

COMMITTENTE:



PROGETTAZIONE:



U.O. GEOLOGIA TECNICA, DELL'AMBIENTE E DEL TERRITORIO

PROGETTO DI FATTIBILITA' TECNICA ED ECONOMICA

**LINEA POTENZA-METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO-BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL'IMPIANTO DI BERNALDA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA, IDROGEOLOGICA E
SISMICA**

SCALA:

-

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

I A 9 5 4 3 R 6 9 R G G E 0 0 0 1 0 0 2 C

Rev.	Descrizione	Redatto	Data	Verificato	Data	Approvato	Data	Autorizzato Data
A	Emissione esecutiva	S. Romano	Ottobre 2021	S. Giugliano	Ottobre 2021	I. D'Amore	Ottobre 2021	M. COMEDINI Gennaio 2022
B	Emissione esecutiva	S. Romano	Dicembre 2021	S. Giugliano	Dicembre 2021	I. D'Amore	Dicembre 2021	
C	Emissione esecutiva	S. Romano	Gennaio 2022	S. Giugliano	Gennaio 2022	I. D'Amore	Gennaio 2022	

ITALFERR
Gruppo Ferrovie dello Stato Italiane
Dott. Geol. Massimo Comedini
Ordine dei Geologi del Lazio
n° 2103

File: IA9543R69RGGE0001002C.docx

n. Elab.:

INDICE

1	PREMESSA	5
2	SCOPO DEL DOCUMENTO	6
3	DOCUMENTI DI RIFERIMENTO	7
4	ALLEGATI	8
5	LOCALIZZAZIONE GEOGRAFICA	9
6	CAMPAGNA DI INDAGINE.....	11
6.1	SONDAGGI GEOGNOSTICI	11
6.2	INDAGINI GEOFISICHE	11
7	INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE.....	13
7.1	EVOLUZIONE GEOLOGICA	14
7.2	CARATTERISTICHE STRATIGRAFICHE	19
7.3	CARATTERISTICHE STRUTTURALI	26
8	ASSETTO GEOLOGICO LOCALE.....	28
8.1	ASSETTO LITOSTRATIGRAFICO.....	28
8.1.1	<i>Unità della Fossa Bradanica</i>	28
8.1.1.1	Argille Subappennine.....	28
8.1.2	<i>Depositi continentali quaternari</i>	29
8.1.2.1	Depositi alluvionali antichi	29
8.1.2.2	Depositi alluvionali recenti	31
8.1.2.3	Depositi alluvionali attuali	31
8.1.2.4	Coltri eluvio-colluviali.....	32
8.1.2.5	Riporti antropici.....	33
8.2	ASSETTO STRUTTURALE	34
9	INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO REGIONALE	35
9.1	FORME DEL RILIEVO	35

9.2	MORFOLOGIA FLUVIALE	37
9.3	MORFOLOGIA DI VERSANTE.....	39
10	ASSETTO GEOMORFOLOGICO LOCALE	41
10.1	ELEMENTI IDROGRAFICI.....	42
10.2	ELEMENTI STRUTTURALI E TETTONICI	42
10.3	FORME, PROCESSI E DEPOSITI GRAVITATIVI	43
10.4	FORME, PROCESSI E DEPOSITI DOVUTI ALLE ACQUE CORRENTI SUPERFICIALI	43
10.5	FORME ANTROPICHE E MANUFATTI.....	44
10.6	MORFODINAMICA FLUVIALE.....	45
11	INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO REGIONALE.....	49
11.1	COMPLESSI IDROGEOLOGICI	50
11.2	STRUTTURE IDROGEOLOGICHE E IDRODINAMICA DEGLI ACQUIFERI.....	51
11.3	SORGENTI E OPERE DI CAPTAZIONE.....	52
12	ASSETTO IDROGEOLOGICO LOCALE.....	56
12.1	COMPLESSI IDROGEOLOGICI	56
12.1.1	<i>Complessi delle unità del substrato.....</i>	<i>56</i>
12.1.1.1	Unità di substrato.....	56
12.1.2	<i>Complessi dei depositi di copertura.....</i>	<i>57</i>
12.1.2.1	Depositi alluvionali di fondovalle.....	57
12.1.2.2	Terreni di copertura	57
12.2	PROVE DI PERMEABILITÀ	58
12.3	MONITORAGGIO PIEZOMETRICO	59
12.3.1	<i>Monitoraggio piezometrico nei fori di sondaggio della campagna indagine Italferr 2021</i>	<i>59</i>
12.4	CONDIZIONI DI DEFLUSSO IDRICO SOTTERRANEO	60
13	SISMICITÀ DELL’AREA.....	62
13.1	SISMICITÀ STORICA	64

