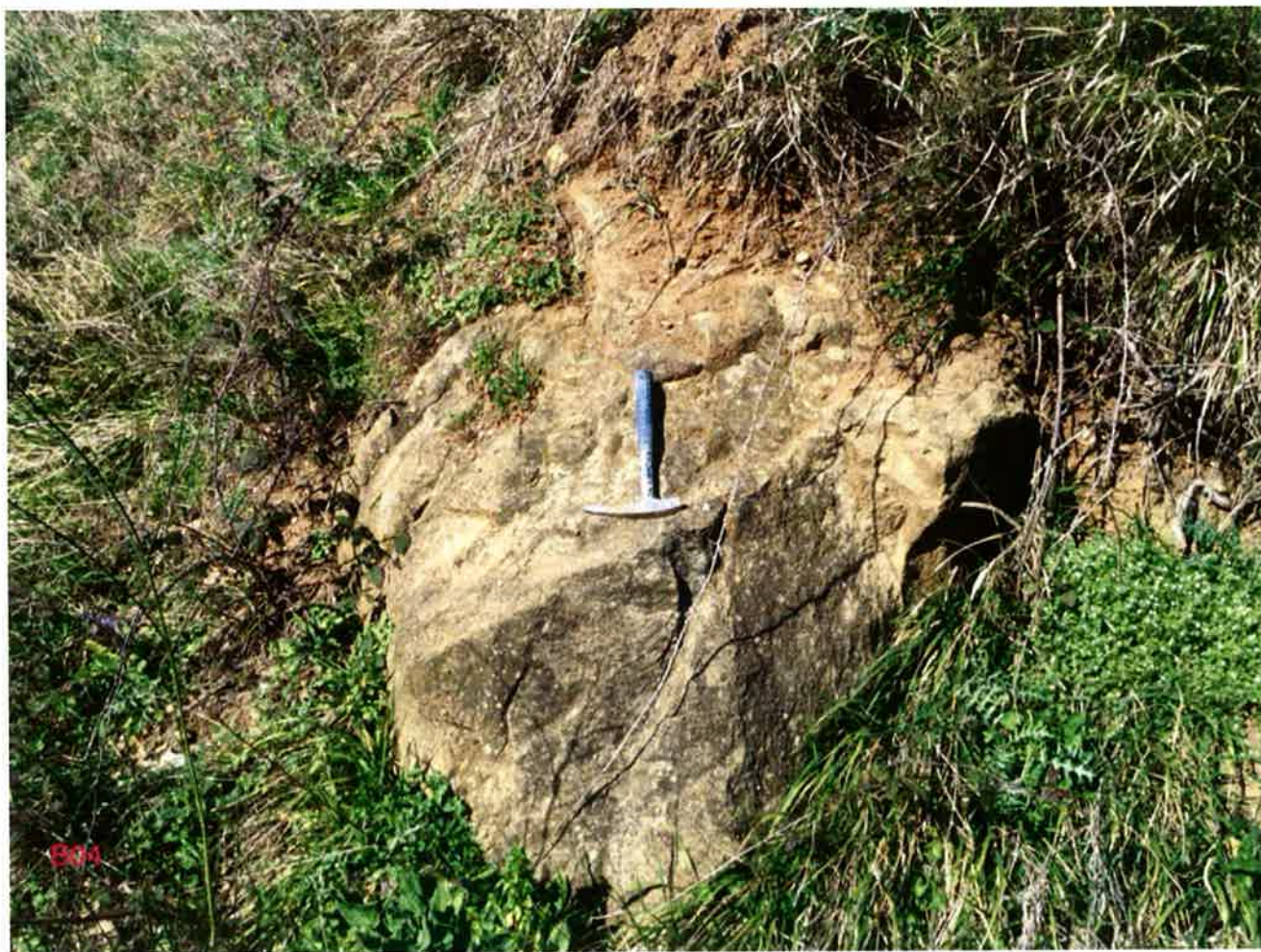


Foto 2 – Affioramento delle Arenarie di Caiazzo in località Masseria Brigida, lungo il margine Sud-orientale del rilievo di Bosco Caldaia, immediatamente ad Est dell'imbocco orientale della Galleria Tuoro S. Antuono.

Tale successione è formata da arenarie quarzoso-feldspatiche e quarzoso-litiche di colore grigio e marrone chiaro (AIZ), in strati da medi a molto spessi, talora a geometria lenticolare, in alternanza con argille limose e argille marnose di colore grigio, nocciola e grigio-verdastro, in strati da molto sottili a sottili; si rinvennero frequenti intercalazioni di sabbie limose e sabbie limoso-argillose di colore grigio e nocciola, in strati da sottili a medi, e locali lenti e/o livelli di conglomerati poligenici a matrice sabbioso-limoso di colore grigio e marrone-



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	32 di 158

rossastro; a luoghi sono presenti olistostromi a elementi extra-bacinali costituiti da calcari, calcilutiti e radiolariti di colore grigio, avana e biancastro, in strati da sottili a medi, talora brecciati.

8.1.3 *Depositi vulcanoclastici*

I litotipi in questione sono costituiti da due unità continentali quaternarie, una di genesi prevalentemente vulcanoclastica e una di genesi fluvio-lacustre ma con frequenti orizzonti vulcanoclastici. Tali terreni risultano ampiamente affioranti in tutta l'area di intervento e, in particolare, in corrispondenza del fondovalle del Fiume Calore e del Fiume Volturno. In generale, tali depositi poggiano in discordanza stratigrafica sulle diverse successioni marine del substrato e sono ricoperti da depositi quaternari di origine alluvionale e detritico-colluviale.

8.1.3.1 Unità di Maddaloni

L'unità in questione affiora in lembi di ridotta estensione esclusivamente a SW di Teleso, in località Pera Tonda, mentre si rinviene diffusamente in tutto il settore di intervento al di sotto delle coperture alluvionali e dei depositi vulcanici del Tufo Grigio Campano. Si tratta di depositi lacustri con frequenti intercalazioni fluviali e vulcanoclastiche, costituiti da quattro differenti litofacies a dominante ghiaioso-sabbiosa, sabbioso-limosa, limoso-argillosa e travertinoso-sabbiosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche e rappresentano il riempimento di paleo-depressioni morfologiche. A luoghi sono presenti locali paleosuoli brunastri a tessitura sabbioso-limosa e limoso-argillosa. L'unità è caratterizzata da uno spessore massimo di circa 70 m ed è ascrivibile al periodo Pleistocene inferiore - Pleistocene superiore.

La litofacies pelitica è costituita da argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi di colore grigio, nocciola e grigio-azzurro (**MDL3**), a struttura indistinta o debolmente laminata, con diffusi inclusi piroclastici e locali ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvengono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, nocciola e giallastro, a struttura indistinta o debolmente laminata, con diffusi inclusi piroclastici e locali ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.

La litofacies sabbioso-limosa, invece, è formata da sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio scuro, verdastro, nocciola e giallastro (**MDL2**), a struttura indistinta o debolmente laminata, con diffusi inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; talora sono presenti passaggi di ceneri a granulometria sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio, marrone e giallastro, a struttura indistinta, con diffuse pomice e scorie di dimensioni millimetriche e centimetriche; a luoghi si rinvengono sottili livelli torbosi di colore nerastro e intercalazioni di limi argillosi grigi e marroni.

Infine, la litofacies ghiaioso-sabbiosa è composta da ghiaie poligeniche ed eterometriche (**MDL1**), da sub-angolose ad arrotondate, con frequenti ciottoli da sub-angolosi ad arrotondati, in matrice sabbiosa, sabbioso-limosa e sabbioso-argillosa di colore grigio, nocciola e giallastro, da scarsa ad abbondante; a luoghi si rinvengono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, marrone e grigio-verdastro, a struttura indistinta, con diffusi inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose a sub-arrotondate.

8.1.4 *Depositi continentali*

Questi terreni sono rappresentati da sei unità continentali quaternarie, ampiamente affioranti in tutto il settore di studio alla base dei rilievi montuosi o in corrispondenza dei principali corsi d'acqua dell'area. In generale, tali depositi sono formati da sedimenti di genesi prevalentemente alluvionale, gravitativa e detritico-colluviale, e poggiano in discordanza stratigrafica su tutte le unità geologiche più antiche.

8.1.4.1 Depositi alluvionali terrazzati

Tale unità si rinviene diffusamente nel settore centrale dell'area di studio e, secondariamente, lungo l'alto corso del Fiume Calore e a valle della confluenza col Fiume Volturno. Si tratta di depositi continentali di canale fluviale, argine e conoide alluvionale, costituiti da tre differenti litofacies a dominante ghiaioso-sabbiosa, sabbioso-limosa e limoso-argillosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche. L'unità presenta uno spessore massimo di circa 100 m ed è riferibile al Pleistocene medio – Pleistocene superiore.

La litofacies prevalentemente pelitica è costituita da argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi di colore grigio-azzurro, marrone e verdastro (**bn3**), a struttura indistinta o debolmente laminata, con sporadici inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate; a luoghi si rinvengono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, marrone e bruno-rossastro, a struttura indistinta, con sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose a sub-arrotondate.



Foto 3 – Affioramenti dei Depositi alluvionali terrazzati ghiaioso-sabbiosi (bn1) mediamente cementati presenti nei pressi della stazione di Solopaca.

La litofacies prevalentemente sabbioso-limosa, invece, è formata da sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, marrone e giallastro (**bn2**), a struttura indistinta o debolmente laminata, con sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvengono passaggi di limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi di colore grigio e marrone, a struttura indistinta, con sporadici inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da sub-angolose a sub-arrotondate.

Infine, la litofacies più grossolana è costituita da ghiaie poligeniche ed eterometriche (**bn1**), da sub-angolose ad arrotondate, con locali ciottoli da sub-arrotondati ad arrotondati, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio, nocciola e giallastro, da scarsa ad abbondante, sciolta o moderatamente cementata; a luoghi si rinvengono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio-azzurro, marrone e giallastro, a struttura indistinta, con sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-arrotondate ad arrotondate; localmente sono presenti lenti e/o livelli di conglomerati a clasti poligenici ed eterometrici, da sub-arrotondati ad arrotondati, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio e giallastro.



Foto 4 - Affioramenti dei Depositi alluvionali terrazzati ghiaioso-sabbiosi (**bn1**) con lenti di sabbie limose, in località Toppo Limata, a SSW del centro abitato di S. Lorenzo Maggiore.

 ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IFOH	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A

8.1.4.2 Depositi alluvionali antichi

Tali depositi affiorano diffusamente lungo tutta la piana alluvionale del Fiume Calore, tra il centro abitato di Ponte e la stazione di Amorusi. Si tratta di depositi continentali canale fluviale, argine, conoide alluvionale e piana inondabile, costituiti da quattro differenti litofacies a dominante ghiaioso-sabbiosa, sabbioso-limosa, limoso-argillosa e travertinoso-sabbiosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche. La successione in esame presenta uno spessore massimo di circa 15 m ed è riferibile all'intervallo Pleistocene superiore – Olocene.

La litofacies travertinoso-sabbiosa è formata da travertini litoidi di colore avana e giallastro (**bc4**), vacuolari e debolmente stratificati, con abbondanti resti vegetali, locali gusci di molluschi, sporadici inclusi piroclastici e frequenti intercalazioni di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore nocciola e giallastro.

La litofacies limoso-argillosa, invece, è costituita da argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi di colore marrone, nocciola e bruno-rossastro (**bc3**), a struttura indistinta o debolmente laminata, con sporadici inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da sub-angolose a sub-arrotondate; a luoghi si rinvengono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, marrone e giallastro, a struttura indistinta, con sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate.

La litofacies sabbioso-limosa è formata da sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, marrone e nocciola (**bc2**), a struttura indistinta o debolmente laminata, con locali livelli travertinosi, sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvengono passaggi di limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi di colore bruno-rossastro, a struttura indistinta, con sporadici inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da sub-angolose a sub-arrotondate.

La litofacies ghiaioso-sabbiosa, infine, è costituita da ghiaie poligeniche ed eterometriche (**bc1**), da sub-angolose ad arrotondate, con locali ciottoli da sub-angolosi a sub-arrotondati, in matrice sabbiosa, sabbioso-limosa e limoso-argillosa di colore grigio, marrone e giallastro, da scarsa ad abbondante; a luoghi si rinvengono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, marrone e giallastro, a struttura indistinta, con sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.

8.1.4.3 Depositi di origine mista

I presenti terreni affiorano unicamente nel settore centrale dell'area di studio, alla base dei rilievi che bordano il margine meridionale della piana fluviale del Fiume Calore, in corrispondenza di località Cerzetole. Si tratta di depositi continentali di versante, conoide alluvionale e colata detritica, costituiti da una singola litofacies a dominante ghiaioso-sabbiosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche e risultano parzialmente eteropici alle Coltri eluvio-colluviali. I suddetti accumuli presentano uno spessore massimo non determinabile e sono ascrivibili all'intervallo Pleistocene superiore – Olocene.

Dal punto di vista sedimentologico, si tratta quindi di ghiaie poligeniche ed eterometriche (**i**), da angolose a sub-arrotondate, con frequenti ciottoli da angolosi a sub-angolosi, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore marrone, giallastro e bruno-rossastro, generalmente abbondante; a luoghi si rinvengono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore marrone e giallastro, a struttura indistinta o debolmente stratificata, con sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate.

8.1.4.4 Depositi alluvionali recenti

Tali depositi affiorano in tutta l'area di interesse lungo le piane alluvionali del Fiume Calore e del Fiume Volturno e, secondariamente, in corrispondenza dei fondovalle dei loro affluenti maggiori. In generale, si tratta di

depositi continentali di canale fluviale, argine, conoide alluvionale e piana inondabile, costituiti da tre differenti litofacies a dominante ghiaioso-sabbiosa, sabbioso-limosa e limoso-argillosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche. La successione in esame presenta uno spessore massimo di circa 20 m ed è riferibile all'Olocene.

La litofacies a dominante pelitica è costituita da argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi di colore marrone e bruno-rossastro (**bb3**), a struttura indistinta o debolmente laminata, con sporadici inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, marrone e giallastro, a struttura indistinta, con sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.



Foto 5 – Depositi alluvionali recenti (**bb1**) presenti in corrispondenza della conoide alluvionale a nord del Fiume Calore, in località Masseria Acquafredda, ad SW del centro abitato di San Lorenzo Maggiore.

La litofacies sabbioso-limosa, invece, è formata da sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore marrone, verde e giallastro (**bb2**), a struttura indistinta o debolmente laminata, con sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose a sub-arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi di colore bruno-rossastro, a struttura indistinta, con sporadici inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.

La litofacies a dominante ghiaioso-sabbiosa, infine, è costituita da ghiaie poligeniche ed eterometriche (**bb1**), da sub-angolose ad arrotondate, con locali ciottoli da sub-arrotondati ad arrotondati, in matrice sabbiosa, sabbioso-limosa e argilloso-sabbiosa di colore grigio, marrone e giallastro, da scarsa ad abbondante; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, marrone e giallastro, a struttura indistinta, con sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.

	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A

8.1.4.5 Depositi alluvionali attuali

I terreni in questione si rinvennero in tutto il settore di studio in corrispondenza delle principali aste fluviali, come quelle del Fiume Calore e del Fiume Volturno. In generale, si tratta di depositi continentali di canale fluviale, argine e conoide alluvionale, costituiti da due differenti litofacies a dominante ghiaioso-sabbiosa e sabbioso-limosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche. L'unità presenta uno spessore massimo di circa 7 m ed è sempre ascrivibile all'Olocene.

La litofacies sabbioso-limosa è costituita da sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, marrone e giallastro (**ba2**), a struttura indistinta o debolmente laminata, con sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvennero passaggi di ghiaie poligeniche ed eterometriche, da sub-angolose ad arrotondate, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio e giallastro, generalmente abbondante.

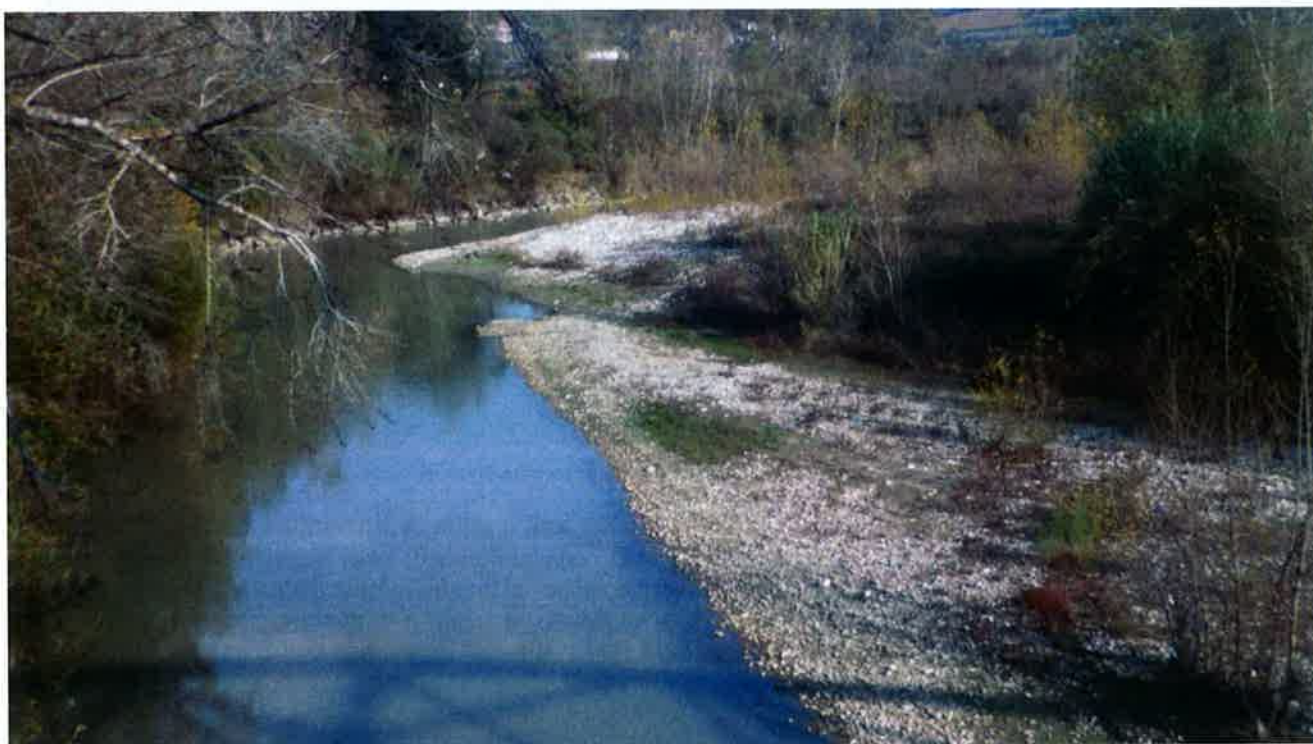


Foto 6 - Depositi alluvionali attuali presenti in corrispondenza dell'alveo del Fiume Calore, immediatamente a SE del Lago di Teleso.

La litofacies ghiaioso-sabbiosa, al contrario, è formata prevalentemente da ghiaie poligeniche ed eterometriche (**ba1**), da sub-angolose ad arrotondate, con frequenti ciottoli da sub-arrotondati ad arrotondati, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio, marrone e giallastro, da scarsa ad abbondante; a luoghi si rinvennero passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, marrone e giallastro, a struttura indistinta, con sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.

8.1.4.6 Coltri eluvio-colluviali

Tali terreni si rinvennero diffusamente in tutta l'area di studio, in corrispondenza delle depressioni impluviali o alla base dei rilievi più acclivi ed estesi. Si tratta di depositi continentali di versante e di alterazione del

substrato, costituiti da una singola litofacies a dominante limoso-argillosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche e risultano parzialmente eteropiche ai Depositi di origine mista. I presenti terreni mostrano uno spessore massimo non determinabile e sono interamente riferibili all'Olocene.



Foto 7 – Affioramento delle Coltri eluvio-colluviali immediatamente a SE di località Noce di Apone, a E del centro abitato di Ponte.

Dal punto di vista litologico, sono formati da argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi di colore marrone, grigio e bruno-rossastro (b2), a struttura indistinta, con abbondanti resti vegetali, sporadici inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate; a luoghi si rinvengono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore marrone, grigio e giallastro, a struttura indistinta, con abbondanti resti vegetali, sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate.

8.2 Assetto strutturale

Dal punto di vista strutturale, l'area di studio è caratterizzata da un assetto piuttosto irregolare ed eterogeneo, essenzialmente connesso con la tettonica compressiva, trascorrente ed estensionale che ha interessato questo settore della Catena Appenninica a partire dal Miocene. In generale, le principali strutture tettoniche appaiono parzialmente sepolte al di sotto dei depositi quaternari e, pertanto, l'esatta definizione dei rapporti geometrici tra le varie unità geologiche è generalmente complessa e di non facile lettura.

8.2.1 Strutture compressive

L'Appennino Campano è caratterizzato dalla presenza di numerosi ed importanti sovrascorrimenti tettonici, responsabili della strutturazione della Catena Appenninica meridionale. Detti elementi determinano il contatto tra i differenti settori di catena e portano, molto spesso, alla sovrapposizione delle varie unità stratigrafico-strutturali

	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IFOH	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A

affioranti nell'area di intervento. Sulla scorta dei rilievi di campo condotti e degli studi bibliografici disponibili, è possibile suddividere i fronti di sovrascorrimento in due gruppi principali, con andamento e caratteristiche sensibilmente differenti.

Al primo gruppo di strutture compressive è riferibile il *thrust* che caratterizza il margine occidentale delle colline di Teleso a Ovest della stazione di Solopaca, lungo il bordo settentrionale della valle del Fiume Calore. Tale sovrascorrimento presenta un andamento circa NE-SW e vergenza Nord-occidentale e determina la sovrapposizione dei termini argilloso-marnosi e calcareo-marnosi delle Argille Varicolori Superiori sui depositi silicoclastici delle Arenarie di Caiazzo.

Il secondo gruppo di strutture, invece, interessa i settori più orientali della zona di studio e, in particolare, i rilievi collinari posti ad Est di Torrecuso. Si tratta, in questo caso, di un *thrust* a medio e basso angolo che determina la sovrapposizione dei termini pelitici, calcareo-marnosi e calcarei delle Argille Varicolori Superiori sui litotipi arenaceo-marnosi e argilloso-marnosi della Formazione di San Giorgio. Il fronte di sovrascorrimento risulta disseccato da numerosi elementi distensivi ad alto angolo e, in generale, presenta un andamento variabile da N-S a NW-SE e NE-SW.

8.2.2 Strutture distensive

Le strutture distensive sono senza dubbio le più diffuse nei settori di studio, in quanto interessano buona parte dei termini litologici del substrato e, localmente, i termini fluvio-lacustri e vulcanoclastici che colmano le depressioni morfostrutturali della Piana del Fiume Calore. Tali elementi tagliano gran parte delle strutture tettoniche più antiche e influenzano direttamente l'assetto morfologico superficiale dell'intera area di studio, soprattutto in corrispondenza dei rilievi presenti lungo l'alto corso del Fiume Calore, tra il centro abitato di Ponte e Benevento.

Tali rilievi sono interessati da numerose strutture distensive, che dislocano i termini litologici del substrato formando un sistema a gradinata ribassato verso il margine meridionale della dorsale. Le suddette faglie sono riferibili a un sistema principale, orientato grossomodo ENE-WSE, e a due sistemi secondari, ad asse circa NW-SE e NE-SW. Il sistema principale è responsabile della dislocazione dei termini litologici dell'Unità del Fortore nei settori più meridionali della dorsale, mentre i sistemi secondari tagliano i litotipi delle Argille Varicolori Superiori immediatamente a SE del centro abitato di Ponte. Le faglie in questione sono generalmente ad alto angolo o sub-verticali e, nella maggioranza dei casi, mostrano rigetti variabili tra qualche metro e alcune decine di metri.

Lungo la piana alluvionale del Fiume Calore, invece, sono presenti numerose strutture distensive sepolte, orientate secondo quattro sistemi principali, ad asse NW-SE, NE-SW, E-W e N-S. Tali elementi ad alto angolo tagliano essenzialmente i termini litologici del substrato sedimentario presente al di sotto delle coperture continentali della piana alluvionale, anche se localmente interessano anche i terreni più recenti delle successioni vulcanoclastiche e fluvio-lacustri.

Le colline a W di Teleso sono interessate da due faglie dirette sub-verticali, che bordano il margine Nord-orientale e Sud-occidentale del rilievo con andamento circa NW-SE e NE-SW. Tali elementi risultano sepolti al di sotto delle spesse coperture alluvionali quaternarie e, in generale, sono responsabili della giustapposizione dei termini litologici delle Argille Varicolori Superiori con i litotipi delle Arenarie di Caiazzo.

Subito a SE del centro abitato di Teleso, infine, è presente una faglia diretta potenzialmente attiva e capace, orientata NW-SE, che ribassa i settori Sud-occidentali della piana del Fiume Calore. Questa struttura, priva di evidenze di fagliazione superficiale, taglia interamente i depositi dell'Unità di Maddaloni e in parte i Depositi alluvionali terrazzati con un rigetto stimato nell'ordine di qualche metro.

8.2.3 *Assetto giaciturale*

Per quanto riguarda l'assetto giaciturale, i termini carbonatici e silicoclasti dell'Unità del Fortore e delle Coperture sin-orogene sono caratterizzati da un assetto per lo più caotico e fortemente eterogeneo, in quanto direttamente influenzato dagli elementi tettonici presenti nell'area. Infatti, tutti termini litologici del substrato sedimentario sono interessati da elementi di tettonica fragile, quali faglie e sovrascorrimenti, oltre che da numerose strutture plicative a piccola e media scala.

I depositi vulcanoclastici che colmano la valle del Fiume Calore, invece, sono contraddistinti da un assetto fondamentalmente tabulare in quanto rappresentano il riempimento recente delle paleo-depressioni morfologiche. Tali depositi non sono stati interessati da tettonica compressiva e pertanto risultano privi di strutture plicative, anche se localmente caratterizzati da strutture fragili connesse alla tettonica estensionale quaternaria.

9 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO REGIONALE

L'assetto geomorfologico dell'Appennino campano risulta caratterizzato dalla presenza di spesse successioni marine meso-cenozoiche a dominante calcareo-dolomitica, arenaceo-sabbiosa e argilloso-marnosa, variamente affioranti in corrispondenza dei rilievi collinari e montuosi più estesi (Boscaino 2000; Patacca & Scandone 2007; Carannante et al. 2012). I depositi continentali quaternari, invece, sono particolarmente diffusi in corrispondenza delle principali pianure morfologiche dell'area, quali la Piana Campana, la valle del Fiume Calore e la media valle del Fiume Volturno (Di Girolamo et al. 1973; Brancaccio et al. 1991; Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012).



Figura 10 – Modello digitale del terreno della Regione Campania (da APAT 2007).

I settori di affioramento di successioni carbonatiche sono caratterizzati da un paesaggio prevalentemente montuoso con pendenze medio-alte, elevata energia di rilievo e diffusa presenza di forme carsiche e strutturali (Del

	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IFOH	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A

Prete et al. 2004; Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012). L'area montuosa più rappresentativa è quella del massiccio Taburno-Camposauro, che risulta bordata da imponenti versanti di faglia sia sul bordo meridionale che su quello settentrionale. Tale rilievo è attraversato da numerosi elementi tettonici trasversali, generalmente di tipo distensivo, mentre la parte bassa dei versanti è in genere caratterizzata dalla presenza di vasti *glacis* d'accumulo derivanti dalla coalescenza di grandi conoidi alluvionali e falde detritiche (Magliulo et al. 2007; Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012). Lungo il margine tirrenico della catena, invece, le unità carbonatiche sono rappresentate dalla dorsale dei Monti di Avella-Caserta, anch'essi delimitati da importanti versanti strutturali ad andamento appenninico, impostati lungo le faglie bordiere del *Graben* Campano (Brancaccio et al. 1991; Romano et al. 1994; Carannante et al. 2012).

I paesaggi di tipo collinare risultano impostati su associazioni litologiche arenaceo-marnose e sabbioso-argillose e, in generale, sono caratterizzati da versanti con pendenze medio-basse, modesta energia di rilievo e diffusa presenza di incisioni fluviali e morfologie di tipo gravitativo (Cinque & Romano 2001; Chiocchini 2007). I terreni affioranti offrono una bassa resistenza all'erosione e pertanto, nonostante la presenza strutture tettoniche di importanza regionale, non si rinvengono eclatanti morfologie di tipo strutturale (Carannante et al. 2012). I versanti sono generalmente caratterizzati da profili trasversali concavo-convessi e risultano planimetricamente molto articolati, sia per il susseguirsi di vallecole da erosione lineare sia per la presenza di nicchie e cumuli di frana di varia natura e dimensione (Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012).

I settori pianeggianti della Piana Campana, della valle del Fiume Calore e della media valle del Fiume Volturno derivano invece dall'aggradazione di materiali vulcanoclastici e fluvio-lacustri sul fondo di conche subsidenti, generatesi probabilmente in seguito all'attività tettonica delle faglie bordiere dei rilievi carbonatici (Carannante et al. 2012). Nel corso del Pleistocene medio buona parte dell'attuale *Graben* Campano risulta occupata dal mare, essenzialmente a causa della forte subsidenza tettonica registrata in tutto il settore della piana (Brancaccio et al. 1991; Romano et al. 1994; Carannante et al. 2012).

In seguito all'Ultimo Interglaciale, buona parte dell'attuale Piana Campana emerge dal mare e si registra la messa in posto dell'Ignimbrite Campana (Di Girolamo et al. 1973; De Vivo et al. 2001). La risposta dei sistemi fluviali a tale variazione del livello di base è associata agli inasprimenti climatici dell'Ultimo Glaciale (50-18 ka) e si traduce, fondamentalmente, in un'intensa fase di incisione che determina la dissezione dei depositi vulcanici e la formazione di terrazzi lungo le principali aste vallive (Carannante et al. 2012). La dinamica recente ed attuale delle piane tettoniche e alluvionali, infine, è essenzialmente riconducibile a processi fluviali e gravitativi (Brancaccio et al. 1991; Carannante et al. 2012).

9.1 Morfologia dei sistemi fluviali

I principali elementi morfologici dell'area di studio sono direttamente connessi al reticolo idrografico superficiale e alle numerose forme di erosione ed accumulo operate dalle acque correnti dei principali corsi d'acqua (Chiocchini 2007). Questi ultimi, in particolare, sono rappresentati dal Fiume Volturno e dal Fiume Calore, suo immissario

La valle intramontana presente a Ovest della dorsale dei Monti Taburno-Camposauro ricade nel bacino idrografico del Fiume Volturno, una delle principali aste di drenaggio superficiale dell'Appennino Campano. Il paesaggio di tale settore è caratterizzato dalla presenza di un ampio fondovalle, bordato ai suoi margini da almeno due ordini di terrazzi (Scarsella 1971; Carannante et al. 2012). Il più alto è localizzato tra i 150 ed i 200 m s.l.m. ed è associato a lembi di conglomerati fluviali a clasti poligenici, mentre il più basso è posto intorno ai 70 m s.l.m. e coincide con la superficie sommitale dell'Ignimbrite Campana (Carannante et al. 2012). La valle che il Fiume Volturno ha scavato all'interno di questa potente formazione vulcanica risulta abbastanza ampia ed è caratterizzata



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	42 di 158

da un alveo con tracciato prevalentemente meandriforme, che per lunghi tratti risulta imbrigliato in argini artificiali (Carannante et al. 2012).

La valle fluviale del Fiume Calore, presente a Nord ed a Est della dorsale dei Monti Taburno-Camposauro, mostra invece una morfologia collinare con pendii generalmente dolci. L'area in questione è interessata da un elevato numero di corsi d'acqua torrentizi che confluiscono in tre aste principali orientate SW-NE: il T. Serretella, il T. Losappio e il T. Ienga, tutti affluenti di sinistra del F. Calore (Chiocchini 2007). Quest'ultimo presenta un andamento planimetrico con forma all'incirca rettangolare connesso verosimilmente alle fasi della neotettonica (Chiocchini 2007).

Il controllo strutturale sull'evoluzione pliocenica è evidenziato da numerosi corsi d'acqua, che si impostano lungo le principali linee tettoniche. In effetti, l'andamento rettilineo in direzione E-W e N-S dei principali corsi d'acqua dell'area, oltre che le brusche deviazioni degli stessi, suggeriscono che lungo dette direttrici sono presenti faglie sub-verticali connesse a dislocazioni recenti (Chiocchini 2007). Per il F. Calore questa ipotesi è confermata dai dati relativi alla sequenza sismica del 1990, che ha evidenziato la presenza di un allineamento E-W a NW di Benevento (Iannaccone et al. 1992; Chiocchini 2007).

Le alluvioni antiche si rinvergono essenzialmente lungo il tratto ad andamento circa E-W del F. Calore, tra il centro abitato di Ponte e la confluenza col F. Volturno. Inoltre, il corso del F. Calore evidenzia una brusca deviazione verso Nord quasi all'altezza di Castelpoto (Chiocchini 2007). Questi fatti suggeriscono che la dorsale Torrecuso – M. Pallotta si sia strutturata durante lo sviluppo del suddetto corso d'acqua, favorendo così il sovralluvionamento della valle e l'accumulo di spessi depositi alluvionali terrazzati. A seguito di una ulteriore fase di sollevamento, l'erosione della soglia determina la scomparsa del bacino di Benevento ed il reticolo idrografico si approfondisce erodendo i depositi alluvionali precedenti, che ora si rinvergono fino a circa 70-80 m sull'alveo attuale (Pescatore et al. 1996; Chiocchini 2007).

9.2 Processi di versante e depositi di copertura

A causa del complesso assetto geologico-strutturale, l'Appennino Campano è caratterizzato da morfodinamiche di versante piuttosto complesse e diversificate. Infatti, mentre sui versanti che intagliano unità terrigene sono molto frequenti fenomeni gravitativi riconducibili a frane da colamento o scivolamento in terra, sui rilievi carbonatici tali morfodinamiche risultano notevolmente più contenute e limitate a piccoli crolli o scivolamenti in roccia lungo le principali cornici litologiche (Revellino et al. 2006; Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012). Peculiari sono inoltre le frane da scorrimento-colata rapida che interessano le coperture piroclastiche presenti lungo i rilievi carbonatici che bordano la Piana Campana (Di Crescenzo & Santo 1999; Chiessi et al. 2003; Crosta & Dal Negro 2003; Revellino et al. 2006; Carannante et al. 2012).

Le frane da colamento e scorrimento prevalgono nelle zone di affioramento dei depositi sin-orogeni e dell'Unità del Fortore (Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012), generalmente rappresentati da sedimenti marini a dominante argilloso-marnosa, pelitico-arenacea e conglomeratico-sabbiosa. Tali terreni presentano in genere una bassa resistenza al taglio e spesso risultano destrutturati dagli elementi tettonici che tagliano il substrato, quali pieghe, faglie e sovrascorrimenti. Pertanto, nei settori in cui il raccordo tra crinale e fondovalle presenta una bassa maturità morfologica, l'elevata pendenza dei versanti ed il *local relief* costituiscono la condizione morfogenetica principale per l'innescare di tali fenomeni di instabilità (Carannante et al. 2012).

In questi settori i fenomeni di dissesto sono principalmente di tipo complesso, mentre meno frequenti risultano le colate e gli scivolamenti rotazionali singoli (Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012). In generale, si tratta di movimenti con velocità da lenta a moderata e con stato di attività per lo più quiescente, come evidenziato

dall'alto grado di degradazione morfologia dei settori di nicchia ed accumulo (Carannante et al. 2012). Tale condizione è dovuta a processi di denudazione legati sia al deflusso delle acque superficiali che ai fenomeni di soliflusso e/o *creep* che interessano buona parte delle masse instabili.

In corrispondenza dei litotipi carbonatici, i movimenti franosi sono rappresentati principalmente da crolli, ribaltamenti e scivolamenti in roccia (Revellino et al. 2006; Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012). Questi fenomeni si verificano in genere in corrispondenza di pareti rocciose ad alta acclività, come le *free face*, e sono dovuti sia all'elevato grado di alterazione e/o destrutturazione della roccia che alla presenza di numerose discontinuità primarie e secondarie (Carannante et al. 2012).

I versanti impostati su rocce carbonatiche e ammantati da spesse coperture di piroclastiti sciolte, infine, sono interessati da importanti movimenti franosi impostati essenzialmente nei depositi vulcanoclastici (Di Crescenzo & Santo 1999; Chiessi et al. 2003; Crosta & Dal Negro 2003; Revellino et al. 2006). Tali fenomeni sono rappresentati da frane complesse in terra o detrito, derivanti da scivolamenti traslativi delle coperture piroclastiche che evolvono nella parte medio-bassa del pendio in colamenti rapidi ad elevato contenuto d'acqua (Celico & Guadagno 1998; Crosta & Dal Negro 2003; Revellino et al. 2006).

Dopo l'iniziale mobilitazione, il materiale di frana segue un percorso non canalizzato e, generalmente, incrementa la sua massa a seguito del coinvolgimento delle sottostanti coperture del pendio (Revellino et al. 2006). Nel caso in cui sussistano specifiche condizioni morfologiche, uno o più fenomeni possono incanalarsi in uno stesso fosso e determinare la formazione di veri e propri *debris flow*, che si propagano verso valle erodendo i depositi dell'alveo in cui risultano incanalati (Di Crescenzo & Santo 1999; Revellino et al. 2006). Alla base dei pendii e all'uscita dai canali i flussi si espandono e il materiale di frana è spesso rielaborato dalle acque superficiali, con la conseguente formazione di flussi iperconcentrati che si propagano verso le zone vallive (Revellino et al. 2006; Hungr et al. 2014).

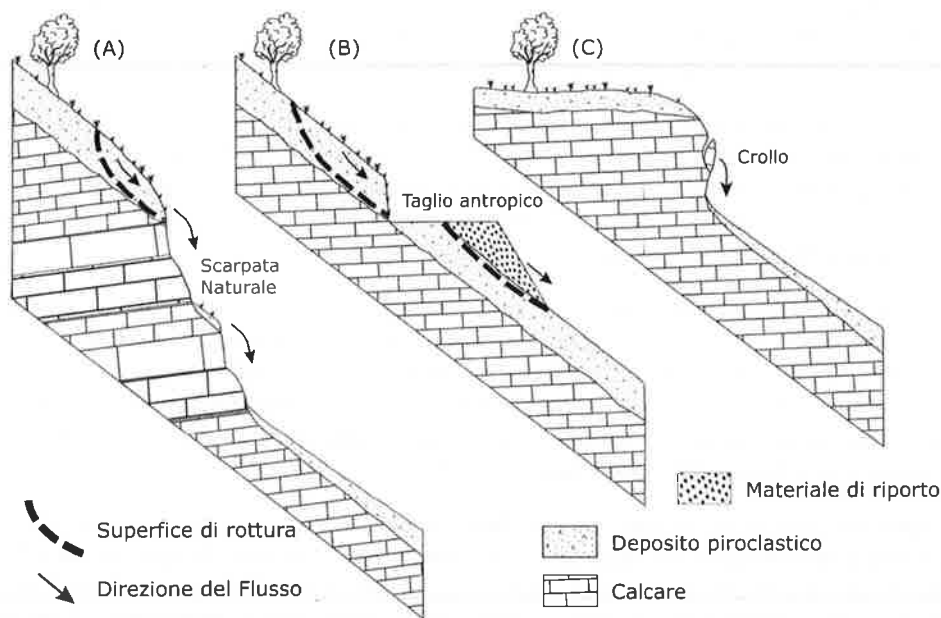


Figura 11 – Sezioni schematiche lungo un versante carbonatico ricoperto da piroclastiti: A) meccanismo di innesco in corrispondenza di una scarpata naturale; B) meccanismo di innesco in corrispondenza di un taglio antropico; C) meccanismo di innesco in seguito ad un crollo (da Revellino et al. 2006).

In genere, le tracce morfologiche di tali fenomeni sono poco conservative e tendono a risultare del tutto invisibili nel giro di alcune decine di anni, essenzialmente per via della ricostruzione della copertura piroclastica e per l'attecchimento della vegetazione arborea (Carannante et al. 2012). Anche gli accumuli non mostrano chiare evidenze morfologiche, in quanto vanno a costituire corpi più ampi quali fasce detritiche alla base dei versanti e conoidi di natura prevalentemente piroclastica allo sbocco dei valloni (Di Crescenzo & Santo 1999; Revellino et al. 2006; Carannante et al. 2012).

9.3 Morfologia carsica

Buona parte dei massicci carbonatici dell'Italia meridionale sono affetti da importanti fenomeni di carsismo, sia ipogei che epigei (Santo et al. 2007; Di Crescenzo & Santo 2013). Le morfologie carsiche più diffuse nell'Appennino Campano sono rappresentate dai campi carsici, sia attivi come Il Campo del Monte Camposauro e il Campo di Cepino del Monte Taburno, che inattivi come la Piana di Castelmorrone e di Durazzano dei Monti di Caserta (Del Prete et al. 2004; Santo et al. 2007; Carannante et al. 2012). Negli ultimi due, in particolare, la reincisione operata dai Torrenti Tenda e Polizzi ha portato in affioramento la formazione del Tufo Grigio Campano e le unità vulcaniche più antiche, che ne costituiscono il riempimento (Carannante et al. 2012).

Tra le forme carsiche bisogna ricordare, inoltre, le numerose doline da crollo presenti sia nei Monti di Caserta che lungo la fascia pedemontana del Monte Camposauro. Tali elementi si distribuiscono nella parte medio-alta dei rilievi carbonatici o, talora, nella zona pedemontana dei detriti di falda che li ricoprono (Di Crescenzo & Santo 2013). I *sinkholes* si sviluppano preferenzialmente all'interno di fasce allungate parallelamente alle faglie bordiere delle strutture carbonatiche, in quanto risultano strettamente connesse ai settori maggiormente cataclasiati delle *master fault* (Santo et al. 2011; Di Crescenzo & Santo 2013).

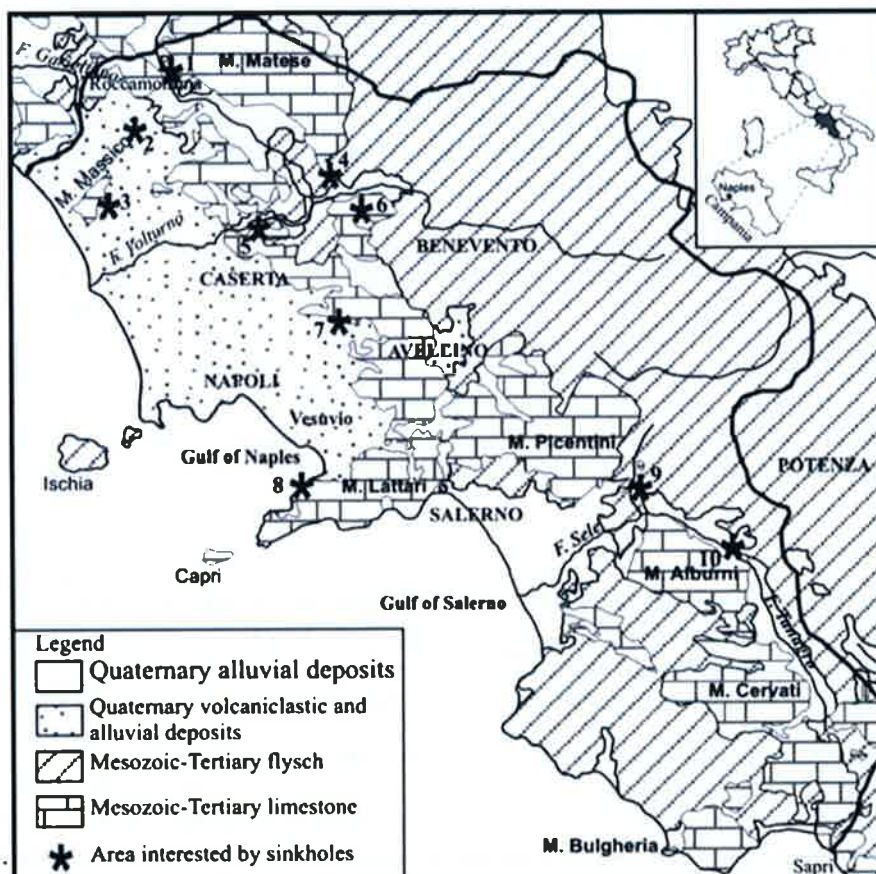


Figura 12 – Carta geologica della Regione Campania con indicazione della distribuzione delle principali aree con *sinkholes*: 1) Mastrati; 2) Lago di Vairano; 3) Agro Falerno; 4) Telese; 5) Castelmorrone; 6) Solopaca; 7) Canello; 8) Jala; 9) Contursi; 10) Petrosa (da Del Prete et al. 2004)

Diversi fenomeni di sprofondamento in rocce carbonatiche, classificabili come *collapse sinkhole*, sono presenti lungo le dorsali dei Monti di Caserta e Maddaloni (Del Prete et al. 2004; Santo et al. 2007; Carannante et al. 2012). A Sud di Castelmorrone, infatti, sono presenti due grandi *sinkholes* denominati Còmmole, la più grande delle quali presenta una profondità di circa 100 m e un diametro di 200 m (Del Prete et al. 2004). Il 28 marzo del 1960, nell'area di Castelmorrone è avvenuto uno sprofondamento di circa 25 m di diametro e 15 m di profondità nel Tufo Grigio Campano (Scherillo et al. 1966), la cui morfologia è ancora ben evidente. Altre fenomenologie simili sono presenti, infine, in località il Castello a Valle di Maddaloni e lungo le pendici occidentali dei rilievi carbonatici che bordano la Piana Campana tra Caserta e Maddaloni (Del Prete et al. 2004).

Numerose doline di una certa rilevanza sono localizzate invece nei dintorni di Solopaca, all'interno delle coperture detritiche presenti alla base del massiccio carbonatico del Monte Camposauro (D'Argenio 1967; Del Prete et al. 2004; Carannante et al. 2012). Tali elementi sono interpretabili come *cover sinkholes* e risultano distribuiti lungo una fascia allineate in direzione circa NE-SW, a quote variabili tra i 100 ed i 300 m s.l.m. (Del Prete et al. 2004; Di Crescenzo & Santo 2013). Dal punto di vista morfologico, presentano una morfologia generalmente circolare o ellittica, con pareti a V talora rimodellate da piccoli fenomeni franosi sui cigli (Del Prete et al. 2004). Il fondo è solitamente piatto e, nonostante vengano comunemente chiamati Laghi, risultano privi di ristagni d'acqua di una certa rilevanza.



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	46 di 158

In corrispondenza del rilievo di Montepugliano, a Nord di Telese, sono presenti almeno 15 *collapse sinkholes*, con un diametro massimo fino a 250 m ed una profondità di circa 100 m (Del Prete et al. 2004; Santo et al. 2007; Di Crescenzo & Santo 2013). Secondo le fonti storiche locali, alcuni di loro ebbero origine a seguito degli eventi sismici del 1349 e del 1805 (Del Prete et al. 2004). In base ad evidenze geomorfologiche ed idrogeologiche, la genesi di tali doline sarebbe da imputare alla presenza di un reticolo carsico sotterraneo molto sviluppato, strettamente connesso ad oscillazioni del livello di base della falda e a fenomeni ipercarsici per miscelazione di acque ricche in CO₂ e H₂S (Corniello & De Risio 1986; Del Prete et al. 2004).

Nella piana alluvionale di Telese, al di fuori del settore di specifico riferimento progettuale, sono presenti numerosi *cover sinkhole* all'interno dei depositi quaternari di copertura della piana alluvionale del Fiume Calore (Del Prete et al. 2004; Di Crescenzo & Santo 2013). Nonostante le dimensioni generalmente limitate tali fenomeni hanno arrecato diversi danni al centro abitato, come nel caso della voragine che si è aperta il 7 febbraio 2002, avente un diametro di circa 30 m ed una profondità di 6 m (Del Prete et al. 2004). Più significativa è sicuramente la fenomenologia del lago di Telese, anch'esso formatosi secondo le fonti storiche in occasione dell'evento sismico del settembre 1349 (Rossi 1857; Riccardi 1927). Questa *sinkhole* è evidenziato da ripide scarpate intagliate nel travertino e presenta un diametro di circa 300 m ed una profondità di circa 10 m (Del Prete et al. 2004).

9.4 Attività estrattive

Il settore di studio è caratterizzato dalla presenza di numerose attività estrattive, concentrate principalmente nelle aree di fondovalle e al margine dei rilievi carbonatici più estesi. Le cave sono utilizzate prevalentemente per l'approvvigionamento di rocce carbonatiche e prodotti piroclastici sia sciolti che litoidi (Carannante et al. 2012), anche se non mancano aree di estrazione di ghiaie fluviali nei settori di piana alluvionale del F. Calore.

I calcari estratti nell'area sono generalmente impiegati come materiali da costruzione, ma trovano ampio utilizzo anche nel campo della produzione di cementi, calce, inerti e carbonato di calcio ad uso edilizio, agroalimentare e industriale (Carannante et al. 2012). I prodotti piroclastici, invece, sono essenzialmente riconducibili alla *facies* litoide del Tufo Grigio Campano e vengono utilizzati per la produzione di mattoni per l'industria edile (Carannante et al. 2012). Le ghiaie fluviali sono ampiamente utilizzate sia come inerti per il calcestruzzo, sia per la realizzazione di rilevati stradali (Chiocchini 2007).

10 ASSETTO GEOMORFOLOGICO LOCALE

In generale, le caratteristiche geomorfologiche dell'area sono direttamente influenzate dal locale assetto stratigrafico e strutturale dei termini litologici affioranti, oltre che dai fenomeni di modellamento superficiale verificatisi durante il Quaternario e dalle importanti variazioni eustatiche succedutesi nel tempo.

L'evoluzione morfologica del territorio ed i principali elementi geomorfologici rilevati, pertanto, sono direttamente connessi al deflusso delle acque correnti superficiali ed ai fenomeni gravitativi e/o erosivi agenti lungo i versanti. Ad essi si aggiungono, inoltre, locali elementi di origine strutturale, processi di genesi carsica, depositi di origine vulcanica e forme di genesi antropica.

Di seguito vengono descritti, nel dettaglio, i principali elementi geomorfologici presenti nell'area ed i relativi fattori morfoevolutivi, con esplicito riferimento a quanto riportato nelle cartografie tematiche in allegato alle presenti note.