13.2	SISMICITÀ ATTUALE	67
13.3	PERICOLOSITÀ SISMICA	72
13.4	CARATTERISTICHE SISMICHE DEL SITO	74
13.5	CATEGORIA DI SOTTOSUOLO.....	77
14	CRITICITÀ GEOLOGICHE.....	79
14.1	CRITICITÀ GEOMORFOLOGICHE	79
14.1.1	<i>Piano Stralcio per l’Assetto Idrogeologico Regione Basilicata</i>	79
14.2	CRITICITÀ IDROGEOLOGICHE	80
14.3	SUSCETTIVITÀ ALLA LIQUEFAZIONE	81
15	DESCRIZIONE DEI SETTORI D’INTERVENTO.....	85
15.1	AREA DELLA STAZIONE DI BERNALDA	85
16	RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI.....	87

1 PREMESSA

Nell’ambito dell’esecuzione della "*Linea Potenza–Metaponto - Interventi di velocizzazione tratta Grassano–Bernalda*", sono stati effettuati i rilievi e gli approfondimenti propedeutici alla redazione degli elaborati di sintesi previsti dal progetto stesso.

Il presente studio è relativo agli interventi in corrispondenza della stazione di Bernalda (km 258+723), in particolare 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 condotti su ortofoto;
- rilievi diretti sul terreno mirati alla definizione delle caratteristiche geologiche, geomorfologiche ed idrogeologiche dell’area;
- acquisizione ed analisi delle indagini geognostiche disponibili ed appositamente realizzate nell’area di interesse progettuale;
- 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.

Il modello geologico applicativo proposto, in riferimento ad un volume geologico significativo (*sensu* NTC 2018) in cui sia possibile cogliere interrelazioni dinamiche tra la componente geologica *s.l.* e quella antropica, pone particolare attenzione alla ricostruzione degli assetti e alle configurazioni geometriche delle differenti unità individuate e alla caratterizzazione in senso fisico, litologico e granulometrico dei terreni direttamente 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.

3 DOCUMENTI DI RIFERIMENTO

Nella presente relazione si è fatto riferimento ai seguenti documenti:

<i>Italferr 2021</i>		
“Linea Potenza–Metaponto - Interventi di velocizzazione tratta Grassano–Bernalda Interventi di adeguamento degli impianti di Pisticci e Bernalda” PROGETTO DI FATTIBILITÀ TECNICA ED ECONOMICA - 2021		
codifica elaborato	descrizione elaborato	scala
IA95 43 R69 SG GE0005 001 B	Indagini geognostiche - Sondaggi S-V15 ed S-V28	-
IA95 33 R69 IG GE0005 001 B	Indagini geofisiche	-
IA95 43 R69 PR GE0005 001 B	Prove di laboratorio - Campioni dei sondaggi S-V15 ed S-V28	-
IA95 43 R69 RH GE0005 001 B	Monitoraggio piezometrico (Lecture da Giugno 2021 a Dicembre 2021)	-



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	8 di 97

4 ALLEGATI

A corredo della presente relazione sono stati elaborati i seguenti documenti:

codifica elaborato	descrizione elaborato	Scala
IA95 43 R 69 L5 GE0001 002 B	Carta geologica con elementi di geomorfologia e sezioni geologiche – Stazione di Bernalda	1:5000 1:5000/500
IA95 43 R 69 L5 GE0002 002 B	Carta idrogeologica e sezioni idrogeologiche – Stazione di Bernalda	1:5000 1:5000/500

5 LOCALIZZAZIONE GEOGRAFICA

L’area di studio si colloca circa 13 km a NW del Golfo di Taranto, nei settori più esterni dell’Appennino Lucano. Il tracciato ricade lungo il margine settentrionale del medio-basso corso del Fiume Basento, a ridosso della Linea ferroviaria Potenza Metaponto. L’opera in progetto, in corrispondenza della Stazione di Bernalda, ricade nel territorio comunale di Bernalda (Provincia di Matera).



Figura 1 – Stralcio dell’area di studio in scala 1:10.000 con individuazione della tratta ferroviaria in progetto (magenta).

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 201 (Matera) in scala 1:100000, nella Tavoletta 201-III-SE (Bernalda) in scala 1:25000 e, con riferimento alla Carta Tecnica Regionale della Regione Basilicata, negli elementi 508014 e 492133 in scala 1:5000.

Dal punto di vista orografico, il tracciato di progetto impegna settori di fondovalle posti a quote variabili tra i 24 ed i 28 m circa s.l.m., sviluppandosi a quote di progetto comprese tra i 21.6 ed i 28.0 m circa s.l.m.. I rilievi collinari che bordano la piana presentano una morfologia piuttosto regolare e raggiungono quote mediamente comprese tra i 30 ed i 130 m circa s.l.m..

Dal punto di vista morfologico l’area di studio è caratterizzata da una piana alluvionale piuttosto estesa, con diversi ordini di terrazzi distribuiti a varie quote sul fondovalle attuale. Il tracciato in oggetto, si colloca lungo il margine settentrionale della piana del Fiume Basento, che presenta un andamento circa WNW-ESE. I fianchi della Valle del



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	10 di 97

Basento sono bordati da rilievi collinari generalmente poco accentuati, spesso interrotti da valli fluviali e incisioni torrentizie drenanti verso i settori di fondovalle.

Il principale corso d’acqua dell’area è rappresentato dal Fiume Basento, che rappresenta il principale asse di drenaggio di tutto questo settore dell’Appennino Lucano. Tale fiume è alimentato da numerosi torrenti e corsi d’acqua secondari a carattere marcatamente stagionale o torrentizio, che intersecano in diversi punti il tracciato ferroviario in progetto. Ad essi si aggiungono numerosi solchi da ruscellamento concentrato, attivi solo in concomitanza con eventi meteorici particolarmente intensi e severi.

6 CAMPAGNA DI INDAGINE

Nel corso dello studio sono state consultate e analizzate tutte le indagini geognostiche appositamente realizzate nel settore di territorio interessato dagli interventi in progetto. L'intero *set* di dati derivanti dalle indagini di sito ha permesso di configurare un quadro di conoscenze soddisfacente, in relazione con la specifica fase di approfondimento progettuale in corso, circa l'assetto litostratigrafico e geologico-strutturale dei termini litologici interessati dalle opere in progetto.

Nel corso dell'*iter* progettuale sino ad oggi espletato sono state realizzate sia indagini dirette che indirette nella presente fase progettuale (● **Italferr 2021**). Complessivamente sono state analizzate le seguenti indagini di sito:

- n. 1 sondaggio a rotazione e carotaggio continuo strumentato con piezometro;
- n. 1 stendimento sismico MASW;
- n. 1 misura di microtremori HVSR.

Il numero totale dei campioni prelevati è di 14, mentre quello delle prove SPT effettuate nei fori di sondaggio è di 10.

Nei paragrafi seguenti è riportata una sintesi delle indagini geognostiche.

I punti di ubicazione sono riportati nell'allegata "Carta geologica con elementi di geomorfologia e sezioni geologiche" (IA95 43 R 69 L5 GE0001 002) mentre i certificati delle prove sono riportati nei relativi elaborati (cfr. IA95 43 R69 SG GE0005 001, IA95 33 R69 IG GE0005 001).