	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IFOH	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV A

10.1 Elementi idrografici

In generale, il reticolo idrografico presenta uno sviluppo piuttosto articolato ed un *pattern* sub-dendritico o sub-angolato, che segue le principali direttrici tettoniche dell'area. La struttura della rete idrografica, pertanto, risulta fortemente condizionata sia dalla natura litologica del substrato che dagli elementi strutturali che lo hanno interessato. Il reticolo idrografico infatti si presenta più esteso ed articolato nei settori di affioramento dei litotipi a dominante pelitica e meno articolato, con andamento sub-rettilineo, nelle aree di affioramento dei termini litologici a comportamento litoide o pseudo-litoide.

Il settore oggetto di studi è caratterizzato da numerosi corsi d'acqua, a carattere stagionale e/o torrentizio, oltre che da diffusi canali e solchi di erosione concentrata di limitata estensione. I principali corsi d'acqua sono rappresentati dal Fiume Volturno e dal Fiume Calore, suo immissario in sinistra idrografica. Ad essi si aggiungono ulteriori elementi idrografici rappresentati da Ovest verso Est dal T. Truoro, dal T. Ratello e dal T. Ianare.



Foto 8 – Vista panoramica del F. Calore, in località ponte Torello a Est del centro abitato di Castel Campagnano.

10.2 Elementi strutturali e tettonici

Un importante ruolo nell'evoluzione morfologica del territorio è svolto, ovviamente, dall'assetto strutturale dei litotipi affioranti e dal loro differente grado di erodibilità, legato essenzialmente alla natura litologica e sedimentologica dei depositi. Ad essi si aggiungono i numerosi elementi tettonici presenti nell'area, connessi alla complessa evoluzione tettonica che ha interessato i settori di catena in questione a partire dal Miocene.

La morfogenesi selettiva ha portato, infatti, allo sviluppo di forme morbide e poco marcate in corrispondenza dei settori di affioramento di termini litologici prevalentemente pelitici e arenaceo-marnosi, che

risultano caratterizzati da ampie vallate e pendii poco acclivi privi di bruschi stacchi morfologici. Nelle aree di affioramento dei termini litologici a comportamento lapideo o pseudo-lapideo, al contrario, la morfogenesi selettiva ha portato allo sviluppo di forme più aspre e marcate, caratterizzate da strette vallate e versanti molto acclivi, spesso interrotti da bruschi stacchi morfologici connessi ad importanti elementi tettonici o con le superfici di strato dei livelli più competenti.

I settori di piana alluvionale e le grandi depressioni morfostrutturali, come la Piana del Fiume Calore e del Fiume Volturno, sono invece caratterizzate dalla presenza di spessi depositi di copertura, di genesi prevalentemente alluvionale, fluvio-lacustre, vulcanica e detritico-colluviale. In tali aree la morfogenesi selettiva svolge quindi un ruolo di secondaria importanza nell'evoluzione geomorfologica dei rilievi, in quanto subordinata ai processi deposizionali e di alterazione *in situ* dei litotipi affioranti.

Infine i principali elementi strutturali presenti nell'area, connessi alla tettonica compressiva, trascorrente ed estensionale che ha interessato tale porzione di catena a partire dal Miocene, risultano particolarmente evidenti in tutto il settore di interesse e, in modo particolare, nelle aree di affioramento dei termini litologici più competenti. I suddetti elementi, comunque, tagliano almeno in parte anche i depositi di copertura più antichi ma non risultano direttamente rilevabili sul terreno a causa della particolare conformazione geologica del territorio.

10.3 Forme, processi e depositi gravitativi

I fenomeni gravitativi di versante, nell'attuale contesto morfo-climatico, rappresentano un fattore morfoevolutivo di primaria importanza nell'evoluzione dei rilievi, in particolare nei settori centrali e orientali dell'area di studio. Essi infatti svolgono un importante ruolo nel modellamento dei versanti e nell'evoluzione geomorfologica del territorio. La loro presenza è limitata, generalmente, alle zone di affioramento depositi alluvionali terrazzati e dei versanti argilloso-marnosi e arenaceo marnosi, che bordano il fondovalle del Fiume Calore.

Nei settori collinari sono presenti, infatti, diversi dissesti riconducibili sia a fenomeni di deformazione viscosa delle coltri (*creep* e/o soliflusso) che a movimenti franosi *s.s.*. Si tratta generalmente di fenomeni piuttosto superficiali e di scarsa intensità, anche se non mancano elementi gravitativi di particolare estensione ed importanza. Spesso, in corrispondenza delle aree impluviali più estese o lungo solchi di erosione più importanti, si rinvencono intere porzioni di versante interessate da movimenti gravitativi superficiali, che nel complesso vanno a costituire veri e propri bacini di frana.

I fenomeni di dissesto sono originati dall'azione congiunta di vari fattori, quali elementi tettonici, caratteristiche fisico-meccaniche dei terreni, dinamica delle acque superficiali e sotterranee e attuale uso del suolo (pratiche agrarie intensive). In un tale contesto geologico-strutturale, i movimenti di versante seguono generalmente canali preferenziali dettati, in massima parte, dalla tettonica e dai fenomeni erosivi connessi dal deflusso delle acque correnti superficiali.

I fenomeni gravitativi si verificano generalmente come complessi sistemi di frane, caratterizzati dalla dislocazione di masse lungo il pendio e dal successivo rimaneggiamento delle stesse ad opera degli agenti esogeni e delle acque di origine meteorica. Queste ultime, a loro volta, portano allo sviluppo di nuovi fenomeni di dissesto ed alla riattivazione di quelli già esistenti, trovando nelle scarse caratteristiche di resistenza dei terreni rimaneggiati e/o alterati i presupposti per il raggiungimento di nuove e localizzate condizioni di instabilità.

Nelle aree di affioramento dei depositi alluvionali terrazzati, inoltre, un importante ruolo è svolto dalla presenza alla base del rilievo della successione fluvio-lacustre di Maddaloni, in *facies* prevalentemente pelitica. Infatti, nelle zone dove il contatto tra le due unità emerge in superficie si registra un numero di fenomeni franosi

decisamente maggiore alle altre aree di affioramento delle alluvioni terrazzate, essenzialmente a causa dello scadimento delle caratteristiche di resistenza meccanica dell'intero versante. Inoltre, la presenza di terreni pelitici ad una quota elevata favorisce la presenza di una falda freatica piuttosto alta, sostenuta dai livelli poco permeabili di base e chiaramente interferente con la dinamica di versante superficiale.

Nel complesso, i movimenti franosi individuati sono classificabili come colamenti, scivolamenti e frane complesse in terra (*sensu* Varnes 1979), con stadio avanzato o senile. Lo stato è variabile dall'attivo all'inattivo, mentre la distribuzione è per lo più retrogressiva o multidirezionale, raramente costante. Le velocità dei fenomeni sono mediamente piuttosto basse mentre le superfici di rottura sono generalmente comprese tra 2 e 6 m di profondità, e solo localmente più profonde.

In corrispondenza dei terrazzi morfologici dove affiorano i depositi alluvionali terrazzati, inoltre, si rinvencono diffuse scarpate di degradazione con altezza ed andamento variabili. Tali elementi morfologici risultano sempre attivi e sono impostati, generalmente, in corrispondenza di allineamenti morfostrutturali di una certa rilevanza quali faglie, fratture e piani di strato. In corrispondenza delle colline di Telese, in destra idrografica del Fiume Calore, si rinvencono invece diffuse scarpate di degradazione attive impostate sui depositi vulcanoclastici e travertinoso-sabbiosi dell'Unità di Maddaloni e del Tufo Grigio Campano.



Foto 9 – Fenomeni di crollo s.l. che interessano i termini calcareo-marnosi delle Argille Varicolori Superiori.

Alla base dei rilievi più acclivi ed estesi si rinvengono, inoltre, diffuse coltri detritiche provenienti dall'alterazione e dallo smantellamento dei litotipi presenti. Tali coltri sono particolarmente diffuse nelle aree di affioramento dei termini calcareo-marnosi e calcareo-dolomitici delle Argille Varicolori Superiori, dove si rinvengono numerose scarpate di degradazione interessate da fenomeni di crollo e/o scivolamento in roccia.

10.4 Forme, processi e depositi dovuti alle acque correnti superficiali

Nell'intera area esaminata, le principali forme di accumulo connesse al deflusso idrico superficiale derivano essenzialmente dai processi deposizionali dei maggiori sistemi fluviali presenti, come il F. Volturno e il F. Calore. In corrispondenza di tali elementi, infatti, i meccanismi deposizionali risultano preponderanti sugli altri processi geomorfologici e, pertanto, conferiscono a tutto il territorio una morfologia blandamente ondulata e leggermente degradante verso W e SW.

I depositi alluvionali si distribuiscono su superfici sub-pianeggianti generalmente poco estese, strutturate su diversi ordini di terrazzi posti a differenti quote sui fondovalle attuali. Tali terreni presentano una granulometria

	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A

generalmente ghiaioso-sabbiosa, anche se mostrano al loro interno vistose variazioni sedimentologiche dovute alle frequenti intercalazioni sabbioso-limose e argilloso-limose. Inoltre, lungo il margine meridionale delle colline di Telese, i suddetti processi deposizionali determinano la formazione di estese conoidi alluvionali quiescenti, che ricoprono parzialmente i depositi alluvionali recenti e antichi. Solo localmente, in corrispondenza dello sbocco del T. Ianare nel F. Calore, è presente una conoide alluvionale attiva di ridotte dimensioni. Infine, nel settore settentrionale sono presenti due conoidi alluvionali inattive che interessano i depositi alluvionali sabbioso-limosi e limoso-argillosi.

Lungo il margine settentrionale del rilievo del Taburno-Camposauro, in corrispondenza dello sbocco delle principali aste torrentizie nel fondovalle del F. Calore, si rinvencono diffuse conoidi di origine mista attualmente quiescenti, dovute sia al deflusso delle acque correnti superficiali che a fenomeni di *debris flow*.

All'interno della Piana del F. Volturno e nel settore occidentale della Piana del F. Calore, i depositi alluvionali dei principali corsi d'acqua dell'area risultano generalmente incassati all'interno del Tufo Grigio Campano e dell'Unità di Maddaloni, che rappresentano a loro volta un terrazzo strutturale. Mentre, nel settore orientale delle Piana del F. Calore i depositi alluvionali recenti e antichi risultano incassati nei depositi alluvionali terrazzati.

Lungo buona parte dei corsi d'acqua dell'area si rinvencono frequenti scarpate fluviali, di altezza ed estensione variabile, e zone di erosione laterale delle sponde. Gli alvei secondari mostrano, in generale, una marcata tendenza all'approfondimento, mentre gli alvei più importanti sono caratterizzati da prevalenti meccanismi deposizionali. Ulteriori scarpate fluviali, ormai inattive e fortemente degradate, sono presenti in corrispondenza dei margini esterni dei terrazzi morfologici più estesi, posti a quote variabili dal fondovalle attuale.

Lungo i versanti e in corrispondenza delle parti alte dei bacini imbriferi, si rinvencono inoltre diffusi fenomeni erosivi sia areali che lineari, connessi al deflusso non regimato delle acque correnti superficiali. Tali fenomeni generano, ovviamente, forme caratteristiche quali solchi di erosione concentrata e vallecicole a V o a fondo concavo, particolarmente evidenti sia nei settori di affioramento dei terreni eluvio-colluviali che in corrispondenza dei versanti calcareo-marnosi e arenaceo-marnosi che bordano la Piana del F. Calore.

10.5 Forme poligeniche

L'intero settore di studio è caratterizzato dalla presenza di diversi fattori morfogenetici, che interessano i terreni affioranti con intensità e caratteristiche differenti, spesso sovrapponendosi e combinandosi in vario modo tra loro. Ad essi va aggiunto, inoltre, l'importante ruolo svolto dalle caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche dei litotipi affioranti, nonché dagli elementi strutturali e tettonici localmente presenti.

Da questo complesso quadro geomorfologico derivano, quindi, una serie di forme poligeniche originate dalla sovrapposizione dei differenti fattori morfogenetici agenti sul territorio. Tali elementi sono rappresentati, fondamentalmente, da scarpate morfologiche di origine strutturale, attualmente in evoluzione per fenomeni di dilavamento, alterazione ed erosione. Spesso, inoltre, i suddetti elementi risultano ulteriormente rielaborati dall'attività antropica, che tende a riprendere e riadattare le forme geomorfologiche più importanti già presenti sul territorio.

10.6 Forme antropiche e manufatti

I principali elementi connessi con l'attività antropica sul territorio sono rappresentati dai numerosi manufatti realizzati in corrispondenza delle maggiori zone urbanizzate e da tutti gli elementi connessi con la

costruzione delle principali infrastrutture a rete. Ad essi si aggiungono importanti attività estrattive per il reperimento di inerti e materiali da costruzione, quali ghiaie fluviali e terreni sciolti. Le cave presenti nell'area sono prevalentemente inattive e risultano particolarmente diffuse in corrispondenza dei depositi alluvionali recenti, antichi e terrazzati presenti lungo i fondovalle dei Fiumi Calore e Volturno.



Foto 10 – Cava inattiva presente nei settori centrali dell'area di studio, impostata nei depositi alluvionali terrazzati che bordano il fondovalle del Fiume Calore.

Nei settori più antropizzati si rinvencono, inoltre, estesi terreni di riporto provenienti da cavature e sbancamenti, realizzati sia nei termini litologici del substrato che nei depositi di copertura continentali e vulcanoclastici. La maggior parte delle zone di riporto corrisponde, ovviamente, ai rilevati delle principali infrastrutture a rete ed ai terreni accumulati in corrispondenza delle aree urbane più importanti.

Ai suddetti elementi si aggiungono numerosi tagli e scarpate antropiche realizzate sia lungo le principali arterie stradali che in corrispondenza di fabbricati, abitazioni e aree di cava. Tali elementi presentano in genere altezze contenute, raramente superiori ai 3 m, e sono spesso posti in corrispondenza di elementi geomorfologici e scarpate naturali preesistenti. Infine, lungo gli alvei dei maggiori corsi d'acqua dell'area sono presenti numerose opere di regimazione idraulica, quali briglie e argini artificiali.

11 INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO REGIONALE

La porzione centrale della Regione Campania è caratterizzata da una notevole complessità idrogeologica, strettamente connessa alla presenza di differenti successioni sedimentarie e numerose strutture tettoniche (Carannante et al. 2012). Tali settori presentano quindi un motivo idrogeologico tipico dell'Appennino meridionale,

quale la giustapposizione laterale e verticale di unità carbonatiche di elevata permeabilità con successioni sedimentarie a scarsa permeabilità (Celico et al. 2007; Carannante et al. 2012).

I termini carbonatici sono spesso sede di un importante deflusso idrico di base che, in corrispondenza del contatto con terreni a permeabilità più bassa, viene a giorno formando grandi sorgenti basali (Celico 1978, 1983, 1986; Celico et al. 2007). All'interno dei massicci carbonatici, le variazioni dello schema di circolazione idrica sotterranea sono associabili a locali elementi strutturali, che possono costituire un ostacolo al deflusso delle acque di falda per una riduzione della permeabilità intrinseca dell'acquifero (Carannante et al. 2012). Inoltre, nei settori dove le unità carbonatiche sono in contatto laterale con i depositi continentali quaternari sono possibili importanti travasi idrici sotterranei verso le pianure alluvionali, con conseguente alimentazione dei corpi idrici superficiali (Celico et al. 2007; Carannante et al. 2012).

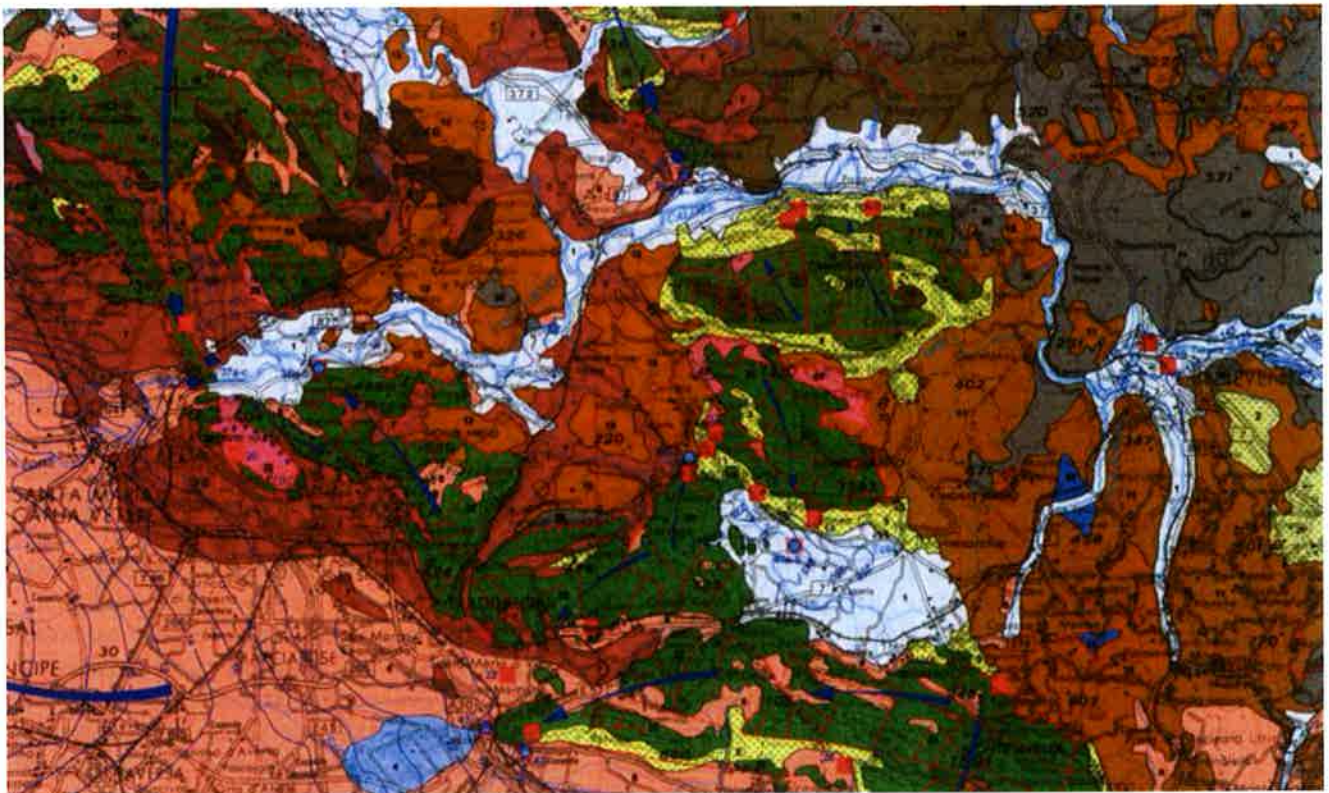


Figura 13 – Stralcio della Carta idrogeologica dell'Italia Meridionale, con indicazione delle principali sorgenti e direttrici di flusso (da Celico et al. 2007).

Le principali depressioni morfostrutturali dell'area, come la Piana Campana, la Valle di Maddaloni e i fondovalle dei Fiumi Calore e Volturno, sono invece caratterizzate da una circolazione idrica per falde sovrapposte, che si verifica all'interno degli depositi piroclastici, alluvionali e detritici più permeabili che le riempiono (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1994; Chiochini 2007; Carannante et al. 2012). I diversi livelli idrici sono spesso in comunicazione mediante soluzioni di continuità che contraddistinguono i litotipi meno permeabili e che, spesso, non permettono un reale frazionamento della circolazione idrica sotterranea all'interno dei settori di piana (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1994).

11.1 Acquiferi e unità idrogeologiche

Come detto, il territorio di studio è caratterizzato da una fortissima eterogeneità e complessità delle caratteristiche idrogeologiche, riconducibile sia al complesso assetto strutturale dell'area che alla grande varietà di termini litologici affioranti (Celico et al. 2007; Carannante et al. 2012). In particolare, i litotipi presenti nei settori di specifico interesse progettuale possono essere raggruppati in quattro differenti unità idrogeologiche, ognuna delle quali costituisce degli acquiferi di importanza più o meno significativa (Celico et al. 2007).

- **Acquiferi delle successioni carbonatiche:** questi acquiferi sono formati dagli ammassi rocciosi prevalentemente carbonatici ampiamente affioranti in tutto l'Appennino centro-meridionale, in buona parte riconducibili alle originarie unità paleogeografiche di piattaforma che caratterizzano questo settore di catena (Celico et al. 2007). Tali acquiferi rappresentano, in particolare, la principale fonte di approvvigionamento idropotabile della penisola italiana, essendo caratterizzati da un deflusso sotterraneo medio particolarmente elevato, dell'ordine di $4100 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{anno}$.

Le principali sorgenti degli acquiferi sono collocate prevalentemente in corrispondenza di limiti idrogeologici e di permeabilità, al contatto con terreni sedimentari e vulcanici più recenti, che generalmente costituiscono degli impermeabili relativi (Maggiore et al. 2004; Celico et al. 2007). Nelle zone dove i depositi terrigeni presentano una permeabilità elevata, invece, questi acquiferi sono alimentati dalle idrostrutture carbonatiche limitrofe attraverso cospicui travasi sotterranei (Celico et al. 2007). In relazione alle caratteristiche idrogeologiche riscontrabili a grande scala, tali successioni possono essere suddivise in tre grandi gruppi, corrispondenti agli acquiferi prevalentemente calcarei, acquiferi calcareo-silico-marnosi e acquiferi dolomitici (Celico et al. 2007).

Gli acquiferi calcarei sono caratterizzati da diffuse fenomenologie carsiche, sia epigee che ipogee, che spesso interagiscono direttamente con le sorgenti determinando regimi idrogeologici delle stesse estremamente variabili (Grassi & Tadolini 1992; Celico et al. 2007). Sono contraddistinti da una grande falda di base, piuttosto profonda, e da una serie di falde sospese di modesta importanza, poste nella porzione più superficiale e carsificata dell'acquifero. Localmente, infine, sono presenti piccole falde sospese al di sopra dei livelli stratigrafici con permeabilità più bassa, come in corrispondenza di fasce cataclastiche di particolare rilevanza (Maggiore et al. 1996, 2004; Celico et al. 2007).

Gli acquiferi calcareo-silico-marnosi sono sempre contraddistinti da forme carsiche epigee ed ipogee che ne condizionano fortemente il deflusso idrico sotterraneo, anche se in misura minore di quelli essenzialmente calcarei (Celico et al. 2007). Come i precedenti, presentano una falda di base piuttosto profonda e una serie di falde sospese di importanza minore, prodotte dall'esistenza di intercalazioni marnose poco permeabili nell'ambito della successione stratigrafica (Celico 1986; Celico et al. 2007). La presenza di alternanze cicliche di litotipi a differente grado di permeabilità determina, localmente, un considerevole frazionamento della circolazione idrica sotterranea, con la conseguente formazione di differenti acquiferi sovrapposti (Celico et al. 2007).

Gli acquiferi prevalentemente dolomitici, infine, non presentano un significativo sviluppo dei sistemi carsici epigei o ipogei (Celico et al. 2007). Sono sempre caratterizzati da una circolazione idrica sotterranea di tipo basale, con recapito in sorgenti posizionate al contatto con i depositi bordieri meno permeabili, mentre le falde sospese sono piuttosto rare e di scarsa importanza (Celico 1986; Celico et al. 2007). Per quanto detto, la circolazione idrica sotterranea è fortemente condizionata dalle condizioni morfologiche dei depositi impermeabili bordieri e dalla presenza di discontinuità tettoniche, oltre che da eventuali acquiferi calcarei idrogeologicamente confinanti con la falda di base (Celico et al. 2007).

- **Acquiferi delle successioni di bacino e di avanfossa:** tali acquiferi sono composti da depositi essenzialmente marini riferibili a successioni sedimentarie di bacino o di avanfossa (Celico et al. 2007). Risultano particolarmente diffusi nei settori collinari di tutta la Catena Appenninica e, generalmente, danno

luogo a strutture idrogeologiche di una certa importanza solo per l'approvvigionamento idrico di piccoli centri abitati (Celico et al. 2007).

I termini litologici in esame costituiscono, quindi, dei complessi idrogeologici omogenei per ciò che riguarda il tipo di permeabilità prevalente, generalmente per fessurazione e porosità (Celico et al. 2007). In linea di massima, sono contraddistinti da un grado di permeabilità relativa variabile da basso a medio, in funzione della percentuale della componente pelitica, e danno luogo ad emergenze sorgive con portate raramente superiori ad alcune decine di litri al secondo (Celico et al. 2007).

Per le suddette caratteristiche idrogeologiche, la permeabilità dell'ammasso risulta essere relativamente più elevata in prossimità del piano campagna, essenzialmente a causa della maggiore alterazione e fessurazione dei materiali (Celico 1986; Celico et al. 2007). La presenza di frequenti coperture di genesi eluvio-colluviale, unitamente alla variabilità della permeabilità relativa dell'ammasso, favorisce quindi l'instaurazione di una circolazione idrica sotterranea generalmente poco profonda e di modesta rilevanza (Celico et al. 2007; Chiocchini 2007).

Tale circolazione si esplica mediante falde idriche per lo più discontinue, il cui sviluppo spaziale rispecchia generalmente l'andamento della superficie topografica. Ciò comporta un'approssimativa coincidenza tra spartiacque sotterranei e superficiali e, in generale, un recapito orientato prevalentemente verso i fondovalle o le sorgenti poste lungo i versanti (Celico et al. 2007).

- **Complessi delle successioni vulcaniche:** i presenti acquiferi sono formati, prevalentemente, da prodotti connessi all'attività eruttiva plio-quadernaria dei principali distretti vulcanici dell'Appennino centro-meridionale (Celico et al. 2007). Nonostante la notevole complessità idrogeologica, tali acquiferi risultano molto importanti per l'elevato valore economico delle acque sotterranee, spesso contraddistinte da pregiate proprietà organolettiche tra cui, ad esempio, l'arricchimento di CO₂ (Celico et al. 2007).

In generale, tali complessi sono caratterizzati da una netta prevalenza dei prodotti piroclastici su quelli lavici, essenzialmente a causa del carattere alcalino-potassico del vulcanismo dell'Italia meridionale. I depositi piroclastici, quindi, includono materiali fortemente eterogenei dal punto di vista litologico e tessiturale e, pertanto, presentano delle proprietà idrauliche estremamente variabili da zona a zona (Custodio 1978; Celico et al. 2007). I terreni più grossolani, rappresentati da bombe, blocchi, scorie e pomici, formano generalmente agglomerati di breccie vulcaniche con elevata permeabilità e porosità. I terreni più fini invece, costituiti da ceneri e lapilli, presentano una porosità primaria variabile in funzione del grado di litificazione ed una porosità secondaria mediamente piuttosto elevata.

La porosità totale dei prodotti piroclastici è generalmente elevata, localmente fino al 60%, anche se in parte poco significativa dal punto di vista idraulico in quanto rappresentata da vuoti intergranulari non intercomunicanti (Custodio 1978; Celico et al. 2007). Spesso, all'interno di un deposito da flusso si registra un aumento del grado di litificazione in corrispondenza della parte intermedia del litosoma, dove i fenomeni di raffreddamento sono stati più lenti. Talora, pur avendosi in questi casi una porosità primaria sensibilmente minore delle altre porzioni del deposito, si registra un marcato incremento di conducibilità idraulica dovuta ad un maggior grado di fessurazione dei materiali (Celico et al. 2007).

- **Complessi delle successioni continentali e marine:** questi acquiferi sono costituiti da sedimenti plio-quadernari formati in ambiente subaereo o marino, riferibili quindi a depositi di detritico-colluviali, alluvionali, lacustri e costieri, in parte emersi a seguito delle fasi di sollevamento della Catena Appenninica (Maggiore et al. 1996; Celico et al. 2007). Si tratta, ovviamente, di acquiferi di particolare importanza ai fini del reperimento di risorse idriche sotterranee, sia per l'intenso uso del territorio che caratterizza le aree di affioramento di tali depositi sia per la soggiacenza relativamente bassa della zona di saturazione (Ricchetti et al. 1989; Celico et al. 2007; Chiocchini 2007).

Questi terreni costituiscono acquiferi continui, in genere eterogenei ed anisotropi, sempre permeabili per porosità e, solo in rari casi, anche per fessurazione (Celico et al. 2007). Tale carattere idrogeologico è riconducibile alla natura prevalentemente clastica dei depositi, che solo in pochi casi presentano un certo

grado di cementazione (Celico et al. 2007). Anche in questi casi, tuttavia, la cementazione non ha mai un ruolo equivalente al processo di diagenesi, conferendo raramente un carattere eminentemente litoide (Celico et al. 2007). La permeabilità è in genere molto variabile e sempre strettamente connessa con le caratteristiche di assortimento granulometrico dei terreni (Celico 1986).

I depositi plio-quadernari che costituiscono questi acquiferi presentano delle particolari caratteristiche sedimentologiche ed idrogeologiche, dovute essenzialmente ai processi che ne hanno controllato il trasporto e la deposizione (Celico et al. 2007). In particolare, possono essere individuati due distinti gruppi di ambienti sedimentari caratterizzati da differenti processi di trasporto e deposizione, rispettivamente controllati dalla gravità e dalle acque di ruscellamento (Celico et al. 2007).

Al primo gruppo sono riconducibili i depositi di *talus* e di falda detritica presenti alla base dei maggiori rilievi montuosi che, pur costituendo acquiferi eterogenei ed anisotropi, sono contraddistinti da un grado di permeabilità generalmente piuttosto elevato (Celico et al. 2007). Nei settori dove risultano limitati inferiormente da terreni di bassa permeabilità, tali depositi possono essere sede di falde idriche sotterranee di discreta importanza, in particolare quando soggetti a travasi idrici provenienti da strutture idrogeologiche limitrofe (Celico et al. 2007).

I depositi che ricadono nel secondo gruppo di ambienti sedimentari sono i più rappresentati nei settori di catena e possono essere suddivisi a loro volta in numerosi sub-ambienti, contraddistinti da differente energia del mezzo di trasporto idraulico (Celico et al. 2007). Tali ambienti sono distribuiti sul territorio secondo un percorso in cui l'energia di trasporto idraulico tende a diminuire progressivamente, a partire dall'ambiente di conoide pedemontana fino a quello di pianura costiera, passando attraverso tutti gli ambiti fluviali intermedi (Maggiore et al. 2004; Celico et al. 2007).

Tutti questi sub-ambienti sono contraddistinti, a loro volta, da un'energia del mezzo idraulico variabile nel tempo in relazione all'entità degli apporti pluviometrici (Celico et al. 2007). Ciò comporta la deposizione di termini litologici fortemente eterogenei che, per la continua divagazione dei corsi d'acqua, si ritrovano variamente giustapposti tra loro sia lateralmente che verticalmente (Maggiore et al. 2004). Pertanto gli acquiferi alluvionali risultano in genere fortemente eterogenei ed anisotropi, soprattutto nelle aree di pianura alluvionale e costiera, dove le differenze di comportamento idrogeologico si accentuano per la presenza di terreni a granulometria argilloso-limoso, da scarsamente permeabili ad impermeabili (Maggiore et al. 2004; Celico et al. 2007).

In questi ambiti idrogeologici, quindi, la presenza di intercalazioni pelitiche all'interno dei depositi sabbioso-ghiaiosi determina una scomposizione del deflusso idrico sotterraneo in una serie di falde sovrapposte. Queste ultime, a loro volta, possono essere caratterizzate da differenti carichi piezometrici, che generano fenomeni di drenanza sia verso l'alto che verso il basso (Cotecchia 1956; Maggiore et al. 1996; Celico et al. 2007). In molti casi, comunque, il suddetto schema di circolazione idrica sotterranea può essere semplificato a causa della scarsa continuità dei livelli meno permeabili, che non consente un'efficace separazione tra le differenti falde sovrapposte (Celico et al. 2007). Invece, a scala globale, il comportamento di questi acquiferi è schematicamente assimilabile a quello di un unico corpo idrico sotterraneo, avente un recapito unitario (Celico et al. 2007).

Ovviamente, le falde degli ambienti alluvionali risultano alimentate direttamente sia dalle acque superficiali che si infiltrano nel terreno che dai travasi idrici sotterranei delle strutture idrogeologiche con cui sono a contatto (Celico et al. 2007). Il recapito delle falde alluvionali è rappresentato, generalmente, da un limite a potenziale imposto corrispondente ad un corpo idrico superficiale, come fiumi, laghi e mari. Localmente, la tipologia di rapporti tra falde sotterranee e corpi idrici continentali può essere anche di segno opposto, o comunque mutare nel corso dell'anno idrologico in relazione alla variazione relativa dei livelli idrici (Celico et al. 2007).

11.2 Strutture idrogeologiche e idrodinamica degli acquiferi

L'Appennino Campano è caratterizzato da un assetto geologico-strutturale particolarmente complesso, che influenza direttamente lo schema di circolazione idrica dell'area. In questo settore, infatti, è possibile riscontrare il motivo idrogeologico tipico dell'Appennino meridionale, ovvero la giustapposizione laterale e verticale di unità carbonatiche ad elevata permeabilità con terreni silicoclastici poco permeabili (Carannante et al. 2012). I termini calcareo-dolomitici sono caratterizzati da una ingente circolazione idrica basale, mentre i depositi silicoclastici presentano un deflusso idrico frazionato o del tutto assente (Celico et al. 2007).

Al contatto con i terreni a permeabilità più bassa, il deflusso idrico sotterraneo delle unità carbonatiche viene a giorno e genera, pertanto, importanti sorgenti basali (Celico 1978; Celico et al. 2007). Nei settori di territorio dove le unità carbonatiche sono in contatto laterale con i depositi alluvionali e vulcanoclastici quaternari, invece, sono possibili travasi idrici sotterranei verso le valli fluviali e quindi l'alimentazione dei corpi idrici superficiali (Carannante et al. 2012). Locali variazioni di questo schema di circolazione idrica sono associabili a elementi strutturali quali faglie e sovrascorrimenti, che possono costituire un ostacolo alla circolazione idrica per una marcata riduzione della permeabilità.



Figura 14 – Stralcio dello schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale (da Celico 1978).

Nell'area di studio ricadono quindi importanti strutture idrogeologiche carbonatiche, corrispondenti ai rilievi dei Monti Tifantini, dei Monti di Durazzano, dei Monti di Avella e dei Monti del Taburno-Camposauro (Celico 1978; Carannante et al. 2012). Sono inoltre presenti diffusi acquiferi alluvionali e vulcanoclastici che costituiscono le unità idrogeologiche del basso corso del Fiume Calore, della Valle di Maddaloni e della Piana Campana (Celico et al. 2007; Carannante et al. 2012).

L'idrostruttura dei Monti Tifantini presenta una circolazione idrica sotterranea frazionata, soprattutto per la presenza di importanti complicazioni strutturali che determinano la suddivisione del massiccio in più sub-strutture idrogeologiche, distinte e reciprocamente interconnesse (Celico et al. 1977; Carannante et al. 2012). Infatti, in corrispondenza della Valle di Maddaloni, l'unità risulta idrogeologicamente separata dai Monti di Durazzano da strutture compressive a cui sono interposti i terreni poco permeabili dell'Unità del Fortore. Ciò comporta l'esistenza di una continuità idrogeologica tra la circolazione idrica sotterranea dei Monti Tifantini e dei Monti di Durazzano, che risultano caratterizzate da circuiti diversi (Celico et al. 1980). In generale, il deflusso idrico di base risulta orientato prevalentemente verso NW mentre i principali recapiti della falda sono rappresentati da sorgenti e travasi idrici sotterranei verso le falde dei depositi quaternari che bordano la struttura (Carannante et al. 2012). Le acque del settore Nord-orientale hanno il loro recapito nella Sorgente di Santa Sofia e alimentano i travasi verso le falde della piana del Fiume Volturno (Carannante et al. 2012). La falda di base del Monte Tifata e del Monte San Michele, invece, defluisce prevalentemente verso la Piana Campana e alimenta pertanto la falda dei depositi quaternari (Celico et al. 1977).

L'idrostruttura dei Monti di Durazzano, al contrario, mostra una circolazione idrica sotterranea meno frazionata e complessa dei Monti Tifantini, condizionata prevalentemente dal sovrascorrimento delle unità carbonatiche di piattaforma sui terreni argillosi dell'Unità del Fortore (Carannante et al. 2012). La maggior parte delle acque di falda defluisce verso i settori Sud-occidentali della struttura e trova recapito nei depositi alluvionali e vulcanoclastici che colmano la Piana Campana (Celico 1978; Carannante et al. 2012). Lungo l'allineamento Canello-Maddaloni, la suddetta interconnessione tra la circolazione del massiccio carbonatico ed i depositi quaternari è confermata sia dalle quote relative delle due falde che dal chimismo specifico delle acque, che risulta intermedio tra quello tipico di un acquifero carbonatico e quello di un acquifero piroclastico (Carannante et al. 2012). Nel settore orientale dell'idrostruttura, invece, l'acquifero carbonatico risulta alimentato da quello alluvionale della piana del Fiume Isclero, che a sua volta riceve una consistente alimentazione dalle acque sotterranee del Monte Taburno (Budetta & De Risio 1982). Di conseguenza, la principale direzione di deflusso della falda di base dell'acquifero carbonatico risulta orientata verso SW, con una circolazione idrica sotterranea che avviene attraverso serbatoi in serie identificati da strutture a carattere sia compressivo che distensivo (Carannante et al. 2012). Una direzione di flusso secondaria riguarda invece la porzione settentrionale del massiccio, che alimenta la sorgente Razzano e genera un incremento delle portate nell'alveo del Fiume Isclero (Allocca & Grasso 1998; Carannante et al. 2012).

I Monti di Avella sono caratterizzati da un'unica ed estesa falda di base, suddivisibile in due gradi sub-strutture con differenti direzioni di deflusso idrico sotterraneo (Civita et al. 1970; Carannante et al. 2012). Lungo il margine settentrionale, a causa della bassa permeabilità dell'acquifero per via degli *stress* tettonici e/o dell'interposizione di terreni prevalentemente pelitici, l'idrostruttura dei Monti di Avella presenta una limitata continuità idraulica con l'unità dei Monti di Durazzano (Carannante et al. 2012). La circolazione idrica sotterranea è fortemente influenzata dalla tettonica e segue due direzioni di deflusso principali, verso Ovest e verso Sud, che trovano recapito rispettivamente nel gruppo sorgivo di Canello e nel gruppo sorgivo di Sarno (Celico 1978; Celico et al. 2007). Gli altri recapiti di questa struttura idrogeologica sono rappresentati, infine, dai travasi idrici sotterranei verso l'acquifero della Piana Campana, dove si rinvengono coltri detritico-piroclastiche relativamente permeabili (Carannante et al. 2012).



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	59 di 158

I Monti del Taburno e del Camposauro costituiscono due strutture idrogeologiche indipendenti, delimitate da potenti depositi quaternari e fortemente influenzate dagli elementi tettonici (Carannante et al. 2012). L'idrostruttura del Taburno presenta una direzione di deflusso orientata mediamente verso Sud, in direzione del Fiume Isclero e delle Sorgenti di Frizzo, ma presenta comunque ingenti travasi sotterranei verso i depositi detritico-alluvionali che bordano il massiccio (Budetta & De Risio 1982). Verso il margine meridionale, la struttura del Taburno risulta in continuità idrogeologica con quella dei Monti di Durazzano, che presenta un livello di falda mediamente più basso per via dell'interposizione di terreni poco permeabili lungo il fronte di sovrascorrimento delle unità di piattaforma (Carannante et al. 2012). L'idrostruttura del Camposauro, invece, presenta una direzione di deflusso orientata generalmente verso Nord, in direzione del fondovalle del Fiume Calore (Civita et al. 1971; Celico 1978). La falda di base di questa unità travasa attraverso la coltre detritica verso l'acquifero alluvionale e, pertanto, non sono presenti sorgenti basali degne di nota (Carannante et al. 2012).

La Piana del basso corso del Fiume Calore rappresenta un'unità idrogeologica ben definita, costituita prevalentemente da acquiferi quaternari di natura alluvionale, detritica e vulcanoclastica (Celico 1983; Celico et al. 2007). Nella porzione centrale, i suddetti acquiferi risultano alimentati dalle falde in rete dei massicci carbonatici del Matese e del Monte Camposauro, mentre lungo il margine Nord-orientale di Monte Maggiore l'alimentazione dall'acquifero carsico è limitata per l'interposizione di depositi terrigeni poco permeabili (Carannante et al. 2012). Lo spessore dei depositi detritico-alluvionali, costituenti il principale acquifero della piana, è variabile da pochi metri ad alcune decine di metri, con un massimo di 150 m circa. In generale, la falda converge verso il Fiume Calore o il suo paleo-alveo e defluisce in direzione del fondovalle del Fiume Volturno, che presenta una falda posta a quote sensibilmente inferiori a quella del Fiume Calore (Carannante et al. 2012). Nella zona più occidentale, il suddetto corso d'acqua risulta alimentata dalla falda dell'acquifero alluvionale, mentre a monte di Santo Stefano i rapporti tra falda e fiume risultano marcatamente asimmetrici e fortemente condizionati dai travasi idrici sotterranei del Monte Camposauro (Guadagno et al. 1998).

La Valle di Maddaloni e tutta la piana del Fiume Isclero costituiscono un'unità idrogeologica di particolare rilevanza, soprattutto per l'interconnessione che essa ha con le limitrofe idrostrutture carbonatiche del Monte Taburno, dei Monti di Durazzano e dei Monti di Avella (Carannante et al. 2012). L'unità è costituita da un acquifero prevalentemente alluvionale e vulcanoclastico, con spessore variabile tra pochi metri ad alcune decine di metri, e risulta delimitata da successioni sedimentarie sia carbonatiche che silicoclastiche (Brancaccio et al. 1991; Carannante et al. 2012). La falda è alimentata dalle limitrofe idrostrutture carbonatiche e dalle precipitazioni meteoriche (Celico 1983; Allocca & Grasso 1998), mentre il deflusso idrico di basse è orientato prevalentemente verso NE, in direzione del fondovalle del Fiume Volturno.

La Piana Campana, infine, è caratterizzata da una circolazione idrica per falde sovrapposte, che si verifica all'interno dei depositi piroclastici, alluvionali e marini più permeabili che riempiono il *graben* (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1994). I diversi livelli idrici sono spesso in comunicazione tra loro mediante soluzioni di continuità che contraddistinguono i litotipi meno permeabili e che, generalmente, non permettono un reale frazionamento della circolazione idrica sotterranea della piana (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1994). In generale, è possibile riconoscere una direzione di flusso principale verso SW e un importante spartiacque sotterraneo tra Caivano e Canello (Esposito 1996). In corrispondenza di quest'ultimo, il deflusso idrico sotterraneo diverge incanalandosi in due assi di drenaggio preferenziale: il primo è orientato NNE-SSE e coincide con la Depressione del Volla, il secondo è orientato SSE-NNW e convoglia le acque sotterranee verso la Piana del Volturno (Esposito 1996; Celico et al. 2007). Il limite Sud-orientale del bacino è posto in corrispondenza dell'allineamento S. Gennaro Vesuviano-Palma Campana, dove si verifica una netta separazione delle acque di infiltrazione verso la Piana Campana a Nord e verso la Piana del Sarno a Sud (Esposito 1996).

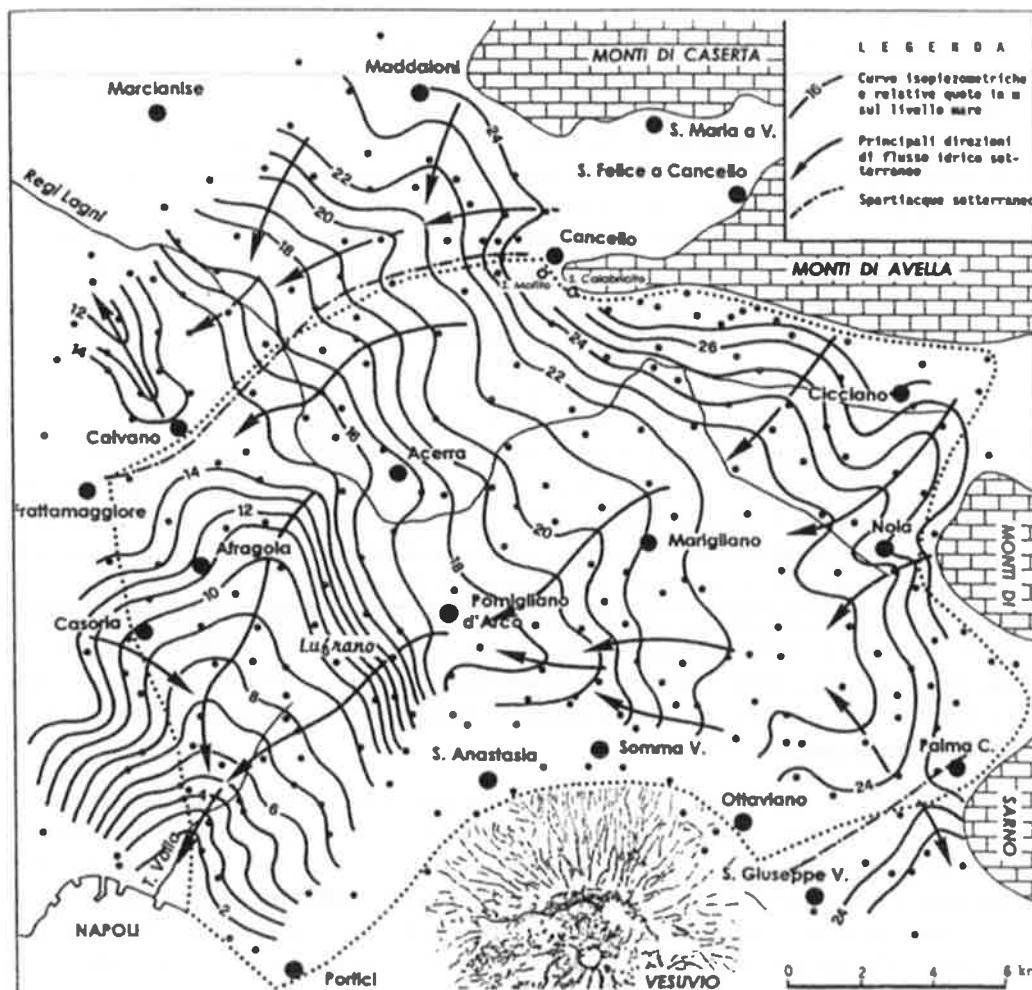


Figura 15 - Ricostruzione delle curve isopiezometriche e dei principali assi di drenaggio e spartiacque sotterranei del settore orientale della Piana Campana (Esposito 1996).

Nel settore orientale l'acquifero della Piana Campana risulta alimentato dagli ingenti travasi idrici sotterranei delle strutture carbonatiche che circondano il *graben*, mentre nel settore occidentale l'acquifero è alimentato dalle acque sotterranee delle Colline di Napoli e dalle loro pendici settentrionali (Esposito 1996; Celico et al. 1994). Infatti, la morfologia piezometrica evidenzia una zona di alimentazione con recapito delle acque sotterranee sia verso l'asse di drenaggio settentrionale che verso quello meridionale. Di notevole interesse è l'elevato gradiente idraulico che caratterizza la zona a monte della Depressione del Volva, che può essere ricondotto alla presenza di una fascia meno trasmissiva in corrispondenza della stessa, limitatamente ai primi 50-60 m di profondità (Esposito 1996).

La Piana Campana è quindi caratterizzata dalla presenza di due falde sovrapposte, contenute all'interno degli orizzonti piroclastici e separate da un livello impermeabile riferibile alla porzione tufacea del cosiddetto Tufo Grigio Campano (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1994). La falda superficiale posta al di sopra dell'orizzonte tufaceo impermeabile presenta un carattere freatico (Celico et al. 1994), con una superficie piezometrica posta a una decina di metri di profondità dal p.c.. La falda profonda presente al di sotto del banco di tufo, invece, risulta



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	61 di 158

chiaramente in pressione e presenta una superficie piezometrica posta leggermente al di sopra di quella relativa alla falda più superficiale (Bellucci et al. 1990; Celico et al. 1994). Pertanto, nello schema di circolazione idrica dell'area la formazione ignimbratica del Tufo Grigio Campano rappresenta un impermeabile relativo rispetto ai depositi piroclastici, in quanto limita ma non impedisce completamente la comunicazione tra le due falde (Celico et al. 1994). In condizioni di equilibrio idrogeologico naturale, la falda profonda alimenta quella superficiale attraverso flussi di drenaggio diretti dal basso verso l'alto (Corniello et al. 1990; Celico et al. 1994), come evidenziato dalla risalita del livello idrico nei pozzi che superano il banco tufaceo suddetto.

11.3 Sorgenti e opere di captazione

L'area di studio è caratterizzata da importanti idrostrutture carbonatiche corrispondenti ai principali rilievi dell'Appennino Campano, cui si associano locali acquiferi vulcano-sedimentari relativi ai terreni che colmano le depressioni morfostutturali più importanti ed estese (Carannante et al. 2012). Ovviamente, i principali gruppi sorgentizi sono localizzati alla base dei rilievi carbonatici o ai margini delle piane alluvionali, mentre le opere di captazione risultano variamente distribuite sul territorio in funzione della presenza di aree antropizzate e zone industrializzate di particolare rilevanza.

I Monti di Durazzano, sebbene costituiti da litotipi ad elevato grado di permeabilità per fessurazione e carsismo, non evidenziano importanti sorgenti basali al contatto con i terreni circostanti. Fa eccezione unicamente la Sorgente Razzano, nota anche come Sorgente Viparelli, che risulta caratterizzata da una portata media di circa $0.18 \text{ m}^3/\text{s}$ (Carannante et al. 2012). Le risorse idriche sotterranee di tale idrostruttura, al contrario, sono intensamente utilizzate per l'approvvigionamento di acqua potabile dai pozzi di Ponte Tavano (circa $1.50 \text{ m}^3/\text{anno}$), Cervino (circa $0.30 \text{ m}^3/\text{s}$) e Santa Maria a Vico (circa $0.50 \text{ m}^3/\text{s}$), localizzati al margine della struttura carbonatica (Carannante et al. 2012).

Il Monte Avella rappresenta l'alto idrogeologico di una serie di serbatoi interconnessi da cui si ripartono due principali direzioni di flusso, una orientata verso il gruppo sorgivo di Canello ed un'altra verso il gruppo sorgivo di Sarno (Carannante et al. 2012). L'elevata mineralizzazione delle sorgenti di Canello fa supporre, in accordo alla complessità strutturale dell'omonima collina, un approfondimento dei circuiti idrici sotterranei (Celico & De Riso 1978). Un'opera di captazione, costituita da pozzi in galleria (circa $1.0 \text{ m}^3/\text{s}$) ubicati a monte del recapito naturale, ha permesso l'utilizzo di acque qualitativamente migliori di quelle effluenti dalle Sorgenti Mefito I e II ($0.50 \text{ m}^3/\text{s}$) e Calabricito ($0.70 \text{ m}^3/\text{s}$), anche se ha comportato l'estinzione del deflusso naturale delle sorgenti (Carannante et al. 2012).