6.1 Sondaggi geognostici

Di seguito vengono elencati tutti i sondaggi geognostici eseguiti nell'ambito della presente fase progettuale, con indicazione dei principali dati tecnici relativi ad ogni singola indagine (sigla, pk, coordinate nel sistema di riferimento WGS84/UTM zona 33N (EPSG 32633), quota, strumentazione, profondità (prof), campioni indisturbati (I), campioni rimaneggiati (R), campioni litoidi (L), campioni da prova penetrometrica (SPT), numero prove SPT, numero prove Lefranc/Lugeon (P), numero prove Dilatometriche (D) e numero prove Pressiometriche (Ps)).

sigla	pk	WGS84/UTM zona 33N		quota m s.l.m.	strumentazione	prof m	campioni				prove in foro			
		X	Y				I	R	L	SPT	SPT	P	D	Ps
S-V28	-	642786	4473266	28.0	Piezometro	30.0	5	0	0	9	10	2	0	0
● Italferr 2021						Totale	5	0	0	9	10	2	0	0

Tabella 1 - Sintesi dei sondaggi geognostici realizzati nell'ambito della campagna indagini Italferr 2021.

6.2 Indagini geofisiche

Nelle tabelle seguenti è riportata una sintesi di tutte le indagini sismiche e geoelettriche eseguite nell'ambito della presente fase progettuale, con indicazione dei principali dati tecnici relativi ad ogni singola indagine (sigla, pk e coordinate nel sistema di riferimento WGS84/UTM zona 33N (EPSG 32633) del punto iniziale (a) e del punto finale (b) di ogni singolo stendimento, tipologia di indagine).



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	12 di 97

sigla	pk	WGS84/UTM zona 33N		tipologia indagine
		X	Y	
MASW S-V28	-	642723	4473268	MASW
HVSR S-V28	-	642703	4473276	HVSR

—Italferr 2021

Tabella 2 - Sintesi delle indagini geofisiche di superficie realizzate nell’ambito della campagna indagini Italferr 2021, elencati in ordine di progressiva chilometrica (pk).

7 INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

La configurazione geologica odierna della Basilicata è il risultato di imponenti e complesse deformazioni tettoniche legate all'evoluzione strutturale dell'orogene appenninico. Nel suo complesso (Figura 2), 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).