Il Monte Taburno presenta, in corrispondenza delle Sorgenti del Fizzo (circa $0.40 \text{ m}^3/\text{s}$), il principale affioramento delle acque sotterranee al contatto tra la fascia detritica e i depositi alluvionali della Piana dell'Isclero (Carannante et al. 2012). Tali emergenze sono captate mediante un campo-pozzi, anche se nella stessa fascia pedemontana sono presenti ulteriori pozzi che forniscono una portata complessiva di circa $0.70 \text{ m}^3/\text{s}$. Oltre ai suddetti pozzi, nell'area del Monte Taburno sono presenti altre captazioni al piede del rilievo, con una portata complessiva di circa $0.30 \text{ m}^3/\text{s}$ (Carannante et al. 2012).

A Nord del Monte Camposauro, l'isolamento idrogeologico della struttura non è assicurato in quanto è presente una spessa coltre detritica, molto trasmissiva, che raccorda il rilievo carbonatico alla piana del Fiume Calore. Nonostante le quote della cintura impermeabile si rinvengano a quote più basse, lungo questa fascia non sono presenti sorgenti della falda di base del massiccio (Celico & De Riso 1978). Pertanto l'intera potenzialità idrica della struttura travasa attraverso la coltre detritica nella falda di piana del Fiume Calore, con una direzione di flusso orientata generalmente da Sud verso Nord (Celico & De Riso 1978). Le risorse idriche sotterranee non sono



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	62 di 158

attualmente captate, a meno di piccole derivazioni ad uso agricolo presenti lungo il margine settentrionale dell'idrostruttura (Carannante et al. 2012).

Nella valle del Fiume Calore, l'acquifero carbonatico del rilievo di Montepugliano alimenta nella sua porzione più meridionale le Sorgenti di Grassano e delle Terme di Telese, che rappresentano quindi lo sfioro della falda di base del Matese (Celico 1983; Corniello & De Risio 1986). Quest'ultima, in particolare, circola con carattere di falda libera e viene a giorno dopo aver attraversato i calcari sepolti al di sotto della potente coltre alluvionale della valle del Tiverno (Corniello & De Risio 1986). Il fronte sorgentizio emerge lungo il margine meridionale di Montepugliano e si sviluppa, quindi, lungo il contatto tettonico tra i calcari di piattaforma intensamente fratturati e i depositi della piana alluvionale. In corrispondenza di tale elemento strutturale, l'acquifero subisce una digitazione che porta ad individuare un circuito idrico più superficiale che alimenta le Sorgenti di Grassano (circa 5 m³/s) ed un circuito relativamente più profondo che alimenta le Sorgenti di Telese (circa 0.2 m³/s), fortemente mineralizzate (Celico 1983; Corniello & De Risio 1986).

Infine, in corrispondenza dei Monti Tifantini, i maggiori recapiti della circolazione idrica di base sono rappresentati da sorgenti e travasi idrici sotterranei verso le falde dei depositi quaternari che bordano tale struttura idrogeologica. La principale sorgente alimentata dalla falda di base del massiccio carbonatico è rappresentata dalla sorgente di Santa Sofia caratterizzata da una portata di circa 0.90 m³/s e captata mediante un campo pozzi (circa 1.30 m³/s) ubicato poco a monte del recapito naturale delle acque sotterranee (Carannante et al. 2012).

12 ASSETTO IDROGEOLOGICO LOCALE

L'approfondimento idrogeologico realizzato per il presente studio ha consentito di definire, con il dovuto grado di dettaglio, le principali caratteristiche dell'area e lo schema di deflusso idrico sotterraneo relativo a tale settore. Le analisi sono state basate, in particolare, sui dati geologico-strutturali a disposizione e sulle informazioni idrogeologiche presenti nella vasta letteratura scientifica riguardante l'area.

Il modello idrogeologico così sviluppato è stato quindi integrato, ove possibile, con ulteriori dati provenienti dal monitoraggio piezometrico delle strumentazioni appositamente installate nei fori di sondaggio, dalle numerose prove di permeabilità condotte in fase di perforazione e dal censimento dei principali punti d'acqua delle precedenti fasi di indagine. Inoltre, i dati piezometrici reperiti e le informazioni idrogeologiche contenute negli studi esistenti, hanno costituito un valido strumento per la ricostruzione del deflusso idrico sotterraneo di alcuni settori caratteristici dell'area di studio.

Infine, lo studio geologico condotto ha permesso di definire, in maniera puntuale e dettagliata, lo stato di alterazione/fessurazione/carsismo degli ammassi rocciosi e le caratteristiche granulometriche dei terreni interessati dalle opere in progetto. Infatti, tali elementi influenzano in maniera diretta il coefficiente di permeabilità dei vari corpi geologici e, quindi, la circolazione idrica sotterranea dell'area di studio.

12.1 Complessi idrogeologici

Nell'area in esame sono stati individuati quattordici complessi idrogeologici, distinti sulla base delle differenti caratteristiche di permeabilità e del tipo di circolazione idrica che li caratterizza. Di seguito, vengono descritti i caratteri peculiari dei diversi complessi individuati, seguendo uno schema basato sull'assetto geologico e litostratigrafico dell'area di intervento.

Nello specifico, la definizione delle caratteristiche idrogeologiche dei vari complessi presenti nell'area è stata compiuta in considerazione delle numerose prove di permeabilità (*Lefranc* e *Lugeon*) realizzate nei fori di



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	63 di 158

sondaggio nel corso delle diverse campagne di indagine, ovviamente non considerando le prove ritenute incongruenti col locale assetto idrogeologico a causa di anisotropie o disomogeneità localizzate dei materiali investigati. Di seguito si riporta una sintesi di tali prove, con indicazione dei valori di permeabilità determinati e dei relativi complessi idrogeologici di appartenenza, distinti nei tre lotti funzionali e per campagna indagine.

Si sottolinea, infine, che la stima del *range* di variazione del coefficiente di permeabilità relativo ad ogni complesso idrogeologico è stata effettuata in funzione delle caratteristiche sedimentologiche e litologiche dei terreni, nonché del grado di alterazione, fessurazione e carsismo dei singoli ammassi rocciosi.

12.1.1 Risultati prove di permeabilità

Di seguito si riporta una sintesi delle prove di permeabilità eseguite nei fori di sondaggio, con indicazione dei valori di permeabilità determinati e dei relativi complessi idrogeologici di appartenenza, distinti nei tre lotti funzionali e per campagna indagine.

12.1.1.1 2° Lotto funzionale Telese - San Lorenzo

Di seguito si riportano i risultati delle prove di permeabilità eseguite nei fori di sondaggio nel 2° lotto funzionale, distinte per campagna indagine.

Sondaggio	Prova	Tipologia	Campagna indagine	Profondità (m da p.c.)	Permeabilità (m/s)	Complesso idrogeologico di riferimento
PNIF33G01	LE1	Lefranc	2007	20.5 - 21.5	2.80E-08	CCM
PNIF33G01	LE2	Lefranc	2007	34.5 - 35.8	7.10E-08	CCM
PNIF33G02	LE1	Lefranc	2007	20.8 - 22.8	1.50E-05	CFG
PNIF33G02	LE2	Lefranc	2007	35.5 - 36.0	5.30E-05	CFS

Tabella 3 - Prospetto sintetico delle prove di permeabilità realizzate nei fori di sondaggio relativamente alla campagna indagini "2007".

Sondaggio	Prova	Tipologia	Campagna indagine	Profondità (m da p.c.)	Permeabilità (m/s)	Complesso idrogeologico di riferimento
PNIF52G13	LE1	Lefranc	2008-2009	12.0 - 13.0	1.10E-05	CFG

Tabella 4 - Prospetto sintetico delle prove di permeabilità realizzate nei fori di sondaggio relativamente alla campagna indagini "2008-2009".

Sondaggio	Prova	Tipologia	Campagna indagine	Profondità (m da p.c.)	Permeabilità (m/s)	Complesso idrogeologico di riferimento
D12	LE1	Lefranc	2015 prima fase	30.0 - 31.0	9.30E-07	CCM
D12	LE2	Lefranc	2015 prima fase	40.1 - 41.0	1.37E-04	CCL
D14BIS	LE1	Lefranc	2015 prima fase	15.0 - 15.5	1.92E-04	CFG

Sondaggio	Prova	Tipologia	Campagna indagine	Profondità (m da p.c.)	Permeabilità (m/s)	Complesso idrogeologico di riferimento
D14BIS	LE2	Lefranc	2015 prima fase	22.5 – 23.0	2.02E-04	CFF
D15	LE1	Lefranc	2015 prima fase	12.0 – 13.0	3.36E-04	CFG
D16	LE1	Lefranc	2015 prima fase	10.0 – 11.0	2.61E-05	CVG
D16	LE1	Lefranc	2015 prima fase	16.5 – 18.0	7.96E-07	CFF
D16	LE2	Lefranc	2015 prima fase	27.0 - 28.5	8.80E-07	CFF
D17BIS	LE1	Lefranc	2015 prima fase	16.5 – 17.0	1.07E-04	CFG
D17BIS	LE2	Lefranc	2015 prima fase	20.0 – 21.0	9.79E-05	CFG

Tabella 5 - Prospetto sintetico delle prove di permeabilità realizzate nei fori di sondaggio relativamente alla campagna indagini "2015 prima fase".

Sondaggio	Prova	Tipologia	Campagna indagine	Profondità (m da p.c.)	Permeabilità (m/s)	Complesso idrogeologico di riferimento
IF15P11	Lefr1	Lefranc	2017	5.0 – 6.0	2.79E-07	CFS / CFG
IF15G12	Lefr1	Lefranc	2017	9.8 - 10.8	1.92E-07	CCM
IF15F13	Lefr1	Lefranc	2017	5.5 – 6.0	7.86E-07	CCM
IF15G14	Lug1	Lugeon	2017	28.5 – 30.0	-	CCL
IF15G15	Lefr1	Lefranc	2017	36.0 – 37.0	4.07E-08	CCM
IF15G16	Lefr1	Lefranc	2017	19.0 – 20.0	-	CAM
IF15V17	Lefr1	Lefranc	2017	5.0 – 6.0	1.09E-07	CFG
IF15V19	Lefr1	Lefranc	2017	5.0 - 5.5	5.33E-07	CFG
IF15V18	Lefr1	Lefranc	2017	4.5 - 5.5	1.56E-06	CFG
IF15G20	Lefr1	Lefranc	2017	8.0 - 8.8	1.71E-06	CFG
IF15G21	Lefr1	Lefranc	2017	2.7 – 4.0	4.03E-09	CAF
IF15G22	Lefr1	Lefranc	2017	43.0 – 44.0	2.25E-06	CFG / CAF

Sondaggio	Prova	Tipologia	Campagna indagine	Profondità (m da p.c.)	Permeabilità (m/s)	Complesso idrogeologico di riferimento
IF15V23	Lefr1	Lefranc	2017	5.0 – 6.0	-	CFG
IF15V23	Lefr2	Lefranc	2017	11.0 – 12.0	8.02E-09	MDL3
IF15G24	Lefr1	Lefranc	2017	7.0 – 8.0	2.47E-09	MDL3
IF15G25	Lefr1	Lefranc	2017	59.0 – 60.0	2.02E-06	CFS
IF15G26	Lefr1	Lefranc	2017	74.0 – 75.0	4.67E-06	CFG
IF15F27	Lefr1	Lefranc	2017	6.0 – 7.0	3.87E-07	CFG
IF15G48	Lefr1	Lefranc	2017	1.5 – 2.0	-	CFG
IF15G48	Lefr2	Lefranc	2017	4.5 – 5.0	2.66E-06	CFG
IF15G48	Lefr3	Lefranc	2017	6.5 - 7.5	5.18E-07	CFG
IF15G48	Lefr4	Lefranc	2017	9.0 – 10.0	4.99E-07	CFG
IF15G28	Lefr1	Lefranc	2017	8.0 – 9.0	6.41E-06	CFS /CFG
IF15V29	Lefr1	Lefranc	2017	5.0 – 6.0	5.18E-06	CFG
IF15V30	Lefr1	Lefranc	2017	7.0 – 8.0	8.06E-08	CFG
IF15V31	Lefr1	Lefranc	2017	4.0 – 5.0	5.84E-09	CFG

Tabella 6 - Prospetto sintetico delle prove di permeabilità realizzate nei fori di sondaggio relativamente alla campagna indagini "2017".

12.1.2 Complessi delle unità del substrato sedimentario

Questo gruppo è rappresentato da quattro distinti complessi idrogeologici, costituiti da successioni sedimentarie meso-cenozoiche a dominante calcareo-dolomitica, calcareo-marnosa, argilloso-marnosa e arenaceo-pelitica.

12.1.2.1 Complesso calcareo-dolomitico

A questo complesso è riferita la porzione calcareo-dolomitica dell'unità ALVc. Si tratta di calcari cristallini, da massivi a ben stratificati (CCL), con frequenti intercalazioni di calcareniti bioclastiche, calcari dolomitici, breccie calcaree a macroforaminiferi e conglomerati poligenici a matrice marnosa e limoso-argillosa; a luoghi si rinvenivano passaggi di marne e marne calcaree, in strati da molto sottili a sottili, e locali livelli di arenarie e siltiti; localmente sono presenti fasce cataclastiche o milonitiche, costituite da breccie calcaree eterometriche in abbondante matrice sabbiosa e sabbioso-limosa.



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	66 di 158

Costituiscono acquiferi fessurati di buona trasmissività, fortemente eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche di discreta rilevanza, generalmente discontinue e frazionate, contenute nelle porzioni più carsificate e fessurate dell'ammasso. La permeabilità, per fessurazione e carsismo, è variabile da bassa ad alta. A tale complesso si può attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-6}$ e $1 \cdot 10^{-2}$ m/s.

12.1.2.2 Complesso calcareo-marnoso

A tale complesso sono riferiti i termini prevalentemente calcareo-marnosi dell'unità **ALVb**. È costituito da argille, argille limose e argille marnose (**CCM**), caotiche o a struttura scagliosa, in alternanza con calcari micritici, calcari-dolomitici e calcari marnosi siliciferi, in strati da sottili a spessi; a luoghi si rinvengono intercalazioni sabbioso-limose, passaggi marnosi e livelli di arenarie arcoseo-litiche, in strati da sottili a medi; localmente sono presenti fasce cataclastiche o milonitiche, costituite da breccie calcaree eterometriche in abbondante matrice sabbioso-limosa e argilloso-sabbiosa.

Costituiscono acquiferi fessurati di ridotta trasmissività, fortemente eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche di modesta rilevanza, generalmente discontinue e frazionate, contenute nelle porzioni più carsificate e fessurate dell'ammasso. La permeabilità, per fessurazione e carsismo, è variabile da molto bassa a bassa. A tale complesso si può quindi attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-8}$ e $1 \cdot 10^{-5}$ m/s.

12.1.2.3 Complesso argilloso-marnoso

Al presente complesso sono associati i termini essenzialmente pelitici delle unità **ALVa**. Si tratta di argille, argille limose e argille marnose (**CAM**), caotiche o a struttura scagliosa, a luoghi in strati da sottili a medi, con locali intercalazioni sabbioso-limose, diffusi passaggi marnosi e frequenti ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate; a luoghi si rinvengono livelli di calcari micritici, calcari-dolomitici, calcari marnosi siliciferi, arenarie arcoseo-litiche e arenarie quarzoso-feldspatiche, in strati da molto sottili a medi.

Costituiscono limiti di permeabilità per gli acquiferi giustapposti verticalmente o lateralmente e, nello specifico contesto idrogeologico di riferimento, rappresentano degli *acquiclude* di notevole importanza per gli acquiferi dei terreni del substrato; non sono presenti falde o corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza. La permeabilità, per porosità e fessurazione, è variabile da impermeabile a bassa. Al presente complesso si può quindi attribuire un coefficiente di permeabilità k compreso tra $1 \cdot 10^{-10}$ e $1 \cdot 10^{-6}$ m/s.

12.1.2.4 Complesso arenaceo-marnoso

Al complesso in questione sono riferiti i litotipi arenaceo-marnosi delle unità **AIZ**. È formato da Arenarie quarzoso-feldspatiche e quarzoso-litiche, in strati da medi a molto spessi (**CRM**), talora laminati o a geometria lenticolare, in alternanza con argille limose e argille marnose, in strati da molto sottili a medi; si rinvengono frequenti intercalazioni di sabbie limose e sabbie limoso-argillose, in strati da sottili a medi, rari livelli di calcari e calcari marnosi, in strati da molto sottili a sottili, e locali lenti e/o livelli di conglomerati poligenici a matrice sabbioso-limosa; a luoghi sono presenti olistostromi a elementi extra-bacinali costituiti da calcari, calcilutiti e radiolariti, in strati da sottili a medi, talora brecciati.

Costituiscono acquiferi misti di ridotta trasmissività, fortemente eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche di modesta rilevanza, generalmente discontinue e frazionate. La permeabilità, per porosità e fessurazione, è variabile da molto bassa a bassa. A questo complesso si può attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-8}$ e $1 \cdot 10^{-4}$ m/s.

	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV A

12.1.3 *Complessi dei depositi di copertura*

Tale gruppo è rappresentato da dieci differenti complessi idrogeologici, composti essenzialmente da depositi quaternari di natura vulcanica, alluvionale, lacustre e detritico-colluviale.

12.1.3.1 Complesso fluvio-lacustre fine

Il presente complesso è rappresentato dai terreni fluvio-lacustri prevalentemente pelitici dell'unità di copertura **MDL3**. Si tratta di argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi, a struttura indistinta o debolmente laminata (**CFF**), con diffusi inclusi piroclastici e locali ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi, a struttura indistinta o debolmente laminata, con diffusi inclusi piroclastici e locali ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.

Costituiscono limiti di permeabilità per gli acquiferi giustapposti verticalmente o lateralmente e, nello specifico contesto idrogeologico di riferimento, rappresentano degli *acquiclude* di notevole importanza per gli acquiferi dei depositi continentali grossolani; non sono presenti falde o corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da impermeabile a bassa. Al presente complesso può essere quindi attribuito un coefficiente di permeabilità k compreso tra $1 \cdot 10^{-10}$ e $1 \cdot 10^{-6}$ m/s.

12.1.3.2 Complesso travertinoso-sabbioso

Al complesso in questione sono riferiti i termini travertinoso-sabbiosi delle unità **bc4**. È costituito da travertini litoidi, vacuolari e debolmente stratificati (**CTS**), con abbondanti resti vegetali, locali gusci di molluschi, diffusi inclusi piroclastici e frequenti intercalazioni di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi.

Costituiscono acquiferi porosi di discreta trasmissività, fortemente eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche di ridotta rilevanza, localmente autonome ma globalmente a deflusso unitario, che possono avere interscambi con i corpi idrici sotterranei delle strutture idrogeologiche limitrofe. La permeabilità, per porosità e fessurazione, è variabile da bassa a media. A questo complesso è possibile attribuire, quindi, un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-6}$ e $1 \cdot 10^{-3}$ m/s.

12.1.3.3 Complesso alluvionale fine

A tale complesso sono associati i terreni alluvionali prevalentemente fini delle unità **bb3**, **bc3** e **bn3**. Si tratta di argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi, a struttura indistinta o debolmente laminata (**CAF**), con sporadici inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi, a struttura indistinta, con sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.

Costituiscono limiti di permeabilità per gli acquiferi giustapposti verticalmente o lateralmente e, nello specifico contesto idrogeologico di riferimento, rappresentano degli *acquiclude* di importanza variabile in relazione allo spessore dei depositi, generalmente rappresentati da orizzonti discontinui e di esigua potenza; non sono presenti falde o corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da molto bassa a bassa. Al presente complesso può essere attribuito un coefficiente di permeabilità k compreso tra $1 \cdot 10^{-9}$ e $1 \cdot 10^{-6}$ m/s.

12.1.3.4 Complesso fluvio-lacustre sabbioso limoso

Il presente complesso è rappresentato dai depositi prevalentemente sabbioso-limosi delle unità **ba2**, **bb2**, **bc2**, **bn2** e **MDL2**. È costituito da sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi, a struttura indistinta o debolmente laminata (CFS), con locali livelli travertinosi, diffusi inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvencono sottili livelli torbosi e passaggi di limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi, a struttura indistinta, con sporadici inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; talora sono presenti passaggi di ceneri a granulometria sabbiosa e sabbioso-limosa, a struttura indistinta, con diffuse pomice e scorie di dimensioni millimetriche e centimetriche.

Costituiscono acquiferi porosi di discreta trasmissività, piuttosto eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche sotterranee di modesta rilevanza, localmente autonome ma globalmente a deflusso unitario, che possono avere interscambi con i corpi idrici superficiali e/o con quelli sotterranei delle strutture idrogeologiche limitrofe. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da bassa a media. A questo complesso si può quindi attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-7}$ e $1 \cdot 10^{-4}$ m/s.

12.1.3.5 Complesso fluvio-lacustre ghiaioso sabbioso

Questo complesso è costituito dai terreni essenzialmente ghiaioso sabbiosi delle unità **ba1**, **bb1**, **bc1**, **bn1**, **MDL1**. È formato da ghiaie poligeniche ed eterometriche (CFG), da sub-angolose ad arrotondate, con frequenti ciottoli da sub-angolosi ad arrotondati, in matrice sabbiosa, sabbioso-limosa, argilloso-sabbiosa e limoso-argillosa, da scarsa ad abbondante, sciolta o moderatamente cementata; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi, a struttura indistinta, con inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate, localmente sono presenti lenti e/o livelli di conglomerati a clasti poligenici ed eterometrici, da sub-arrotondati ad arrotondati, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa.

Costituiscono acquiferi porosi di buona trasmissività, piuttosto eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche sotterranee di discreta rilevanza, localmente autonome ma globalmente a deflusso unitario, che possono avere interscambi con i corpi idrici superficiali e/o con quelli sotterranei delle strutture idrogeologiche limitrofe. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da bassa ad alta. Al complesso in questione si può attribuire, quindi, un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-6}$ e $1 \cdot 10^{-2}$ m/s.

12.1.3.6 Complesso di origine mista

Al complesso in questione sono riferiti i terreni di copertura prevalentemente grossolani dell'unità **i**. È costituito da ghiaie poligeniche ed eterometriche (COM), da angolose a sub-arrotondate, con frequenti ciottoli da angolosi a sub-angolosi, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa, generalmente abbondante; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi, a struttura indistinta o debolmente stratificata, con sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate.

Costituiscono acquiferi porosi di discreta trasmissività, fortemente eterogenei ed anisotropi; sono privi di corpi idrici sotterranei di importanza significativa, a meno di piccole falde a carattere stagionale. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da bassa a media. A questo complesso si può quindi attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-6}$ e $1 \cdot 10^{-3}$ m/s.

12.1.3.7 Complesso detritico-colluviale

Tale complesso è costituito dai terreni di copertura dell'unità **b2**. È formato quindi da argille limose, limi argillosi e limi argilloso-sabbiosi, a struttura indistinta (CDC), con abbondanti resti vegetali, sporadici inclusi piroclastici e rare ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie,

sabbie limose e limi sabbiosi, a struttura indistinta, con abbondanti resti vegetali, sporadici inclusi piroclastici e frequenti ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate.

Costituiscono acquiferi porosi di scarsa trasmissività, fortemente eterogenei ed anisotropi; sono privi di corpi idrici sotterranei di importanza significativa, a meno di piccole falde a carattere stagionale. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da molto bassa a bassa. Al complesso in questione si può quindi attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-8}$ e $1 \cdot 10^{-5}$ m/s.

12.2 Monitoraggio piezometrico

Allo scopo di indagare l'effettiva presenza di falde idriche sotterranee ed il relativo andamento della superficie piezometrica, nel corso dello studio è stata eseguita una apposita campagna di monitoraggio consistente nella misura del livello di falda dei tubi piezometrici precedentemente installati nei fori di sondaggio. Inoltre, sono state reperite le misurazioni piezometriche condotte nella precedente fase progettuale, in modo da poter integrare al meglio tutte le informazioni idrogeologiche disponibili nell'area di intervento.

12.2.1 2° lotto funzionale Telese - San Lorenzo

Nelle tabelle seguenti si elencano, per lotto funzionale e per singola campagna indagini, le caratteristiche tecniche di ogni piezometro e i livelli piezometrici massimi e minimi registrati.

PIEZOMETRO	TUBO PIEZOMETRICO		QUOTA
Sigla	Tipo	Lunghezza (m)	m s.l.m.
PNIF33G01	Norton	38	96.90
PNIF33G02	Norton	38	96.90

Tabella 7 - Caratteristiche dei piezometri relativi alla campagna indagini "2007".

PIEZOMETRO	TUBO PIEZOMETRICO		QUOTA
Sigla	Tipo	Lunghezza (m)	m s.l.m.
D12	Casagrande	54.5	118.25
D16	Casagrande	30.0	69.10
D17BIS	Casagrande	30.0	74.18

Tabella 8 - Caratteristiche dei piezometri relativi alla campagna indagini "2015".

PIEZOMETRO	TUBO PIEZOMETRICO		QUOTA
Sigla	Tipo	Lunghezza (m)	m s.l.m.
IF15F13	Norton	30.0	77.86
IF15F27	Norton	30.0	101.30
IF15G12	Norton	30.0	68.82

PIEZOMETRO	TUBO PIEZOMETRICO		QUOTA
	Sigla	Tipo	Lunghezza (m)
IF15G14	Norton	45.0	85.44
IF15G15	Norton	50.0	103.05
IF15G16	Norton	30.0	82.89
IF15G20	Norton	30.0	73.03
IF15G22	Norton	60.0	109.83
IF15G24	Norton	30.0	82.69
IF15G26	Norton	90.0	153.07
IF15G28	Norton	35.0	93.13
IF15P11	Norton	20.0	50.58
IF15P11	Casagrande	27.5	50.58
IF15V17	Norton	40.0	59.93
IF15V18	Norton	30.0	62.36
IF15V19	Norton	30.0	59.50
IF15V23	Norton	30.0	61.15
IF15V29	Norton	40.0	70.42
IF15V30	Norton	30.0	72.29
IF15V31	Norton	30.0	75.78

Tabella 9 - Caratteristiche dei piezometri relativi alla campagna indagini "2017".

Per la campagna "2007" il monitoraggio delle strumentazioni piezometriche installate nei fori di sondaggio è stato condotto nel periodo compreso tra luglio 2007 e settembre 2007. Di seguito, si riporta una sintesi del monitoraggio piezometrico condotto sulle strumentazioni della campagna "2007", direttamente utilizzati per la ricostruzione del livello di falda nei profili idrogeologici e litotecnici.

Sondaggio	Campagna indagine	Livello piezometrico massimo		Livello piezometrico minimo	
		Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)	Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)
PNIF33G01 <i>Norton</i>	2007	60.70	07/2007	60.66	09/2007

Sondaggio	Campagna indagine	Livello piezometrico massimo		Livello piezometrico minimo	
		Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)	Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)
PNIF33G02 <i>Norton</i>	2007	76.12	07/2007	75.09	09/2007
PNIF33G03 <i>Norton</i>	2007	146.24	07/2007	143.32	09/2007

Tabella 10 - Dati di monitoraggio piezometrico, condotto nelle precedenti fasi progettuali sulle strumentazioni installate nei fori di sondaggio della campagna indagini "2007", utilizzati nello studio di ricostruzione della falda.

Per la campagna "2008-2009", invece, il monitoraggio delle strumentazioni piezometriche installate nei fori di sondaggio è stato condotto nel periodo compreso tra gennaio-febbraio 2009. Di seguito, si riporta una sintesi del monitoraggio piezometrico condotto sulle strumentazioni della campagna "2008-2009", direttamente utilizzati per la ricostruzione del livello di falda nei profili idrogeologici e litotecnici. In particolare, si sottolinea che le presenti strumentazioni sono attualmente distrutte.

Sondaggio	Campagna indagine	Livello piezometrico massimo		Livello piezometrico minimo	
		Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)	Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)
PNIF52G14 <i>tubo aperto</i>	2008-2009	143.60	01/2009	143.13	02/2009
PNIF52G14 <i>casagrande</i>	2008-2009	97.30	01/2009	95.18	02/2009

Tabella 11 - Dati di monitoraggio piezometrico, condotto nella precedente fase progettuale sulle strumentazioni installate nei fori di sondaggio della campagna indagini "2008-2009", utilizzati nello studio di ricostruzione della falda.

Per la campagna "2015", il monitoraggio delle strumentazioni piezometriche installate nei fori di sondaggio è stato condotto tra i mesi di aprile e settembre 2015, gennaio e aprile 2016, marzo e aprile 2017. Di seguito, si riporta una sintesi del monitoraggio piezometrico condotto sulle strumentazioni della campagna "2015 prima fase", direttamente utilizzati per la ricostruzione del livello di falda nei profili idrogeologici e litotecnici. Si sottolinea che il sondaggio D16 è distrutto.

Sondaggio	Campagna indagine	Livello piezometrico massimo		Livello piezometrico minimo	
		Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)	Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)
D12 <i>tubo aperto</i>	2015	64.19	08/2015	63.97	09/2015
D16 <i>tubo aperto</i>	2015	65.78	04/2015	62.35	09/2015

Sondaggio	Campagna indagine	Livello piezometrico massimo		Livello piezometrico minimo	
		Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)	Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)
D17BIS <i>tubo aperto</i>	2015	56.85	04/2015	54.09	09/2015

Tabella 12 - Dati di monitoraggio piezometrico, condotto sulle strumentazioni installate nei fori di sondaggio della campagna indagini "2015 prima fase", utilizzati nello studio di ricostruzione della falda.

Infine, per la campagna "2017", il monitoraggio delle strumentazioni piezometriche installate nei fori di sondaggio è stato condotto tra i mesi di marzo e aprile 2017. Di seguito, si riporta una sintesi del monitoraggio piezometrico condotto sulle strumentazioni della campagna "2017", direttamente utilizzati per la ricostruzione del livello di falda nei profili idrogeologici e litotecnici. Si sottolinea che il sondaggio IF15G22 è distrutto, mentre il sondaggio IF15R10 non è stato monitorato nel mese di marzo per inaccessibilità.

Sondaggio	Campagna indagine	Livello piezometrico massimo		Livello piezometrico minimo	
		Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)	Quota falda (m s.l.m.)	Data lettura (mese/anno)
IF15F13 <i>tubo aperto</i>	2017	49.03	03/2017	47.92	04/2017
IF15F27 <i>tubo aperto</i>	2017	83.31	03/2017	82.12	04/2017
IF15F42bis <i>tubo aperto</i>	2017	93.67	03/2017	93.67	04/2017
IF15F44 <i>casagrande</i>	2017	131.49	03/2017	130.24	04/2017
IF15F45 <i>tubo aperto</i>	2017	139.40	03/2017	138.78	04/2017
IF15G12 <i>tubo aperto</i>	2017	60.34	03/2017	59.97	04/2017
IF15G14 <i>tubo aperto</i>	2017	50.46	03/2017	48.89	04/2017
IF15G15 <i>tubo aperto</i>	2017	94.70	03/2017	94.33	04/2017
IF15G16 <i>tubo aperto</i>	2017	76.32	04/2017	76.29	03/2017
IF15G20 <i>tubo aperto</i>	2017	53.51	03/2017	53.38	04/2017

Sondaggio	Campagna indagine	Livello piezometrico massimo		Livello piezometrico minimo	
		Quota falda (m s.l.m.)		Data lettura (mese/anno)	
IF15G22 <i>tubo aperto</i>	2017	55.08	03/2017	ND	04/2017
IF15G24 <i>tubo aperto</i>	2017	78.25	04/2017	78.24	03/2017
IF15G26 <i>tubo aperto</i>	2017	91.52	03/2017	89.94	04/2017
IF15G28 <i>tubo aperto</i>	2017	60.10	03/2017	59.55	04/2017
IF15P11 <i>tubo aperto</i>	2017	44.32	03/2017	44.32	04/2017
IF15P11 <i>casagrande</i>	2017	30.17	03/2017	28.72	04/2017
IF15V17 <i>tubo aperto</i>	2017	52.25	03/2017	52.13	04/2017
IF15V18 <i>tubo aperto</i>	2017	53.01	03/2017	52.87	04/2017
IF15V19 <i>tubo aperto</i>	2017	54.48	03/2017	54.48	04/2017
IF15V23 <i>tubo aperto</i>	2017	55.01	03/2017	54.62	04/2017
IF15V29 <i>tubo aperto</i>	2017	55.92	03/2017	55.70	04/2017
IF15V30 <i>tubo aperto</i>	2017	59.44	03/2017	59.24	04/2017
IF15V31 <i>tubo aperto</i>	2017	56.46	03/2017	56.16	04/2017

Tabella 13 - Dati di monitoraggio piezometrico, condotto sulle strumentazioni installate nei fori di sondaggio della campagna indagini "2017", utilizzati nello studio di ricostruzione della falda.

Nello specifico, nelle cartografie e nei profili idrogeologici sono stati riportati unicamente i valori massimi e minimi della falda registrati nel corso delle diverse fasi di monitoraggio, mentre mancano tutte le letture intermedie. In tal modo, infatti, è stato possibile ricostruire l'andamento della superficie piezometrica nelle condizioni più penalizzanti e definire, per ogni punto, la massima variabilità del livello idrico durante l'intero anno idrologico.



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	74 di 158

Nello specifico, nelle cartografie e nei profili idrogeologici sono stati riportati unicamente i valori massimi e minimi della falda registrati nel corso delle diverse fasi di monitoraggio, mentre mancano tutte le letture intermedie. In tal modo, infatti, è stato possibile ricostruire l'andamento della superficie piezometrica nelle condizioni più penalizzanti e definire, per ogni punto, la massima variabilità del livello idrico durante l'intero anno idrologico.

12.3 Opere di captazione ed emergenze sorgentizie

Per poter ricostruire con maggior dettaglio l'andamento e le caratteristiche delle falde idriche presenti nell'area, nel corso delle precedenti fasi di studio si è provveduto ad acquisire tutte le informazioni disponibili relativamente ai punti d'acqua esistenti nel settore di intervento. Le emergenze sorgentizie risultano scarse, mentre le opere di captazione (pozzi) sono diffuse anche se generalmente di scarsa rilevanza.

In particolare, all'interno dell'intera area di studio del II Lotto Frasso Telesino – Vitulano sono stati individuate n. 12 emergenze sorgentizie, di cui solo n. 6 con misura delle portate, e n. 69 pozzi per il prelievo delle acque dal sottosuolo, ad uso essenzialmente idropotabile e/o irriguo. Data l'inaccessibilità della maggior parte delle opere di captazione per l'ubicazione in proprietà private, solo per n. 21 dei pozzi censiti sono disponibili misure del livello piezometrico in foro.

Tutti i dati raccolti sono riassunti in apposite monografie di sintesi riportate nella documentazione della precedente fase progettuale (cfr. IF0H 02 D69 RH GE0002 001). I punti di rilievo, individuati da un codice numerico univoco, sono invece riportati nella Carta idrogeologica e profilo idrogeologico in scala 1:5000 in allegato alle presenti note di sintesi (cfr. IF0H 12 D69 N5 GE0002 001-3, IF0H 22 D69 N5 GE0002 001-3 e IF0H 32 D69 N5 GE0002 001-2).

12.4 Condizioni di deflusso idrico sotterraneo

I dati raccolti durante lo studio condotto, di carattere geologico ed idrogeologico, hanno permesso di definire le caratteristiche generali dell'area e di individuare, nel dettaglio, il regime di deflusso idrico sotterraneo proprio dei settori di interesse. Si sottolinea che le ricostruzioni del livello piezometrico in profilo derivano da un'analisi approfondita dei dati di monitoraggio strumentale a disposizione, opportunamente integrati con tutte le informazioni raccolte circa l'assetto idrogeologico e stratigrafico-strutturale dell'area. In particolare, per quanto concerne i dati strumentali, le ricostruzioni sono state effettuate utilizzando il livello piezometrico massimo registrato durante le differenti campagne di monitoraggio, al fine di considerare la condizione idrogeologica più cautelativa per le opere in questione.

Buona parte dei corpi idrogeologici individuati rappresentano, nello schema di circolazione idrica dell'area, degli acquiferi di importanza più o meno significativa, a seconda delle locali caratteristiche di permeabilità dei litotipi e della estensione latero-verticale dei depositi. Ad essi si aggiungono, inoltre, alcuni corpi idrogeologici secondari che, nello specifico contesto di riferimento, possono essere considerati come degli *acquiclude* o degli *acquitard*, in quanto tamponano lateralmente e verticalmente gli acquiferi sotterranei principali, portando alla formazione di locali emergenze sorgentizie.

I litotipi calcareo-marnosi e calcareo-dolomitici del substrato presentano degli acquiferi di una certa rilevanza dal punto di vista idrogeologico, sia per la discreta trasmissività dei terreni che per la variabile estensione areale e verticale degli stessi. In generale, i suddetti depositi sono sede di una falda freatica di basa di una certa rilevanza, a cui si aggiungono numerose falde più superficiali a carattere prevalentemente stagionale. Tali acquiferi sono generalmente caratterizzati da un deflusso idrico sotterraneo discontinuo e frazionato, contenuto nelle porzioni



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	75 di 158

più carsificate e fessurate dell'ammasso, ma localmente influenzato dalla presenza degli orizzonti pelitici più spessi ed estesi.

I litotipi prevalentemente argilloso-limosi e argilloso-marnosi del substrato presentano una permeabilità per porosità e fessurazione variabile da impermeabile a bassa e, quindi, sono caratterizzati dall'assenza di falde o corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza. Nello schema di circolazione idrica dell'area, tali terreni possono quindi essere considerati come degli *acquiclude* di notevole importanza, in quanto tamponalo lateralmente e verticalmente gli acquiferi sotterranei più importanti.

I termini arenaceo-marnosi del substrato, al contrario, rappresentano degli acquiferi di modesta rilevanza dal punto di vista idrogeologico, sia per la bassa trasmissività dei terreni che per la ridotta estensione areale e verticale degli stessi. In generale, sono sede di falde sotterranee di scarsa importanza, in quanto contraddistinte da un deflusso idrico sotterraneo frazionato e fortemente eterogeneo. Le suddette falde presentano un carattere sia perenne che stagionale e risultano spesso sostenute dagli orizzonti pelitici del substrato sedimentario dell'area di intervento. Le direzioni di deflusso sono ovviamente piuttosto eterogenee e, in genere, risultano influenzate dal locale stato di fratturazione dell'ammasso e dalla presenza di elementi tettonici di importanza variabile.

I litotipi più grossolani del Tufo Grigio Campano, affioranti lungo la piana alluvionale del Fiume Volturno, rappresentano acquiferi di particolare interesse per i settori Sud-occidentali della zona di studio. All'interno di tali depositi si sottolinea la presenza di importanti falde freatiche a carattere perenne, spesso captate con pozzi per l'approvvigionamento idrico dei centri abitati della zona. Tali acquiferi sono spesso in comunicazione con le falde idriche dei sistemi alluvionali, a cui sono giustapposti sia lateralmente che verticalmente. Sono sede di corpi idrici sotterranei di particolare rilevanza, in parte separati ed in parte interconnessi, con caratteristiche di falde libere o confinate. Le direzioni di deflusso sono generalmente piuttosto variabili e disomogenee, in quanto controllate dalla presenza di fratture e cavità. In relazione alla relativa profondità delle falde rispetto alla superficie topografica, le emergenze sorgentizie sono piuttosto rare.

I depositi meno permeabili del Tufo Grigio Campano, di natura pelitica o tufacea, sono privi di corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza e in generale costituiscono degli *acquitard* di importanza variabile per i termini vulcanoclastici più grossolani. I suddetti depositi, infatti, tendono a confinare lateralmente e verso l'alto gli acquiferi dei termini cineritici più permeabili, limitando di fatto l'infiltrazione efficace superficiale e riducendo notevolmente la capacità di ricarica dei suddetti acquiferi a seguito delle precipitazioni meteoriche.

I sedimenti alluvionali e fluvio-lacustri più grossolani rappresentano gli acquiferi più importanti di tutta l'area di studio, in quanto caratterizzati da notevole estensione ed elevata trasmissività. Costituiscono dei sistemi idrogeologici particolarmente articolati e complessi, in quanto direttamente influenzati dalle forti variazioni granulometriche dei depositi e dalla presenza di locali intercalazioni pelitiche di bassa permeabilità. Sono sede di corpi idrici sotterranei in parte separati ed in parte interconnessi, con caratteristiche di falde libere o semiconfinite. Tali falde presentano dei gradienti idraulici generalmente piuttosto bassi e, in generale, risultano alimentate dalle precipitazioni meteoriche e dai principali corsi d'acqua dell'area, anche se non sono da escludere possibili scambi idrici sotterranei con gli acquiferi giustapposti lateralmente e verticalmente.

In corrispondenza delle principali piane alluvionali, le suddette falde sono situate a pochi metri di profondità dal piano campagna e presentano un andamento pressoché tabulare e blandamente degradante verso l'alveo attuale. In corrispondenza dei maggiori terrazzi alluvionali, al contrario, le falde idriche di tali depositi sono situate a diverse decine di metri di profondità dal piano campagna e mostrano un andamento fortemente influenzato dalla morfologia dell'orizzonte impermeabile di base, con la formazione di numerose sorgenti superficiali in prossimità della base dei rilievi.

I litotipi travertinoso-sabbiosi intercalati alle successioni alluvionali e vulcanoclastiche sono invece caratterizzati da falde freatiche di scarsa rilevanza, essenzialmente a causa della ridotta estensione latero-verticale dei depositi. Si tratta di falde a carattere sia perenne che stagionale, localmente autonome ma globalmente a deflusso unitario, alimentate sia dalle precipitazioni meteoriche che dai principali corpi idrici superficiali dell'area. I gradienti idraulici generalmente molto bassi e, in generale, non mancano ingenti scambi idrici sotterranei con gli acquiferi dei depositi alluvionali più permeabili.

I terreni essenzialmente pelitici delle successioni alluvionali e fluvio-lacustri sono caratterizzati da un coefficiente di permeabilità variabile da impermeabile a basso e, in generale, sono privi di falde o corpi idrici sotterranei di particolare rilevanza. In particolare, i termini pelitici di origine fluvio-lacustre sono caratterizzati da una notevole estensione e, quindi, costituiscono un *acquicluda* di grande importanza per tutti gli acquiferi quaternari ad essi giustapposti. I depositi argilloso-limosi di genesi alluvionale, al contrario, sono contraddistinti da una ridotta estensione latero-verticale e, pertanto, costituiscono dei limiti di permeabilità di scarsa rilevanza ai fini del deflusso idrico sotterraneo dei principali corpi idrogeologici dell'area.

I depositi di copertura più recenti, di genesi mista o detritico-colluviale, non presentano corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza, sia per la scarsa trasmissività dei terreni che per il ridotto spessore degli stessi. Pertanto, la circolazione idrica avviene principalmente in senso verticale, tramite il passaggio delle acque meteoriche dalla superficie topografica alle falde più profonde degli acquiferi sottostanti. A tali coperture si collegano manifestazioni sorgentizie stagionali ed effimere, che danno origine ad una diffusa circolazione di acque in superficie subito dopo gli eventi piovosi.

Mediante l'interpolazione dei dati piezometrici a disposizione, è stato possibile ricostruire l'andamento dei principali corpi idrici sotterranei presenti all'interno degli acquiferi individuati in tutta l'area di intervento. In particolare, sulla scorta di tutti i dati idrogeologici a disposizione, è stato possibile definire l'andamento plano-altimetrico delle principali falde freatiche presenti nel settore di studio, sia in corrispondenza delle zone di fondovalle che lungo i rilievi collinari.

La Galleria Tuoro S. Antuono è caratterizzata dalla presenza di una falda di base posta all'interno degli orizzonti litoidi più fessurati e carsificati dei complessi calcareo-marnoso e calcareo-dolomitico. La falda presenta un carattere marcatamente freatico e, in generale, è caratterizzata da un gradiente idraulico variabile e condizionato dalle differenze di permeabilità locali e dalla presenza di importanti assi di drenaggio, superficiali e sotterranei. La superficie piezometrica è posta a notevole profondità dal piano campagna, ad una quota grossomodo comparabile con quella del piano ferro previsto dal progetto, a meno del settore centrale dove i dati di monitoraggio disponibili evidenziano una parziale depressione del livello piezometrico causata dalla presenza di termini litologici a permeabilità relativa maggiore. Inoltre in corrispondenza dei due imbocchi, la superficie freatica di base tende a deprimersi di alcuni metri rispetto al piano ferro, fino a raccordarsi con la superficie piezometrica che caratterizza la falda freatica dei depositi alluvionali presenti ai margini della dorsale. Sul versante nord-orientale della dorsale, imbocco lato Benevento, è stata individuata una falda sospesa all'interno dei depositi alluvionali terrazzati a quote maggiori del cavo della galleria.

Nel settore centrale della zona di studio, lungo la piana alluvionale compresa tra la Galleria Tuoro S. Antuono e la Galleria Cantone, è presente un'importante falda freatica all'interno dei depositi alluvionali grossolani che colmano la valle. La falda presenta un andamento blandamente degradante verso il fondovalle del F. Calore e risulta sostenuta ad Ovest dai termini arenaceo-marnosi del substrato e ad Est dai litotipi prevalentemente pelitici della successione fluvio-lacustre. Ancora una volta, la superficie piezometrica è posta a pochi metri di profondità dal piano campagna, immediatamente al di sopra della superficie di contatto tra i depositi alluvionali terrazzati e i depositi alluvionali antichi e recenti.

 <p>ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE</p>	<p>ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO</p>					
	<p>RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA</p>	<p>COMMESSA IF0H</p>	<p>LOTTO 22</p>	<p>CODIFICA D 69 RG</p>	<p>DOCUMENTO GE 00 01 001</p>	<p>REV. .A</p>

In corrispondenza dei terrazzi morfologici interessati dalla realizzazione delle Gallerie Cantone, Limata e San Lorenzo, i dati piezometrici a disposizione hanno evidenziato la presenza di una estesa falda freatica posta all'interno dei termini ghiaioso-sabbiosi e sabbioso-limosi dei depositi alluvionali recenti e terrazzati. Tale falda presenta un andamento più articolato di quella presente nei settori di piana alluvionale, in quanto direttamente influenzata dall'andamento della superficie di contatto tra i depositi alluvionali più permeabili e i terreni fluvio-lacustri meno permeabili presenti alla base. Pertanto, nei settori centrali dei terrazzi morfologici la superficie freatica risulta piuttosto profonda e posta a diverse decine di metri di profondità dal piano campagna, anche se sempre al di sopra del piano ferro previsto dal progetto. Nei settori bordieri dei suddetti rilievi, al contrario, la superficie piezometrica tende a deprimersi per raccordarsi con la superficie freatica della falda di subalveo e dà spesso origine a piccole emergenze sorgentizie in prossimità delle zone di contatto tra depositi alluvionali grossolani e depositi fluvio-lacustri fini. Solo in corrispondenza dell'imbocco occidentale della Galleria Cantone e dell'imbocco orientale della Galleria San Lorenzo, la superficie piezometrica si abbassa di diversi metri rispetto al piano campagna a causa di un evidente approfondimento dei depositi poco impermeabili presenti alla base.

In corrispondenza della piana alluvionale del F. Calore, nel settore compreso tra la Galleria San Lorenzo e la fine del lotto funzionale in loc. Piana, è presente una estesa falda freatica all'interno dei depositi alluvionali più grossolani che colmano il fondovalle. Anche in questo caso, la falda è sostenuta dai termini prevalentemente pelitici della successione fluvio-lacustre, anche se non sono presenti dati diretti nei settori centrali della piana visto il notevole spessore dei depositi alluvionali terrazzati. In questo settore la falda risulta alimentata dall'alveo del F. Calore e presenta una superficie piezometrica piuttosto profonda, posta ben al di sotto del piano ferro di progetto anche nei settori interessati dalla realizzazione della Galleria Ponte.

13 SISMICITÀ DELL'AREA

Le caratteristiche di sismicità dell'Italia centro-meridionale sono da porre in relazione, sostanzialmente, con il complesso assetto strutturale dei settori più esterni della Catena Appenninica e della fascia di transizione tra i domini di Avanfossa e quelli di Avampaese (Del Gaudio et al. 2007; Pino et al. 2008). Nell'area sono stati condotti numerosi studi che hanno fornito una accurata interpretazione dei diversi terremoti storici verificatisi in questo settore di territorio, individuando le strutture sismogenetiche responsabili e le loro caratteristiche principali (Frepoli & Amato 2000; Venisti et al. 2004; Del Gaudio et al. 2007; Pierri et al. 2008; Pino et al. 2008).

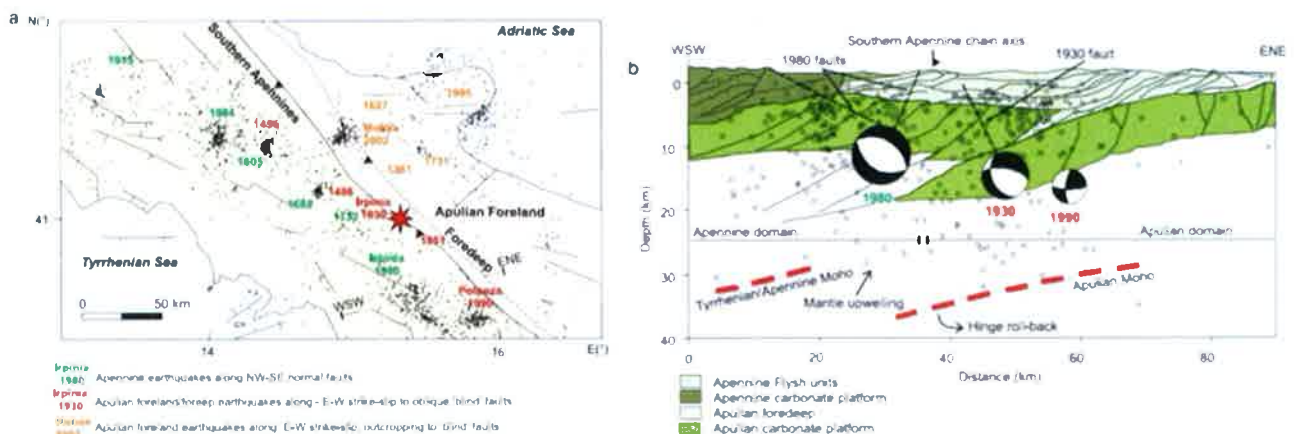


Figura 16 – Interpretazione dei principali elementi sismotettonici dell'Appennino meridionale: (a) in pianta e (b) in sezione (da Pino et al. 2008).

Gli eventi sismici più forti sono avvenuti in corrispondenza dei settori di catena, lungo faglie normali ad asse circa NW-SE dovute al cuneo di mantello in risalita al di sotto dell'orogene appenninico (Frepoli & Amato 2000). In corrispondenza dei settori di avampaese, invece, i principali terremoti storici presentano intensità decisamente inferiori ai precedenti e risultano connessi, in buona sostanza, a faglie distensive e trascorrenti orientate circa E-W (Pierri et al. 2008).

In particolare, l'Appennino Campano ricade in uno dei settori di catena con la più alta manifestazione di attività sismica. Tale sismicità risente infatti dei numerosi sistemi di faglie normali presenti lungo la Catena Appenninica, che hanno determinato un sollevamento generalizzato della stessa (Ciaranfi et al. 1983) e la formazione di importanti bacini intra-montani. I suddetti sistemi di faglie presentano una orientazione prevalentemente NW-SE e si muovono in risposta ad un campo di deformazione estensionale attivo dal Pleistocene medio-superiore (Cinque et al. 1993), il cui asse di minimo stress (σ_3) è orientato all'incirca in senso anti-appenninico (Amato et al. 1995; Kiratzi 1994; Mariucci & Muller 2003; Montone et al. 2004).

L'esistenza di tale campo di deformazione si manifesta con una sismicità localizzata entro i primi 20 km di crosta (Castello et al. 2005; Chiarabba et al. 2005) e con meccanismi focali prevalentemente distensivi o trastensivi (Montone et al. 2004; Vannucci & Gasperini 2004). Tuttavia, a dispetto di tale assetto geologico-strutturale, il settore di interesse progettuale non è sede epicentrale di sismi importanti, ma sicuramente ha risentito degli effetti collegati a terremoti localizzati nelle regioni adiacenti.

La consultazione del database DISS (vers. 3.2.0., 2015), relativo alle potenziali sorgenti sismogenetiche con magnitudo maggiore di 5.5, mostra che il tracciato di progetto non risulta interessato dalla presenza di potenziali faglie sismogenetiche. La fascia di sorgenti composite più vicina è posta circa 4 km a NE della zona di studio ed è rappresentata dalla sorgente composita ITCS024 *Miranda-Apice*, che contiene la sorgente individuale *Tammaro Basin* (profondità stimata 1-14 Km, magnitudo massima 6.6, *Slip rate* 0.1-1 mm/anno).

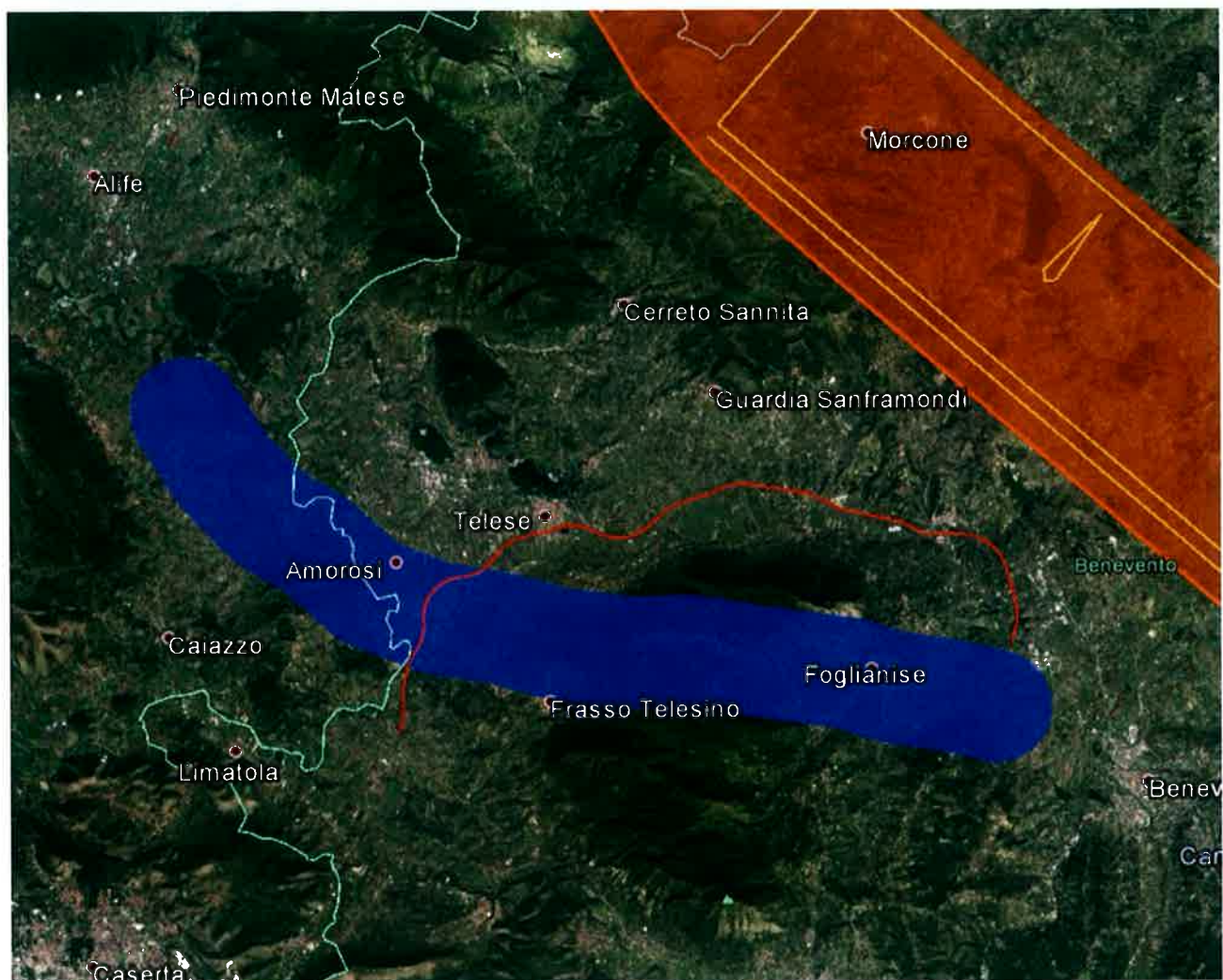


Figura 17 - Localizzazione delle potenziali sorgenti di terremoti con $M > 5.5$ nell'area di studio (da DISS Working group 2015, <http://diss.rm.ingv.it/diss/>); in colore rosso è indicato il tracciato di interesse progettuale.

Ad ogni modo, è da segnalare la presenza di una fascia di Sorgenti Sismogenetiche Dibattute tra il km 18+900 e il km 23+900 circa. Questa categoria di sorgenti contiene faglie proposte come potenziali sorgenti sismogenetiche in letteratura ma non ancora incluse (o non includibili) nelle altre categorie di sorgenti del DISS (individuali o composite). I motivi che non hanno permesso tale inclusione spaziano dalla mancanza di evidenze geologiche stringenti a problemi di incompatibilità geometrico-cinematica con le sorgenti sismogenetiche individuali e composite già presenti nel database.

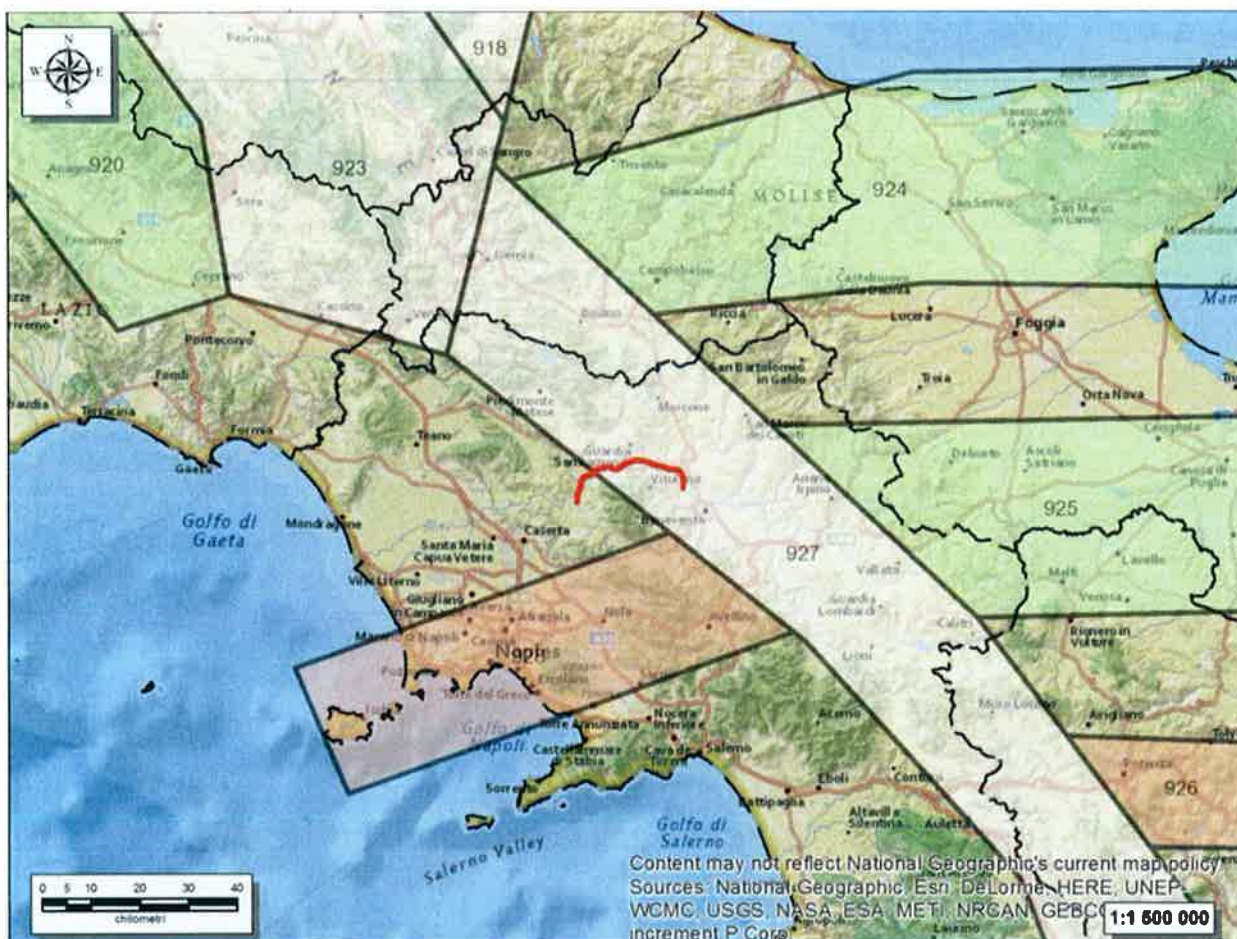


Figura 18 – Stralcio della zonazione sismogenetica ZS9 (da Meletti & Valensise 2004, http://www.pcn.minambiente.it/arcgis/services/Zone_sismogenetiche_ZS9); in colore rosso è indicato il tracciato ferroviario di progetto.

Relativamente alla vigente zonazione sismogenetica del territorio nazionale ZS9 (Meletti & Valensise 2004), la porzione più orientale del tracciato ferroviario in oggetto, a partire dal km 24+400 circa, ricade all'interno della **Zona 927 Sannio-Irpinia-Basilicata**. Sulla base degli studi sismologici più aggiornati, in tale settore sono attesi terremoti di media profondità ($P = 8-12$ km) e di elevata magnitudo ($M_{max} = 7.06$), riconducibili a meccanismi di fagliazione prevalentemente normale.

13.1 Sismicità storica

Nonostante il catalogo sismico copra un intervallo di tempo di oltre 2000 anni, molti degli eventi registrati sono concentrati negli ultimi sei secoli, tra il 1456 e il 1980, anche per via della maggiore accuratezza e completezza dei documenti storici rinvenuti. In particolare, l'ultimo terremoto di grande intensità epicentrale è stato quello del 23 novembre 1980, con una magnitudo momento pari a 6.9 ed una intensità epicentrale del X grado MCS (Carannante et al. 2012). Questo terremoto è stato il più forte degli ultimi ottanta anni e ha causato circa 3000 vittime e la totale distruzione di almeno 15 paesi (Postpischl 1985).

DATA	ORA	AREA EPICENTRALE	I (MCS)	I ₀	M _w
05/12/1456	-	Appennino centro-meridionale	9	11	7.19
05/06/1688	15:30	Sannio	11	11	7.06
08/09/1694	11:40	Irpinia-Basilicata	6	10	6.73
14/03/1702	05:00	Sannio-Irpinia	9	10	6.56
14/01/1703	18:00	Valnerina	6-7	11	6.92
29/10/1732	07:40	Irpinia	7-8	10-11	6.75
26/07/1805	21:00	Molise	8	10	6.68
14/08/1851	13:20	Vulture	F	10	6.52
16/12/1857	21:15	Basilicata	7-8	11	7.12
08/09/1905	01:43	Calabria meridionale	3	10-11	6.95
13/01/1915	06:52	Marsica	5	11	7.06
23/07/1930	00:08	Irpinia	7-8	10	6.67
21/08/1962	18:19	Irpinia	7	9	6.15
23/11/1980	18:34	Irpinia-Basilicata	7	10	6.81

Tabella 14 – Parametri sismici relativi ai principali terremoti storici verificatisi nell'Appennino meridionale
 (<http://emidius.mi.ingv.it/DBMI15>). Legenda: I= intensità massima, I₀= intensità epicentrale, M_w= Magnitudo momento.

Il sisma del 1980 è stato il primo per il quale è stata osservata una dislocazione in superficie, con rigetti fino a 1 m lungo le scarpate, e fu provocato da un complesso processo di fagliazione avvenuto lungo diversi segmenti di faglia compresi tra Nusco e Pano di S. Gregorio Magno (Chiocchini 2007; Carannante et al. 2012). Il meccanismo focale sintetico dell'intera rottura ha evidenziato, in particolare, un chiaro evento distensivo lungo un piano orientato N40W-N40W con pendenza di circa 60° e una bassa componente *strike slip*. Le scosse principale furono seguite da centinaia di *aftershocks*, compresi due eventi di Ml = 4.9 (25 Novembre e 3 Dicembre), a profondità crostali differenti a seconda dei segmenti coinvolti, ma comunque entro i primi 20 km di profondità (Pantosti & Valensise 1990; Westaway 1992; Bernard & Zollo 1989).

Fatta eccezione per il terremoto del 1980, i dati derivanti dalla sismicità strumentale nella regione campana (Castello et al. 2005) e riferibili ad un periodo che va dal 1981 al 2007, mostrano come la sismicità si manifesti con sequenze sismiche di bassa energia e a sciame, i cui ipocentri sono concentrati all'interno dei primi 10-20 km di crosta (Chiarabba et al. 2005; Gruppo di Lavoro MPS 2004), in analogia con il resto della sismicità appenninica. Nell'area non si evidenziano sequenze sismiche di particolare importanza, fatta eccezione per quella verificatasi nel periodo Aprile-Ottobre 2005, i cui eventi hanno raggiunto il 21 Maggio una magnitudo locale di 3.7 ed una profondità massima di circa 17 km (Carannante et al. 2012). Nonostante la bassa sismicità che contraddistingue il settore casertano, l'area di intervento risulta comunque molto prossima al settore beneventano, che presenta al contrario un elevato rischio sismico (Alessio et al. 1996; Barbano et al. 1989).



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

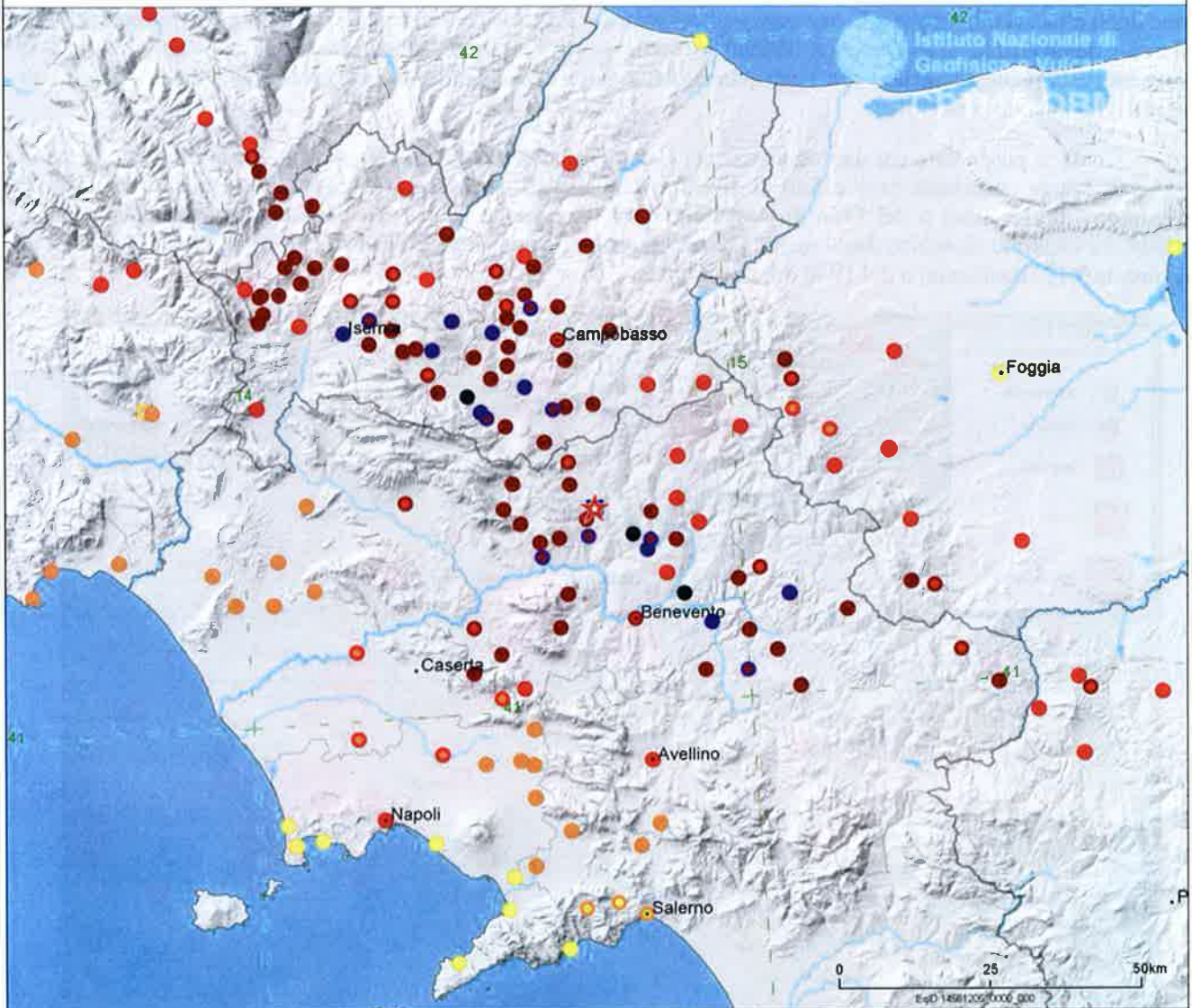
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	82 di 158

Il settore beneventano, infatti, è condizionato dalla sismicità compresa all'interno di due importanti zone sismogenetiche, caratterizzate da elevati valori attesi in termini di intensità MCS (Carannante et al. 2012). Immediatamente a Sud del M. Camposauro, è stata ipotizzata la presenza nel sottosuolo di una importante struttura sismogenetica responsabile del terremoto del 1688 (Cinque et al. 2000; Valensise & Pantosti 2001; Vilardo et al. 2003; Di Bucci et al. 2005). In particolare bisogna porre l'attenzione sul forte rilascio di energia sismica in una zona dove *slip rates* bassi e quindi, tempi di ricorrenza lunghi, potrebbero trarre in inganno ed indurre a sottovalutare il potenziale sismogenetico di molte strutture (Valensise & Pantosti 2001). Un quadro differente è deducibile, invece, dalla sismicità storica delle regioni circostanti come il Molise e la Basilicata, per le quali sono noti molti eventi le cui intensità epicentrali superiori a IX grado MCS e magnitudo momento pari a 6.96 (Carannante et al. 2012).

05 December 1456, Appennino centro-meridionale
MDP set by Meletti et al. 1988
NMDP 199 Imax 11

CPTI15 ★ 41.302, 14.711 Mw 7.19 ±0.10
macroseismic □ 41.302, 14.711 Mw 7.19 ±0.10



 Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia | **CPTI15-DBMI15**

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Int.	2-3	3-4	F	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11

Figura 19 - Distribuzione del danneggiamento prodotto dal terremoto del 1456 nell'area di studio (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15>).

In occasione del terremoto del 26 luglio 1805, l'isosista VIII grado MCS risulta curvata proprio in corrispondenza del Taburno-Camposauro e allungata in direzione della Piana Campana (Postpischl 1985; Esposito et al. 1987, Esposito et al. 1988), così come l'isosista VII grado MCS del terremoto lucano del 16 Dicembre 1857, investe la stessa area anche se con un andamento differente (Postpischl 1985; Porfido et al. 1988). Anche la

ricostruzione dell'isosista IX grado MCS dei terremoti del 1456, 1688, 1702 e del 1930 mostra un parziale interessamento dell'area (Alessio et al. 1996), stavolta con un caratteristico allungamento in senso appenninico. In particolare, si ritiene che il terremoto del 1456 si sia manifestato attraverso scosse multiple su tre diversi segmenti di faglia, uno dei quali localizzato nel Sannio (Carannante et al. 2012). La sorgente sismogenetica di questo sisma, come degli altri eventi, sarebbe da ricercare nell'Avampaese Apulo e nei lineamenti orientati E-W, diversamente dal resto della sismicità appenninica. Anche in questo caso è riportata una vistosa curvatura delle isosiste in direzione della piana Campana, con l'estensione dell'area di danneggiamento che investe chiaramente la città di Caserta (Carannante et al. 2012).

Come si può notare dai dati contenuti nel Catalogo Parametrico dei Terremoti italiani (CPTI15), l'area in questione è stata interessata dagli effetti di diversi eventi sismici di una certa intensità, come quello del 1688 di magnitudo 7.06 (Sannio) o del 1456 di magnitudo 7.19 (Appennino centro-meridionale). Tuttavia quest'area, in passato, ha mostrato di subire danni anche per terremoti localizzati in aree più lontane, come quello del 1857 di magnitudo 7.12 (Basilicata) o del 1930 di magnitudo 6.67 (Irpinia).

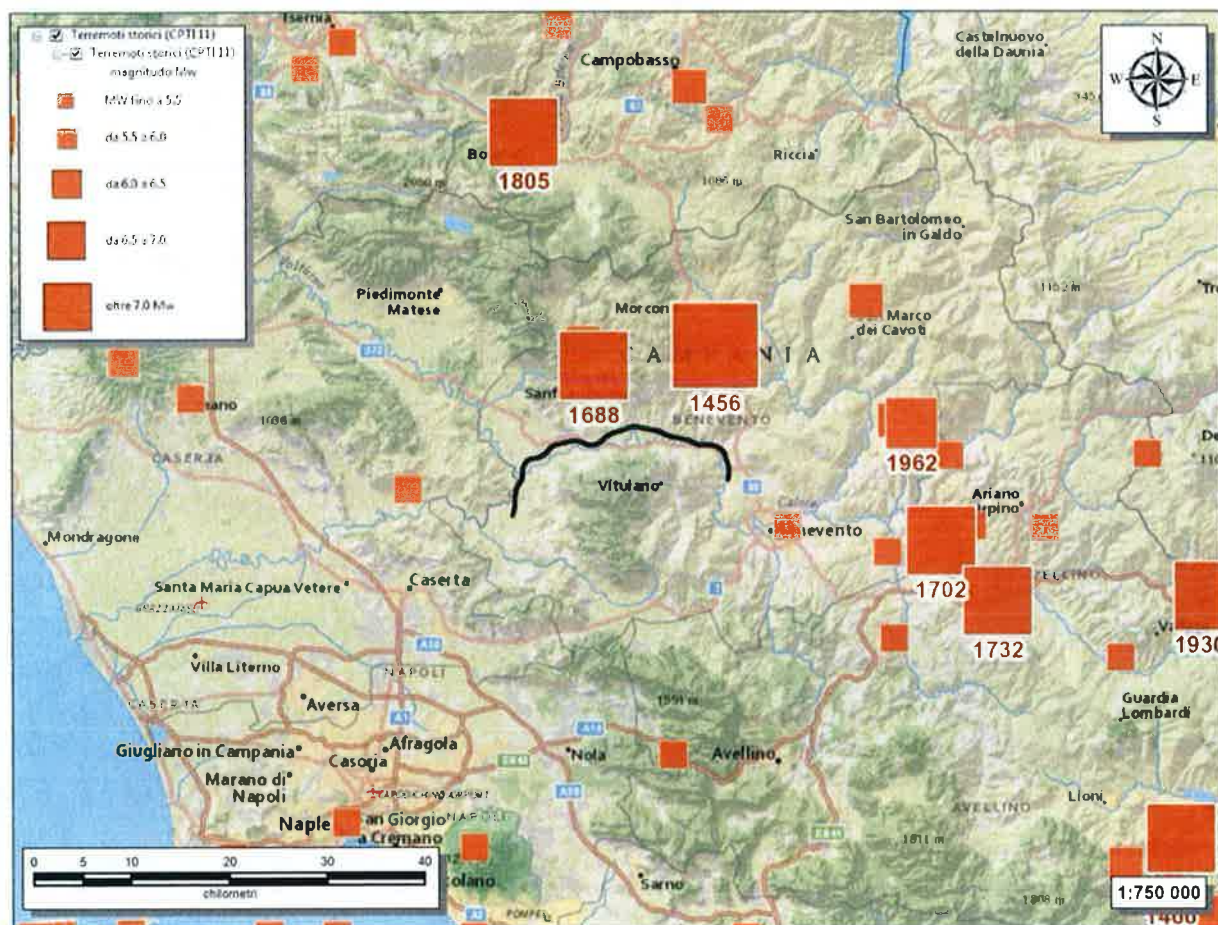


Figura 20 – Ubicazione dei principali terremoti storici che hanno interessato l'area di studio (da catalogo CPTI15). In colore nero è riportata l'intera tratta ferroviaria di interesse.

Nelle figure seguenti sono elencati gli eventi sismici riportati nel Database Macrosismico Italiano pubblicato dall'INGV (versione DBMI15) al fine di documentare la storia sismica dei centri abitati della provincia di Benevento ricadenti nelle aree di progetto quali Amorosi, Benevento, Castelvenere, Dugenta, Guardia Sanframondi, Melizzano, Ponte, San Lorenzo Maggiore, Solopaca, Telese e Torrecuso (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di Amorosi

[41.202, 14.462]

Numero eventi: 14

Effetti	In occasione del terremoto del:					
	I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
3		1885 09 17 09 35	Benevento	22	5	4.26
NF		1903 05 04 03 44	Valle Caudina	78	7	4.69
7-8		1930 07 23 00 08	Irpinia	547	10	6.67
6		1962 08 21 18 19	Irpinia	562	9	6.15
7		1980 11 23 18 34 52.0	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81
5		1990 05 05 07 21 29.61	Potentino	1375		5.77
NF		1991 05 26 12 25 59.42	Potentino	597	7	5.08
3		1996 04 03 13 04 34.98	Irpinia	557	6	4.9
4		1997 03 19 23 10 50.02	Sannio-Matese	284	6	4.52
3		1997 04 22 03 12 03.61	Sannio-Matese	57	5	4.06
NF		1997 10 14 15 23 10.64	Valnerina	786		5.62
3		2002 11 01 15 09 01.92	Molise	638	7	5.72
NF		2005 05 21 19 55 19.0	Area Nolana	271	5	4.07
NF		2006 05 29 02 20 06.26	Gargano	384		4.64

Figura 21 – Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Amorosi (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); I_o intensità massima (MCS); M_w magnitudo momento; Ax Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

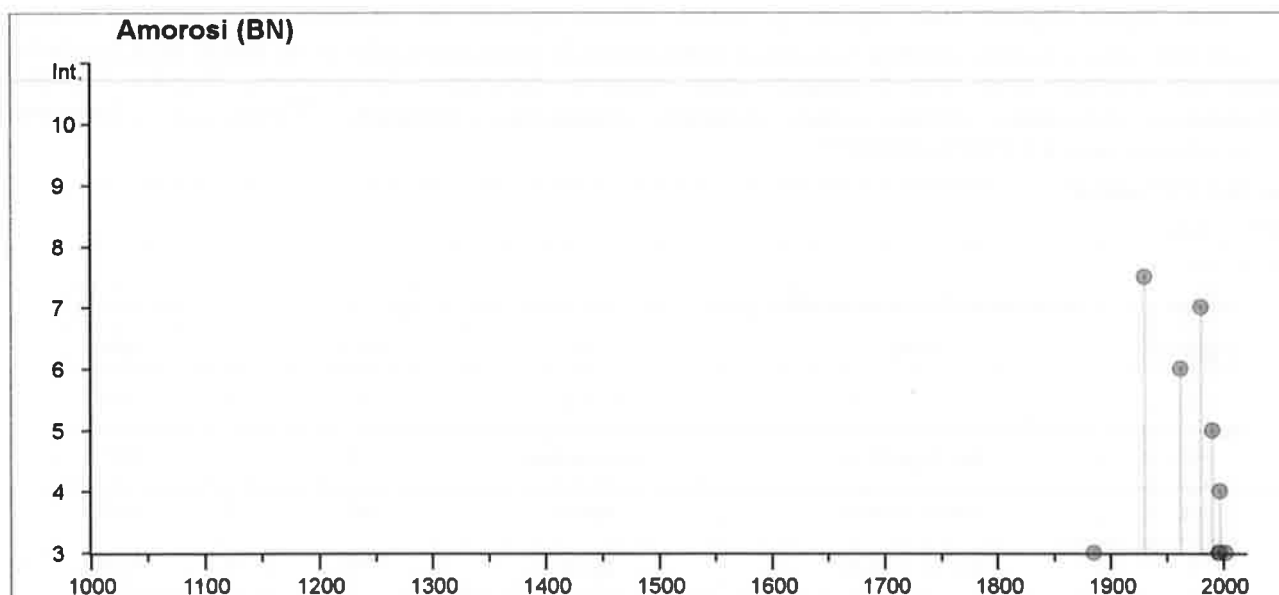


Figura 22 – Grafico illustrante la storia sismica di Amorosi. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di Benevento

[41.131, 14.778]

Numero eventi: 78

Effetti	In occasione del terremoto del:					
	I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
6		1019 04 01	Benevento	1	6	4.63
6		1044 04 19 09	Benevento	1	6	4.63
6		1094 01 14	Benevento	1	6	4.63
7-8		1125 10 11	Benevento	1	7-8	5.33
5-6		1139 01 22	Benevento	1	5-6	4.4
8-9		1456 12 05	Appennino centro-meridionale	199	11	7.19
5		1561 07 31 19 45	Vallo di Diano	22	9	6.34
4		1575 06 05 20 30	Napoli	2	5-6	3.25
6		1587	Benevento	1	6	4.63
5		1627 07 30 10 50	Capitanata	64	10	6.66
5		1688 01 14	Benevento	1	5	4.16

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IP0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	87 di 158

9	1688 06 05 15 30	Sannio	215	11	7.06
6-7	1688 08 14	Beneventano	3	6-7	4.86
5-6	1688 10 12	Beneventano	1	5-6	4.4
6	1694 09 08 11 40	Irpinia-Basilicata	251	10	6.73
7-8	1702 03 14 04 30	Sannio-Irpinia	4	6-7	4.86
9	1702 03 14 05	Sannio-Irpinia	37	10	6.56
7-8	1702 04 02 06 20	Sannio-Irpinia	4	6-7	4.86
6-7	1702 04 06 16 55	Sannio-Irpinia	1	6-7	4.86
6-7	1703 01 14 18	Valnerina	197	11	6.92
7-8	1732 11 29 07 40	Irpinia	183	10-11	6.75
5	1733 07 16 04	Irpinia	2	5	4.16
6-7	1739 02 27 04 20	Benevento	3	5-6	4.4
F	1741 08 06 13 30	Irpinia	8	7-8	5.44
6	1782 01 11	Benevento	2	5	4.16
5-6	1794 06 12 22 30	Irpinia	16	7	5.26
6-7	1805 07 26 21	Molise	220	10	6.68
6-7	1814 11 25	Beneventano	2	5-6	4.4
6	1814 12 01 06	Beneventano	1	6	4.63
5-6	1875 12 06	Gargano	97	8	5.86
3	1877 08 24 02 45	Lazio meridionale	54	7	5.21
6	1885 09 17 09 35	Benevento	22	5	4.26
4	1885 12 26 02	Molise	28	5-6	4.66
NF	1887 12 03 03 45	Calabria settentrionale	142	8	5.55
4	1889 12 08	Gargano	122	7	5.47
NF	1892 01 22	Colli Albani	81	7	5.14
3	1892 04 20	Gargano	15	6-7	5.02
4	1893 01 25	Vallo di Diano	134	7	5.15

NF	1893 08 10 20 52	Gargano	69	8	5.39
NF	1894 11 16 17 52	Calabria meridionale	303	9	6.12
5	1895 02 01 07 24 35.0	Monti del Partenio	40	5	4.29
4	1895 08 09 17 38 20.0	Adriatico centrale	103	6	5.11
NF	1903 05 04 03 44	Valle Caudina	78	7	4.69
4	1903 12 07 05 58	Beneventano	9	4-5	4.14
4-5	1903 12 07 19 45	Beneventano	4	4-5	3.93
5	1904 07 18 20 02	Beneventano	24	5	4.5
6-7	1905 03 14 19 16	Avellinese	94	6-7	4.9
NF	1905 08 18 04 07	Tavoliere delle Puglie	41	5	4.61
3	1905 09 08 01 43	Calabria centrale	895	10-11	6.95
5	1905 11 26	Irpinia	122	7-8	5.18
5	1910 06 07 02 04	Irpinia-Basilicata	376	8	5.76
5	1913 10 04 18 26	Molise	205	7-8	5.35
5	1915 01 13 06 52 43.0	Marsica	1041	11	7.08
3	1923 11 08 12 28	Appennino campano-lucano	28	6	4.73
3	1924 03 26 20 50	Sannio	12	4	4.06
5-6	1927 05 25 02 50	Sannio	54	6	4.98
2	1930 04 27 01 46	Salernitano	26	7	4.98
7-8	1930 07 23 00 08	Irpinia	547	10	6.67
3	1931 05 10 10 48 55.0	Irpinia	43	5-6	4.64
3	1933 03 07 14 39	Irpinia	42	6	4.96
3	1933 09 26 03 33 29.0	Maiella	325	9	5.9
2	1937 07 17 17 11	Tavoliere delle Puglie	40	6	4.96
7	1962 08 21 18 19	Irpinia	562	9	6.15
4-5	1971 05 06 03 45 05.0	Irpinia	68	6	4.83
4-5	1975 06 19 10 11	Gargano	61	6	5.02

4	1977 07 24 09 55 29.0	Irpinia	85	5-6	4.37
4	1978 02 08 04 10 29.0	Irpinia	100	5-6	4.44
7	1980 11 23 18 34 52.0	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81
5-6	1981 02 14 17 27 45.0	Monti di Avella	85	7-8	4.88
4	1981 11 29 05 06 45.0	Potentino	14	5	4.51
NF	1984 04 29 05 02 59.0	Umbria settentrionale	709	7	5.62
4	1990 05 05 07 21 29.61	Potentino	1375		5.77
NF	1991 05 26 12 25 59.42	Potentino	597	7	5.08
3-4	1996 04 03 13 04 34.98	Irpinia	557	6	4.9
4-5	1997 03 19 23 10 50.02	Sannio-Matese	284	6	4.52
4	2002 11 01 15 09 01.92	Molise	638	7	5.72
NF	2003 06 01 15 45 18.04	Molise	501	5	4.44
NF	2003 12 30 05 31 38.26	Molise	326	4-5	4.53

Figura 23– Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Benevento (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); I_o intensità massima (MCS); M_w magnitudo momento; Ax Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

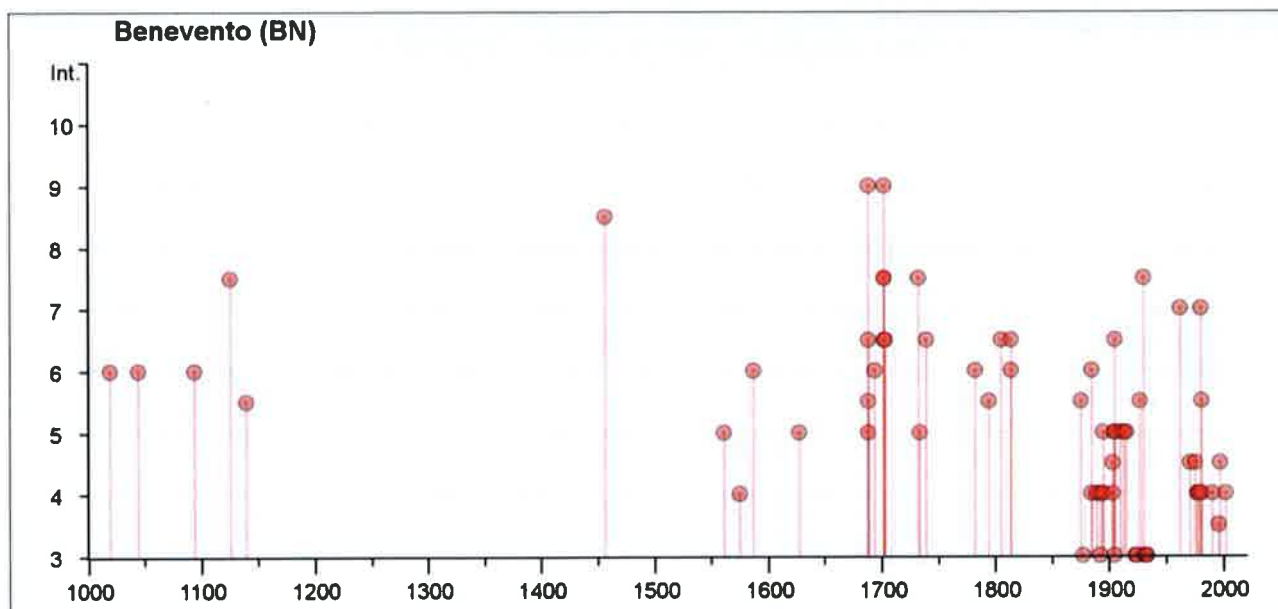


Figura 24– Grafico illustrante la storia sismica di Benevento. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di Castelvenere

[41.234, 14.546]

Numero eventi: 11

Effetti	In occasione del terremoto del:					
	I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
9-10		1688 06 05 15 30	Sannio	215	11	7.06
7-8		1805 07 26 21	Molise	220	10	6.68
7-8		1930 07 23 00 08	Irpinia	547	10	6.67
6-7		1962 08 21 18 19	Irpinia	562	9	6.15
7		1980 11 23 18 34 52.0	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81
NF		1990 04 22 09 45 04.66	Sannio	74	6	3.98
4-5		1990 05 05 07 21 29.61	Potentino	1375		5.77
4		1996 04 03 13 04 34.98	Irpinia	557	6	4.9
4-5		1997 03 19 23 10 50.02	Sannio-Matese	284	6	4.52
4		2002 11 01 15 09 01.92	Molise	638	7	5.72
NF		2005 05 21 19 55 19.0	Area Nolana	271	5	4.07

Figura 25– Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Castelvenere (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); I₀ intensità massima (MCS); M_w magnitudo momento; Ax Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

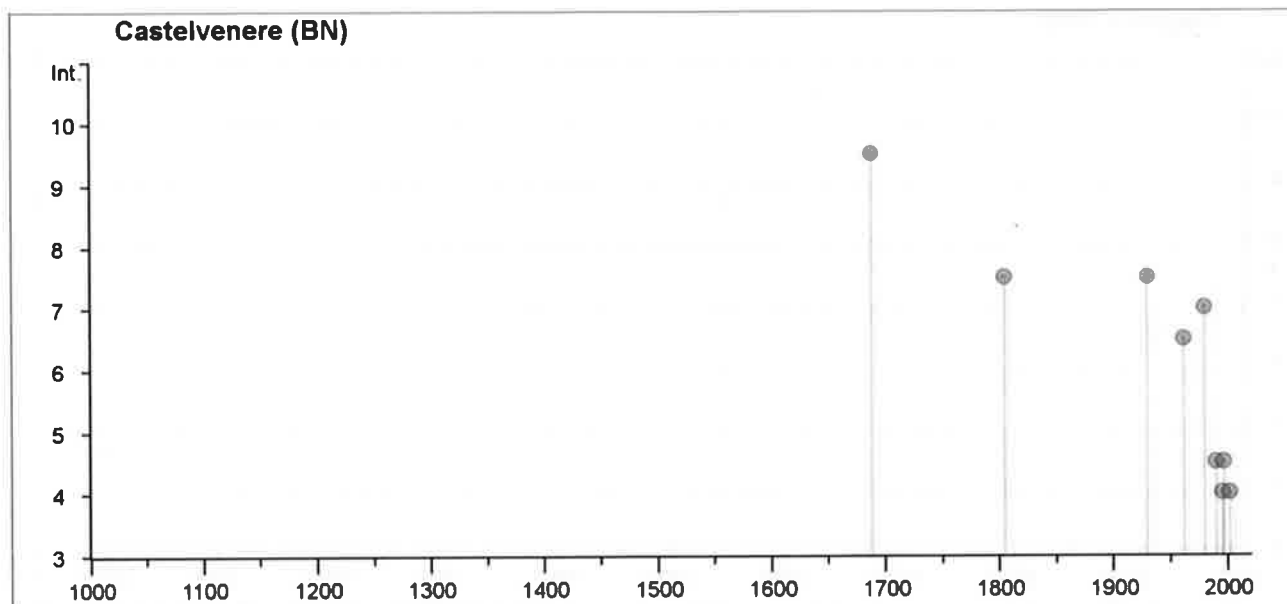


Figura 26– Grafico illustrante la storia sismica di Castelmola. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di Dugenta

[41.132, 14.452]

Numero eventi: 9

Effetti	In occasione del terremoto del:				
I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
8-9	1456 12 05	Appennino centro-meridionale	199	11	7.19
F	1903 05 04 03 44	Valle Caudina	78	7	4.69
5-6	1962 08 21 18 19	Irpinia	562	9	6.15
6	1980 11 23 18 34 52.0	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81
NF	1991 05 26 12 25 59.42	Potentino	597	7	5.08
4-5	1996 04 03 13 04 34.98	Irpinia	557	6	4.9
4-5	1997 03 19 23 10 50.02	Sannio-Matese	284	6	4.52
NF	2003 12 30 05 31 38.26	Molise	326	4-5	4.53
NF	2005 05 21 19 55 19.0	Area Nolana	271	5	4.07

Figura 27– Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Dugenta (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); Io intensità massima (MCS); Mw magnitudo momento; Ax Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

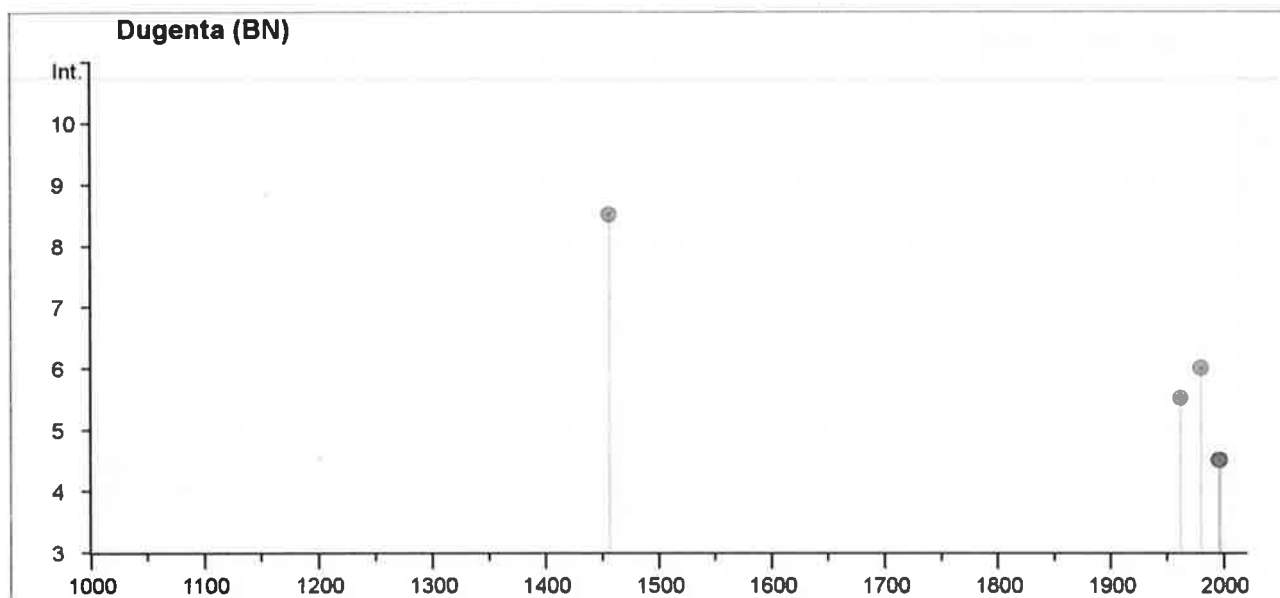


Figura 28– Grafico illustrante la storia sismica di Dugenta. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di Guardia Sanframondi

[41.255, 14.597]

Numero eventi: 23

Effetti	In occasione del terremoto del:					
	I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
9		1456 12 05	Appennino centro-meridionale	199	11	7.19
11		1688 06 05 15 30	Sannio	215	11	7.06
8		1702 03 14 05	Sannio-Irpinia	37	10	6.56
8		1805 07 26 21	Molise	220	10	6.68
3-4		1895 02 01 07 24 35.0	Monti del Partenio	40	5	4.29
6		1927 05 25 02 50	Sannio	54	6	4.98
6-7		1930 07 23 00 08	Irpinia	547	10	6.67
2		1937 07 17 17 11	Tavoliere delle Puglie	40	6	4.96
5-6		1962 08 21 18 19	Irpinia	562	9	6.15
2		1977 07 24 09 55 29.0	Irpinia	85	5-6	4.37
6		1980 11 23 18 34 52.0	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81

NF	1990 04 22 09 45 04.66	Sannio	74	6	3.98
NF	1990 04 22 16 47 07.38	Sannio	34	5	3.63
NF	1990 05 05 07 21 29.61	Potentino	1375		5.77
3	1991 05 26 12 25 59.42	Potentino	597	7	5.08
NF	1996 04 03 13 04 34.98	Irpinia	557	6	4.9
4-5	1997 03 19 23 10 50.02	Sannio-Matese	284	6	4.52
4	1997 04 22 03 12 03.61	Sannio-Matese	57	5	4.06
3	1997 11 24 19 04 55.64	Sannio-Matese	46	5	3.88
4	2002 11 01 15 09 01.92	Molise	638	7	5.72
NF	2003 12 30 05 31 38.26	Molise	326	4-5	4.53
NF	2006 05 29 02 20 06.26	Gargano	384		4.64
5-6	2013 12 29 17 08 43.23	Matese	16	6-7	5.16

Figura 29– Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Guardia Sanframondi (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); I_o intensità massima (MCS); M_w magnitudo momento; Ax Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

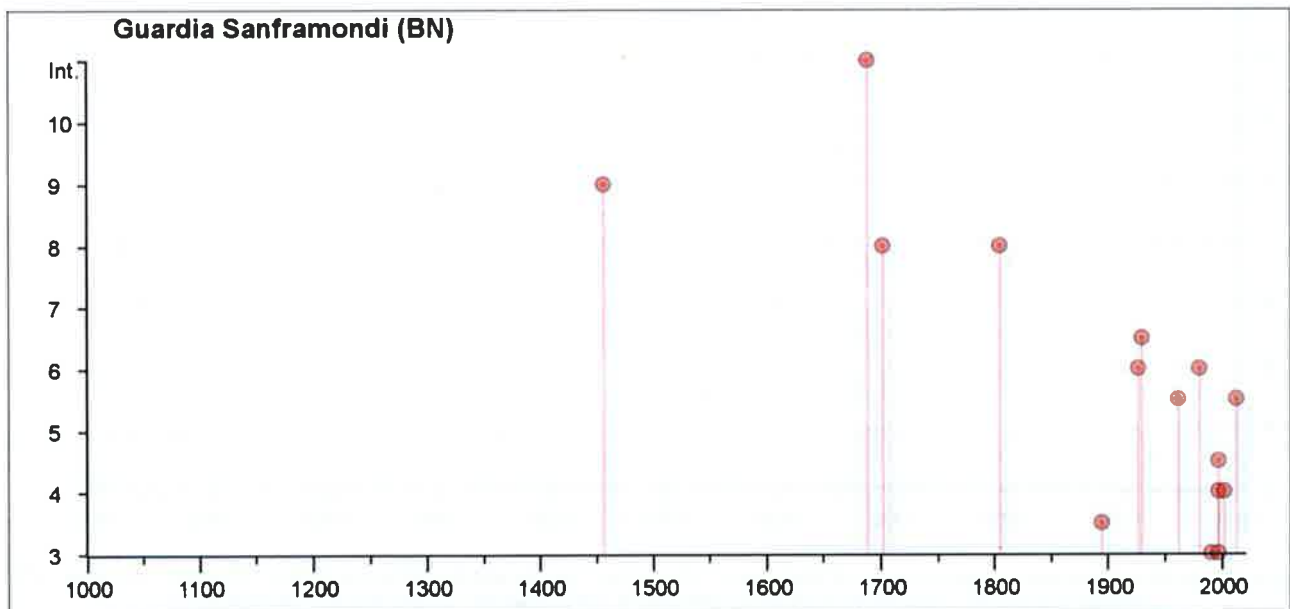


Figura 30– Grafico illustrante la storia sismica di Guardia Sanframondi. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di Melizzano

[41.160, 14.505]