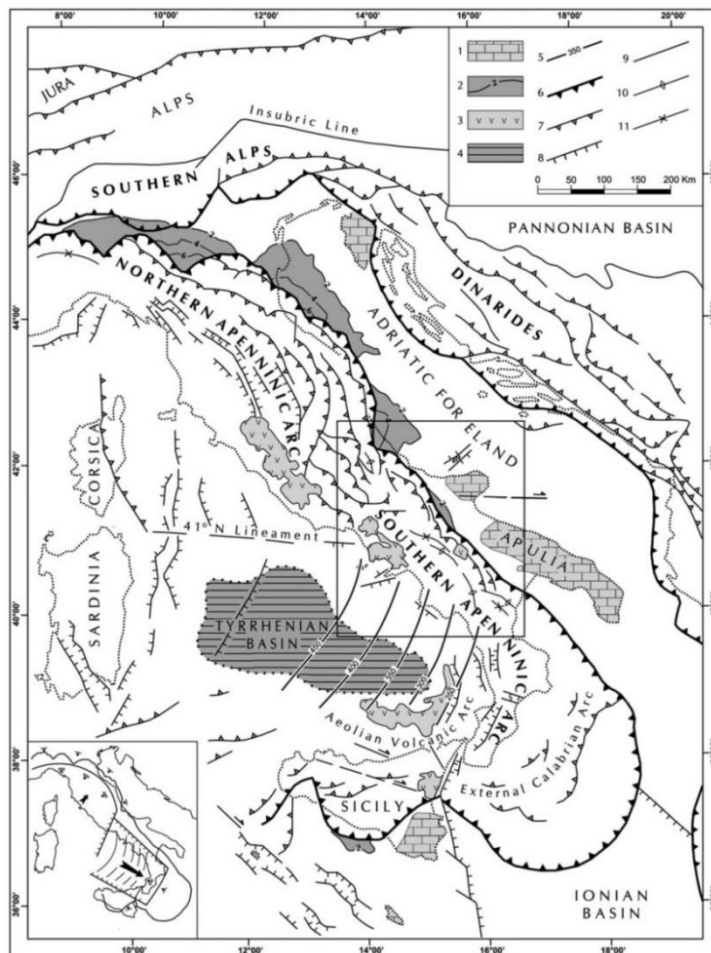


Figura 2 - Schema strutturale della penisola italiana ed aree adiacenti, mostrandone la suddivisione della Catena Appenninica in due archi principali: l'Arco Appenninico Settentrionale e l'Arco Appenninico Meridionale; nel riquadro in basso a sinistra è schematizzata la diversa struttura litosferica nei due archi: 1) carbonati meso-cenozoici delle aree di avampaese; 2) profondità (in km) della base dei depositi plio-pleistocenici nei bacini di avampaese; 3) principali edifici vulcanici quaternari; 4) aree del Mar Tirreno 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).

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).

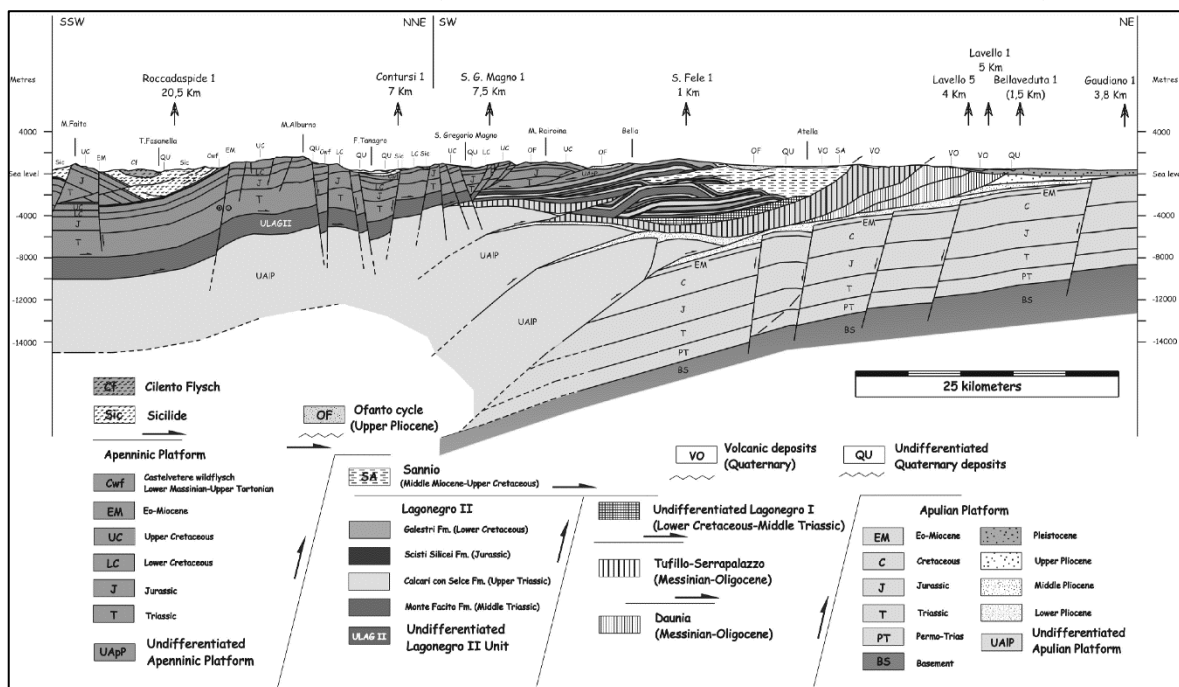


Figura 3 - Sezione geologica regionale dell'Appennino meridionale, traccia A-A' (da Scrocca et al. 2007).

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 (Sella et al. 1988; Patacca & Scandone 1989; Di Bucci et al. 1999; Scrocca et al. 2007). 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 (Figura 3), 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; Guerrera 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).

Durante il Mesozoico, il settore sud-adriatico era caratterizzato dalla presenza di un esteso dominio di piattaforma carbonatica, soggetto ad una persistente e continua subsidenza (Patacca & Scandone 2007; Moretti et al. 2011). Tale dominio, comunemente identificato con la Piattaforma Apula, era parte di un'ampia porzione di litosfera continentale di derivazione africana (Promontorio Africano o Microplacca Adriatica), con caratteri tipici di un contesto geodinamico di margine passivo maturo (Bonardi et al. 2009; Moretti et al. 2011).