Numero eventi: 8

Effetti	In occasione del terremoto del:					
	I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
7-8		1930 07 23 00 08	Irpinia	547	10	6.67
6		1962 08 21 18 19	Irpinia	562	9	6.15
NF		1978 02 08 04 10 29.0	Irpinia	100	5-6	4.44
7		1980 11 23 18 34 52.0	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81
3		1996 04 03 13 04 34.98	Irpinia	557	6	4.9
4-5		1997 03 19 23 10 50.02	Sannio-Matese	284	6	4.52
2-3		1997 04 22 03 12 03.61	Sannio-Matese	57	5	4.06
3		2005 05 21 19 55 19.0	Area Nolana	271	5	4.07

Figura 31– Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Melizzano (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); I_0 intensità massima (MCS); M_w magnitudo momento; Ax Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

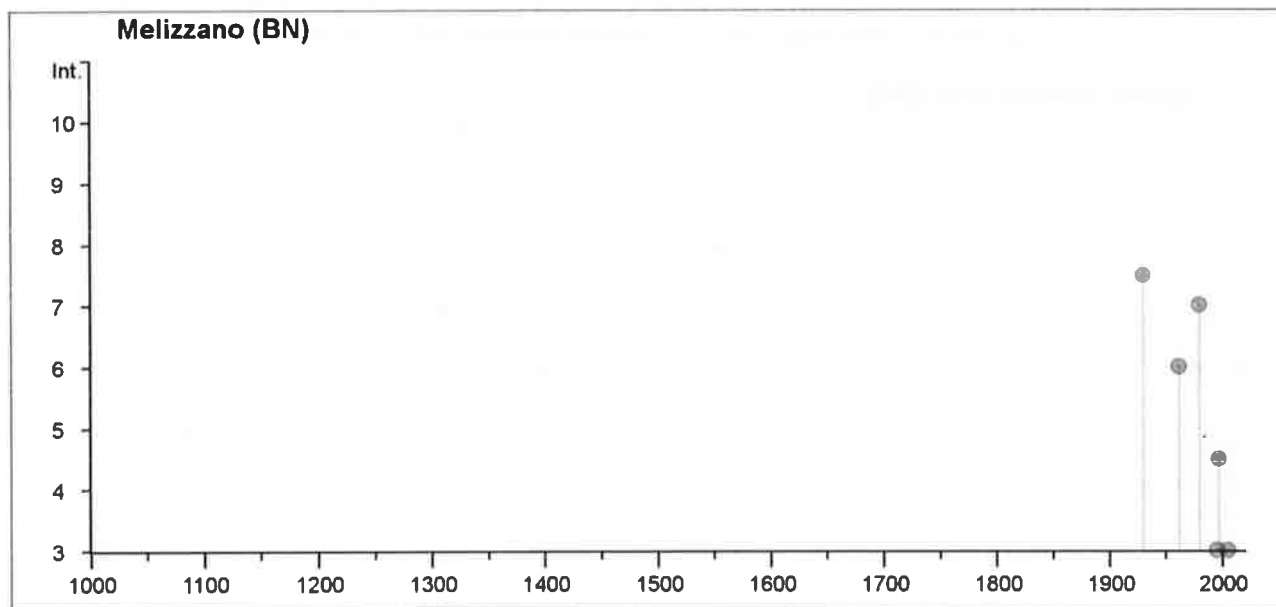


Figura 32– Grafico illustrante la storia sismica di Melizzano. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di Ponte

[41.214, 14.696]

Numero eventi: 11

Effetti	In occasione del terremoto del:					
	I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
5-6		1930 07 23 00 08	Irpinia	547	10	6.67
5-6		1962 08 21 18 19	Irpinia	562	9	6.15
2		1977 07 24 09 55 29.0	Irpinia	85	5-6	4.37
3		1978 02 08 04 10 29.0	Irpinia	100	5-6	4.44
7		1980 11 23 18 34 52.0	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81
3		1990 04 22 09 45 04.66	Sannio	74	6	3.98
2-3		1990 04 22 16 47 07.38	Sannio	34	5	3.63
5-6		1990 05 05 07 21 29.61	Potentino	1375		5.77
NF		1990 08 30 14 54	Beneventano	39	5-6	3.2
NF		1991 05 26 12 25 59.42	Potentino	597	7	5.08
NF		2005 05 21 19 55 19.0	Area Nolana	271	5	4.07

Figura 33– Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Ponte (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); I_o intensità massima (MCS); M_w magnitudo momento; Ax Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

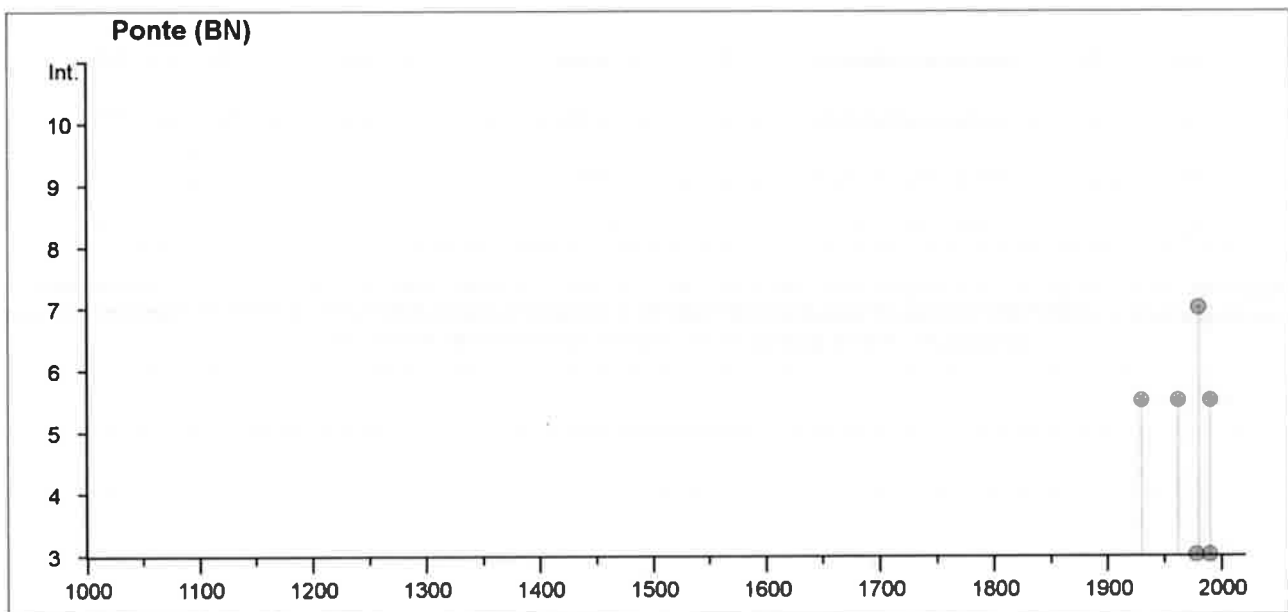


Figura 34– Grafico illustrante la storia sismica di Ponte. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di San Lorenzo Maggiore
[41.251, 14626]

Numero eventi: 16

Effetti	In occasione del terremoto del:					
	I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
10		1688 06 05 15 30	Sannio	215	11	7.06
5		1913 10 04 18 26	Molise	205	7-8	5.35
6		1930 07 23 00 08	Irpinia	547	10	6.67
7		1962 08 21 18 19	Irpinia	562	9	6.15
7		1980 11 23 18 34 52.0	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81
3		1990 04 22 09 45 04.66	Sannio	74	6	3.98
6		1990 04 22 16 47 07.38	Sannio	34	5	3.63
6		1990 05 05 07 21 29.61	Potentino	1375		5.77
NF		1991 05 26 12 25 59.42	Potentino	597	7	5.08
3		1996 04 03 13 04 34.98	Irpinia	557	6	4.9
NF		1997 04 22 03 12 03.61	Sannio-Matese	57	5	4.06
5		1997 11 24 19 04 55.64	Sannio-Matese	46	5	3.88
4-5		2002 11 01 15 09 01.92	Molise	638	7	5.72
4		2002 11 12 09 27 48.57	Molise	174	5-6	4.57
NF		2003 12 30 05 31 38.26	Molise	326	4-5	4.53
NF		2006 05 29 02 20 06.26	Gargano	384		4.64

Figura 35– Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di San Lorenzo Maggiore (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); I₀ intensità massima (MCS); M_w magnitudo momento; Ax Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

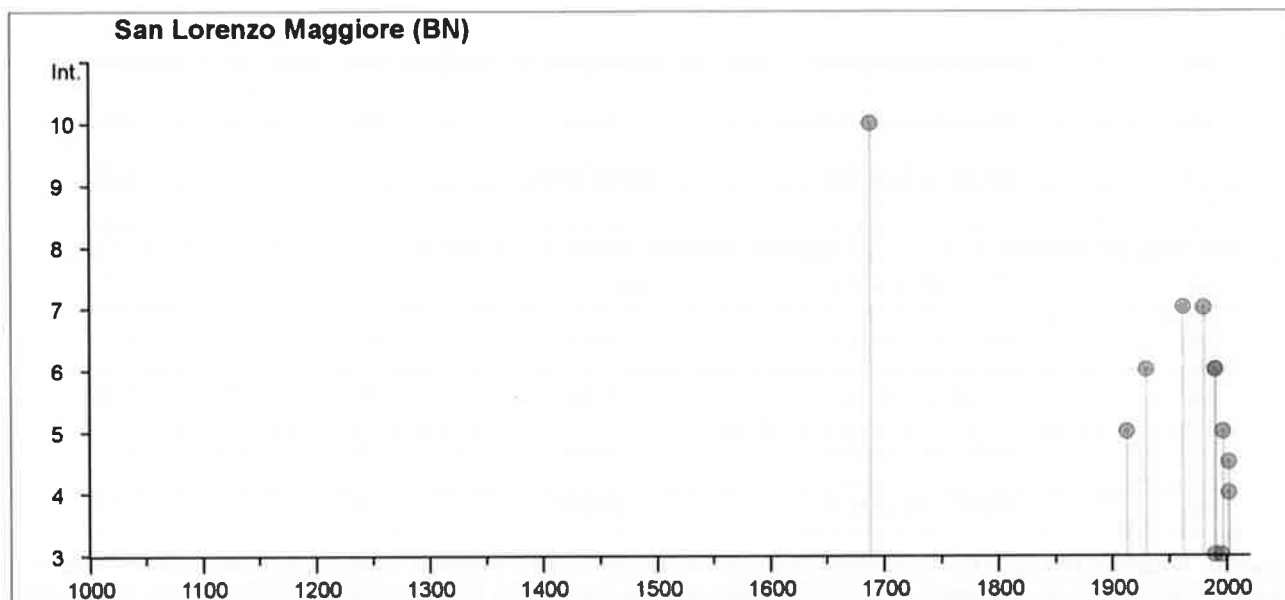


Figura 36– Grafico illustrante la storia sismica di San Lorenzo Maggiore. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di Solopaca

[41.192, 14.548]

Numero eventi: 21

Effetti	In occasione del terremoto del:					
	I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
	8	1805 07 26 21	Molise	220	10	6.68
F		1853 04 09 12 45	Irpinia	47	8	5.6
NF		1903 05 04 03 44	Valle Caudina	78	7	4.69
	4-5	1905 03 14 19 16	Avellinese	94	6-7	4.9
	5	1927 05 25 02 50	Sannio	54	6	4.98
	7	1930 07 23 00 08	Irpinia	547	10	6.67
NF		1958 06 24 06 07	Aquilano	222	7	5.04
	6	1962 08 21 18 19	Irpinia	562	9	6.15
	7	1980 11 23 18 34 52.0	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81
	5	1984 05 07 17 50	Monti della Meta	912	8	5.86
NF		1990 04 22 09 45 04.66	Sannio	74	6	3.98

4	1990 05 05 07 21 29.61	Potentino	1375		5.77
NF	1991 05 26 12 25 59.42	Potentino	597	7	5.08
NF	1996 04 03 13 04 34.98	Ipinia	557	6	4.9
2-3	1997 03 19 23 10 50.02	Sannio-Matese	284	6	4.52
4	1997 04 22 03 12 03.61	Sannio-Matese	57	5	4.06
NF	1997 11 24 19 04 55.64	Sannio-Matese	46	5	3.88
4	2002 11 01 15 09 01.92	Molise	638	7	5.72
NF	2003 06 01 15 45 18.04	Molise	501	5	4.44
3	2003 12 30 05 31 38.26	Molise	326	4-5	4.53
NF	2006 05 29 02 20 06.26	Gargano	384		4.64

Figura 37– Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Solopaca (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); I_o intensità massima (MCS); M_w magnitudo momento; Ax Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

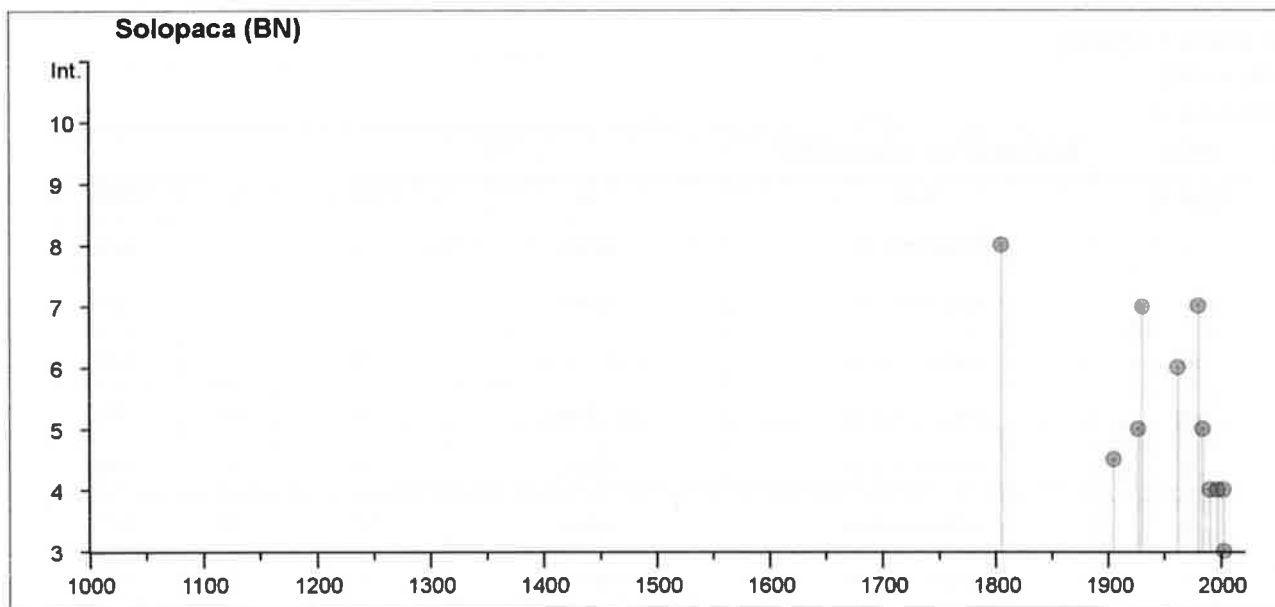


Figura 38– Grafico illustrante la storia sismica di Solopaca. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di Teleso

[41.216, 14.527]

Numero eventi: 17

Effetti	In occasione del terremoto del:					
	I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
	9	1688 06 05 15 30	Sannio	215	11	7.06
	7	1805 07 26 21	Molise	220	10	6.68
NF		1903 05 04 03 44	Valle Caudina	78	7	4.69
	7	1930 07 23 00 08	Irpinia	547	10	6.67
	6	1962 08 21 18 19	Irpinia	562	9	6.15
	6	1980 11 23 18 34 52.0	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81
NF		1990 04 22 09 45 04.66	Sannio	74	6	3.98
	4	1990 05 05 07 21 29.61	Potentino	1375		5.77
NF		1991 05 26 12 25 59.42	Potentino	597	7	5.08
	3	1996 04 03 13 04 34.98	Irpinia	557	6	4.9
	3	1997 03 19 23 10 50.02	Sannio-Matese	284	6	4.52
	3	1997 04 22 03 12 03.61	Sannio-Matese	57	5	4.06
	3	1997 11 24 19 04 55.64	Sannio-Matese	46	5	3.88
	4	2002 11 01 15 09 01.92	Molise	638	7	5.72
	2	2003 06 01 15 45 18.04	Molise	501	5	4.44
NF		2003 12 30 05 31 38.26	Molise	326	4-5	4.53
NF		2005 05 21 19 55 19.0	Area Nolana	271	5	4.07

Figura 39– Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Teleso (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); I_o intensità massima (MCS); M_w magnitudo momento; Ax Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

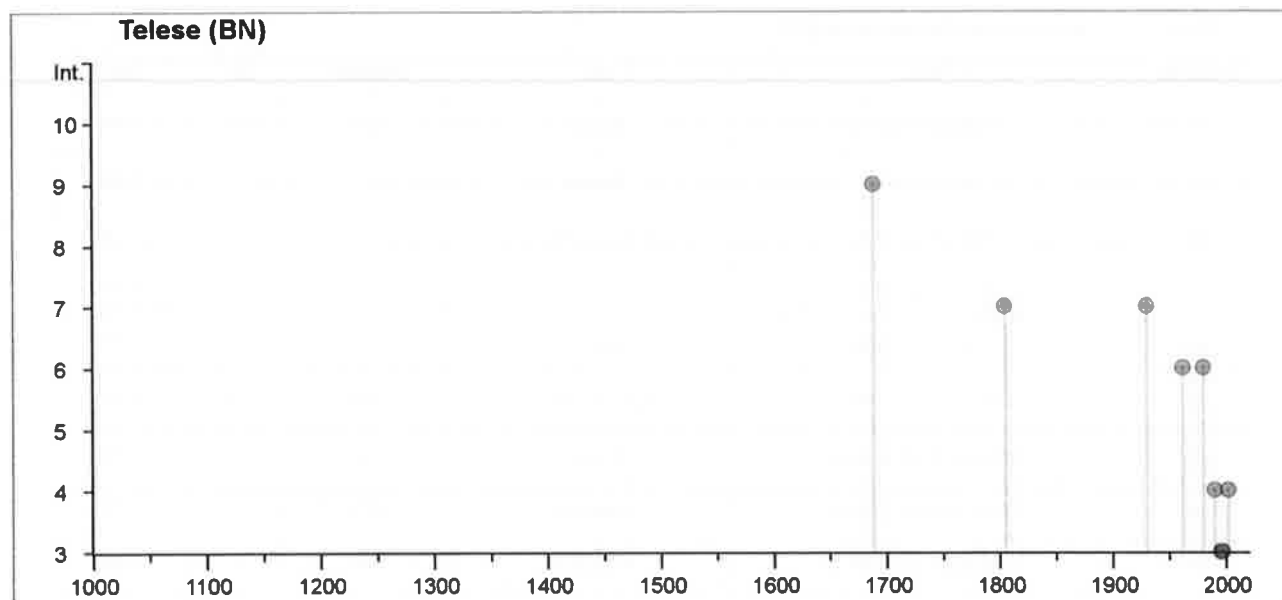


Figura 40– Grafico illustrante la storia sismica di Teleso. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di Torrecuso

[41.189, 14.680]

Numero eventi: 14

Effetti	In occasione del terremoto del:					
	I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
	8	1688 06 05 15 30	Sannio	215	11	7.06
	7	1732 11 29 07 40	Irpinia	183	10-11	6.75
	8	1805 07 26 21	Molise	220	10	6.68
	3	1885 09 17 09 35	Benevento	22	5	4.26
	NF	1903 05 04 03 44	Valle Caudina	78	7	4.69
	6	1930 07 23 00 08	Irpinia	547	10	6.67
	5-6	1962 08 21 18 19	Irpinia	562	9	6.15
	6	1980 11 23 18 34 52.0	Irpinia-Basilicata	1394	10	6.81
	NF	1990 05 05 07 21 29.61	Potentino	1375		5.77
	5	1991 05 26 12 25 59.42	Potentino	597	7	5.08
	4	1996 04 03 13 04 34.98	Irpinia	557	6	4.9

 ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A

3-4	1997 03 19 23 10 50.02	Sannio-Matese	284	6	4.52
4	1997 04 22 03 12 03.61	Sannio-Matese	57	5	4.06
3-4	1997 11 24 19 04 55.64	Sannio-Matese	46	5	3.88

Figura 41– Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Torrecuso (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); I_0 intensità massima (MCS); M_w magnitudo momento; A_x Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

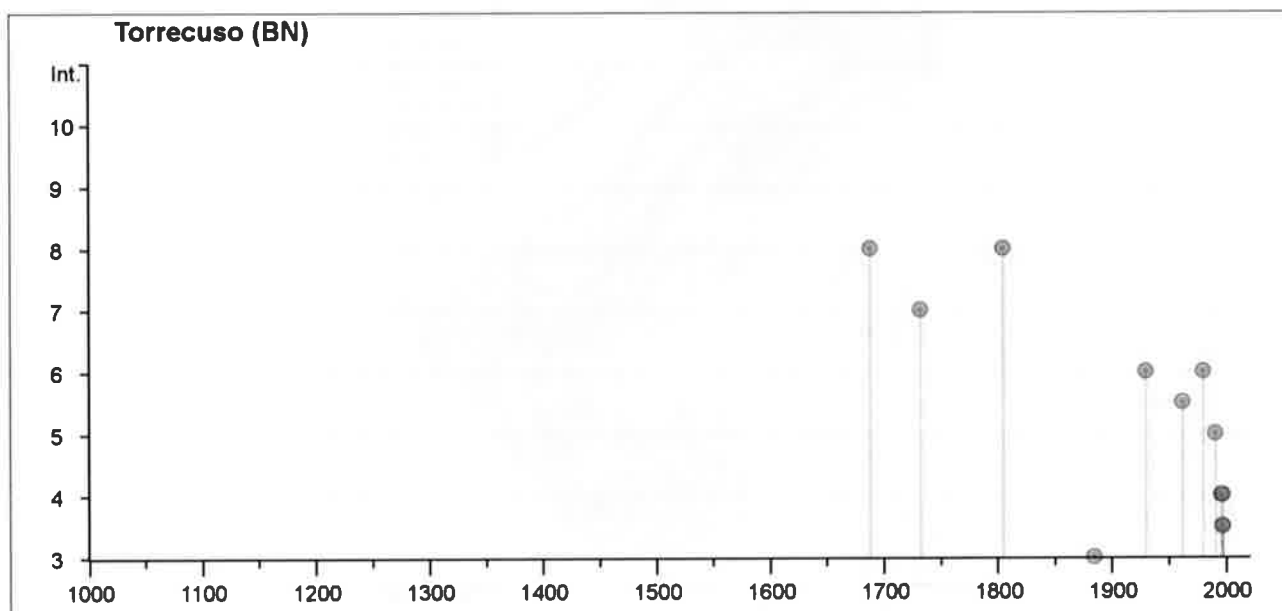


Figura 42– Grafico illustrante la storia sismica di Torrecuso. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

13.2 Sismicità attuale

L'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n° 3274 del 20/03/2003 (e successive modifiche ed integrazioni) – “*Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di Normative tecniche per le costruzioni in zona sismica*” disciplinava la classificazione sismica dei comuni d'Italia. Secondo tale normativa, i comuni di Amorosi, Dugenta, Melizzano, Solopaca e Telesse ricadevano in **Zona sismica 2**, ossia aree che potrebbero essere interessate da eventi sismici abbastanza forti mentre i comuni di Benevento, Castelvenero, Guardia Sanframondi, Ponte, San Lorenzo Maggiore e Torrecuso ricadevano in **Zona sismica 1**, ossia aree che potrebbero essere interessate da eventi sismici molto forti.

In seguito a tale classificazione, effettuata per ognuno dei comuni d'Italia, è stato emanato un nuovo provvedimento che prevede l'adozione delle stime di pericolosità sismica contenute nel Progetto S1 dell'INGV-DPC. Detto studio è stato condotto dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) che ha prodotto, per l'intera comunità nazionale, uno strumento scientificamente valido ed avanzato, nonché utilizzabile nell'immediato in provvedimenti normativi.

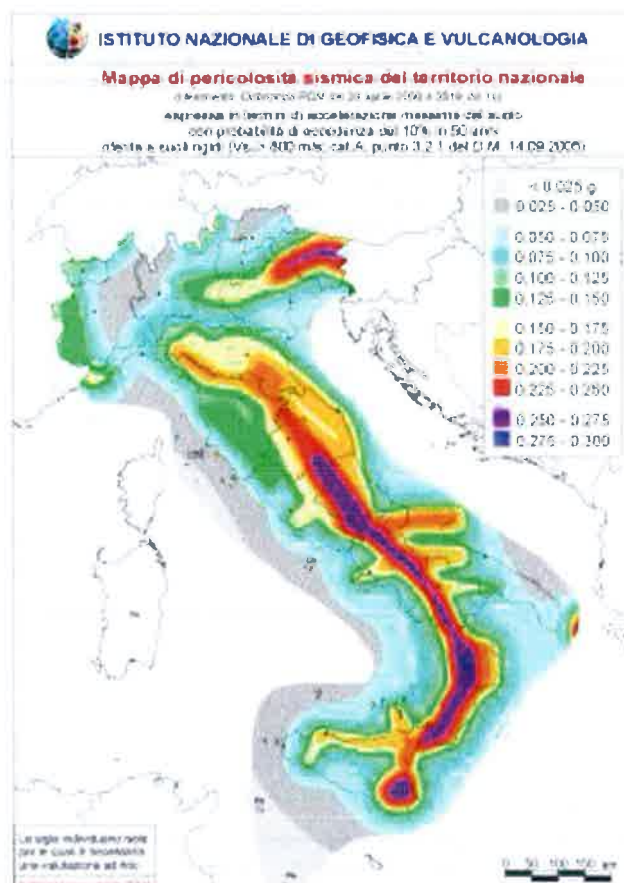


Figura 43 – Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale (da Meletti & Montaldo 2007) contenuta nel Progetto S1 dell'INGV-DPC (<http://esse1.mi.ingv.it/d2.html>).

In particolare, con tale provvedimento è stato superato il concetto di una classificazione sismica legata al singolo territorio comunale e si è posta nuova attenzione sul concetto di una pericolosità sismica uniforme a livello nazionale, stimata sulla base di quattro zone sismiche fondamentali. Infatti, la vecchia classificazione sismica produceva sovente numerose situazioni in cui un comune classificato sismico era fisicamente confinante con un comune non classificato e, pertanto, si assisteva ad un brusco cambiamento nei parametri sismici in un breve arco di territorio.

Attualmente, la pericolosità sismica è stimata con una precisione maggiore e, di fatto, le variazioni tra le caratteristiche sismiche di aree adiacenti sono sempre continue e graduali. Successivamente verrà quindi mantenuta la classificazione del territorio nazionale in quattro differenti classi sismiche, ma a scopo esclusivamente amministrativo.

All'attuale stato delle conoscenze e del progresso scientifico è possibile, attraverso l'applicazione *WebGIS*, consultare in maniera interattiva le mappe di pericolosità sismica (cfr. figura seguente). Nello specifico, per le zone di interesse i valori di accelerazione al suolo (con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni) sono compresi all'incirca nell'intervallo 0.150-0.275 a_g (accelerazione massima del suolo).

Mappe interattive di pericolosità sismica

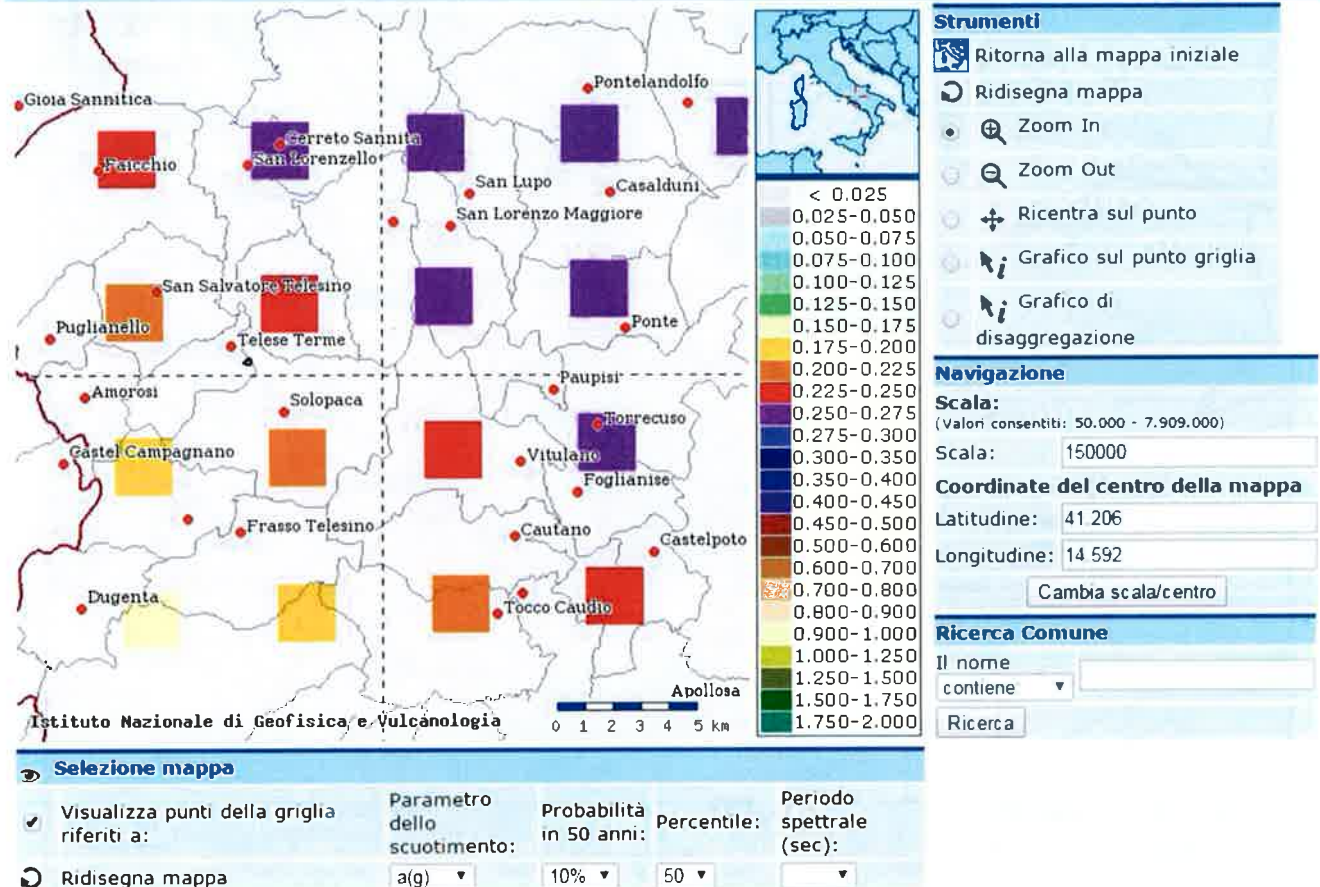
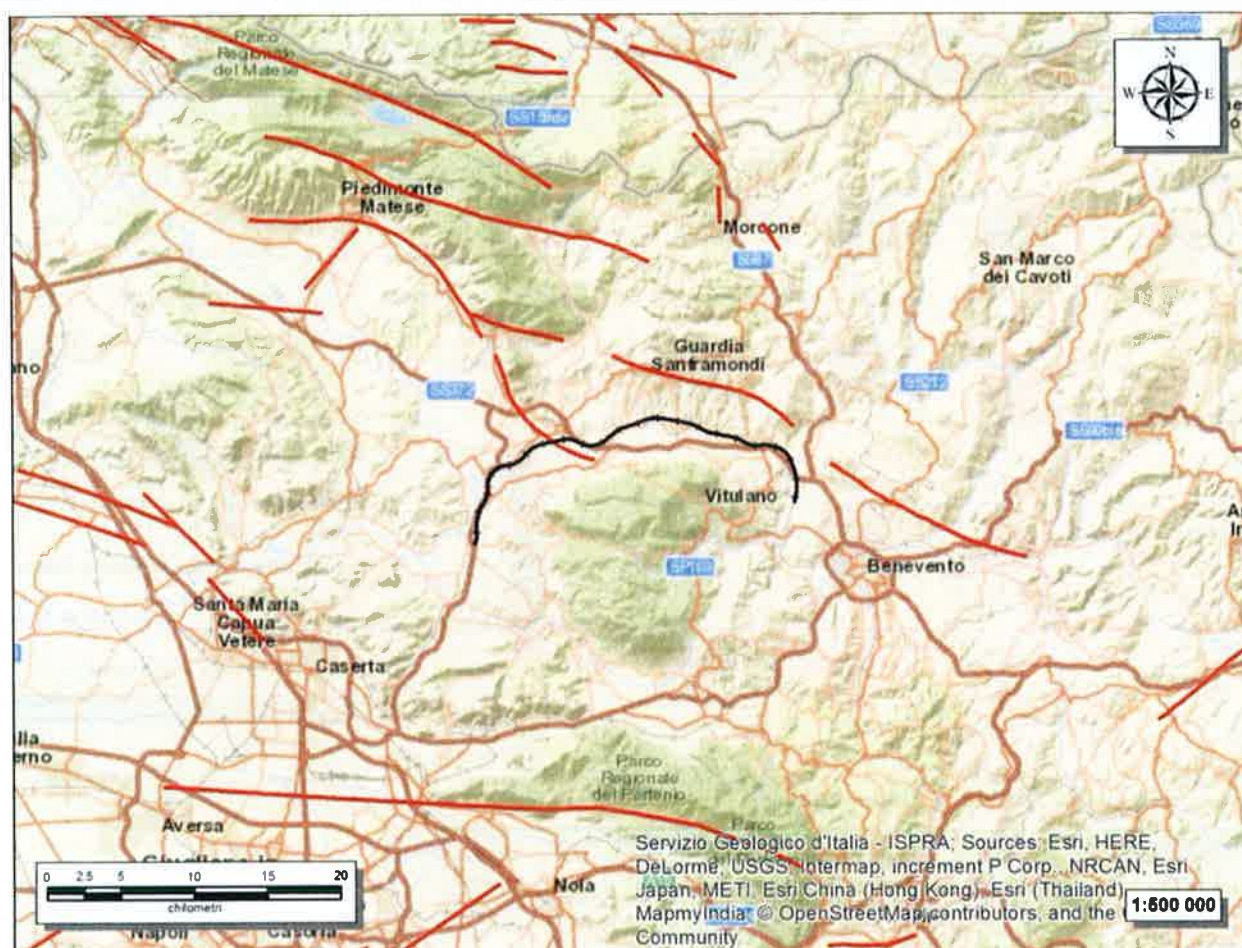


Figura 44 – Mappa interattiva di pericolosità sismica per le zone di interesse; i colori della legenda indicano le diverse accelerazioni del suolo (<http://esse1-gis.mi.ingv.it>).

Infine, il database del progetto ITHACA (*Italy HAZard from CAPable faults*) riporta, nelle vicinanze della tratta in progetto, la presenza di alcune faglie capaci di importanza regionale. In particolare, al km 26+500 circa, il tracciato ferroviario interseca una faglia potenzialmente attiva e capace, ovvero una "faglia per la quale gli studi dimostrano un coinvolgimento dei terreni del Pleistocene medio-superiore, ma non necessariamente di depositi più recenti di 40000 anni" (Bramerini et al. 2015). Tale elemento, di tipo diretto, è denominato *Southern Matese* e fa parte dell'omonimo Sistema, per cui sono state riconosciute evidenze morfologiche di segmentazione e un'ultima attività databile al Pleistocene medio (Bousquet et al. 1993; Basili et al. 1988; Ferranti 1994; Ferranti 1997). La struttura è orientata NW-SE e ribassa i settori Sud-occidentali della piana del Fiume Calore, tagliando interamente i depositi dell'Unità di Maddaloni e solo in parte i soprastanti Depositi alluvionali terrazzati.



13.3 Pericolosità sismica

La pericolosità sismica di un territorio è funzione di un complesso insieme di parametri naturali e rappresenta la probabilità che un evento sismico di data intensità si manifesti in una certa area in un determinato intervallo di tempo. Diverso è, invece, il concetto di rischio sismico che è il risultato catastrofico dell'evento naturale sul sistema antropico.

Affinché si abbia rischio è necessario, pertanto, che uno o più degli elementi antropici esposti (vite umane, attività, beni) possieda un carattere di vulnerabilità tale da determinarne la perdita parziale o totale. La vulnerabilità, in tale accezione, è l'entità della perdita attesa derivante dal manifestarsi di un evento di data intensità nell'area in esame. Non potendo intervenire sulla pericolosità, che dipende esclusivamente da dinamiche naturali, si può intervenire sulla vulnerabilità degli elementi esposti al rischio e, quindi, sul rischio totale.

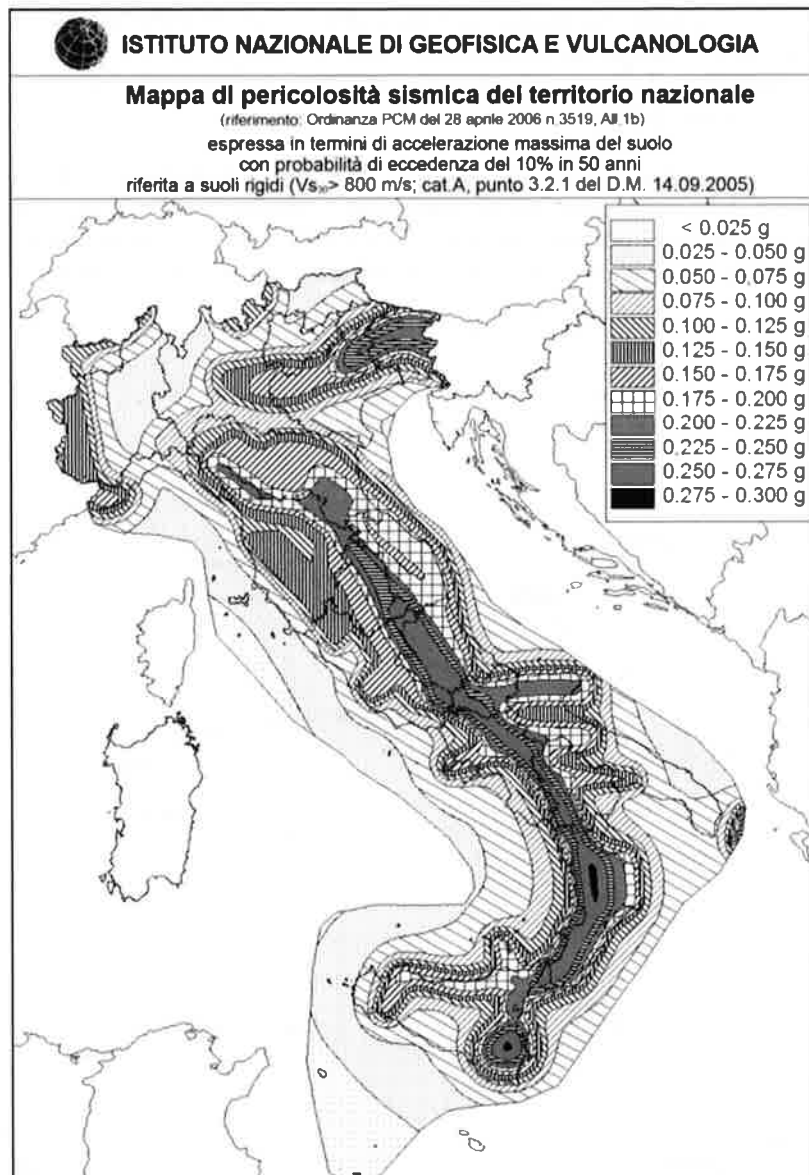


Figura 46 – Mapa di pericolosità sismica del territorio nazionale, espressa in termini di accelerazione massima del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (da INGV 2006).

Oltre alla conoscenza della probabilità di accadimento di un evento sismico, delle caratteristiche della sorgente sismogenetica e delle modalità di propagazione della perturbazione, è necessario analizzare le caratteristiche locali del sito di studio. Queste, infatti, condizionano la reazione del terreno all'input sismico in termini di variazione del contenuto in frequenza del segnale, amplificazione/smorzamento dell'onda e perdita o modificazione delle sue caratteristiche di resistenza e deformabilità.

All'indomani della riclassificazione sismica del territorio nazionale scaturita dal progetto S1 dell'INGV-DPC, si dispone di parametri sismici di riferimento aggiornati e di maggior dettaglio rispetto alla classificazione

macrosismica nazionale cui faceva riferimento il D.M. LL.PP. 16 gennaio 1996 (Norme Tecniche per le Costruzioni in zone sismiche). La rappresentazione di sintesi delle caratteristiche sismologiche e sismogenetiche del territorio è contenuta nella “Mappa di Pericolosità Sismica” dell’Italia, che costituisce oggi la base di riferimento per la valutazione delle azioni sismiche di progetto sul sito in esame secondo le nuove Norme Tecniche per le Costruzioni (D.M. 14 gennaio 2008).

Con riferimento al D.M. Infrastrutture 14 gennaio 2008, sono stati determinati i parametri sismici di progetto per la realizzazione delle opere previste. In particolare, sulla base delle Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni 2008 e dei dati relativi al progetto S1 dell’INGV-DPC, sono stati determinati i valori reticolari dei parametri di riferimento relativamente ad un suolo rigido, per un tempo di ritorno T_r pari a 475.

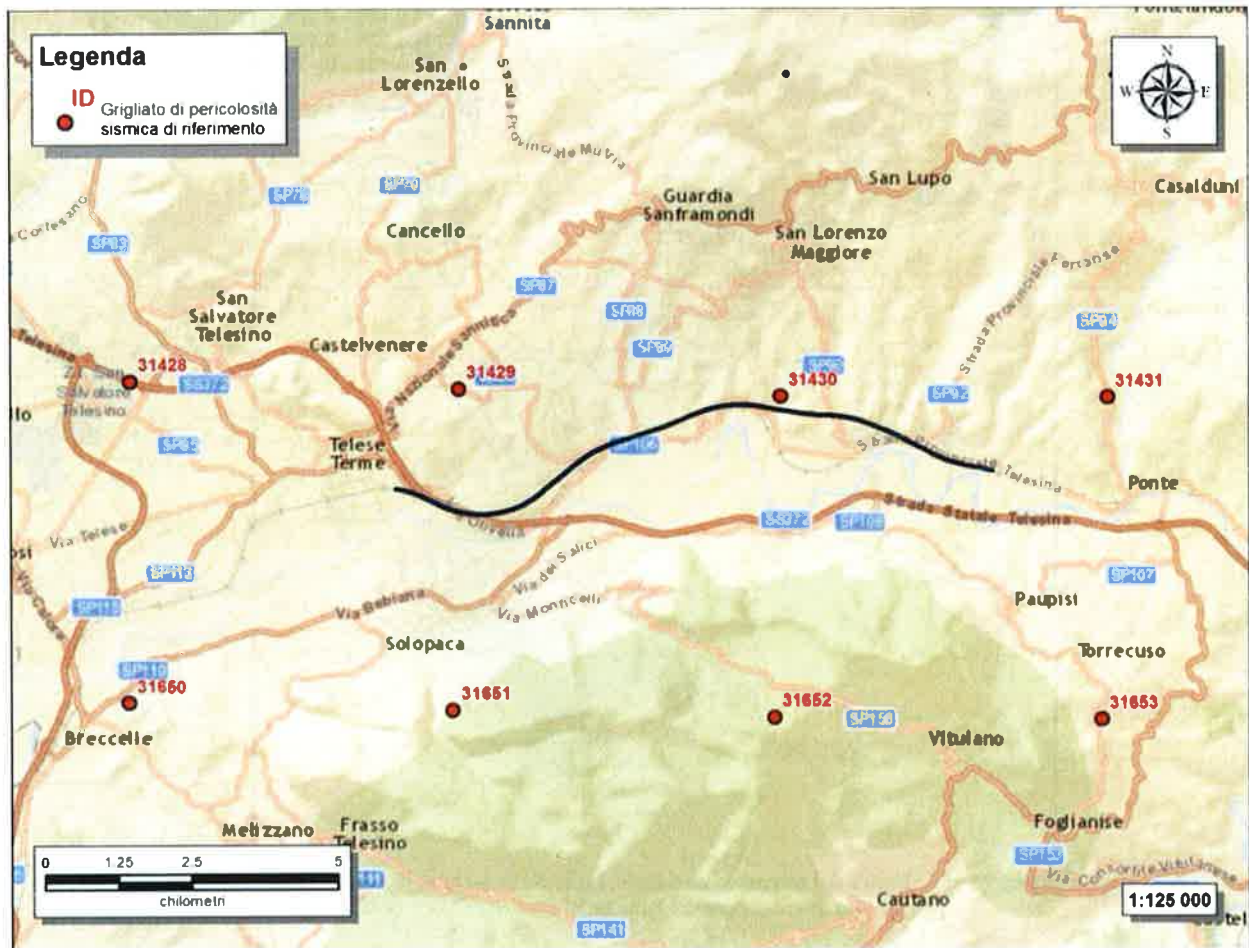


Figura 47 – Griglia di riferimento per il settore di studio, con individuazione della tratta ferroviaria di progetto relativa al 2° lotto funzionale (in nero) e dei punti del grigliato scelti (in rosso).

ID	Longitudine	Latitudine	a_g	F_0	T_c
31650	14.487	41.181	0.1870	2.38	0.39



ITINERARIO NAPOLI-BARI
 RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
 II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
 IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	107 di 158

ID	Longitudine	Latitudine	a_g	F_0	T_c
31428	14.487	41.231	0.2207	2.32	0.37
31651	14.553	41.18	0.2149	2.33	0.38
31429	14.554	41.23	0.2423	2.30	0.37
31652	14.619	41.179	0.2374	2.31	0.37
31430	14.620	41.229	0.2554	2.30	0.37
31653	14.686	41.179	0.2529	2.30	0.37
31431	14.687	41.229	0.2625	2.30	0.37

Tabella 15 – Parametri di riferimento del moto sismico su suolo rigido per un periodo di ritorno T_r pari a 475 anni per la tratta ferroviaria relativa al 2° lotto funzionale.

La Nuova Normativa Tecnica per le Costruzioni prevede, relativamente alla caratterizzazione sismica di un sito (D.M. 14/01/2008 – Capitoli 3.2 e 7.11), la determinazione del valore $V_{S,30}$, inteso come velocità media di propagazione delle onde di taglio (S) entro i primi 30 m di profondità, al di sotto del piano di fondazione. Sulla scorta dei dati a disposizione, tale determinazione è stata effettuata attraverso indagini di tipo geofisico, quali prove *down-hole*, che forniscono indicazioni dirette relativamente al valore di $V_{S,30}$. Si riportano nel seguito le categorie di sottosuolo previste dalla normativa vigente:

- A - Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di $V_{S,30}$ superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie uno strato di alterazione, con spessore massimo pari a 3 m;
- B - Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di $V_{S,30}$ compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero $N_{SPT,30} > 50$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} > 250$ kPa nei terreni a grana fina);
- C - Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti, con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da graduale miglioramento con la profondità e da valori di $V_{S,30}$ compresi tra 180 e 360 m/s (ovvero $15 < N_{SPT,30} < 50$ nei terreni a grana grossa e $70 < c_{u,30} < 250$ kPa nei terreni a grana fina);
- D - Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti, con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di $V_{S,30}$ inferiori a 180 m/s (ovvero $N_{SPT,30} < 15$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} < 70$ kPa nei terreni a grana fina);
- E - Terreni dei sottosuoli di tipo C o D per spessore non superiore a 20 m, posti sul substrato di riferimento (con $V_{S,30} > 800$ m/s).

La norma differenzia altre due categorie di terreni che necessitano di studi speciali per la definizione dell'azione sismica:

S1 - Depositi di terreni caratterizzati da valori di $V_{s,30}$ inferiori a 100 m/s (ovvero $10 < c_{u,30} < 20$ kPa), che includono uno strato di almeno 8 m di terreni a grana fina di bassa consistenza, oppure che includono almeno 3 m di torba o di argille altamente organiche;

S2 - Depositi di terreni suscettibili di liquefazione, di argille sensitive o qualsiasi altra categoria di sottosuolo non classificabile nei tipi precedenti.

In relazione alla campagna di indagini condotte ed alle specifiche prove a disposizione, le categorie di sottosuolo per l'area di intervento sono state definite in funzione delle n. 6 prove *down-hole* e n. 9 prospezioni sismiche MASW appositamente realizzate (campagne indagini 2015 e 2017). Nelle tabelle seguenti si riporta un riepilogo delle prove effettuate contenente i valori di $V_{s,30}$, la categoria di sottosuolo corrispondente e una sintesi dell'assetto litostratigrafico in corrispondenza della prova suddivisi per lotto funzionale.

In relazione a quanto emerso dalle analisi geofisiche a disposizione e di seguito riportate, i terreni presenti nei settori di intervento possono essere caratterizzati con categorie di sottosuolo di tipo C e B. In generale, la categoria di sottosuolo C si rinviene nei settori in cui sono presenti depositi di copertura a dominante fine o nelle aree di affioramento di un substrato geologico prevalentemente pelitico, mentre la categoria di sottosuolo B è caratteristica di settori con presenza di depositi di copertura grossolani e termini di substrato con abbondante frazione litoide. Ad ogni modo, i dati a disposizione evidenziano locali disomogeneità connesse col variabile stato di alterazione e fessurazione dei materiali e, pertanto, andranno definiti puntualmente nei singoli settori di interventi in relazione ai dati geologici e geofisici a disposizione.

13.3.1 2° lotto funzionale Telese - San Lorenzo

Di seguito le indagini condotte nel 2° lotto funzionale Telese - San Lorenzo, divise per campagna indagini e tipologia di prova eseguita.

Sigla	Tipologia indagine	Lunghezza (m)	Vs30 (m/s)	Categoria di suolo	Unità geologiche
Area D16	Prospezione sismica MASW	70	331	C	bb1/MDL3
Area D17bis	Prospezione sismica MASW	70	615	B	bb2/bc3/bc2/bc1/bn1/MDL3

Tabella 16 – Sintesi delle indagini sismiche di tipo lineare, realizzate nell'ambito della campagna indagini 2015, elencate in ordine alfa-numeric.

Sigla	Tipologia	Profondità (m)	Vs30 (m/s)	Categoria di suolo	Unità geologiche
D15	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	30	299	C	b2/bb1/bb2/MDL3/MDL1

Tabella 17 – Sintesi delle prove sismiche di tipo *down-hole*, realizzate nei fori di sondaggio nell'ambito della campagna indagini 2015, elencate in ordine alfa-numeric.

Sigla	Tipologia indagine	Lunghezza (m)	Vs30 (m/s)	Categoria di suolo	Unità geologiche
MASW 3	Prospezione sismica MASW	70	442	B	bc2/bc1/bn1/bn3/bn2
MASW 4	Prospezione sismica MASW	70	576	B	bc1/bn1/MDL3/MDL2

 ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV A

Sigla	Tipologia indagine	Lunghezza (m)	Vs30 (m/s)	Categoria di suolo	Unità geologiche
MASW 5	Prospezione sismica MASW	70	629	B	bc2/bc3/bn1/bn3/bn2

Tabella 18 – Sintesi delle indagini sismiche di tipo lineare, realizzate nell’ambito della campagna indagini 2017, elencate in ordine alfa-numeric.

Sigla	Tipologia	Profondità (m)	Vs30 (m/s)	Categoria di suolo	Unità geologiche
IF15G21	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	30	485	B	bb3/bn1/bn3/bn2/MDL3/MDL2
IF15G25	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	70	268	C	bn3/bn1/bn2

Tabella 19 – Sintesi delle prove sismiche di tipo *down-hole*, realizzate nei fori di sondaggio nell’ambito della campagna indagini 2017, elencate in ordine alfa-numeric.

14 INDAGINI GEOGNOSTICHE

Nel corso del presente studio sono state consultate ed analizzate le risultanze di tutte le indagini geognostiche realizzate nel settore di territorio interessato dagli interventi in progetto nell'ambito di diverse campagne indagini. L'intero *set* di dati derivanti dalle indagini di sito ha permesso di configurare un quadro di conoscenze soddisfacente, in relazione alla specifica fase di approfondimento progettuale in corso, circa l'assetto litostratigrafico di riferimento per le opere in progetto.

Nel corso del complesso *iter* progettuale sino ad oggi espletato si sono succedute diverse campagne di indagini geognostiche, nelle quali sono state realizzate sia indagini dirette che indirette. Complessivamente sono state esaminate le seguenti indagini di sito:

- n. 124 sondaggi geognostici a distruzione o a rotazione e carotaggio continuo, di cui n. 72 attrezzati con piezometro, n. 6 strumentati con inclinometro e n. 6 attrezzati per sismica in foro;
- n. 10 prospezioni sismiche MASW;
- n.7 indagini tomografiche elettriche;
- n. 23 stendimenti sismici a rifrazione in onde P e S.

14.1 2° lotto funzionale Telesè – San Lorenzo

Relativamente al solo 2° lotto funzionale Telesè – San Lorenzo sono state realizzate le seguenti indagini:

- n. 47 sondaggi a carotaggio continuo di cui n. 15 non attrezzati, n. 27 attrezzati con piezometro, n. 2 strumentati con inclinometro n. 3 attrezzato per sismica in foro;
- n. 1 sondaggio a distruzione attrezzato con inclinometro;
- n. 4 prospezioni sismiche MASW;
- n. 2 indagini tomografiche elettriche;
- n. 5 stendimenti sismici a rifrazione in onde P e S.

Nelle tabelle seguenti è riportata una sintesi dei sondaggi consultati suddivisi per Sublotti, con indicazione dei principali dati tecnici relativi ad ogni singolo punto di indagine (sigla, tipologia, strumentazione, quota, profondità, numero totale di campioni prelevati in fase di perforazione, SPT e progressiva).

Sigla	Campagna indagine	Tipologia indagine e strumentazione	Quota m s.l.m.	Profondità	Campioni	SPT	km
S132	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	52.2	25.0	0	8	28+333.49
S23	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	63.4	20.0	2	6	29+240.57
S133	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	56.2	30.0	0	8	29+466.97
S24	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	102.6	60.0	0	0	29+765.64
S134	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	72.8	33.5	1	8	29+779.98
S25	1984-1985	Sondaggio attrezzato con piezometro	86.5	50.0	3	0	30+004.39
S135	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	58.0	20.0	1	4	30+849.50
S28	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	60.8	30.4	1	8	33+298.08
S29	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	56.4	30.0	0	4	33+641.46
S30	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	57.3	30.0	0	7	33+931.26
S31	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	60.9	30.0	0	9	34+760.53
S32	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	70.8	25.0	0	8	36+581.31
S33	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	71.9	25.0	1	8	36+733.63
S138	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	69.2	25.0	0	8	36+856.71
S34	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	73.9	25.0	0	7	37+369.53
SLM1	1984-1985	Sondaggio attrezzato con piezometro	78.9	15.0	1	3	37+916.51
S35	1984-1985	Sondaggio non attrezzato	79.6	25.0	0	8	38+284.39

Tabella 20 - Sintesi dei sondaggi geognostici realizzati nell'ambito della campagna indagini 1984-1985, elencati in ordine di coordinate (long.).

Sigla	Campagna indagine	Tipologia indagine e strumentazione	Quota m s.l.m.	Profondità	Campioni	SPT	km
PNIF33G01	2007	Sondaggio attrezzato con piezometro	96.9	38.0	4	4	29+234.05
PNIF33G02	2007	Sondaggio attrezzato con piezometro	107.3	40.0	3	8	36+249.91

Tabella 21 - Sintesi dei sondaggi geognostici realizzati nell'ambito della campagna di indagini 2007, elencati in ordine di coordinate (long.).

Sigla	Campagna indagine	Tipologia indagine e strumentazione	Quota m s.l.m.	Profondità	Campioni	SPT	km
PNIF52G13	2008-2009	Sondaggio attrezzato con inclinometro	81.3	30.0	3	6	28+333.49

Tabella 22 - Sondaggio geognostico realizzato nell'ambito della campagna indagini 2008-2009.

Sigla	Campagna indagine	Tipologia indagine e strumentazione	Quota m s.l.m.	Profondità	Campioni	SPT	km
D12	2015	Sondaggio attrezzato con piezometro	118.2	60.0	9	6	29+729.61
D14BIS	2015	Sondaggio attrezzato con inclinometro	80.3	30.0	11	8	33+848.66
D15	2015	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	62.9	30.0	11	7	34+332.77
D16	2015	Sondaggio attrezzato con piezometro	69.1	30.0	11	7	34+892.06
D17BIS	2015	Sondaggio attrezzato con piezometro	74.1	30.0	11	8	36+859.62

Tabella 23 - Sintesi dei sondaggi geognostici realizzati nell'ambito della campagna indagini 2015, elencati in ordine di coordinate (long.).

Sigla	Campagna indagine	Tipologia indagine e strumentazione	Quota m s.l.m.	Profondità	Campioni	SPT	km
IF15P11	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	50.5	30.0	4	7	28+212.09
IF15G12	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	68.8	30.0	3	5	28+946.03
IF15F13	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	77.8	30.0	3	2	29+361.39
IF15G14	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	85.4	45.0	3	2	29+598.93
IF15G15	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	103.0	50.0	3	10	30+089.89
IF15G16	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	82.8	35.0	3	9	30+359.36
IF15V17	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	59.9	40.0	5	5	31+648.33
IF15V19	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	59.5	30.0	4	4	31+932.40
IF15V18	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	62.3	30.0	4	7	32+276.18
IF15G20	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	73.0	30.0	0	3	32+991.66
IF15G21	2017	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	73.8	30.0	3	5	33+502.90

Sigla	Campagna indagine	Tipologia indagine e strumentazione	Quota m s.l.m.	Profondità	Campioni	SPT	km
IF15G22	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	109.8	60.0	3	7	33+801.84
IF15G50	2017	Sondaggio a distruzione attrezzato con inclinometro	80.3	30.0	0	0	33+866.04
IF15V23	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	61.1	30.0	4	9	34+093.93
IF15G24	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	82.6	30.0	3	9	34+746.23
IF15G25	2017	Sondaggio attrezzato per sismica in foro	138.9	70.0	2	6	35+194.64
IF15G26	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	153.0	90.0	3	1	35+707.98
IF15F27	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	101.3	30.0	3	8	35+771.95
IF15G48	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	97.0	30.0	5	8	35+995.27
IF15G28	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	93.1	35.0	2	0	36+701.63
IF15V29	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	70.4	40.0	5	7	36+922.94
IF15V30	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	72.2	30.0	4	2	37+283.07
IF15V31	2017	Sondaggio attrezzato con piezometro	75.7	30.0	4	5	38+420.91

Tabella 24 - Sintesi dei sondaggi geognostici realizzati nell'ambito della campagna indagini 2017, elencati in ordine di coordinate (long.).

Nella tabella seguente è riportata una sintesi delle prove sismiche di superficie effettuate nell'ambito delle diverse campagne indagini, con indicazione dei principali dati relativi ad ogni singola prova (sigla, tipologia di indagine, lunghezza e progressiva).

Sigla	Tipologia indagine	Lunghezza (m)	km
Area D16	Prospezione sismica MASW	70	34+855.61
Area D17bis	Prospezione sismica MASW	70	36+856.70

Tabella 25 - Sintesi delle indagini sismiche di tipo lineare, realizzate nell'ambito della campagna indagini 2015.

Sigla	Tipologia indagine	Lunghezza (m)	km
ERT2A	Indagine tomografica elettrica	143	29+805.77
ERT2B	Indagine tomografica elettrica	143	29+991.09
MASW 3	Prospezione sismica MASW	70	31+654.01
S1	Stendimento sismico a rifrazione	96	33+790.53



ITINERARIO NAPOLI-BARI
 RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
 II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
 IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	113 di 158

Sigla	Tipologia indagine	Lunghezza (m)	km
S2	Stendimento sismico a rifrazione	96	33+826.68
S3	Stendimento sismico a rifrazione	235	33+990.62
S4	Stendimento sismico a rifrazione	96	34+747.91
S5	Stendimento sismico a rifrazione	96	34+797.47
MASW 4	Prospezione sismica MASW	70	36+976.57

Tabella 26 - Sintesi delle indagini sismiche di tipo lineare, realizzate nell'ambito della campagna indagini 2017.

14.2 Monitoraggio inclinometrico

Al fine di valutare gli spostamenti e le deformazioni profonde delle principali frane a ridosso della linea ferroviaria, nel corso dello studio è stata eseguita una apposita campagna di monitoraggio inclinometrico consistente nella misura delle deformazioni registrate dai tubi inclinometrici installati nei fori di sondaggio. Inoltre, sono state recuperate le misurazioni condotte nella precedente fase progettuale, in modo da poter integrare il monitoraggio inclinometrico in corso nei settori di maggiore interesse specifico dell'area d'intervento.

Per la campagna "2015", il monitoraggio delle strumentazioni installate nei fori di sondaggio è stato condotto tra i mesi di luglio e settembre 2015 lungo la verticale del sondaggio D14bis. Nelle strumentazioni disponibili non si rilevano spostamenti significativi.

Letture	Data
Zero	23/06/2015
1	23/07/2015
2	24/08/2015
3	23/09/2015

Tabella 27 – Cronologia del monitoraggio inclinometrico, condotto sulle strumentazioni installate nei fori di sondaggio della campagna indagini "2015".

Per la campagna "2008-2009", il monitoraggio delle strumentazioni installate nei fori di sondaggio è stato condotto tra i mesi di febbraio e aprile 2009 lungo la verticale dei sondaggi PNIF52G13 e PNIF52G15. Per quanto riguarda le misure effettuate lungo la verticale del sondaggio PNIF52G13 non si rilevano spostamenti significativi. Mentre, per le misure effettuate lungo la verticale del sondaggio PNIF52G15 si riscontra un movimento nel tratto centrale della colonna inclinometrica, tali tassi deformativi risultano poco significativi in relazione al contesto geomorfologico di riferimento.

Letture	Data
Zero	10/01/2009
1	02/02/2009

	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A

Letture	Data
Zero	10/01/2009
2	07/03/2009
3	07/04/2009

Tabella 28 – Cronologia del monitoraggio inclinometrico, condotto sulle strumentazioni installate nei fori di sondaggio della campagna indagini "2008-2009".

15 CRITICITÀ GEOLOGICHE

A conclusione delle presenti note, vengono di seguito sintetizzati i principali elementi di potenziale criticità per le opere in progetto, che risultano direttamente connessi con le caratteristiche geologiche, geomorfologiche ed idrogeologiche che caratterizzano l'area di studio.

15.1 Criticità geologico-tecniche

Dal punto di vista geologico, i principali elementi di criticità per le opere in progetto sono connessi con il locale assetto stratigrafico-strutturale dell'area e con la sismicità attuale dell'Appennino meridionale. Per questo secondo aspetto, in particolare, si rimanda a quanto riportato nel Capitolo 13 Sismicità dell'area, dove sono descritte in maniera dettagliata le caratteristiche sismogenetiche dell'area ed i principali elementi di pericolosità dal punto di vista sismico.

Per quanto concerne l'assetto litostratigrafico locale, i principali elementi di criticità geologica sono connessi con la presenza di depositi di copertura fortemente eterogenei, sia dal punto di vista litologico che per quanto concerne le caratteristiche fisico-meccaniche. Nei settori di piana alluvionale, pertanto, sono presenti locali orizzonti alluvionali e transizionali con caratteristiche geotecniche mediocri o addirittura scadenti.

In particolare, gli orizzonti argilloso-limosi intercalati alle porzioni granulometriche più grossolane dei suddetti terreni sono caratterizzati da una resistenza al taglio variabile, ma generalmente modesta, e da una elevata compressibilità, sia elastica che edometrica. I livelli sabbioso-limosi presenti all'interno dei depositi di copertura, invece, presentano una discreta resistenza al taglio ed una modesta compressibilità elastica. I livelli granulari meno addensati, invece, presentano una discreta resistenza al taglio ed una modesta compressibilità elastica.

Inoltre, è opportuno segnalare la diffusa presenza di coltri di copertura di genesi pedologica e detritico-colluviale. Tali terreni, infatti, presentano un comportamento meccanico generalmente scadente, fortemente eterogeneo e di certa inaffidabilità geotecnica, tale da consigliarne la bonifica preventiva ai fini dell'individuazione del piano di posa delle strutture fondali e dei rilevati ferroviari.

Per quanto detto, i suddetti depositi non garantiscono alcun tipo di tenuta lungo i fronti di scavo, neanche nel breve periodo e soprattutto se esposti agli agenti atmosferici.

Un elemento di potenziale criticità geologica per le opere in progetto è rappresentato dai numerosi allineamenti strutturali e tettonici, che interessano buona parte dei termini litologici presenti lungo il tracciato ferroviario in esame. Tali elementi sono rappresentati, come detto, da *thrust* e faglie dirette o trascorrenti ad alto angolo, localmente responsabili della giustapposizione di litotipi con caratteristiche litotecniche profondamente differenti.



ITINERARIO NAPOLI-BARI
 RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
 II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
 IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	115 di 158

Il complesso assetto strutturale e stratigrafico del settore d'intervento si riflette negativamente anche sulle caratteristiche di resistenza locali dei terreni impegnati dalle opere. Infatti, dal punto di vista litotecnico, un particolare elemento di criticità è rappresentato dalle scadenti caratteristiche fisico-meccaniche degli ammassi rocciosi e dei terreni interessati dalla realizzazione della galleria Tuoro S. Antuono. Infatti, i termini litologici che caratterizzano il locale substrato e sono interessati dall'opera risultano interessati da evidenti fenomeni di alterazione chimico-fisica e fessurazione/fratturazione, oltre che da elementi tettonici di notevole importanza ed estensione.

In dettaglio per quanto concerne la Galleria Tuoro S. Antuono, i rilievi geomeccanici condotti sui fronti di scavo hanno evidenziato la presenza di un ammasso roccioso piuttosto alterato e fratturato, a luoghi soggetto ad un carsismo di bassa intensità, con superfici dei giunti alterate e presenza di sottili orizzonti di terre rosse. In corrispondenza della galleria l'ammasso non risulta interessato da elementi tettonici di particolare rilevanza, a meno di piccole faglie intraformazionali e strutture plicative a piccolo e medio raggio. I valori di GSI, determinati per la porzione prevalentemente calcarea delle Argille Varicolori Superiori, oscillano tra 38 e 68, e pertanto risultano caratteristici di un ammasso roccioso con discrete caratteristiche meccaniche. Le risultanze delle indagini geognostiche dirette, carotaggi continui appositamente realizzate nell'area, hanno evidenziato la presenza di locali orizzonti estremamente disturbati e fratturati (RQD molto basso o non determinabile), connessi sia a elementi tettonici secondari che a locali orizzonti fortemente alterati.

Seppur in presenza di formazioni a dominante litologica calcarea, le indagini dirette ed indirette condotte nei settori di territorio direttamente interessati dalle opere in progetto, non hanno fatto rilevare la presenza di cavità carsiche degne di nota. Anche i rilievi di campo e le analisi foto-interpretative condotte, relativamente ai settori di stretto interesse, non hanno evidenziato morfologie riconducibili a forme carsiche di rilievo, tipo doline, inghiottitoi ecc.. Al contrario, le analisi di campo e dei carotaggi hanno evidenziato per i termini delle unità carbonatiche la presenza di alterazione superficiale chimico fisica, sia sui giunti che sui piani di strato, riconducibili anche a carsismo di bassa intensità. Solo nella zona della galleria Tuoro sono stati individuati in affioramento sporadici e sottili orizzonti di terre rosse residuali. Pertanto la probabilità di intercettare forme carsiche nei settori d'intervento contraddistinti da substrato calcareo risulta sostanzialmente bassa, galleria Tuoro.

Infine, seppur localizzata a oltre 1 Km di distanza dall'inizio del lotto funzionale in oggetto, va segnalata la presenza di una faglia potenzialmente attiva e capace subito a SE del centro abitato di Telese nei pressi della stazione di Telese, all'altezza del km 26+500 circa. Secondo le "Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)" (Bramerini et al. 2015) avendo a disposizione dati bibliografici, che datano la faglia al Pleistocene medio, e non mostrando evidenze dirette di attività recente in superficie dai rilievi di campo ed essendo sigillata da depositi più antichi di 40000 anni, la faglia in oggetto può considerarsi non attiva o comunque a bassa pericolosità.

GEOLOGIC SETTING	
SYNOPSIS	Morphologic evidence of fault segmentation.
FAULT NAME	SOUTHERN MATESE
FAULT CODE	30704
MACROZONE	5

GEOLOGIC SETTING	
REGION NAME	Campania
SYSTEM NAME	SOUTHERN MATESE
RANK	PRIMARY
AVERAGE STRIKE	110

GEOLOGIC SETTING	
DIP	0
LENGTH (Km)	0
GEOMETRY	
SEGMENTATION	
DEPTH (Km)	0
LOCATION RELIABILITY (MAPPING SCALE)	1:
LAST ACTIVITY	Middle Pleistocene (125,000÷700,000)
ACTIVITY RELIABILITY	Medium reliability
RECURRENCE INTERVAL (yr)	0

GEOLOGIC SETTING	
SLIP-RATE (mm/yr)	0.5
MAX CREDIBLE RUPTURE LENGTH	0
MAX CREDIBLE SLIP (m)	0
KNOWN SEISMIC EVENTS	
MAX CREDIBLE MAGNITUDE (Mw)	
MAX CREDIBLE INTENSITY (INQUA scale)	
STUDY QUALITY	FAIR
NOTES	Morphologic evidence of fault segmentation.

Tabella 29 – Sintesi delle caratteristiche fisiche e geologiche della faglia potenzialmente attiva o capace, intercettata all'altezza del km 26+500 circa, tratta da http://sgi.isprambiente.it/ithaca/scheda_faglia.asp?tnid=30704.

15.2 Scavi e riutilizzo terre e rocce

In funzione delle attività di scavo per le opere in sotterraneo o per la realizzazione di fondazioni indirette, si segnala la presenza di termini lapidei più o meno potenti nelle seguenti unità che può condizionare le scelte relative alle tecnologie di scavo da più adatte da adottare:

Unità	Probabilità di intercettare termini lapidei
ALVc	presenza molto rilevante di livelli e banchi lapidei calcarei di potenza da decimetrica a metrica;
AIVb	presenza rilevante di livelli lapidei calcarei e calcareo-mamosi di potenza variabile da decimetrica fino al metro;
ALVa	presenza sporadica di livelli e trovanti calcarei di potenza generalmente inferiore a 50 cm;

Tabella 30 – Elenco delle unità geologiche individuate nell'area d'intervento, caratterizzate dalla presenza di termini lapidei.

In relazione al contesto geologico-stratigrafico delineato e in relazione alle specifiche opere da realizzare è stato possibile ipotizzare la possibilità di reimpiego di porzioni dei terreni e rocce che saranno oggetto di scavi in generale.

In tale ottica e al fine di fornire un'indicazione preliminare sono state effettuate delle valutazioni qualitative circa la possibilità di reimpiego dei terreni di risulta, basate su criteri di riconoscimento e caratterizzazione litologico e granulometrico delle differenti unità geologiche che saranno intercettate dalle opere.

In particolare le valutazioni condotte si sostanziano sia dalle analisi litostratigrafiche macroscopiche dirette eseguite in campo sui testimoni integri delle perforazioni a carotaggio continuo condotte che dalle analisi di classificazione eseguite tramite analisi di laboratorio; tali indagini hanno consentito di definire sia le litologie che le classi granulometriche principali, caratteristiche delle singole formazioni geologiche, consentendo anche la definizione approssimativa della distribuzione percentuale delle differenti litologie all'interno della stessa formazione e granulometrie all'interno delle formazioni complesse (ad esempio per l'alternanza di argille limose e/o marnose e calcari all'interno delle Argille Varicolori Superiori ALVb). In tale ottica le analisi ed indagini condotte hanno consentito una correlazione diretta con le classi granulometriche dettate dalla classificazione HRB-AASHTO (CNR-UNI 10006).

I principali fattori considerati sono dunque relativi a:

- 1) Riconoscimento e natura litologica (roccia/terre) per ogni formazione;
- 2) Classificazione dei terreni HRB-AASHTO tramite analisi di laboratorio.

Di seguito, per le diverse unità geologiche individuate, vengono riassunte le percentuali di riutilizzo dei materiali di scavo.

Formazione geologica attraversata dalle opere in progetto	Inerti per calcestruzzi/ anticapillare	Rilevati/ super-compattato	Rinterri	Note
Coltri eluvio-colluviali (b2)	0%	0%	0%	Presenza di sostanza organica e forte alterazione, frazione fine generalmente dominante
Depositi alluvionali attuali (ba1)	20%	10%	15%	Possibile presenza di sostanza organica e vegetale, locale presenza di frazione fine
Depositi alluvionali recenti (bb1)	20%	10%	10%	Possibile presenza di sostanza organica e vegetale, locale presenza di frazione fine
Depositi alluvionali recenti (bb2)	0%	20%	20%	Possibile presenza di sostanza organica e vegetale, presenza di frazione fine
Depositi alluvionali recenti (bb3)	0%	0%	0%	Possibile presenza di sostanza organica e vegetale, frazione fine dominante
Depositi di origine mista (i)	0%	0%	0%	Possibile presenza di sostanza organica e vegetale, presenza di frazione fine
Depositi alluvionali antichi (bc1)	20%	10%	10%	Possibile presenza di sostanza organica, locale presenza di frazione fine

Formazione geologica attraversata dalle opere in progetto	Inerti per calcestruzzi/ anticapillare	Rilevati/ super-compattato	Rinterri	Note
Depositi alluvionali antichi (bc2)	0%	0%	0%	Possibile presenza di sostanza organica, presenza locale di frazione fine
Depositi alluvionali antichi (bc3)	0%	0%	0%	Possibile presenza di sostanza organica e vegetale, frazione fine dominante
Depositi alluvionali antichi (bc4)	0%	10%	10%	Possibile presenza di sostanza organica e vegetale, presenza di frazione fine
Depositi alluvionali terrazzati (bn1)	10%	30%	40%	Possibile presenza di sostanza organica, presenza di frazione fine
Depositi alluvionali terrazzati (bn2)	0%	0%	0%	Possibile presenza di sostanza organica e vegetale, frazione fine dominante
Depositi alluvionali terrazzati (bn3)	0%	0%	0%	Possibile presenza di sostanza organica e vegetale, frazione fine dominante
Unità di Maddaloni (MDL1)	20%	30%	40%	Possibile presenza di sostanza organica, presenza localizzata di frazione fine
Unità di Maddaloni (MDL2)	0%	20%	30%	Alterazione media, possibile presenza di sostanza organica, presenza di frazione fine
Unità di Maddaloni (MDL3)	0%	0%	0%	Alterazione media, possibile presenza di sostanza organica, frazione fine dominante
Arenarie di Caiazzo (AIZ)	0%	15%	15%	Alterazione elevata, presenza localizzata di frazione fine
Argille Varicolori Superiori (ALVa)	0%	0%	0%	Alterazione variabile da moderata a media, frazione fine dominante
Argille Varicolori Superiori (ALVb)	0%	10%	10%	Alterazione media frazione fine a luoghi prevalente

 ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A

Formazione geologica attraversata dalle opere in progetto	Inerti per calcestruzzi/ anticapillare	Rilevati/ super-compattato	Rinterri	Note
Argille Varicolori Superiori (ALVe)	30%	20%	30%	Alterazione media scarsa presenza di frazione fine

Tabella 31 – Elenco delle formazioni geologiche interessate dalle opere in progetto, con indicazione delle percentuali di riutilizzo definite per le tre principali classi di uso – 2° lotto funzionale.

Le analisi e quantificazioni proposte non possono considerarsi esaustive, ma rappresentano un base di conoscenza di partenza da integrare e completare negli studi specialistici relativi al Piano di Gestione Materie.

15.3 Suscettività alla liquefazione

La liquefazione è un particolare processo che causa la temporanea perdita di resistenza di un sedimento che si trova al di sotto del livello di falda, portandolo a comportarsi come un fluido viscoso a causa di un aumento della pressione neutra e di una riduzione della pressione efficace (Riga 2007). Tale fenomeno avviene, cioè, quando la pressione dei pori aumenta fino ad eguagliare la pressione inter-granulare.

Tale incremento di pressione neutra è causato, principalmente, dalla progressiva diminuzione di volume che si registra in un materiale granulare poco addensato soggetto alle azioni cicliche di un sisma. Ovviamente, per quanto detto in precedenza, sono suscettibili di liquefazione terreni granulari, da poco a mediamente addensati, aventi granulometria compresa tra le sabbie ed i limi, con contenuto in fine piuttosto basso. Tali terreni devono essere altresì posti al di sotto del livello di falda e a profondità relativamente basse, generalmente inferiori ai 15 m dal p.c..

Al fine di verificare la possibile suscettività a liquefazione dei terreni interessati dalle opere in progetto sono state condotte una serie di analisi qualitative e semi-quantitative basate sia sugli studi bibliografici di maggior rilievo a livello internazionale, che sulle procedure di analisi dettate dalle Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni del 2008.

15.3.1 Analisi qualitative

I metodi qualitativi si basano sulla conoscenza di parametri di studio come il contesto geologico-stratigrafico-geomorfologico, topografia dell'area e livello di falda. Esistono diversi criteri di classificazione in termini qualitativi, di seguito si riportano quelli più diffusi.

Classe	Unità geomorfologica	Potenziale di liquefazione
A	Letti di fiumi recenti, paleovalvei, paludi, zone bonificate, zone interdunari.	Probabile
B	Conoidi, argini naturali, dune di sabbia, pianure di esondazione, spiagge, altre pianure.	Possibile
C	Terrazzi, colline, montagne.	Non probabile

Figura 48 - Unità geomorfologiche e suscettività alla liquefazione (Iwasaki e al., 1982), tratta da "La liquefazione dei terreni" Giulio Riga, 2007 – Dario Flaccovio Editore.

Fattore	Peso	Susceptibilità alla liquefazione				
		Molto alta	Alta	Media	Bassa	Molto bassa
Profondità del livello della falda	Molto importante	< 1,5 m	< 1,5 - 3 m	3 - 6 m	6 - 10 m	> 10,0
Dimensione dei grani	Molto importante	0,075 - 1 mm	1 - 3 mm	> 3 mm	< 0,075 mm	-
Profondità del deposito	Molto importante	1,5 - 3 m	3 - 6 m	6 - 10 m	< 1,5 m	> 10 m
Strato ricoprente	Molto importante	-	-	Ricoprimento buono	Ricoprimento discreto	Ricoprimento assente
Età del deposito	Importante	< 500 anni	Tardo Olocene ⁽¹⁾	Olocene	Pleistocene ⁽²⁾	Pre-Pleistocene
Spessore dello strato liquefacibile	Importante	> 2 m	1,2 - 2,5 m	0,6 - 1,2 m	< 0,6 m	-

Note: ⁽¹⁾ ≤ 10.000 anni; ⁽²⁾ 10.000 - 1,6 milioni di anni

Figura 49 - Fattori, pesi e criterio per valutare la suscettibilità alla liquefazione di un sito (Juang e Elton, 1991), tratta da “La liquefazione dei terreni” Giulio Riga, 2007 – Dario Flaccovio Editore.

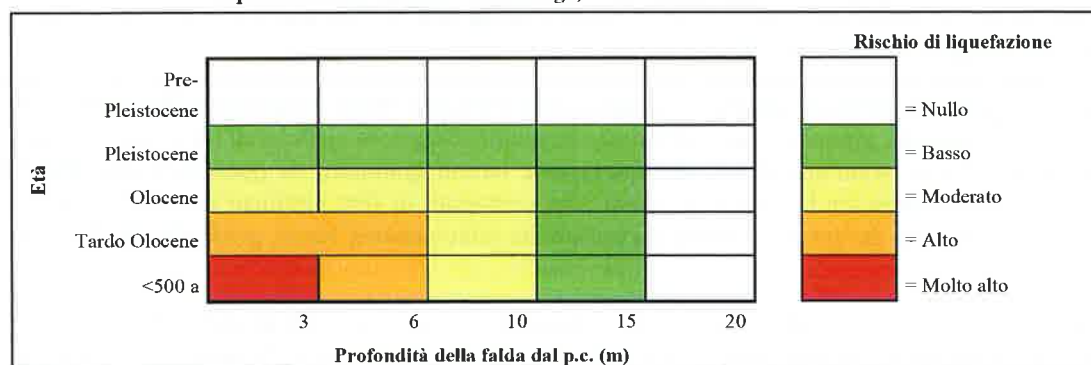


Tabella 32 - Rischio liquefazione in funzione dell'età del deposito e della profondità della falda, tratta da “La liquefazione dei terreni” Giulio Riga, 2007, ridisegnata – Dario Flaccovio Editore.

Età del deposito	Profondità della falda dal p.c. (m)		
	0-3 m	3-10 m	> 10 m
Tardo Olocene	Alta	Bassa	Nulla
Primo Olocene	Moderata	Bassa	Nulla
Tardo Pleistocene	Bassa	Nulla	Nulla

Tabella 33 - Susceptibilità alla liquefazione (Obermeier, 1996), tratta da “La liquefazione dei terreni” Giulio Riga, 2007 – Dario Flaccovio Editore.

Preliminarmente, quindi, il primo *step* delle analisi è stato condotto in riferimento alle caratteristiche geologiche e stratigrafiche dell'area di intervento, attraverso valutazioni speditive e di carattere puramente qualitativo circa la possibilità di liquefazione dei terreni interessati dalle opere in progetto.

Sulla base dei criteri riportati, che considerano la genesi, la natura e l'età assoluta dei depositi, risulta che i terreni presenti nell'area di intervento si presentano da poco a molto suscettibili di liquefazione, in corrispondenza delle aree alluvionali più recenti. Tale considerazione deriva, in particolare, sia dalle condizioni geologiche ed idrogeologiche dell'area in esame che dalla presenza di una falda localmente compresa nei primi 20 m dal piano



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	121 di 158

campagna. Inoltre, la presenza diffusa di depositi prevalentemente di genesi alluvionale caratterizzati localmente da granulometria sabbiosa e sabbioso-limoso, in particolare di età compresa tra il Pleistocene medio-superiore, per i depositi alluvionali terrazzati (unità geologica **bn** e **bc**), e l'Olocene o Attuale, per i depositi delle alluvioni recenti o attuali (unità geologiche **bb** e **ba**), consentono di poter considerare potenzialmente liquefacibili alcuni settori specifici dell'area d'intervento. In termini qualitativi i depositi più antichi (**bn**) presentano una bassa o nulla suscettività alla liquefazione, mentre i depositi recenti ed attuali (**bc**, **bb** e **ba**) presentano una suscettività variabile da moderata ad alta.

Alla luce delle considerazioni espresse e in linea con l'ultima normativa vigente in materia si è proceduto ad effettuare un approfondimento analitico per le tre unità geologiche sopra indicate.

15.3.2 Analisi semi-quantitative

L'attuale normativa vigente in materia di costruzioni edilizie (NTC2008) prevede che la verifica alla liquefazione può essere omessa quando si manifesti almeno una delle seguenti condizioni:

- 3) eventi sismici attesi di magnitudo M inferiore a 5;
- 4) accelerazioni massime attese al piano campagna in assenza di manufatti (condizioni di campo libero) minori di 0.1 g;
- 5) profondità media stagionale della falda superiore a 15 m dal p.c., per piano campagna sub-orizzontale e strutture con fondazioni superficiali;
- 6) depositi costituiti da sabbie pulite con resistenza penetrometrica normalizzata $(N_1)_{60} > 30$ oppure $q_{cIN} > 180$, dove $(N_1)_{60}$ è il valore della resistenza determinata in prove penetrometriche dinamiche (*Standard Penetration Test*) normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa e q_{cIN} è il valore della resistenza determinata in prove penetrometriche statiche (*Cone Penetration Test*) normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa;
- 7) distribuzione esterna ai fusi granulometrici indicati da normativa, distinti in funzione del coefficiente di uniformità U_c .

In particolare, se le condizioni 1 e 2 non risultano soddisfatte, le indagini geotecniche devono essere finalizzate almeno alla determinazione dei parametri necessari per la verifica delle condizioni 3, 4 e 5. Pertanto, in relazione a quanto previsto dall'NTC 2008, sono state condotte una serie di analisi puntuali volte a verificare tutte le condizioni predisponenti elencate in precedenza, al fine di determinare la possibile suscettività a liquefazione di tutti i campioni di terreno prelevati durante la campagna di indagini appositamente condotta.

Le fonti bibliografiche a disposizione e lo studio relativo alla sismicità storica e alla pericolosità sismica condotto hanno evidenziato che, nell'area di intervento, si sono verificati diversi terremoti con magnitudo M superiore a 5 e, in particolare, il massimo terremoto atteso nell'area presenta una M pari a 7.06. Anche le accelerazioni massime attese al piano campagna, in condizioni di campo libero, sono risultate essere generalmente superiori al limite definito da normativa, in quanto variabili tra 0.150 e 0.275 a_g . In relazione a quanto detto e considerata la presenza delle condizioni predisponenti espresse nei punti 1 e 2 dell'NTC 2008, si è quindi proceduto alla verifica dei punti 3, 4 e 5 del paragrafo 7.11.3.4.2, in modo da rispondere puntualmente a tutti i quesiti posti da norma.

Per quanto concerne la falda, i dati piezometrici a disposizione hanno mostrato la presenza di un livello idrico estremamente variabile a causa delle diverse condizioni geologiche e idrogeologiche incontrate lungo tutto il tracciato di progetto. Ad ogni modo, in corrispondenza dei fondovalle e dei tratti all'aperto, è stata spesso incontrata

una falda piuttosto superficiale, posta a pochi metri di profondità dall'attuale p.c.. Tale condizione è più frequente nei settori centrali e occidentali dell'area di studio, mentre solo di rado si rinviene nel tratto più orientale.

Relativamente alla resistenza penetrometrica dei terreni, le verifiche sono state condotte in relazione alle prove SPT realizzate nei fori di sondaggio durante le fasi di perforazione. Tali prove hanno evidenziato, in particolare, la presenza di alcuni orizzonti granulari con resistenza penetrometrica normalizzata inferiore al limite imposto da normativa, posti prevalentemente in corrispondenza degli orizzonti litologici più superficiali e di deposizione più recente.

Considerata la presenza di tutte le condizioni preliminari precedentemente esposte, si è quindi proceduto allo studio delle caratteristiche granulometriche e tessiturali dei terreni analizzati. In particolare, risultano suscettibili di liquefazione gli orizzonti prevalentemente sabbioso-limosi dei depositi alluvionali attuali, recenti e antichi, in quanto privi di un'alta percentuale di frazione fine o grossolana. Gli orizzonti pelitici e ghiaiosi delle suddette unità sono risultati chiaramente non suscettibili di possibili fenomeni di liquefazione per via della composizione granulometrica del deposito, mentre gli orizzonti sabbioso-limosi delle unità alluvionali e fluvio-lacustri più antiche risultano non suscettibili a causa dell'elevato stato di addensamento e di locali fenomeni di cementazione chimica.

Sulla base di quanto esposto in precedenza e delle analisi qualitative precedentemente descritte, sono stati quindi ritenuti non suscettibili di liquefazione tutti gli orizzonti litologici più fini, indicati nei profili geologici come terreni limoso-argillosi, e quelli più grossolani, indicati come terreni ghiaioso-sabbiosi. Sono stati altresì considerati non suscettibili di liquefazione i terreni granulari delle unità di copertura più antiche e tutti gli orizzonti posti a profondità superiori ai 15 m dal p.c.. Pertanto le analisi quantitative circa la suscettività a liquefazione dei terreni sono state limitate agli orizzonti sabbioso-limosi più superficiali delle unità **ba2**, **bb2** e **bc2**, di natura essenzialmente alluvionale.

Relativamente alla resistenza penetrometrica dei terreni, le analisi quantitative sono state condotte sulla base dei dati desunti dalle prove SPT realizzate nei fori di sondaggio. Sono stati quindi determinati i valori della resistenza normalizzata ad una pressione effettiva di confinamento di 100 kPa $(N_1)_{60}$ sulla base della formula seguente (Seed & Idriss 1982; Skempton 1986; Robertson & Wride 1998; Riga 2007):

$$(N_1)_{60} = (N_{SPT} \cdot C_E \cdot C_B \cdot C_R \cdot C_S) \cdot C_N = (N)_{60} \cdot C_N$$

dove N_{SPT} è la misura della resistenza penetrometrica in sito, C_N il fattore per la normalizzazione alla pressione effettiva di 1 atmosfera, e C_E , C_B , C_R e C_S i fattori di correzione rispettivamente per il rapporto di energia, il diametro del foro, la lunghezza delle aste e i campioni.

Nella tabella seguente si riporta una sintesi dei valori di resistenza penetrometrica normalizzati $(N_1)_{60}$ determinati per tutte le prove relative agli orizzonti granulari delle suddette unità, potenzialmente suscettibili di liquefazione e quindi soggetti ad analisi di tipo quantitativo. Al fine di disporre di un campione di prove statisticamente significativo sono stati analizzati complessivamente i valori di resistenza scaturiti dalle prove eseguite nell'intero settore di studio, relativo all'intero II° Lotto funzionale Frasso Telesino – Vitulano, rimandando agli approfondimenti geotecnici per le valutazioni analitiche puntuali per le singole opere.

Unità	Prova	Profondità (m)	NSPT	$(N_1)_{60}$
bb2	IF15V01	3.0	8	8.1
bb2	IF15V03	3.0	9	7.2

Unità	Prova	Profondità (m)	NSPT	(N ₁) ₆₀
bb2	S17	3.0	100	89.1
bc2	S126	6.0	27	16.5
bc2	IF15P08	3.0	11	8.0
bc2	IF15P08	5.5	10	6.5
bc2	IF15S09	3.0	7	4.8
bc2	IF15S09	7.0	4	2.4
bc2	S131	3.0	24	14.9
bc2	S131	6.0	30	16.9
bc2	IF15R10	9.0	100	45.6
bc2	IF15R10	12.0	12	5.1
bc2	IF15R10	15.0	8	3.1
bb2	IF15P11	3.0	9	6.1
bb2	S132	3.0	73	48.1
bb2	S132	6.0	80	47.1
bc2	S135	3.0	35	25.2
bc2	IF15V17	3.0	13	8.2
bc2	IF15V33	3.0	40	13.2
bc2	S139	3.0	29	9.6
bb2	D19	3.0	14	7.1
bb2	S145	3.0	37	16.8

Tabella 34 - Parametri di sintesi per il calcolo del valore di resistenza penetrometrica normalizzata (N₁)₆₀.

Considerata la presenza di tutte le condizioni preliminari espresse nei punti da 1 a 3, secondo quanto previsto dall'NTC 2008, si è quindi proceduto ad un'analisi quantitativa per la valutazione della suscettibilità a liquefazione degli orizzonti granulari più critici. Tali analisi sono ovviamente basate sulla stima della capacità di resistenza alla liquefazione CRR (*Cyclic Resistance Ratio*) e della domanda di resistenza ciclica alla liquefazione CSR (*Cyclic Stress Ratio*), al fine di giungere alla definizione di un fattore di sicurezza.

Innanzitutto sono stati quindi determinati i valori della capacità di resistenza alla liquefazione CRR_{7.5} per un terremoto con magnitudo standard pari a 7.5. Nel caso delle prove penetrometriche dinamiche, tali valori sono calcolabili secondo la formulazione proposta dal National Center for Earthquake Engineering Research (Riga 2007):



ITINERARIO NAPOLI-BARI
 RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
 II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
 IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	124 di 158

$$CRR_{7.5} = \frac{1}{34 - (N_1)_{60cs}} + \frac{(N_1)_{60cs}}{135} + \frac{50}{[10 \cdot (N_1)_{60cs} + 45]^2} - \frac{1}{200}$$

dove $(N_1)_{60cs}$ è la resistenza penetrometrica corretta in relazione al contenuto di porzioni a granulometria fine. I suddetti valori di $CRR_{7.5}$, relativi ad un terremoto standard con magnitudo pari a 7.5, sono stati quindi corretti per tenere in considerazione un terremoto di riferimento pari a 7.06 attraverso la formula (Riga 2007):

$$CRR_M = CRR_{7.5} \cdot MSF$$

dove MSF è un fattore di correzione per la magnitudo, calcolato mediante la relazione (Riga 2007):

$$MSF = \frac{10^{2.84}}{M^{3.24}}$$

Quindi, sulla scorta dei dati a disposizione, è stato determinato il valore della domanda di resistenza ciclica alla liquefazione CSR attraverso la formula (Riga 2007):

$$CSR = 0.65 \cdot \left(\frac{a_{max}}{g} \right) \cdot \left(\frac{\sigma_{v0}}{\sigma'_{v0}} \right) \cdot r_d$$

dove a_{max} è l'accelerazione massima alla superficie del suolo, g l'accelerazione di gravità, σ_{v0} e σ'_{v0} sono rispettivamente la tensione verticale totale ed effettiva e r_d il fattore di riduzione delle tensioni alla profondità interessata.

Nello specifico, i valori di a_{max} da utilizzare nelle analisi sono stati determinati impiegando una a_g pari a 0.266, un S_s pari a 1.334 e un S_i pari a 1.0 (ovvero i valori più cautelativi per tutta la tratta di intervento). Tale valore di CSR è stato quindi moltiplicato per un fattore aggiuntivo fsl pari a 1.2, al fine di determinare un valore di CSR_{fs} che tiene conto della variazione delle pressioni interstiziali e delle deformazioni che si sviluppano durante lo scuotimento sismico (Riga 2007).

A questo punto è stato quindi determinato il Fattore di Sicurezza nei confronti della liquefazione FS_L mediante la relazione (Riga 2007):

$$FS_L = \frac{Capacità}{Domanda} = \frac{CRR_M}{CSR_{fs}}$$

Il suddetto fattore di sicurezza nei confronti della liquefazione, determinato mediante il rapporto tra capacità e la domanda di resistenza, è stato determinato per ognuna le unità geologiche potenzialmente suscettibili (**ba2**, **bb2** e **bc2**) sulla scorta delle prove SPT a disposizione. In questo caso, le verifiche sono state condotte per tutte le prove ricadenti in tali unità, sia in falda che sopra falda, al fine di caratterizzare i diversi orizzonti litologici potenzialmente critici. Valutazioni specifiche circa l'effettiva presenza di acqua o lo spessore dei terreni dovranno essere effettuate puntualmente in relazione al contesto geologico del singolo punto.

Nella tabella seguente si riporta una sintesi delle analisi quantitative condotte, opportunamente suddivise in funzione dell'unità litologica di riferimento.

Orizzonte	Prova	Profondità	Prova sotto falda	(N1)60	(N1)60cs	CRR7.5	CRRM	ag	CSR	CSRfs	FSL
bb2	IF15V01	3.0	Si	8.1	9.7	0.11	0.14	0.266	0.233	0.280	0.487
bb2	IF15V03	3.0	No	7.2	8.7	0.10	0.12	0.266	0.125	0.151	0.829
bb2	S17	3.0	No	89.1	106.9	-	-	0.266	0.161	0.193	-
bc2	S126	6.0	Si	16.5	19.7	0.21	0.26	0.266	0.220	0.264	0.991
bc2	IF15P08	3.0	No	8.0	9.6	0.11	0.13	0.266	0.168	0.201	0.668
bc2	IF15P08	5.5	Si	6.5	7.8	0.09	0.12	0.266	0.234	0.281	0.413
bc2	IF15S09	3.0	No	4.8	5.8	0.08	0.10	0.266	0.146	0.175	0.546
bc2	IF15S09	7.0	Si	2.4	2.8	0.06	0.07	0.266	0.236	0.283	0.249
bc2	S131	3.0	No	14.9	17.8	0.19	0.23	0.266	0.116	0.139	1.676
bc2	S131	6.0	No	16.9	20.0	0.22	0.27	0.266	0.183	0.220	1.207
bc2	IF15R10	9.0	No	45.6	54.8	-	-	0.266	0.189	0.227	-
bc2	IF15R10	12.0	Si	5.1	6.1	0.08	0.10	0.266	0.204	0.245	0.403
bc2	IF15R10	15.0	Si	3.1	3.8	0.06	0.08	0.266	0.206	0.248	0.314
bb2	IF15P11	3.0	No	6.1	7.4	0.09	0.11	0.266	0.144	0.173	0.644
bb2	S132	3.0	No	48.1	57.8	-	-	0.266	0.134	0.160	-
bb2	S132	6.0	No	47.1	56.6	-	-	0.266	0.205	0.246	-
bc2	S135	3.0	No	25.2	30.2	0.49	0.60	0.266	0.165	0.198	3.013
bc2	IF15V17	3.0	No	8.2	9.9	0.11	0.14	0.266	0.122	0.146	0.942
bc2	IF15V33	3.0	No	13.2	15.9	0.17	0.21	0.266	0.0041	0.049	4.240
bc2	S139	3.0	No	9.6	11.5	0.13	0.16	0.266	0.041	0.049	3.174
bb2	D19	3.0	No	7.1	8.5	0.10	0.12	0.266	0.078	0.094	1.307
bb2	S145	3.0	No	16.8	20.2	0.22	0.27	0.266	0.066	0.079	3.390

Tabella 35 - Tabella di sintesi delle analisi di suscettività alla liquefazione condotte per i diversi orizzonti potenzialmente critici, in cui sono indicati tutti i parametri utilizzati e il Fattore di Sicurezza risultante.

Le analisi condotte hanno evidenziato, in generale, un'elevata suscettività a liquefazione dei terreni alluvionali delle unità **bb2** e **bc2**. Infatti a meno di poche prove, i fattori di sicurezza determinati sono risultati sempre decisamente inferiori all'unità, dimostrando quindi la possibilità d'innescare fenomeni di liquefazione in



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	126 di 158

concomitanza con eventi sismici particolarmente severi, con magnitudo pari a 7.06. Per quanto riguarda l'unità **ba2**, invece, in assenza di specifiche prove penetrometriche si possono considerare come rappresentativi i risultati dell'unità **bb2**, che presenta caratteristiche geologiche e tessiturali molto simili.

I terreni sabbioso-limosi dell'unità **bb2**, e quindi quelli dell'unità **ba2** ad essi assimilabili, presentano una elevata suscettività a liquefazione. Infatti, ben 3 prove su 7 hanno fatto registrare fattori di sicurezza ben al di sotto dell'unità, in particolare nei settori centrali e occidentali dell'area di studio.

I terreni sabbioso-limosi dell'unità **bc2**, come i precedenti, presentano una elevata suscettività a liquefazione, nonostante siano leggermente più antichi. Per tali orizzonti, infatti, ben 8 prove su 14 hanno fornito fattori di sicurezza abbondantemente al di sotto dell'unità, ancora una volta prevalentemente nei settori centrali e occidentali della zona di interesse progettuale.

15.4 Criticità geomorfologiche

Sotto il profilo geomorfologico, l'area di studio non presenta elementi di particolare criticità per le opere in progetto, in quanto i tratti all'aperto si sviluppano essenzialmente in settori di territorio sub-pianeggianti o a debole acclività, che limitano fortemente lo sviluppo di fenomeni erosivi o di dissesto di particolare rilevanza e intensità.

Localmente nei settori in cui il progetto prevede la realizzazione di opere in sotterraneo sono stati individuati, analizzati e cartografati fenomeni di dissesto generalmente poco estesi e piuttosto superficiali, che coinvolgono prevalentemente le coltri di copertura eluvio-colluviali o le porzioni più superficiali ed alterate del substrato geologico locale, senza alcuna interferenza diretta o indiretta con le opere in progetto.

Per quanto riguarda i settori in cui il progetto prevede la realizzazione di opere all'aperto si segnala sono stati individuati elementi morfoevolutivi di genesi ed intensità variabile di seguito sintetizzati.

Nei settori di intervento sono presenti, infatti, solo sporadiche conoidi alluvionali, localizzate lungo i versanti a sud delle colline che bordano verso Nord la piana del Fiume Calore. La ridotta intensità dei fenomeni e i modesti volumi delle masse instabili non determinano livelli di criticità ostativi per le opere in progetto.

A essi si aggiungono dissesti riconducibili sia a fenomeni di deformazione viscosa delle coltri (*creep* e/o soliflusso) che a movimenti franosi *s.s.* (crolli, scivolamenti, colamenti e frane complesse).

Il settore di versante su cui s'impone l'imbocco orientale della galleria Cantone, alla km 33+900 circa, è caratterizzato dalla presenza di una frana con stato quiescente, classificabile come colamento lento. Sotto il profilo geomorfologico, il movimento franoso interessa la parte medio-alta di una estesa scarpata morfologica impostata su depositi alluvionali terrazzati. A causa della estesa copertura vegetale presente nell'area, i limiti del fenomeno non sono chiaramente individuabili in campagna, mentre più chiara è da questo punto di vista la carta topografica appositamente redatta per la progettazione della linea ferroviaria, che fornisce discrete informazioni sulla conformazione e l'estensione del dissesto.

La frana presenta spessori generalmente contenuti, mediamente nell'ordine 2-5 m, e pertanto interessa essenzialmente le coltri di copertura eluvio-colluviali o le porzioni più superficiali ed alterate dei depositi alluvionali terrazzati. Il fenomeno interessa la locale strada provinciale che presenta vecchie deformazioni e un quadro fessurativo quiescenti negli ultimi due cicli stagionali.



Foto 11 – deformazioni e cedimenti sulla sede della strada provinciale a monte dell’imbocco orientale della galleria Cantone

Le indagini e i monitoraggi condotti evidenziano spessori delle masse rimaneggiate, in asse al tracciato con spessore di 4 m e il piede della frana lambisce a monte l’area d’imbocco. I rilievi di campo ripetuti tra 2015 e il 2017 non hanno evidenziato incrementi sostanziali delle deformazioni della sede stradale, mentre l’area a valle della provinciale risulta caratterizzata da una forte copertura vegetale arbustiva e boschiva e, in questo settore, non sono stati rilevati indizi morfologici di una riattivazione del fenomeno nella sua interezza. Al contrario le scarpate a monte della s.p. 106 presentano dissesti puntuali con coinvolgimento delle opere di contenimento rappresentate da gabbioni.



Foto 12 – Deformazioni e cedimenti sulla sede della strada provinciale a monte dell’imbocco orientale della galleria Cantone, sono evidenti le parziali deformazioni dei gabbioni nella zona sommitale, dove si concentrano prevalentemente le spinte delle coltri localmente rimobilizzate.

I dissesti rilevati lungo le scarpate della s.p. e i danneggiamenti alle opere di contenimento evidenziano, dunque, piccoli scivolamenti delle coltri che non hanno comunque determinato lo scalzamento o il sollevamento alla base delle opere, ne hanno determinato danni sostanziali alla sede stradale stessa e, dunque, non presentano un livello di criticità ostativo per le opere in progetto.

Poco a sud di tale fenomeno, è presente un ulteriore scivolamento in terra attivo, che interessa la porzione di versante a monte della strada. Anche in questo caso si tratta di un fenomeno piuttosto superficiale, con spessori massimi nell’ordine dei 2-3 m.

Nei settori di versante a nord dell’imbocco sono presenti ulteriori movimenti franosi, talora di notevoli dimensioni, che interessano tutto il margine meridionale del terrazzo alluvionale. In particolare è stato individuato un esteso scivolamento in terra che dalla scarpata morfologica più alta del terrazzo si protende fino alla piana alluvionale del F. Calore, in prossimità dell’attuale linea ferroviaria. Il fenomeno risulta attualmente inattivo, in quanto non sussistono più le condizioni morfo-climatiche che ne hanno determinato l’attivazione. Inoltre, in



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	129 di 158

corrispondenza del piede sono visibili scarpate fluviali parzialmente degradate, che dimostrano come l'accumulo di frana sia stato inciso e successivamente rimodellato dalle acque correnti superficiali e dagli agenti esogeni in genere, senza subire ulteriori spostamenti e/o deformazioni recenti. Nella parte alta del fenomeno, in prossimità dei fianchi della nicchia di distacco, sono comunque presenti ulteriori piccoli fenomeni secondari quiescenti, che contribuiscono all'evoluzione morfologica della scarpata.

Anche in questo caso, i fenomeni in questione si inseriscono in un contesto morfologico particolare. Infatti, in quest'area il contatto tra i depositi alluvionali grossolani e i depositi lacustri prevalentemente pelitici risulta molto più alto in quota degli altri settori e, localmente, emerge di diversi metri alla base del versante. Tale condizione, unitamente alla presenza di spesse intercalazioni argilloso-limose e limoso-sabbiose all'interno dei depositi terrazzati, produce un evidente scadimento delle caratteristiche di resistenza. Inoltre, la presenza di terreni pelitici ad una quota elevata, favorisce la presenza di una falda freatica piuttosto alta, sostenuta dai livelli poco permeabili di base e chiaramente interferente con la dinamica di versante superficiale.

Nel settore di imbocco della Galleria Limata lato Benevento, al km 34+750 circa, è stata rilevata la presenza di una frana complessa piuttosto estesa, che interessa buona parte del versante orientale del rilievo attraversato della galleria. Si tratta di un fenomeno quiescente di lunga data, che non mostra segni di riattivazioni recenti negli ultimi due cicli stagionali.

Dal punto di vista geomorfologico, il fenomeno risulta chiaramente visibile sia in sito che tramite analisi specialistica delle cartografie e foto aeree disponibili. Nella parte alta del rilievo è facilmente individuabile una estesa area svuotata, che rappresenta la zona di alimentazione del fenomeno. L'assenza di una scarpata di frana recente e la spiccata maturità morfologica dell'area confermano il relativo stato di quiescenza del fenomeno principale.

Nella parte medio-bassa del pendio, invece, è chiaramente visibile una estesa zona di accumulo che, nel settore più meridionale, interferisce parzialmente col tracciato ferroviario in progetto. La zona di accumulo è costituita da un settore di versante convesso e lobato, estremamente differente dalla zona di alimentazione posta a monte. Tale accumulo interrompe la continuità morfologica del versante, sia in senso longitudinale che trasversale, estendendosi fino all'interno della piana alluvionale antistante al rilievo. Il corso d'acqua, d'altro canto, risulta chiaramente deviato verso il versante opposto dal piede di frana e va quindi a formare un'ansa piuttosto evidente e fortemente atipica se si considera l'andamento generalmente rettilineo dei corsi d'acqua secondari che alimentano il F. Calore.

Sul corpo di frana sono localmente visibili fenomeni gravitativi secondari, quali piccole frane e fenomeni di deformazione viscosa delle coltri (soliflussi e/o *creep*). Un piccolo scivolamento in terra attivo è presente lungo il margine settentrionale del piede di frana, in prossimità del fondovalle, che comunque non hanno nessuna relazione diretta con l'intero fenomeno di frana, ne possono determinare condizioni per la sua riattivazione. L'azione erosiva al piede rappresenta uno dei principali fattori scatenanti in relazione dei dissesti nell'area. I processi di deformazione viscosa delle coltri, al contrario, interessano buona parte del corpo di frana quiescente, soprattutto nei settori centrali dello stesso. Si tratta di fenomeni estremamente lenti e piuttosto superficiali, che interessano per lo più i suoli poco maturi posti a copertura delle coltri rimaneggiate quiescenti (corpo della frana). Tali elementi sono chiaramente visibili a causa degli effetti prodotti a lungo termine nelle zone interessate, quali fessurazione del manto stradale, inarcamento degli alberi e rigonfiamenti del terreno.



Foto 13 – Panoramica del settore d’imbocco della galleria Limata lato Benevento.

I fenomeni in questione si inseriscono in un contesto morfologico specifico, che si differenzia chiaramente dalla maggior parte dei terrazzi alluvionali individuati nell’area. In tale settore, infatti, il numero di fenomeni franosi ed elementi di dissesto risulta decisamente superiore alle porzioni di territorio limitrofe, essenzialmente a causa di caratteristiche geologiche peculiari. Infatti, anche in quest’area, come nel settore della galleria Cantone, il contatto tra i depositi alluvionali grossolani e i depositi lacustri prevalentemente pelitici risulta molto più alto rispetto agli altri settori e, localmente, emerge di diversi metri alla base del versante (in genere è molto più profondo del livello di base del fondovalle). Tale condizione, unitamente alla presenza di spesse intercalazioni limoso-sabbiose all’interno dei depositi terrazzati, produce un notevole scadimento delle caratteristiche di resistenza che, unitamente alla morfologia localmente piuttosto aspra che contraddistingue la zona dei terrazzi ha rappresentato e rappresenta la condizione predisponente all’innesco dei dissesti censiti. Inoltre, la presenza di terreni pelitici ad una quota elevata favorisce la presenza di una falda freatica piuttosto alta, sostenuta dai livelli poco permeabili di base e chiaramente interferente con la dinamica di versante superficiale.

All’altezza del km 35+050 è stata censita una frana complessa, posta immediatamente a sud dell’imbocco della galleria San Lorenzo. Sulla scorta dei rilievi di campo la frana è caratterizzata da stato quiescente,

distribuzione in diminuzione e secondariamente retrogressiva e stadio senile. La frana non interferisce in maniera diretta con le opere in progetto e, in relazione alla sua posizione posta a valle del tracciato non rappresenta una criticità per le opere in progetto. Ad ogni modo sarà adotta la massima attenzione al fine di evitare eventuali interferenze anche con le aree di cantierizzazione per la realizzazione dell'intervento.

Quanto detto trova parziale riscontro nelle cartografie tematiche del Piano stralcio di Assetto Idrogeologico dell'Autorità di bacino dei Fiumi Liri, Garigliano e Volturno (2006).

All'altezza del km 36+600 circa si registra la presenza di un areale classificato come Area di media attenzione (A2). In relazione a tale contesto specifico le analisi di campo e fotointerpretative condotte hanno evidenziato unicamente la presenza di coltri detritiche che bordano le fasce medio basse dei locali versanti.

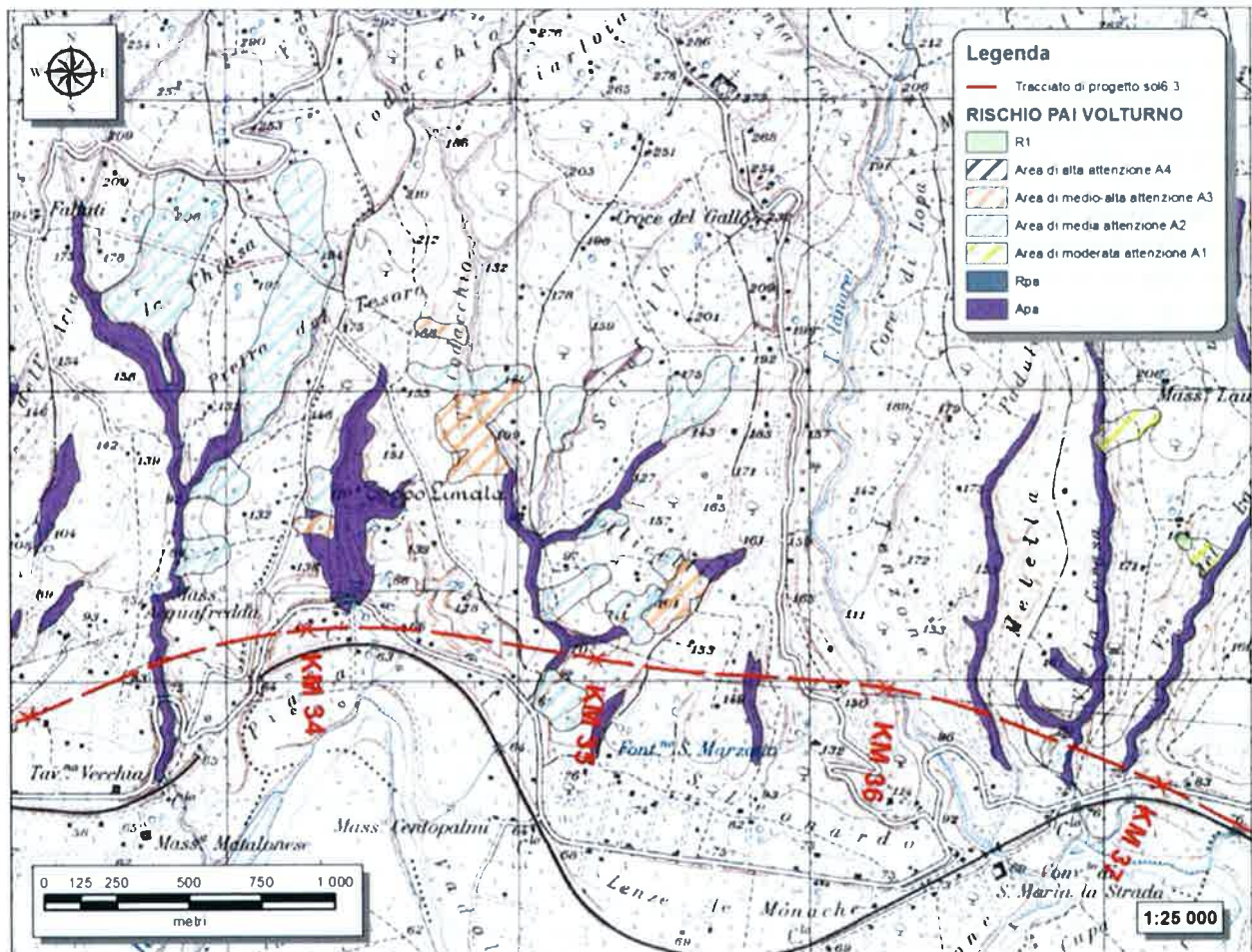


Figura 50 – Stralcio della carta del Rischio tratta dal Piano stralcio di Assetto Idrogeologico dei Fiumi Liri Garigliano e Volturno, tratto km 33+000÷37+000 circa.

Infine, il tracciato in progetto, che s'impone nella fascia di fondovalle sui depositi di copertura eluvio-colluviali posti al di sopra dei depositi vulcanici, impegna un'area priva di elementi di sostanziale criticità geomorfologica per le opere.

La condizione di generale stabilità geomorfologica dell'area è confermata, inoltre, dagli studi geomorfologici appositamente condotti per il presente progetto, basati sia sul rilevamento di campo che su analisi fotointerpretative di dettaglio.

Ad ogni modo, il livello di criticità specifica dei fenomeni di dissesto è relativo all'attuale contesto antropico e morfo-climatico dell'area. Pertanto, la possibile influenza dei fenomeni di dissesto sulle opere in progetto, dove segnalato, andrà puntualmente valutata ed analizzata in funzione delle specifiche scelte progettuali e delle indicazioni fornite nel presente studio specialistico.

15.5 Criticità idrogeologiche

Per quanto concerne gli aspetti connessi con la circolazione delle acque nel sottosuolo, si evidenzia la presenza di falde idriche sotterranee all'interno di buona parte dei termini litologici interessati dalla realizzazione del tracciato ferroviario in esame. Tali falde infatti potrebbero rappresentare dei potenziali elementi di criticità per le opere in progetto, sia per le possibili venute d'acqua lungo i fronti di scavo che per la notevole influenza esercitata sul comportamento meccanico dei termini litologici attraversati; inoltre sono possibili interferenze dirette o indirette tra le opere in progetto e gli acquiferi locali.

Buona parte dei corpi idrogeologici individuati rappresentano, nello schema di circolazione idrica dell'area, degli acquiferi di importanza più o meno significativa, a seconda delle locali caratteristiche di permeabilità dei litotipi e della estensione latero-verticale dei depositi. Ad essi si aggiungono, inoltre, alcuni corpi idrogeologici secondari che, nello specifico contesto di riferimento, possono essere considerati come degli *acquiclude* o degli *acquitard*, in quanto tamponano lateralmente e verticalmente gli acquiferi sotterranei principali, portando alla formazione di locali emergenze sorgentizie.

In relazione allo sviluppo plano-altimetrico dell'opera e alla ricostruzione dei livelli piezometrici, elaborata sulla base dei dati di monitoraggio disponibili, la livelletta del piano ferro risulta posta generalmente a quote maggiori del tetto degli acquiferi individuati. Per quanto concerne gli interventi all'aperto, eventuali interferenze con le acque di falda sono possibili nel caso di opere con strutture fondali profonde e in corrispondenza dell'attraversamento del fondovalle dei principali corsi d'acqua dell'area. Per quanto riguarda le opere in sotterraneo, invece, sono possibili locali interferenze tra le opere in progetto e le acque di falda.

Nel corso dello studio e ricerche effettuate non sono state individuate captazioni a scopo idropotabile o opere di presa di rilevanza strategica, mentre nell'area sono presenti pozzi a scopo irriguo e sorgenti locali a regime prevalentemente stagionale. Anche gli studi ufficiali e bibliografici consultati confermano quanto evidenziato, infatti il Piano di Gestione Acque della Regione Campania non riporta aree sensibili in questo settore di territorio.

Anche gli studi scientifici a carattere idrogeologico condotti nella provincia di Benevento non evidenziano la presenza di emergenze o captazioni di interesse strategico (cfr. Figura 51).

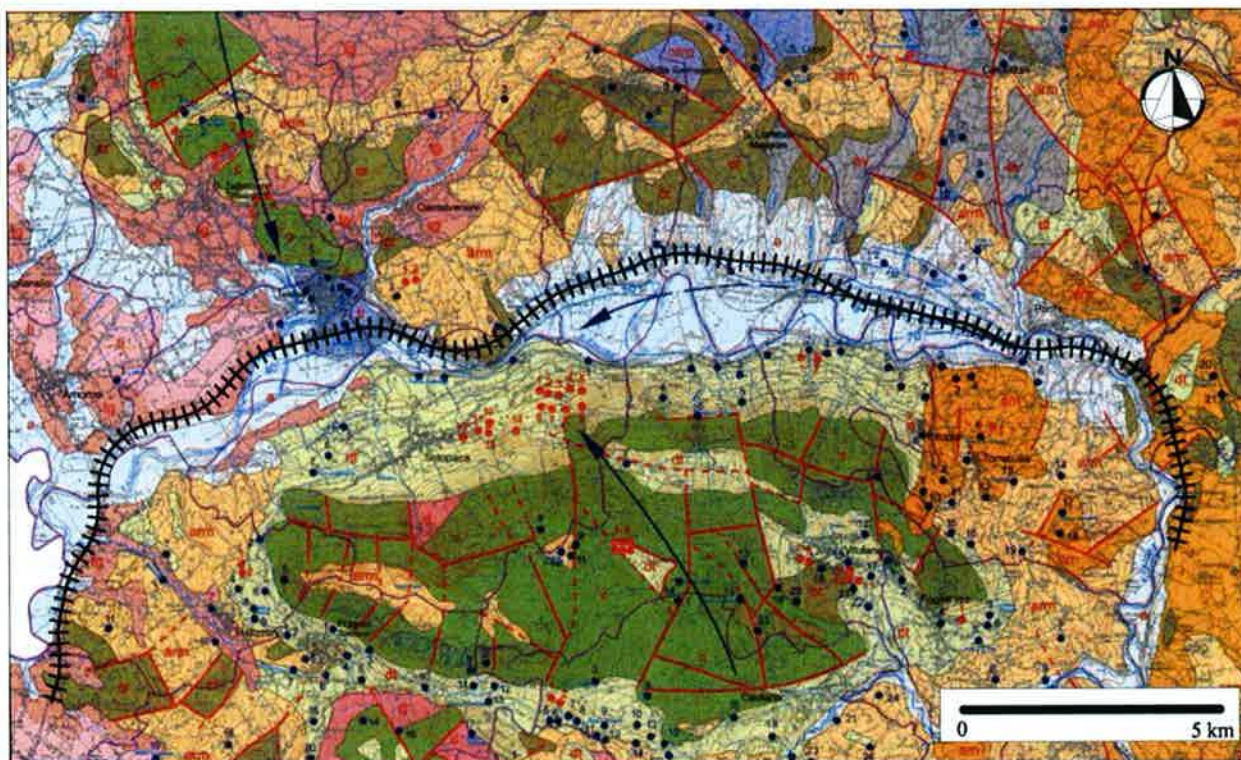


Figura 51 – Stralcio della Carta idrogeologica della Provincia di Benevento, con sovrapposizione del tracciato di progetto (da L. Esposito, P. Celico, F.M. Guadagno e S Aquino); con puntino rosso sono indicati i pozzi di interesse e con quelli blu le sorgenti.

Nella zona Sud-occidentale, tra il fondovalle del F. Volturno e la Piana di Telese, la ricostruzione della superficie piezometrica ha evidenziato la presenza di una falda idrica sotterranea piuttosto estesa, posta nei depositi quaternari più grossolani e permeabili. Tale falda mostra un carattere chiaramente freatico e, in generale, risulta sostenuta dai termini prevalentemente pelitici della successione fluvio-lacustre, a meno dei settori ad Est del centro abitato di Telese dove risulta tamponata dai termini argilloso-marnosi del substrato. Nei settori di piana alluvionale, la superficie piezometrica è piuttosto superficiale e posta a pochi metri di profondità dal piano campagna, mentre in corrispondenza del terrazzo morfologico tra la Stazione di Amorosi e il centro abitato di Telese la superficie piezometrica risulta piuttosto profonda e posta ad oltre 20 m di profondità dall'attuale piano campagna.

In questo settore, fuori dall'area di stretto interesse progettuale alla base del Monte Pugliano è presente il gruppo sorgentizio, bicarbonato-calcico, di Grassano, mentre immediatamente a monte e nell'area del centro abitato di Telese, è presente un gruppo di sorgenti ipotermali sulfureo-bicarbonato-calciche. Sulla scorta degli studi e dati disponibili, l'ipotesi più accreditata è che l'acquifero alle falde di Montepugliano rappresenti lo sfioro della falda basale del Matese sud-orientale, lungo il contatto tettonico tra i termini dei calcari di piattaforma molto fratturati e i depositi della piana. Il circuito di filtrazione più superficiale che viene a determinarsi alimenta le sorgenti di Grassano (portata media $5 \text{ m}^3/\text{s}$ e temperatura 12°C), mentre il circuito profondo alimenta le sorgenti mineralizzate (Celico 1983, Cornielle & De Riso 1986), per le quali va messo in conto anche la risalita di fluidi profondi lungo faglie importanti e profonde (Rossi 1857, Iannachino 1900, Riccardi 1927). In tale contesto gli interventi in progetto, che sono individuati sempre a valle delle sorgenti e rappresentati da opere all'aperto e da una galleria artificiale nel settore a sud-ovest del centro abitato di Telese, non presentano alcuna interferenza diretta o indiretta con l'acquifero e con le direttrici di flusso che alimentano i gruppi sorgentizi.

Nel settore della Galleria Tuoro S. Antuono è stata individuata una falda di base con livello piezometrico posto a quote prossime e parzialmente interferenti con la livelletta di progetto, con acquifero posto all'interno degli orizzonti litoidi più fratturati e alterati dei complessi calcareo-marnoso e calcareo-dolomitico. La falda presenta un carattere marcatamente freatico e, in generale, è caratterizzata da un gradiente variabile e localmente condizionato dai differenti coefficienti di permeabilità locali. In corrispondenza dei due imbocchi, la superficie freatica della falda di base tende a deprimersi di alcuni metri rispetto al piano ferro, fino a raccordarsi con la superficie piezometrica che caratterizza la falda freatica dei depositi alluvionali presenti ai margini della dorsale. In corrispondenza dell'imbocco lato Benevento è stata individuata anche una falda sospesa riconducibile ad un acquifero presente nei depositi alluvionali terrazzati, posto a quote maggiori del cavo della galleria di progetto. In questo settore, a monte del tracciato di progetto, sono stati censiti un pozzo "P48" ed una sorgente "S05" (portata 11/s da dati bibliografici). Per il pozzo non sono disponibili informazioni di dettaglio in quanto posto all'interno di una proprietà privata non accessibile, mentre la sorgente è rappresentata da una polla stagionale, non captata di acqua solfurea. Il pozzo è posto a monte della linea di tracciato, a circa 50 m di distanza ad una quota di circa 114.5 m s.l.m. e, quindi, in relazione ai dati disponibili l'interferenza attesa delle opere in sotterraneo dovrebbe risultare ridotta. Mentre per quanto concerne la sorgente in relazione alle ricostruzioni effettuate, questa risulta essere connessa con una falda superficiale riconducibile ai depositi alluvionali terrazzati, che non presenta nessuna interferenza diretta con la galleria naturale; inoltre la posizione della sorgente stessa, posta a oltre 100 m a monte della linea di tracciato, consente di definire molto bassa o nullo l'impatto atteso dalla realizzazione della galleria.

Nel settore centrale della zona di studio, lungo la piana alluvionale compresa tra la Galleria Tuoro S. Antuono e la Galleria Cantone, è presente un'importante falda freatica all'interno dei depositi alluvionali grossolani che colmano la valle. La falda presenta un andamento blandamente degradante verso il fondovalle del F. Calore, sostenuta ad Ovest dai termini arenaceo-marnosi del substrato ed ad Est da quelli pelitici dei depositi fluvio-lacustri. Nelle fasce di bordo della piana, in corrispondenza dei settori di contatto e transizione tra i depositi alluvionali terrazzati e i depositi alluvionali antichi e recenti, la superficie piezometrica è posta a pochi metri di profondità dal piano campagna.

In corrispondenza dei terrazzi morfologici interessati dalla realizzazione delle Gallerie Cantone, Limata e San Lorenzo, i dati piezometrici a disposizione hanno evidenziato la presenza di una estesa falda freatica posta all'interno dei termini ghiaioso-sabbiosi e sabbioso-limosi dei depositi alluvionali recenti e terrazzati. Tale falda presenta un andamento più articolato di quella presente nei settori di piana alluvionale, in quanto direttamente influenzata dall'andamento della superficie di contatto tra i depositi alluvionali più permeabili e i terreni fluvio-lacustri meno permeabili presenti alla base. Nei settori centrali dei terrazzi morfologici la superficie freatica risulta piuttosto profonda e posta a diverse decine di metri di profondità dal piano campagna, anche se sempre al di sopra del piano ferro previsto dal progetto. Nei settori bordieri dei suddetti rilievi, al contrario, la superficie piezometrica tende a deprimersi per raccordarsi con la superficie freatica della falda di subalveo e dà spesso origine a piccole emergenze sorgentizie diffuse, a carattere stagionale, in prossimità delle zone di contatto tra depositi alluvionali grossolani e depositi fluvio-lacustri fini. Nella galleria Limata la livelletta di progetto impegna quote sempre inferiori a quelle del tetto dell'acquifero alluvionale, dunque presenta un'interferenza diretta con la falda. Nell'area non sono state individuate e censite emergenze sorgentizie che possano subire una significativa influenza in relazione all'intervento. La dorsale impegnata dalla Galleria San Lorenzo, presenta una superficie piezometrica posta a quote maggiori del piano ferro, fino alla km 36+250 circa. Si tratta di una falda riconducibile ad un acquifero confinato nei depositi alluvionali terrazzati e sostenuto dal substrato pelitico a bassa permeabilità (*acquichude*). Nella zona dell'imbocco ovest la superficie piezometrica si abbassa di diversi metri rispetto al piano campagna a causa di un evidente approfondimento dei depositi impermeabili presenti alla base, quindi dal km 36+250 fino all'imbocco ovest il piano ferro s'impone a quote sempre superiori al livello piezometrico rilevato. In tale contesto è da attendersi un'interferenza diretta delle opere in sotterraneo con l'acquifero alluvionale, fino al km 36+250 anche se nell'area non sono state rilevate emergenze sorgentizie che possano subire un impatto diretto delle

opere. Infatti solo a sud della linea di tracciato, ad oltre 180 m di distanza in linea d'area, sono state individuate due sorgenti, "S9 e S10" (portata 0.1-0.01 l/s misure 2015), poste a quote superiori a 102 m s.l.m.. La falda rilevata nei piezometri lungo l'asse della galleria è posta a quote sempre inferiori a 91.5 m s.l.m., pertanto l'acquifero intercettato dalla galleria non è compatibile con quello che alimenta le due sorgenti stagionali individuate: Queste, senza dubbio, sono da mettere in relazione con acquiferi secondari e sospesi nei depositi alluvionali presenti a sud-ovest del tracciato.

In corrispondenza della piana alluvionale del F. Calore compresa tra la Galleria San Lorenzo e loc. Piana, alla fine del 2° lotto funzionale, è presente una estesa falda freatica all'interno dei depositi alluvionali più grossolani che colmano il fondovalle. Anche in questo caso, la falda è sostenuta dai termini prevalentemente pelitici della successione fluvio-lacustre. In questo settore la falda risulta alimentata dall'alveo del F. Calore e presenta una superficie piezometrica piuttosto profonda, posta ben al di sotto del piano ferro di progetto.

Nella tabella seguente sono elencati i pozzi e le sorgenti censite in intorno di 200 m dal tracciato con indicazione delle coordinate di riferimento, della distanza relativa dal tracciato, della tipologia di opere previste e l'eventuale interferenza attesa. Le valutazioni qualitative proposte si basano sull'analisi delle caratteristiche geologiche, idrogeologiche e geomorfologiche locali ricostruite, sulla specifica tipologia di opere previste e sulla distribuzione spaziale delle stesse rispetto agli elementi vulnerabili individuati.

Pozzo (P) / Sorgente (S)	Coord. Gauss Boaga		Distanza tracciato	Posizione rispetto al tracciato	Opere previste	Interferenza attesa
	X	Y				
P11	2476929	4560890	159.69	sinistra a monte	galleria artificiale	bassa
P12	2477311	4560898	107.91	sinistra a monte	galleria artificiale	bassa
P13	2478083	4561094	4.44	destra a valle	galleria artificiale	alta
P14	2478083	4561021	63.22	destra a valle	galleria artificiale	alta
P15	2478117	4561057	54.47	destra a valle	galleria artificiale	alta
P16	2478232	4561161	47.63	destra a valle	galleria artificiale	alta
P17	2478239	4561145	64.62	destra a valle	galleria artificiale	alta
P18	2478266	4561160	71.43	destra a valle	galleria artificiale	alta
P23	2478532	4561478	54.83	destra a valle	galleria artificiale	alta
P25	2478703	4561997	180.74	sinistra a monte	galleria artificiale	no
P27	2478751	4562040	184.70	sinistra a monte	galleria artificiale	no
P32	2478985	4562059	69.88	sinistra a monte	galleria artificiale	bassa
P33	2479003	4562025	31.73	sinistra a monte	galleria artificiale	bassa
P34	2479108	4561952	83.19	destra a valle	rilevato	molto bassa
P40	2481749	4562490	7.39	destra	rilevato	sovrapposizione

Pozzo (P) / Sorgente (S)	Coord. Gauss Boaga		Distanza tracciato	Posizione rispetto al tracciato	Opere previste	Interferenza attesa
	X	Y				
						diretta
P42	2481872	4562619	154.86	sinistra a monte	rilevato	no
P48	2483110	4562170	42.79	sinistra a monte	galleria naturale	medio-bassa
P50	2484553	4562753	176.97	destra a valle	rilevato	no
P51	2485415	4563333	78.87	destra	trincea/rilevato	molto bassa
P53	2486145	4563727	69.58	sinistra a monte	trincea/galleria	molto bassa
P54	2486197	4563886	197.62	sinistra a monte	galleria	no
P56	2487236	4564074	77.64	sinistra	rilevato/viadotto	no
S05	2483595	4562383	109.45	sinistra a monte	galleria	no / molto bassa
S07	2487482	4564075	75.98	sinistra a monte	rilevato/viadotto	no
S08	2487693	4564163	182.06	sinistra	rilevato/galleria	no / molto bassa
S09	2488257	4563680	200.60	destra a valle	galleria	no
S10	2488275	4563703	174.43	destra a valle	galleria	no

Tabella 36 – Elenco dei pozzi e sorgenti individuati nel settore di studio in un intorno di 200 m dal tracciato, con indicazione della distanza relativa, delle opere previste e dell'interferenza attesa.

Massima attenzione dovrà essere posta anche agli impatti ambientali indotti sia dalle attività di cantiere che in fase di esercizio della linea in relazione al rischio sversamento; infatti la soggiacenza della falda dal piano campagna è localmente bassa e gli acquiferi presentano una discreta vulnerabilità anche in relazione alla permeabilità dei depositi affioranti e sub-affioranti. In particolare sono contraddistinti da una maggiore vulnerabilità i settori iniziali e centrali della Galleria San Lorenzo, ciò in virtù della presenza di un acquifero alluvionale posto a profondità ridotte dal piano ferro, pertanto tale settore d'intervento è caratterizzato un'elevata criticità in relazione ai possibili impatti direttamente connessi con gli interventi da realizzare.

15.6 Criticità gas naturali

Gli studi bibliografici appositamente svolti per individuare la possibile presenza di gas naturali nella zona di Telesse, mostrano la presenza di carbonati, intensamente fratturati che rappresentano importanti acquiferi, localmente affetti da enormi quantità di CO₂ e H₂S (Caracausi et al. 2015, Voltattorni et al. 2006).

Al contrario, non sono presenti informazioni bibliografiche e storiche circa la presenza di gas metano all'interno delle formazioni affioranti nella zona di Telesse. Si sottolinea che i monitoraggi condotti in fase di esecuzione dei sondaggi a carotaggio continuo hanno fatto registrare la presenza di gas sulla sola verticale denominata IF15G15.

Sondaggio	Data	Volume gas %
IF15F13	24/03/2017	0.00
IF15G14	24/03/2017	0.00
IF15G15	24/03/2017	0.05
IF15G40	24/03/2017	0.00
IF15G43 bis	24/03/2017	0.00
IF15G45	24/03/2017	0.00

Tabella 37 – Campagna di rilevamento gas a boccaforo nel corso della campagna di indagini 2017, mediante PS-200 Logged.

Nel corso delle indagini e della progettazione in corso sono stati svolti degli approfondimenti specifici, mediante analisi gascromatografica su campioni di acqua prelevati in piezometro, al fine di verificare l'eventuale presenza di gas nei settori interessati dalle opere in sotterraneo. Nella tabella seguente si riporta una sintesi dei risultati scaturiti relativamente alla presenza di metano, per maggiore completezza si rimanda ai certificati di prova.

Piezometro	Data prelievo	Metano valore determinato (µg/l)	Limite di quantificazione
IF15G14	11/05/2017	< 0.05	0.05
IF15G15	11/05/2017	< 0.05	0.05
IF15G40	11/05/2017	< 0.05	0.05
IF15G43 bis	11/05/2017	< 0.05	0.05
IF15G45	11/05/2017	< 0.05	0.05

Tabella 38 – Campagna di analisi gascromatografica 2017, eseguita su campioni di acqua prelevati in piezometro.

Sulla scorta delle indagini e studi svolti nella presente fase di approfondimento progettuale non sono state rilevate condizioni tali da poter ipotizzare la presenza di gas nei settori investigati ed attraversati dalle opere in sotterraneo, ad ogni modo nei successivi approfondimenti è senza dubbio necessario ripetere ed intensificare le attività di analisi e monitoraggio.

16 DESCRIZIONE DEI SETTORI DI INTERVENTO

Le analisi condotte e le ricostruzioni degli assetti geologico-strutturali riportati in carta hanno permesso di definire, in maniera commisurata al grado di approfondimento del progetto in corso, il contesto geologico di riferimento e tutti gli elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Nelle pagine che seguono viene quindi



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	138 di 158

analizzato l'intero settore di intervento, opportunamente suddiviso in tratti omogenei relativi alle differenti opere in esame. Per ogni singolo tratto, in particolare, vengono descritte tutte le principali caratteristiche geologiche *s.l.* e gli aspetti più salienti ai fini progettuali.

Nel seguito, si fa quindi esplicito riferimento a quanto riportato nelle apposite cartografie tematiche ed ai profili ricostruiti lungo l'asse del tracciato ferroviario. In particolare, per quanto concerne le unità geologiche presenti nei vari settori di interesse, si riportano direttamente i nomi e le sigle contenute nelle diverse legende tematiche delle cartografie geologiche realizzate a corredo della presente relazione. Infine, per quanto riguarda gli spessori e l'assetto delle singole unità litostratigrafiche, si fa riferimento ai dati contenuti negli studi bibliografici a disposizione e alle risultanze delle diverse indagini geognostiche appositamente realizzate lungo il tracciato in esame nel corso delle successive campagne di indagine esplicate.

Di seguito vengono descritti da Ovest a Est, i diversi tratti relativi al raddoppio della tratta Canello – Benevento – Il lotto funzionale Frasso Telesino – Vitulano.

16.1 2° lotto funzionale Telese - San Lorenzo

Di seguito vengono descritti i tratti del 2° lotto funzionale Telese - San Lorenzo, compreso tra le chilometriche 27+700 e 38+700 circa.

16.1.1 Tratto compreso tra il km 27+700 ed il km 28+810

In questo settore sono previste opere all'aperto con la realizzazione di 2 viadotti di ridotta estensione (qualche decina di metri). Tale tratto si colloca nel settore centro-settentrionale dell'area di studio, a quote comprese tra i 50.1 ed i 57.8 m circa s.l.m.. In corrispondenza dell'attraversamento di due corsi d'acqua, il tracciato interessa i terreni sabbioso-limosi e limoso-argillosi dei Depositi alluvionali recenti (bb2-bb3), incassati nei Depositi alluvionali antichi (bc2) e nei Depositi alluvionali terrazzati (bn1). Il substrato geologico dell'area è caratterizzato dai termini litologici delle Arenarie di Caiazzo (AIZ) che passano verso est per contatto tettonico, attraverso un *thrust* a medio e basso angolo, ai litotipi calcareo-marnosi delle Argille Varicolori Superiori (ALVa), intercettate, nel tratto finale a profondità maggiori di 17.36 m dal p.c..

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto, a meno dell'attraversamento di due corsi d'acqua perenni all'altezza del km 28+150 e del km 28+455 circa. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza di una falda libera all'interno degli orizzonti sabbioso-limosi dei Depositi alluvionali antichi e recenti, con superficie piezometrica posta ad una profondità variabile tra circa 5.0 e 11.5 m dal p.c..

16.1.2 Tratto compreso tra il km 28+810 ed il km 30+410 – Galleria Tuoro S. Antuono

Il tratto in esame prevede la realizzazione della galleria naturale Tuoro S. Antuono, con imbocchi in artificiale, ed è individuabile nel settore settentrionale dell'area in esame, con quote del piano ferro comprese tra 57.6 e 63.5 m circa s.l.m.. L'imbocco ovest, nel tratto iniziale in galleria artificiale, intercetta i Depositi alluvionali antichi (bc2) in appoggio sui Depositi alluvionali terrazzati in facies limoso-sabbiosa e ghiaioso-sabbiosa (bn2-bn1), in copertura su tali depositi si rinviene un lembo di limitato spessore di coltri eluvio-colluviali (b2). Mentre la galleria naturale Tuoro S. Antuono intercetta per gran parte del suo sviluppo i depositi calcareo-marnosi delle Argille Varicolori superiori (ALVb), tali unità passano in contatto stratigrafico ai termini calcareo-dolomitici delle Argille Varicolori Superiori (ALVc), nel tratto centrale tra le chilometriche 29+240 e 29+690 circa. Inoltre, in

	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV A

corrispondenza del km 30+100 circa e fino all'imbocco est, il tracciato intercetta i termini argilloso-marnosi delle Argille varicolori Superiori (ALVa).



Foto 14 - Vista panoramica del versante dove è previsto l'imbocco nord-est della galleria Tuoro S. Antuono.

Dal punto di vista geomorfologico, gli imbocchi risultano privi di elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza di una falda libera all'interno degli orizzonti calcareo-marnosi e calcareo-dolomitici delle Argille Varicolori superiori, con superficie piezometrica posta a quote variabili tra circa 53.5 e 64.4 m s.l.m.. Tali quote corrispondono grossomodo al livello del piano ferro, nel tratto centrale, in corrispondenza del sondaggio denominato IF15G14, il piezometro appositamente installato registra una depressione del livello di falda molto probabilmente da mettere in relazione con una zona di drenaggio preferenziale superficiale e sotterranea verso il fondovalle del F. Calore, che segue con direzione circa N-S l'area impluviale con solco di ruscellamento concentrato segnalata nella carta geomorfologica. Nei settori di imbocco la falda di base tende a deprimersi avvicinandosi a quella del fondovalle. Nella zona che insiste immediatamente a monte dell'imbocco est è stata individuata, sulla scorta dei rilievi di campo e del monitoraggio condotto, la presenza di una falda sospesa nei depositi alluvionali terrazzati, con livelletta piezometrica che si



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	140 di 158

dispone a pochi metri e circa parallela al piano campagna. Infatti nel settore posto immediatamente a monte del tracciato e del sondaggio IF15G15 è stata individuata una sorgente caratterizzata da chimismo solfureo delle acque.

16.1.3 Uscita di emergenza Tuoro S. Antuono km 28+800

Il tratto in questione si colloca nei settori centrali dell'area di studio ed è rappresentato dall'uscita di emergenza della Galleria Tuoro S. Antuono. L'opera possiede una lunghezza di circa 109 m ed è posta a quote variabili tra 62.4 e 71.1 m circa s.l.m.. In corrispondenza della galleria ferroviaria, l'uscita di emergenza intercetta i termini calcareo-dolomitici delle Argille Varicolori Superiori (ALVc), mentre in prossimità dell'imbocco passa progressivamente all'alternanza calcareo-marnosa della medesima formazione (ALVb). La zona di imbocco si colloca lungo il margine meridionale della dorsale oggetto di interventi e, pertanto, interessa i terreni prevalentemente ghiaioso-sabbiosi dei Depositi alluvionali terrazzati (bn1), qui caratterizzati da uno spessore massimo di circa 12 m.

Dal punto di vista geomorfologico, la zona di imbocco risulta priva di elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza di una falda freatica all'interno degli orizzonti prevalentemente calcareo-dolomitici delle Argille Varicolori Superiori, con una superficie piezometrica posta a quote variabili tra i 47.4 ed i 58.2 m circa s.l.m. La falda defluisce verso i margini della dorsale, in direzione del F. Calore, e risulta posta sempre diversi metri al di sotto dell'opera in questione, con la quale non presenta quindi interferenze dirette.

16.1.4 Tratto compreso tra il km 30+410 ed il km 32+934

In questo settore sono previste opere all'aperto, con la realizzazione di due piccoli viadotti e la fermata di Solopaca. Tale tratto si colloca nel settore settentrionale dell'area di interesse progettuale, a quote variabili tra 57.7 e 66.5 m circa s.l.m.. Il tracciato intercetta i Depositi alluvionali antichi in facies prevalentemente sabbioso-limosa (bc2), con intercalata una lente limoso-argillosa (bc3) nel tratto iniziale. Localmente in copertura su tali depositi sono presenti i depositi eluvio-colluviali (b2), con spessore esiguo. In corrispondenza dei principali corsi d'acqua si rinvencono i Depositi alluvionali recenti (bb2) incassati nei Depositi alluvionali antichi e nei Depositi alluvionali terrazzati (bn1), i quali interessano direttamente il tracciato nel tratto finale, con locali lenti limoso-sabbiose e limoso-argillose (bn3-bn2). Nel tratto iniziale il substrato geologico è rappresentato dai termini argilloso-marnosi delle Argille Varicolori Superiori (ALVa - Unità tettonica del Fortore di bacino profondo) che lasciano il posto verso est con contatto tettonico, in prossimità del km 30+500 circa, alle Arenarie di Caiazzo (AIZ - Unità sin-orogene termini di base di scarpata). I termini arenacei si rinvengono a profondità sempre maggiori di 20 m dal p.c., mentre l'elemento tettonico sepolto presenta cinematica sconosciuta, con alto angolo e direzione NW-SE. Mentre, nel tratto finale i depositi alluvionali poggiano in contatto erosivo discordante sui termini limoso-argillosi dell'Unità di Maddaloni (MDL3), con una locale lente limoso-sabbiosa (MDL2).



Foto 15 – Vista panoramica dei settori centrali del tratto esaminato, a NE della stazione di Solopaca.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto, a meno di 5 corsi d'acqua V.ne del Ranci, Rio Cocuzzo 1, Rio Cocuzzo 2, Rio Capuano e di un fosso di piccole dimensioni, intercettati rispettivamente all'altezza dei km 30+490, 31+325, 31+459, 31+933, 32+718. Inoltre sono state individuate e cartografate tre conoidi alluvionali quiescenti, di modeste dimensioni che intercettano direttamente il tracciato e tre conoidi colluviali attive, di ridotte dimensioni che interessano la base delle colline subito a NW del tracciato senza intercettare direttamente l'asse. Tali elementi comunque non costituiscono elementi di possibile criticità per gli interventi in esame. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza di una falda libera all'interno degli orizzonti sabbioso-limosi e ghiaioso-sabbiosi dei Depositi alluvionali recenti e antichi, con superficie piezometrica posta ad una profondità variabile tra 3.0 e 15.0 m dal p.c..

16.1.5 Tratto compreso tra il km 32+934 ed il km 33+920 – Galleria Cantone

La galleria Cantone ricade nel settore settentrionale dell'area di studio, con quote del piano ferro comprese tra i 62.3 e i 67.2 m s.l.m.. La galleria intercetta per tutto il suo sviluppo i Depositi alluvionali terrazzati ghiaioso-sabbiosi (**bn1**), nel tratto finale, verso est, la galleria intercetta una lente limoso-argillosa dei Depositi alluvionali terrazzati (**bn3**), con uno spessore variabile tra 2.2 m e 3.7 m, in contatto eteropico con una lente sabbioso-limoso (**bn2**) di spessore esiguo. Nel settore iniziale e centrale, i termini alluvionali grossolani poggiano sui termini limoso-sabbiosi della medesima unità (**bn2**). Tali terreni poggiano in profondità con contatto discordante sui termini limoso-argillosi dell'Unità di Maddaloni (**MDL3**), con locali lenti, di spessore di circa 3 m, di depositi sabbioso-limosi (**MDL2**). Nel tratto centrale, in corrispondenza della calotta della galleria artificiale il tracciato intercetta i terreni limoso-argillosi dei Depositi alluvionali recenti (**bb3**), con uno spessore variabile tra 2.8 m e 4.4 m, parzialmente ricoperti dai Depositi eluvio-colluviali (**b2**), di ridotto spessore. Inoltre, il versante dell'imbocco nord-orientale della galleria è caratterizzato dalla presenza di Depositi eluvio-colluviali (**b2**) di ridotto

spessore, mediamente compresi tra 2 e 4 m e, inoltre, le prospezioni sismiche evidenziano alla base del versante anomalie riconducibili a fasce di debolezza strutturale.



Foto 16 - Vista panoramica del versante dove è previsto l'imbocco est della galleria Cantone.

Dal punto di vista geomorfologico, gli imbocchi risultano privi di elementi di particolare criticità per le opere in progetto, a meno dell'attraversamento del Rio Lavello, all'altezza del km 33+495 che presenta una copertura di circa 18 m dal piano ferro. Inoltre, nel secondo tratto di galleria naturale il versante immergente a W è caratterizzato dalla presenza di un colamento lento quiescente di ridotta estensione e spessore, con un'area interessata da fenomeni di *creep* e/o soliflusso piuttosto superficiale dovuta alle acque correnti superficiali e lambisce un orlo di scarpata di degradazione. Mentre il versante immergente a E intercetta in superficie un orlo di scarpata di degradazione con un'area a franosità diffusa e un colamento lento di ridotta estensione e spessore, entrambi con stato attivo. Si tratta generalmente di fenomeni piuttosto superficiali e di scarsa intensità che non coinvolgono direttamente la galleria, ampiamente descritti nelle pagine precedenti (cfr. 15.4 Criticità geomorfologiche pag. 126). Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza, nel tratto iniziale, di una falda libera all'interno degli orizzonti sabbioso-limosi dei Depositi alluvionali terrazzati, con superficie piezometrica posta a una quota variabile tra 53.0 e 55.0 m s.l.m. circa, a quote sempre inferiori al piano ferro.

	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A

16.1.6 Tratto compreso tra il km 33+920 ed il km 34+466

In questo settore il progetto prevede opere all'aperto e in particolare la realizzazione del viadotto Limata. Si colloca nel settore centrale dell'area di studio, a quote mediamente comprese tra 59.4 e 71.6 m circa s.l.m.. Il tracciato in esame interessa nel tratto iniziale e finale del suo sviluppo i limoso-argillosi dell'Unità di Maddaloni (**MDL3**), con locali lenti di modesto spessore in facies ghiaioso-sabbiosa e sabbioso-limosa (**MDL1-MDL2**) con in copertura nel tratto iniziale i depositi di una piccola frana, con uno spessore mediamente di circa 7 m, e i Depositi eluvio-colluviali nel tratto finale, con uno spessore variabile tra circa 0.5 e 2.9 m. Nel tratto centrale il tracciato attraversa i terreni ghiaioso-sabbiosi (**bb1**) dei Depositi alluvionali recenti passanti verso il basso ai terreni limoso-sabbiosi (**bb2**), parzialmente eteropici tra loro.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto, a meno della presenza di un fosso, all'altezza del km 34+207 circa, di una conoide alluvionale con stato quiescente di estese dimensioni e di una conoide colluviale con stato attivo di modeste dimensioni che, comunque, non costituiscono elementi di possibile pericolosità per gli interventi in questione. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza di una falda libera all'interno dei Depositi alluvionali recenti, con superficie piezometrica posta ad una profondità variabile tra 1.5 e 9.0 m circa dal p.c..

16.1.7 Tratto compreso tra il km 34+466 ed il km 34+795 – Galleria Limata

La galleria Limata si colloca nel settore centrale della tratta in esame, a quote del piano ferro variabili tra i 71.9 e i 72.8 m circa s.l.m.. Il tracciato intercetta, nel tratto iniziale del suo sviluppo, i terreni sabbioso-limosi ghiaioso-sabbiosi dei Depositi alluvionali terrazzati (**bn2** e **bn1**), mentre nel tratto finale interessa i depositi limoso-argillosi dell'Unità di Maddaloni (**MDL3**). In corrispondenza dell'imbocco orientale sono presenti depositi di frana di esiguo spessore.

Dal punto di vista geomorfologico, l'imbocco occidentale non presenta elementi di potenziale criticità per le opere in progetto, mentre in prossimità dell'imbocco orientale è presente una frana complessa di modeste dimensioni, con stato quiescente. Si tratta generalmente di un fenomeno di scarsa intensità per stadio senile e distribuzione in diminuzione, che interferisce marginalmente con l'imbocco della galleria. Dunque, in relazione alle caratteristiche geomorfologiche, ampiamente descritte nelle pagine precedenti (cfr. 15.4 Criticità geomorfologiche pag. 126), non rappresenta un elemento di particolare criticità per le opere. Sotto il profilo idrogeologico si sottolinea la presenza di una falda libera all'interno dei terreni sabbioso-limosi dei Depositi alluvionali terrazzati, sostenuta dai termini pelitici del locale substrato a permeabilità relativa minore, con superficie piezometrica posta a quote variabile tra 69 e 78 m s.l.m., che interferisce direttamente con l'opera in sotterraneo della galleria in esame.

16.1.8 Tratto compreso tra il km 34+795 ed il km 34+925

Il settore in oggetto prevede la realizzazione di opere all'aperto e di un viadotto di qualche decina di metri sul V.ne Codalecchio, ricade nella porzione centrale della tratta in esame, a quote comprese tra 67.2 e 76.6 m circa s.l.m.. La porzione di tracciato intercetta nel tratto iniziale e finale i terreni limoso-argillosi dell'unità di Maddaloni (**MDL3**), mentre nel tratto centrale, in corrispondenza dell'alveo del V.ne Codalecchio si rinvergono i terreni ghiaioso-sabbiosi dei Depositi alluvionali recenti (**bb1**). In copertura, nel tratto iniziale, sono presenti depositi di frana e nel tratto finale Depositi eluvio-colluviali (**b2**), di spessore esiguo.

Dal punto di vista geomorfologico, l'elemento più rilevante ai fini progettuali è rappresentato da una frana complessa posta a valle dell'asse di progetto, sul versante in sinistra idrografica del vallone e immergente a Ovest. Il tracciato non interferisce in maniera diretta con il dissesto classificabile come frana complessa di ridotta estensione, con stato quiescente, stadio senile che non presenta una distribuzione evolutiva tale da rappresentare un

elemento di potenziale criticità per le opere in progetto. Dal punto di vista idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza di modesti corpi idrici sotterranei all'interno degli orizzonti ghiaioso-sabbiosi dei Depositi alluvionali recenti, con superficie piezometrica posta ad una profondità di circa 2 m dal p.c..

16.1.9 Tratto compreso tra il km 34+925 e il km 36+650 – Galleria S. Lorenzo

Il presente tratto interessa la galleria S. Lorenzo. Il tratto si colloca nella porzione centrale dell'area progettuale, a quote del piano ferro comprese tra i 73.5 e i 81.7 m s.l.m.. Il tracciato intercetta interamente nel tratto iniziale i terreni sabbioso-limosi dei Depositi alluvionali terrazzati (**bn2**) e in seguito i terreni ghiaioso-sabbiosi della medesima unità (**bn1**). Mentre nel tratto centrale la galleria s'imposta nella fascia di contatto tra i depositi argilloso-limosi dell'Unità di Maddaloni (**MDL3**), alla base, e i sovrastanti termini ghiaioso-sabbiosi delle alluvioni terrazzate (**bn1**). Dal km 35+950 circa il tracciato in sotterraneo impegna i terreni ghiaioso-sabbiosi dei Depositi alluvionali terrazzati (**bn1**) intercalati da lenti discontinue di sabbie limose (**bn2**) e in corrispondenza dell'area impluviale del V.ne Cerasa, presente all'imbocco est, intercetta coltri di copertura eluvio colluviali di ridotto spessore (**b2**) e Depositi alluvionali recenti (**bb1**), incassati sempre nei terreni ghiaioso-sabbiosi dei Depositi alluvionali terrazzati. Tali depositi risultano in contatto erosivo sui terreni argilloso-limosi dell'Unità di Maddaloni (**MDL3**), direttamente intercettati nel tratto centrale, con locali lenti ghiaioso-sabbiose (**MDL1**), con uno spessore di circa 3.5 m, e locali lenti sabbioso-limose (**MDL2**), con uno spessore di circa 4.5 m.



Foto 17 - Vista panoramica del settore centrale del tratto esaminato, in corrispondenza dell'area impluviale del Torrente Ianare in località Tenzone a circa 3 km a SSE di S. Lorenzo Maggiore.

Per quanto concerne gli aspetti geomorfologici, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per gli imbocchi della galleria in progetto. Ad ogni modo si sottolinea la presenza di una frana complessa quiescente, di modeste dimensioni e ridotto volume delle masse rimaneggiate, che lambisce il tracciato di progetto all'altezza del



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO - BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO - VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE - SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	145 di 158

km 35+059, visti gli esigui spessori non presenta alcuna possibilità di interferenza con le opere. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza di importanti corpi idrici sotterranei all'interno degli orizzonti ghiaioso-sabbiosi dei Depositi alluvionali terrazzati, con superficie piezometrica posta a quote variabili tra 70 e 91.5 m s.l.m., determinando un'interferenza diretta e rilevante con il cavo della galleria; mentre dal km 36+250 circa la piezometrica si deprime a quote inferiori al piano ferro mediamente inferiori a 76 m s.l.m..

16.1.10 Uscita di emergenza S. Lorenzo km 35+846

Questo tratto ricade nel settore centrale dell'area di intervento ed è rappresentato dall'uscita di emergenza della Galleria S. Lorenzo. L'opera presenta una lunghezza di circa 500 m e si sviluppa a quote comprese tra i 77.3 ed gli 88.4 m circa s.l.m.. L'uscita di emergenza attraversa unicamente la facies essenzialmente ghiaioso-sabbiosa dei Depositi alluvionali terrazzati (**bn1**), a meno di una piccola lente di terreni sabbioso-limosi della medesima unità (**bn2**). Ad ogni modo, in prossimità dell'intersezione con la galleria ferroviaria l'uscita di emergenza ricade solo pochi metri al di sopra dei terreni prevalentemente pelitici dell'Unità di Maddaloni (**MDL3**).

Sotto il profilo geomorfologico, la zona di imbocco risulta priva di elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Dal punto di vista idrogeologico, invece, si evidenzia la presenza di una estesa falda libera all'interno dei Depositi alluvionali terrazzati, con una superficie piezometrica posta a quote comprese tra i 66.0 ed i 91.6 m circa s.l.m.. La falda defluisce verso i margini della dorsale interessata dall'opera e, in generale, mostra un gradiente piezometrico piuttosto basso, ma progressivamente crescente verso i bordi del rilievo. Nella porzione più interna la falda risulta sempre alcuni metri al di sopra dell'opera in progetto, mentre in prossimità dell'uscita la superficie piezometrica degrada vistosamente verso il fondovalle fino a portarsi ben al di sotto dell'opera in questione.

16.1.11 Tratto compreso tra il km 36+650 e il km 38+700

In questa porzione del tracciato il progetto prevede la realizzazione di opere all'aperto tre viadotti di ridotte dimensioni, si colloca nella porzione orientale dell'area di studio e presenta quote variabili tra 68.7 e 84.8 m circa s.l.m.. Per gran parte del suo sviluppo interessa i Depositi alluvionali antichi, in facies ghiaioso-sabbiosa (**bc1**) nel tratto iniziale, in eteropia laterale con la facies limoso-argillosa (**bc3**). Localmente in copertura si rinvencono coltri di copertura di natura eluvio-colluviale (**b2**), di ridotta potenza. In corrispondenza dei principali corsi d'acqua di rinvencono i Depositi alluvionali recenti (**bb2**) in facies sabbioso-limosa e, solo in corrispondenza dell'alveo del V.ne del Corpo e del V.ne Fornace, si rinvencono Depositi alluvionali attuali (**ba1**) sabbioso ghiaiosi incassati nei Depositi alluvionali recenti (**bb1**). Tali depositi poggiano in contatto stratigrafico erosivo sui terreni ghiaioso-sabbiosi dei Depositi alluvionali terrazzati (**bn1**), con locali lenti di ridotto spessore di depositi sabbioso-limosi sempre dei Depositi alluvionali terrazzati (**bn2**). Nel tratto iniziale, questi depositi a loro volta poggiano in contatto discordante sui depositi limoso-argillosi dell'Unità di Maddaloni (**MDL3**), posta a profondità mediamente superiori a 22 m dal p.c., al cui interno è stata intercettata una lente ghiaioso-sabbiosa della stessa unità (**MDL1**), con uno spessore medio superiore a 9.5 m al km 36+900 circa.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono da rilevare elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Ad ogni modo si sottolinea la presenza del V.ne del Lago, del V.ne del Corpo, del V.ne Fornace intercettati rispettivamente all'altezza dei km 36+870, 37+292, 38+428 e al km 38+700 un vallone secondario, oltre che la presenza di due conoidi colluviali attive di modeste dimensioni e una conoide alluvionale inattiva di discrete dimensioni che interessa direttamente il tracciato. Tali elementi, comunque, non costituiscono criticità per gli interventi in questione. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza di corpi idrici sotterranei all'interno delle unità dei Depositi alluvionali terrazzati, con livello piezometrico individuato ad una profondità

mediamente compresa tra 15 e 30 m circa dal p.c., solo in corrispondenza dei principali fondovalle il livello si alza con soggiacenza prossima a 10 m dal p.c..

17 RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

Abate D., De Pippo T., Iardi M. & Pennetta M. (1998) - *Evoluzione morfologica tardo-quadernaria della valle Caudina (Benevento, Italia)*. Il Quaternario, **11**, 255-265.

Abruzzese V. (1979) - *La Campania antica dal Pleistocene all'età romana*. Electa Editore.

AFTES GT32 (2012) - *Characterization of geological, hydrogeological and geotechnical uncertainties and risks*.

Alessio G., Gorini A., Vilardo G. & Iannacone G. (1996) - *Low energy sequences in areas with high seismic potential: benevento (Southern Apennines), April 1990*. In: Schenk V. (ed), Earthquake Hazard and Risk. Springer Neatherlands, **1996**, 3-16.

Allocca V. & Grasso T. (1998) - *L'idrostruttura dei Monti di Durazzano: idrodinamica, potenzialità e interconnessioni con gli acquiferi adiacenti*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Napoli Federico II.

Alvarez W., Coccozza T. & Wezel F.C. (1974) - *Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal*. Nature, **248**, 309-314.

Amato A., Montone P. & Cesaro M. (1995) - *State of stress in southern Italy from borehole breakout and focal mechanism data*. Geophysical Research Letters, **22**, 3119-3122.

Amore O., Basso C., Ciampo G., Ciarcia S., Di Donato V., Di Nocenera S., Esposito P., Matano F., Staiti D. & Torre M. (1998) - *Nuovi dati stratigrafici sul Pliocene affiorante tra il Fiume Ufita ed il Torrente Cervaro (Irpinia, Appennino meridionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **117**, 455-466.

APAT (2007) - *Rapporto sulle frane in Italia: il Progetto IFFI. Metodologia, risultati e rapporti regionali*. Rapporti APAT, **78**.

Aprile F., Brancaccio L., Cinque A., Di Nocera S., Guida M., Iaccarino G., Lambiase S., Ortolani F., Pescatore T., Sgrosso I. & Torre M. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 161 (Isernia), 171 (Gaeta), 173 (Benevento), 209 (Vallo della Lucania)*. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica

Ascione A. & Cinque A. (2003) - *Le variazioni geomorfologiche indotte dalla tettonica recente in Appennino meridionale*. Il Quaternario, **16**, 133-140.

Autorità di bacino Liri, Garigliano e Volturno (2006) - *Piano stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico*.

Bally A.W., Burbi L., Cooper C. & Ghelardoni R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*. Memorie della Società Geologica Italiana, **35**, 257-310.

Baratta M. (1901) - *I terremoti d'Italia*. Arnaldo Forni.

Barbano M.S., Colombo F. & Zonno G. (1989) - *Preliminary results of seismic hazard assessment in the Sannio-Matese Area of Southern Italy*. Natural Hazard, **2**, 307-328.

Basili A., Favali P., Scalera G. & Smriglio G. (1988) - *La pericolosità sismica dell'area Irpinia-Sannio-Matese*. Memorie della Società Geologica Italiana, **41**, 1341.

Bellucci F., Corniello A., De Riso R. & Russo D. (1990) - *Idrogeologia della piana a N-E di Napoli*. Memorie della Società Geologica Italiana, **45**, 339-349.

 <p>ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE</p>	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV A

Bernard P. & Zollo A. (1989) – *The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal faulting*. Journal of Geophysical Research, **94**, 1631-1647.

Bianchi G.W., Perello P., Venturini G., Dematteis A., Delle Piane L. & Damiano A. (2006) - *Determination of reliability in geological forecasts for tunnel projects: the method of the R-index and its application*. XIth International Congress for Mathematical Geology in Liege, 3-8 September, 2006.

Bieniawski Z.T. (1989) - *Engineering rock mass classifications: a complete manual for engineers and geologists in mining, civil and petroleum engineering*. John Wiley and Sons.

Bigi S., Cosentino D., Parotto M., Sartori R. & Scandone P. (1992) - *Structural model of Italy. Scale 1:500,000*. CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica.

Bisson M., Pareschi M.T., Zanchetta G., Sulpizio R. & Santacroce R. (2007) - *Volcanoclastic debris-flow occurrences in the Campania region (Southern Italy) and their relation to Holocene-Late Pleistocene pyroclastic fall deposits: implications for large-scale hazard mapping*. Bulletin of Volcanology, **70**, 157-167.

Bonardi G., Ciarcia S., Di Nocera S., Matano F., Sgrosso I. & Torre M. (2009) - *Carta delle principali unità cinematiche dell'Appennino meridionale. Nota illustrativa*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **128**, 47-60.

Boscaino M. (2000) - *Relazione tra tettonica estensionale plio-pleistocenica e assetto strutturale del gruppo del Camposauro (Appennino Meridionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **119**, 623-635.

Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G. & Valensise G. (1995) – *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.c. al 1980*. ING-S.G.A., con database su CD-ROM.

Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Valensise L. & Gasperini P. (2000) - *Catalogue of strong Italian Earthquakes from 461 B.C. to 1997*. Annali di Geofisica, **43**, 609-868.

Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G. & Gasperini P. (1997) – *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 aC al 1980*. ING-SGA.

Bosellini A. (1991) - *Introduzione allo studio delle rocce carbonatiche*. Italo Bovolenta Editore.

Bosellini A., Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*. Unione Tipografico-Editrice Torinese.

Bousquet J.C., Grellet B & Sauret B. (1993) – *Neotectonic setting of the Benevento area: comparison with the epicentral zone of the Irpinia earthquake*. Annali di geofisica, **26**, 245-252.

Bramerini F., Castenetto S., Giuffrè M., Naso G. & Peronace E. (2015) – *Microzonazione sismica. Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)*. Commissione tecnica per la microzonazione sismica – Standard di rappresentazione e archiviazione informatica, Roma.

Brancaccio A., Cinque A., Romano P., Roszkopf C., Russo F., Santangelo N. & Santo A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the tyrrhenian flank of the southern Apennines (region of Naples, Italy)*. Zeitschrift für Geomorphologie, **82**, 47-58.

Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roszkopf C. & Santangelo N. (1994) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica*. Memorie della Società Geografica Italiana, **53**, 313-337.

Brocchini F., Principe C., Castradori D., Laurenzi M.A. & Gorla L. (2001) - *Quaternary evolution of the southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: insights from the Trecase well*. Mineralogy and Petrology, **73**, 67-91.

Bruschi A. (2004) - *Meccanica delle rocce: nella pratica geologica ed ingegneristica*. Dario Flaccovio Editore.

Budetta P. & De Risio R. (1982) - *Osservazioni sulla tettonica e sulla idrogeologia della media valle del F. Isclero a sud del*



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	148 di 158

Taburno. Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata, **12**, 5-27.

Buonanno A., Pertusati S. & Zuppetta A. (2007) - *Structural evolution of the Fortore Unit (Southern Apennines, Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **126**, 497-510.

Butler B.C.M. & Bell J.D. (1996) - *Lettura e interpretazione delle carte geologiche*. Zanichelli Editore.

Calcaterra D., Parise M., Palma B. & Pelella L. (1999) - *The May 5th 1998, landsliding event in Campania (southern Italy): inventory of slope movements in the Quindici area*. In: Yagi N., Yamagami T. & Jiang J. (eds), Proceedings of International Symposium On Slope Stability Engineering. Balkema, **1999**, 1361-1366.

Calcaterra D., Parise M., Palma B. & Pelella L. (2000) - *Multiple debris-flows in volcanoclastic materials mantling carbonate slopes*. In: Wieczorek G.F. & Naeser N.D. (eds), Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. Balkema, **2000**, 99-107.

Cantalamesa G., Chiocchini U. & Cipriani N. (1988) - *Caratteri sedimentologici dei depositi sabbiosi del Pliocene inferiore - medio di Ariano Irpino (Appennino campano)*. Atti del 74° Congresso della Società Geologica Italiana, B 59 B 63.

Canuti P. & Esu F. (1995) - *Glossario Internazionale per le frane*. Rivista Italiana di Geotecnica, **1995/2**, 143-150.

Cappelletti P., Cerri G., Colella A., De Gennaro M., Langella A., Perrotta A. & Scarpati C. (2003) - *Post-eruptive processes in the Campanian Ignimbrite*. Mineralogy and Petrology, **79**, 79-97.

Caracausi A. & Paternoster M. (2015) - *Radiogenic helium degassing and rock fracturing: A case study of the southern Apennines active tectonic region*. Journal of Geophysical Research – Solid Earth, **120**, 2200-2211.

Carannante G., Cesarano M., Pappone G. & Putignano M.L. (2012) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 431 Caserta Est*. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.

Casadio M. & Elmi C. (1999) - *Il manuale del geologo*. Pitagora Editrice.

Casati P. (1991) - *Scienze della terra*. Città Studi Edizioni.

Casciello E., Cesarano M. & Pappone G. (2006) - *Extensional detachment faulting on the Tyrrhenian margin of the Southern Apennines contractional belt (Italy)*. Journal of Geological Society, **163**, 617-629.

Casero P., Roure F., Endignoux F., Moretti I., Muller C., Sage L. & Vially R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Memorie della Società Geologica Italiana, **41**, 109-120.

Cassignol C., Gillot P.Y. (1982) - *Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and application*. In: Odin G.S. (ed), Numerical Dating in Stratigraphy. John Wiley & Sons, 160-179.

Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C. & Amato A. (2005) - *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.0*. INGV-CNT.

Castiglioni G.B. (1991) - *Geomorfologia (seconda edizione)*. Unione Tipografico-Editrice Torinese.

Celico P. & De Riso R. (1978) - *Il ruolo idrogeologico della valle caudina nella idrogeologia del Casertano e del Sarnese (Campania)*. Bollettino della Società dei Naturalisti di Napoli, **88**, 1-26.

Celico P. & Guadagno F.M. (1998) - *L'instabilità delle coltri piroclastiche delle dorsali carbonatiche in Campania: attuali conoscenze*. Quaderni di Geologia Applicata, **5**, 129-188.

Celico P. (1978) - *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*. Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata, **14**, 3-97.



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	149 di 158

Celico P. (1981) - *Studi idrogeologici sui massicci carsici dell'Appennino centro-meridionale*. Notiziario della sezione di Napoli del Club Alpino Italiano, **30**, 43-46.

Celico P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionale, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quaderni della Cassa per il Mezzogiorno, **4**, 1-225.

Celico P. (1986) - *Prospezioni idrogeologiche*. Liguori Editore.

Celico P., Civita M. & Corniello A. (1977) - *Idrogeologia del margine nordorientale della conca campana (massicci dei Tifatini e del M. Maggiore)*. Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata, **13**, 1-29.

Celico P., De Gennaro M., Ferreri M., Ghiara M.R., Russo D., Stanzone D. & Zenone F. (1980) - *Il margine orientale della piana Campana: indagini idrogeologiche e geochimiche*. Periodico di Mineralogia, **49**.

Celico P., De Vita P., Manacelli G., Scalise A.R. & Tranfaglia G. (2007) - *Carta Idrogeologica dell'Italia meridionale*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato.

Celico P., Esposito L., De Gennaro M. & Mastrangelo E. (1994) - *La falda ad oriente della città di Napoli: idrodinamica e qualità delle acque*. Geologica Romana, **30**, 653-660.

Cello G., Guerra I., Tortorici L., Turco E. & Scarpa R. (1982) - *Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence*. Journal of Structural Geology, **4**, 85-393.

Cestari F. (1996) - *Prove geotecniche in sito*. Italgrefica Segale.

Chiarabba C., Jovane L. & Di Stefano R. (2005) - *A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings*. Tectonophysics, **395**, 251-268.

Chiessi V., D'Orefice M., Giovagnoli M.C., Graziano R. & Vita L. (2003) - *Colate rapide di fango: un caso di studio nel territorio comunale di S. Felice a Cancellò (CE)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **122**, 405-420.

Ching J. & Hsu W.-C. (2008) - *Approximate optimization of systems with high-dimensional uncertainties and multiple reliability constraints*. Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering, **198**, 52-71

Chiocchini U. & Chiocchini F. (1999) - *I conglomerati messiniani dell'area tra Benevento e il F. Sabato (Appennino meridionale)*. Studi Geologici Camerti, **14**, 255-278.

Chiocchini U. (2007) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 432 Benevento*. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.

Chiocchini U., Moretti A., Sacchi L., Scalise A. & Valletta M. (1992) - *Ricerche geologiche e geomorfologiche nell'area tra i fiumi Ufita e Miscano (Appennino Campano-bacino pliocenico di Ariano Irpino)*. Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, **42**, 149-178.

Ciaranfi N., Guida M., Iaccarino G., Pescatore T., Pieri P., Rapisardi L., Ricchetti G., Sgrosso I., Torre M., Tortorici L., Turco E., Scarpa R., Cuscito M., Guerra I., Iannacone G., Panza G.G. & Scandone P. (1983) - *Elementi sismotettonici dell'Appennino meridionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **102**, 201-222.

Cinque A. & Romano P. (2001) - *L'ambiente geologico della Campania: Evoluzione geomorfologica e caratterizzazione oro-idrografica*. In: Vallario A. (ed), *L'ambiente geologico della Campania*, 59-90.

Cinque A., Ascione A. & Caiazza C. (2000) - *Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino meridionale*. CNR-GNDT, 203-218.

Cinque A., Aucelli P.P.C., Brancaccio L., Mele R., Milia A., Robustelli G., Romano P., Russo F., Santangelo N. & Sgambati D. (1997) - *Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the bay of Napoli*. Geografia Fisica e Dinamica

Quaternaria, **2**, 123-141.

Cinque A., Patacca E., Scandone P. & Tozzi M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures*. Annali di Geofisica, **36**, 249-260.

Civita M. (1975) - *Idrogeologia*. In: Ippolito F., Nicotera P., Lucini P. Civita M. & De riso R. (eds), *Geologia tecnica per ingegneri e geologi*. Isedi.

Civita M., De Masi R., De Risio R. & Vallario A. (1970) - *Possibilità di rinvenimento di nuove fonti di approvvigionamento idrico nella media valle dell'Isclero e nella bassa valle del Calore (Campania)*. *Geologia Tecnica e Ambientale*, **5**.

CNR (1983) - *Neotectonic Map of Italy*. Litografia Artistica Cartografica.

CNR-PFG (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. In: Postpischl D. (ed), CNR-PFG V. 2B.

Cole P., Perrotta A. & Scarpati C. (1994) - *The volcanic history of SW part of the city of Naples*. *Geological Magazine*, **131**, 789-799.

Coticelli S., D'Antonio M., Pinarelli L. & Civetta L. (2002) - *Source contaminations and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr-Nd-Pb isotope data from Roman Province and Southern Tuscany*. *Mineralogy and Petrology*, **74**, 189-222.

Cornell C.A. (1968) - *Engineering seismic risk analysis*. *Bulletin of Seismological Society of America*, **58**, 1583-1606.

Corniello A. & De Risio R. (1986) - *Idrogeologia e idrochimica delle sorgenti dell'Agro Telesino (BN)*. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, **21**, 52-84.

Corniello A. & Santo A. (1995) - *I dissesti della Basilicata Benedettina (XI secolo) di Sant'Angelo in Formis (Capua) ed il complesso assetto geologico dell'area*. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, **30**, 125-137.

Corniello A. (1988) - *Considerazioni idrogeologiche su talune acque minerali e termo-minerali della Provincia di Caserta*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **41**, 1053-1063.

Corniello A., Ducci D. & De Risio R. (1990) - *Idrogeologia e idrochimica della Piana Campana*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **45**, 351-360.

Corrado S., DI Bucci D., Naso G. & Butler R.W.H. (1997) - *Thrusting and strike-slip tectonics in the Alto Molise regione (Italy): implications for the Neogene-Quaternary evolution of the Central Apennine orogenic system*. *Journal of the Geological Society of London*, **154**, 679-688.

Cotecchia V. (1956) - *Gli aspetti idrogeologici del Tavoliere delle Puglie*. *L'Acqua*, **34**, 168-180.

Cremonini G. (1994) - *Rilevamento geologico. Realizzazione e interpretazione delle carte geologiche*. Pitagora Editrice.

Crosta G.B. & Dal Negro P. (2003) - *Observations and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event*. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, **3**, 53-69.

Cruden D. M. & Varnes D.J. (1996) - *Landslide types and processes*. In: Turner A.K. & Schuster R.L. (eds), *Landslides, Investigation and mitigation*. Transportation Research Board, Special Report, **247**, 36-75.

Cubellis E., Ferri M., Luongo G. & Obrizzo F. (2001) - *The roots of Mt. Vesuvius deduced from gravity anomalies*. *Mineralogy and Petrology*, **73**, 23-38.

Custodio E. (1978) - *Geohidrologia de terrenos e islas volcanicas*. Centro de Estudios Hidrographicos Publications, **128**.

D'Argenio B. (1967) - *Geologia del gruppo del Taburno-Camposauro (Appennini campano)*. *Atti dell'Accademia di Scienze*



ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	151 di 158

Fisiche e Matematiche, **3**, 6-7.

D'Argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Accademia Nazionale dei Lincei, **183**, 49-72.

Dazzaro L., Iannone A., Moresi M., Rapisardi L. & Romeo M. (1988) - *Stratigrafia, sedimentologia e geochimica delle successioni messiniane dell'Irpinia al confine con la Puglia*. Memorie della Società Geologica Italiana, **41**, 841-859.

De Niscio G. (2007) - *Definizione della struttura litosferica del Somma-Vesuvio mediante tomografia sismica delle onde superficiali*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Napoli Federico II.

De Vivo B., Rolandi G., Gans P.B., Calvert A., Bohron W.A., Spera F.J. & Belkin H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian Volcanic Plain (Italy)*. Mineralogy and Petrology, **73**, 47-65.

Deino A.L., Orsi G., De Vita S. & Piochi M. (2004) - *The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera forming eruption (Campi Flegrei caldera - Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **133**, 157-170.

Del Gaudio V., Pierri P., Frepoli A., Calcagnile G., Venisti N. & Cimini G.B. (2007) - *A critical revision of the seismicity of Northern Apulia (Adriatic Plate - Southern Italy) and implication of seismogenic structures*. Tectonophysics, **436**, 9-35.

Del Prete S., de Riso R. & Santo A. (2004) - *Primo contributo sui sinkholes di origine naturale in Campania*. Atti Convegno sullo Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkhole e ruolo delle Amministrazioni statali e locali nel governo del territorio, 361-376.

Di Bucci D. & Tozzi M. (1992) - *La linea "Ortona-Roccamorfinna": Revisione dei dati esistenti e nuovi contributi per il settore settentrionale (Media valle del Sangro)*. Studi Geologici Camerti, vol.spec. **1991/92**, 397-406.

Di Bucci D., Corrado S., Naso G., Parotto M. & Praturlon A. (1999) - *Evoluzione tettonica neogenico-quadernaria dell'area molisana*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **118**, 13-30.

Di Bucci D., Massa B., Tornaghi M. & Zuppetta A. (2005) - *Structural setting of the 1688 Sannio earthquake epicentral area (Southern Italy) from surface and subsurface data*. Journal of Geodynamics, **40**, 294-315.

Di Crescenzo G. & Santo A. (1999) - *Analisi geomorfologica delle frane da scorrimento-colata rapida in depositi piroclastici della Penisola Sorrentina*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **22**, 57-72.

Di Crescenzo G. & Santo A. (2013) - *Dati preliminari sull'assetto tettonico e fessurativo dei versanti carbonatici interessati da sinkhole nell'Appennino centro-meridionale*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, **93**, 219-238.

Di Girolamo P. & Stanzione D. (1973) - *Lineamenti geologici e petrologici dell'Isola di Procida*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, **29**, 81-125.

Di Girolamo P., Ghiara M.R., Lirer R., Munno R., Rolandi G. & Stanzione D. (1984) - *Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **103**, 349-413.

Di Nocera S., Matano F. & De Palma L. (1995) - *Osservazioni geomorfologiche sulla media-bassa valle del fiume Calore (Benevento)*. Rendiconti dell'Accademia di Scienze Fisiche e Matematiche, **621**, 91-102.

Di Nocera S., Torre M. & Viti P. (1993) - *Le arenarie di Caiazzo nell'evoluzione tortoniano-messiniana dell'Appennino campano*. Atti Ticinesi di Scienze della Terra, **36**, 91-102.

Di Staso A. & Giardino S. (2002) - *New integrate biostratigraphic data about the Saraceno Formation (North-Calabrian Unit, Southern Apennines)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. spec. **1**, 517-526.

DISS Working Groupe (2010) - *Database of individual Seismogenic Sources (DISS)*, version 3.1.1., disponibile in internet all'indirizzo <http://diss.rm.ingv.it/diss/index.html>.



**ITINERARIO NAPOLI-BARI
RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO**

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	152 di 158

Dogliani C., Moretti I. & Roure F. (1991) - *Basal lithospheric detachment, eastward mantle flow and Mediterranean geodynamics: a discussion*. Journal of Geodynamics, **13**, 47-65.

Dramis F. & Bisci C. (1997) - *Cartografia geomorfologica. Manuale di introduzione al rilevamento ed alla rappresentazione degli aspetti fisici del territorio*. Pitagora Editrice.

Esposito E., Luongo G., Marturano A. & Porfido S. (1987) - *Il terremoto di S. Anna del 26 luglio 1805*. Memorie della Società Geologica Italiana, **37**, 171-191.

Esposito E., Luongo G., Marturano A. & Porfido S. (1988) - *I terremoti recenti dal 1980 al 1986 nell'Appennino Meridionale*. Memorie della Società Geologica Italiana, **41**, 1117-1128.

Esposito L. (1996) - *Studio delle modalità di contaminazione chimica dell'acquifero alluvionale a prevalente componente piroclastica del settore Sud - Orientale della Piana Campana (Campania - Italia)*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Ferrara.

Essex R.J. (2007) - *Geotechnical Baseline Reports for Underground Construction*. ASCE.

Faccioli E. & Paolucci R. (2005) - *Elementi di sismologia applicata all'ingegneria*. Pitagora Editrice.

Fedele L., Morra V., Perrotta A., Scarpati C., Putignano M.L., Orrù P., Schiattarella M., Aiello G., D'Argenio B. & Conforti A. (2009) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 465 Isola di Procida*. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.

Fedele L., Scarpati C., Lanphere M., Melluso L., Morra V., Perrotta A. & Ricci G. (2008) - *The Breccia Museo formation, Campi Flegrei, southern Italy: geochronology, chemiostratigraphy and relationship with the Campanian Ignimbrite eruption*. Bulletin of Volcanology, **70**, 1189-1219.

Federici P., Di Maro R., Marchetti A. & Cocco M. (1992) - *Analisi della sismicità nell'area del Sannio-Matese negli anni 1991-1992*. Atti 11° Convegno Annuale G.N.G.T.S., Roma 9-11 Dicembre 1992.

Ferranti (1997) - *Tettonica tardo Pliocenica-quadernaria dei Monti del Matese (Appennino meridionale): raccorciamenti tardivi e distensione "neotettonica"*. Il Quaternario, **10**(2), 503-506.

Ferranti L. (1994) - *Le strutture del bordo meridionale del Massiccio del Matese (Appennino meridionale): elementi di tettonica compressiva e distensiva*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **113**, 157-171.

Ferranti L., Oldow J.S. & Sacchi M. (1996) - *Pre-Quaternary orogen-parallel extension in the Southern Apennine belt, Italy*. Tectonophysics, **260**, 325-347.

Frepoli A. & Amato A. (2000) - *Spatial variation in stresses in peninsular Italy and Sicily from background seismicity*. Tectonophysics, **317**, 109-124.

Galadini F., Meletti C. & Vittori E. (2000) - *Stato delle conoscenze sulle faglie attive in Italia: elementi geologici di superficie. Risultati del progetto 5.1.2. "Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili"*, CNE Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, 1-30.

Gasparini P. & Mantovani M.S.M. (1984) - *Fisica della terra solida*. Liguori Editore.

Gonzalez de Vallejo L.I. (2005) - *Geoingegneria*. Pearson Education Italia.

Grassi D. & Tadolini T. (1992) - *Caratteristiche chimico-fisiche delle acque della falda carsica del Gargano*. CNR-GNDCI, **538**, 375-416.

Gruppo di Lavoro CPTI (1999) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. ING, GNDT, SGA, SSN. 92 pp.

 ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A

Gruppo di Lavoro CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV.

Gruppo di Lavoro MPS (2004) – *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall’Ordinanza PCM del 20 marzo 2003*. INGV, Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile.

Guadagno F.M., Piscopo V., Iesce M.T., Vecchiarelli R. & Aquino S. (1998) - *Caratterizzazione idrogeologica e potenzialità della bassa valle del fiume Calore (Campania)*. Quaderni di Geologia Applicata, **5**, 25-39.

Guerrera F., Martín Algarra A. & Perrone V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-late-orogenic successions in western and central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the southern Apennines*. Terra Nova, **5**, 525-544.

Gunnink J., Maljers D. & Hummelman J. (2010) - *Quantifying uncertainty of geological 3D layer models, constructed with a-priori geological expertise*. IAMG 2010, Budapest.

Hallam A. (1985) - *Interpretazione delle facies e stratigrafia*. Pitagora Editrice.

Hoek E. & Marinos P. (2000) - *GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation*. In M.C. Ervin (ed), Proceedings of International Conference on Geotechnical and Geological Engineering, Melbourne 2000.

Hoek E., Carranza-Torres C.T. & Corkum B. (2002) - *Hoek-Brown failure criterion - 2002 edition*. In H.R.W. Bawden, J. Curran, M. Telsenicki (eds), Mining Innovation and Technology; Proceedings of the 5th North American Rock Mechanics Symposium, Toronto 2002.

Hungr O., Leroueil S. & Picarelli L. (2014) - *The Varnes classification of landslide types, an update*. Landslides, **11**, 167-194.

Hutchinson J.N. (1985) – *Mass movements*. In : Fair Bridge R.W. (ed): Encyclopaedia of geomorphology, 688-695.

Hutchinson J.N. (1988) – *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. Proceedings of 5th International Symposium on Landslides, 10-15.

IAEG (2009) - *Recommendations for reliability quantification of the geological model in large civil engineering projects*.

Incoronato A., Nardi G., Ortolani F. & Pagliuca S. (1985) - *The Plio-Quaternary Bagnoli Irpino-Calaggio torrent strike slip fault, Campania-Lucania (Southern Apennines)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **104**, 399-404.

Ippolito F., Ortolani F. & Russo M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell’Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Memorie della Società Geologica Italiana, **12**, 227-250.

ISPRA (2007) - *Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.00. Foglio 432 (Benevento)*. Servizio Geologico d’Italia.

ISPRA (2012) - *Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.00. Foglio 431 (Caserta Est)*. Servizio Geologico d’Italia.

ISPRA (2015) - *Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.00. Foglio 419 (San Giorgio la Molara)*. Servizio Geologico d’Italia.

ISRM (1978) – *Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, **15**, 319-368.

ISRM (1993) – *Metodologie per la descrizione quantitativa delle discontinuità nelle masse rocciose*. Rivista Italiana di Geotecnica, **2**, 151-197.

ISSMGE (2006) - *Recommended procedure for geotechnical ground investigations*. The International Tunnelling Insurance Group, 2006. The Joint Code of Practice for Risk Management of Tunnel Works.

ITA/AITES (2004) - *Accredited Material - Guidelines for tunnelling risk management: International Tunnelling Association, Working Group No. 2. Tunnelling and Underground Space Technology*, **19**, 217–237.



ITINERARIO NAPOLI-BARI
 RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO
 II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO
 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
 IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IF0H	22	D 69 RG	GE 00 01 001	A	154 di 158

Kiratzis A. (1994) – *Active seismic deformation in the Italian peninsula and in Sicily*. *Annali di Geofisica*, **37**, 27-45.

Lancellotta R. (2004) - *Geotecnica (terza edizione)*. Zanichelli Editore.

Lanzo G. & Silvestri F. (1999) - *Risposta sismica locale. Teoria ed esperienze*. Hevelius Edizioni.

Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Monaco C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella catena appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. *Studi Geologici Camerti*, vol. suppl. **1990**, 19-26.

Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Conte S., Rocchetti E. (2016) - *DBMI15, the 2015 version of the Italian Macroseismic Database*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi: <http://doi.org/10.6092/INGV.IT-DBMI15>.

Luongo G., Cubellis E., Obrizzo F. & Petrazzuoli S.M. (1991) - *A physical model for the origin of volcanism of the Tyrrhenian margin: the case of neapolitan area*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **48**, 173-185.

Maggiore M., Masciale R., Massari R., Pappagallo G., Passarella G. & Vurro M. (2004) – *Caratteri idrostrutturali del Tavoliere di Puglia ed elaborazione di una carta geolitologica a finalità idrogeologiche*. *Geologi e Territorio*, **2/2004**, 6-16.

Maggiore M., Nuovo G. & Pagliarulo P. (1996) – *Caratteristiche idrogeologiche e principali differenze idrochimiche delle falde sotterranee del Tavoliere di Puglia*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **51**, 669-684.

Magliulo P. (2005) - *Quaternary deposits and geomorphological evolution of the Telesina Valley (Southern Apennines)*. *Geografia Fisica e Dinamica del Quaternario*, **28**, 125-146.

Magliulo P., Russo F. & Pignone M. (2004) - *Studio geomorfologico e sismologico di faglie attive nella Valle Telesina (Appennino campano)*. *Atti dell'8ª Conferenza Nazionale ASITA*, **2**, 1389-1394.

Magliulo P., Russo F. & Valente A. (2007) - *Tectonic significance of geomorphological features in the Telesina Valley (Campanian Apennines)*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **126**, 397-409.

Malatesta A. (1958) - *Cenni sui risultati delle campagne geologiche effettuate durante l'anno 1956 (Sicilia: Patti - Appennino meridionale: Benevento)*. *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia*, **80**, 255-260.

Malinverno A. & Ryan W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, **5**, 227-245.

Manfredini M. (1963) - *Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **84**, 101-130.

Mariucci M. T. & Muller B. (2003) – *The tectonic regime in Italy inferred from borehole breakout data*. *Tectonophysics*, **361**, 130-134.

Matano F. & Di Nocera S. (2001) - *Geologia del settore centrale dell'Irpinia (Appennino Meridionale): nuovi dati e interpretazioni*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **120**, 3-14.

Mayer G.B. (1964) - *Hydrostratigraphic Units*. *Journal of Hydrology*, **2**, 124-129.

Meletti C. & Montaldo V. (2007) – *Stime di pericolosità sismica per diverse probabilità di superamento in 50 anni: valori di ag. Progetto DPC-INGV S1*.

Meletti C. & Valensise G. (2004) – *Zonazione sismogenetica ZS9 – App.2 al Rapporto Conclusivo*. Gruppo di Lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Meletti C., Patacca E. & Scandone P. (2000) - *Construction of a seismo-tectonic model: The case of Italy*. *Pure and Applied Geophysics*, **157**, 11-35.

 ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	ITINERARIO NAPOLI-BARI RADDOPPIO TRATTA CANCELLO – BENEVENTO II LOTTO FUNZIONALE FRASSO TELESINO – VITULANO 2° LOTTO FUNZIONALE TELESE – SAN LORENZO					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA IF0H	LOTTO 22	CODIFICA D 69 RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV A

Milia A. (1997) - *Evoluzione tettono-stratigrafica di un bacino peritirrenico: il Golfo di Napoli*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Napoli Federico II.

Ministero dei Lavori Pubblici Consiglio Superiore Servizio Idrografico (1942 – Anno XX) – *Le Sorgenti Italiane Elenco e Descrizione*, Pubblicazione n. 14 del servizio, Vol. VII, Campania Sezione idrografica di Napoli.

Montone P., Amato A. & Pondrelli S. (1999) - *Active stress map of Italy*. Journal of Geophysical Research, **104**, 25595-25610.

Montone P., Mariucci M.T., Pondrelli S. & Amato A. (2004) – *An improved stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean)*. Journal of Geophysical Research, **109**, B10.

Morbidelli L. (2003) - *Le rocce e i loro costituenti*. Bardi Editore.

Moretti M., Pieri P., Ricchetti G. & Spalluto L. (2011) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.00. Foglio 396 San Severo*. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.

Mostardini F. & Merlini S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di un modello strutturale*. Memorie della Società Geologica Italiana, **35**, 177-202.

Ogniben L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Memorie della Società Geologica Italiana, **8**, 453-763.

Orsi G., De Vita S. & Di Vivo M. (1996) - *The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **74**, 179-214.

Orsi G., Di Vito M.A. & Isaia R. (2004) - *Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera*. Bulletin of Volcanology, **66**, 514-530.

Orsi G., Di Vito M.A., Selva J. & Marzocchi W. (2009) - *Long-term forecast of eruption style and size at Campi Flegrei caldera (Italy)*. Earth and Planetary Science Letters, **287**, 265-276.

Ortolani F. (1974) - *Faglia trascorrente pliocenica dell'Appennino campano*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **93**, 609-622.

Ortolani F. (1978) - *Alcune considerazioni sulle fasi tettoniche mioceniche e plioceniche dell'Appennino meridionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **97**, 609-616.

Panizza M. (1993) - *Geomorfologia applicata. Metodi di applicazione alla Pianificazione territoriale e alla Valutazione d'Impatto Ambientale*. La Nuova Italia Scientifica.

Pantosti D. & Valensise G. (1990) – *Faulting mechanism and complexity of the Novembre 23, 1980, Campani-Lucania Earthquake, inferred from surface observations*. Journal of Geophysical Research, **95**, 15319-15341.

Papa L. (2011) - *Tufi vulcanici nel costruito storico: vulnerabilità e possibili trattamenti per la conservazione e il restauro*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Sassari.

Pasquarè G., Abbate E., Castiglioni G.B., Merenda M., Mutti E., Ortolani F., Parotto M., Pignone R., Polino R. & Sassi F.P. (1992) – *Carta geologica d'Italia 1:50.00, Guida al Rilevamento*. Quaderni serie III, **1**.

Patacca E. & Scandone P. (1989) - *Post Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. (eds), *The lithosphere in Italy: Advances in Earth Science Research*. Atti dei Convegni Lincei, **80**, 157-176.

Patacca E. & Scandone P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines*. Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. spec. **7**, 75-199.

Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: Kinematic relations since late Tortonian times*. Memorie della Società Geologica Italiana, **45**, 425-451.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U. (1992) - *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. **1991/92**, 417-441.

Peccherillo A. (2005) - *Plio-Quaternary volcanism in Italy: Petrology, geochemistry, geodynamics*. Springer.

Perello P. (2011) - *Estimate of the reliability in geological forecasts for tunnels: toward a structured approach*. Rock Mechanics and Rock Engineering, **44**, 671-694.

Perrotta A. (1992) - *Evoluzione vulcanologica dei Campi Flegrei tra 20000 e 12000 anni e dinamica dell'eruzione della Breccia Museo*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Napoli Federico II.

Perrotta A., Scarpati C., Luongo G. & Morra V. (2006) - *The Campi Flegrei caldera boundary in the city of Naples*. In: De Vivo B. (ed), *Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites*. Elsevier, *Developments in Volcanology*, **9**, 85-96.

Pescatore T. & Sgrosso I. (1973) - *I rapporti tra la piattaforma Campano-Lucana e la piattaforma Abruzzese-Campana nel Casertano*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **92**, 925-938.

Pescatore T., Pinto F., Renda P., Senatore M., Tramutoli M. & Valente A. (1996) - *Avanfosse mioceniche dell'Appennino meridionale*. Rendiconti dell'Accademia delle Scienze Fisiche e Matematiche, **63**, 85-121.

Pescatore T., Sgrosso I. & Torre M. (1971) - *Lineamenti di tettonica e sedimentazione nel Miocene dell'Appennino campano-lucano*. Memorie della Società Naturalistica di Napoli, **80**, 337-408.

Pierri P., Del Gaudio V. & Calcagnile G. (2008) - *Ridefinizione della zonazione sismogenetica della Puglia settentrionale e implicazioni per le stime di pericolosità*. Atti del Convegno GNGTS, Sessione 2.2.

Pino N.A., Palombo B., Ventura G., Perniola B. & Ferrari G. (2008) - *Waveform modeling of historical seismograms of the 1930 Irpinia earthquake provides insight on "blind" faulting in southern Apennines (Italy)*. Journal of Geophysical Research, **113**, B05303.

Porfido S., Esposito E., Luongo G. & Maturano A. (1988) - *I terremoti del XIX secolo dell'Appennino Campano-lucano*. Memorie della Società Geologica Italiana, **41**, 1105-1116.

Postpischl D. (1985) - *Atlas of isoseismal of Italian earthquakes*. CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica.

Principe C., Rosi M., Santacroce R. & Sbrana A. (1987) - *Explanatory notes to the geological map*. Quaderni della Ricerca Scientifica, **114**, 11-51.

Revellino P., Guadagno F.M. & Hungr O. (2006) - *Criteri morfologici e modellazione dinamica nella valutazione della suscettibilità da frana lungo versanti carbonatici nell'Appennino Campano*. Giornale di Geologia Applicata, **3**, 159-166.

Riccardi L. (1927) - *Telesia. Ricordi e Speranze*. Tipografia Nazzeno Borrelli.

Ricchetti E., Salvemini A. & Tadolini T. (1989) - *A hydrogeological study in a sample area of the Apulian Tavoliere between Ortanova and Cerignola*. Atti del Congresso Internazionale Geoingegneria, **1**, 533-540.

Ricci Lucchi F. (1980) - *Sedimentologia*. Cooperativa Libreria Universitaria Editrice.

Rittmann A. (1952) - *Sulla tettonica del Miocene nell'Appennino Irpino*. Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata, **4**, 79-92.

Romano P., Santo A. & Voltaggio M. (1994) - *L'evoluzione geomorfologica della pianura del F. Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene medio-superiore - Olocene)*. Il Quaternario, **7**, 41-56.

Rosi M. e Sbrana A. (1987) - *Phlegrean Fields*. Quaderni della Ricerca Scientifica, **114**, 133-144.

Rossi D. (1857) - *Sulle acque minerali di Telese e sullo Stabilimento dei Bagni quivi costruito*. Annali Civili del Regno delle due Sicilie, Napoli, **61**, 121.

Roure F., Casero P. & Vially R. (1991) - *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. Earth and Planetary Science Letters, **102**, 395-412.

Santacroce R. (1987) - *Somma-Vesuvius*. Quaderni della Ricerca Scientifica, **114**, 53-104.

Santangelo N. (2011) - *Nuovi dati sulla stratigrafia e sull'evoluzione tardo-quaternaria-olocenica del bordo settentrionale della Piana Campana*. Rendiconti online della Società Geologica Italiana, **12**, 87-90.

Santo A., Ascione A., Del Prete S., Di Crescenzo G. & Santangelo N. (2011) - *Collapse sinkholes distribution in the carbonate massifs of central and southern Apennines*. Acta Carsologica, **40**, 95-112.

Santo A., Del Prete S., Di Crescenzo G. & Rotella M. (2007) - *Karst processes and slope instability: some investigations in the carbonate Apennine of Campania (southern Italy)*. In: Parise M. & Gunn J. (eds), Natural and Anthropogenic Hazards in Karst areas: Recognition, Analysis and Mitigation. Geological Society of London, Special Publication, **279**, 59-72.

Sartori R. (1989) - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. Giornale di Geologia, **51**, 1-39.

Scandone R., Bellucci F., Lirer L. & Rolandi G. (1991) - *The structure of the Campana Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **48**, 1-31.

Scarsella (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000. Foglio 172 Caserta*. Servizio Geologico d'Italia.

Scherillo A., Franco E., Di Girolamo P. & Stanzione D. (1966) - *Guida alle forme crateriche della Campania settentrionale*. Atti dell'Accademia Pontiniana, **15**, 49-52.

Scrocca D. & Tozzi M. (1999) - *Tettagenesi mio-pliocenica dell'Appennino molisano*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **118**, 255-286.

Scrocca D., Sciamanna S., Di Luzio E., Tozzi M., Nicolai C. & Gambini R. (2007) - *Structural setting along the CROP-04 deep seismic profile (Southern Apennines - Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, vol. spec. **7**, 283-296.

Selli R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Memorie della società geologica italiana, **3**, 737-789.

Servizio Geologico d'Italia (1971) - *Carta geologica d'Italia: Foglio 172 (Caserta)*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato.

Servizio Geologico d'Italia (1975) - *Carta geologica d'Italia: Foglio 173 (Benevento)*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato.

Tanzini M. (2001) - *Gallerie: Aspetti geotecnici nella progettazione e costruzione*. Dario Flaccovio Editore.

Torre M., Di Nocera S. & Ortolani F. (1988) - *Evoluzione post-tortoniana dell'Appennino meridionale*. Memorie della Società Geologica Italiana, **41**, 47-56.

Tucker M.E. (1996) - *Rocce sedimentarie. Guida alla descrizione sugli affioramenti rocciosi*. Dario Flaccovio Editore.

Valensise G. & D'Addezio G. (1994) – *Il contributo della geologia di superficie all'identificazione delle strutture sismogenetiche della Piana di Gioia Tauro*. ING Publications, **559**, 34 pp.

Valensise G. & Pantosti D. (2001) – *The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: a review*. Journal of Seismology, **5**, 287-306.

Vallario A. (1992) - *Frane e territorio. Le frane nella morfogenesi dei versanti e nell'uso del territorio*. Liguori Editore.

Vannucci G. & Gasperini P. (2004) – *The new release of the database of Earthquake mechanisms of the Mediterranean Area (EMMA vers. 2)*. Annuali di Geofisica, suppl. **47**, 307-334.

Varnes D.J. (1978) - *Slope movement types and processes*. Special Report 176, National Academy of Sciences, Washington.

Venisti N., Calcagnile G., Del Gaudio V. & Pierrri P. (2004) - *Combined analysis of seismic and gravimetric data in Adriatic plate*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, **142**, 89-100.

Venturini G., Damiano A., Dematteis A., Delle Piane L., Fontan D., Martinotti G. & Perello P. (2001) - *L'importanza dell'affidabilità del Modello Geologico di Riferimento negli studi per il tunneling*. Geotalia 2001 3° Forum Italiano di Scienze della Terra –FIST, Chieti, 5-8 settembre, 426-427.

Vilardo G., Nappi R., Petti P. & Ventura G. (2003) – *Fault geometries from the space distribution of the 1990-1997 Sannio-Benevento earthquake: inference on the active deformation in Southern Apennines*. Tectonophysics, **363**, 259-271.

Voltattomi N., Caramanna G., Cinti D., Galli G., Pizzino L. & Quattrocchi F. (2006) – *Study of CO₂ Natural emissions in different italian geological scanarios: a refinement of natural hazard and risk assessment*. Advances in Geological Storage of Carbon Dioxide - INGV.

Westaway R. (1992) – *Revised hypocentre and fault rupture geometry for the 1980 November 23 Campania-Basilicata earthquake in southern Italy*. Geophysical Journal International, **109**, 376-390.

Zanchetta G., Sulpizio R. & Di Vito M.A. (2004) - *The role of volcanic activity and climate in alluvial fan-growth at volcanic areas: an example from southern Campania (Italy)*. Sedimentary Geology, **168**, 249-280.