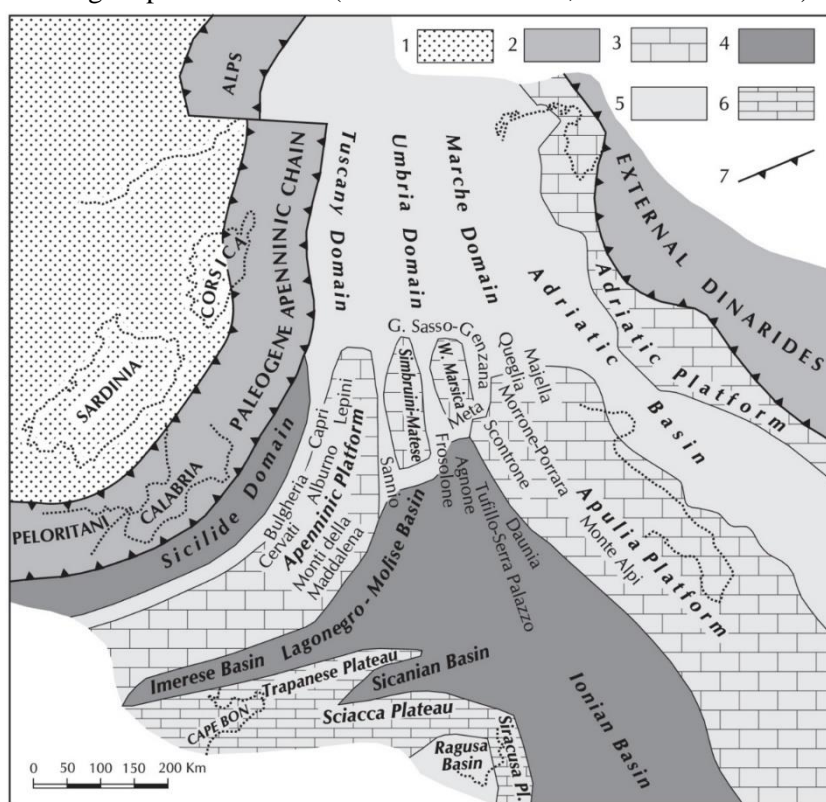


Figura 4 - Ricostruzione palinspastica dell'area centro-mediterranea nell'Oligocene superiore, mostrante la distribuzione dei domini dell'Appennino centro-meridionale prima della loro incorporazione nella Catena: 1) Avampaese europeo; 2) Catena paleogenica; 3-6) Avampaese africano: 3) carbonati di piattaforma 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).

Il progressivo *block faulting* che ha interessato l'area durante il mesozoico ha portato, quindi, alla strutturazione di un articolato sistema di transizione da margine di piattaforma a bacino, verso Est, e di un esteso bacino intracratonico, verso Ovest (Mostardini & Merlini 1986; Moretti et al. 2011). Tra il Cenomaniano superiore ed il Turoniano, la variazione del regime geodinamico dovuta alle fasi incipienti dell'orogenesi alpina ha portato al progressivo inarcamento della Microplacca Adriatica (*lithospheric buldge*) e all'emersione di estese porzioni della Piattaforma Apula (Scrocca & Tozzi 1999; Patacca & Scandone 2007, Moretti et al. 2011).

A partire dall'Oligocene (Figura 4) la Microplacca Adriatica, costituita sia da litosfera oceanica che continentale (Finetti 1982; Catalano et al. 2001) entra in collisione con quella Europea, andando in subduzione verso Ovest.

Tale variazione del regime geodinamico dell’area determina l’inizio dell’orogenesi sud-appenninica e, quindi, il conseguente passaggio dell’area pugliese da un contesto di margine passivo ad uno di margine attivo (Ricchetti et al. 1988; Moretti et al. 2011). In questo nuovo contesto tettonico, l’area di avampaese stabile è rappresentata dal dominio dell’Avampaese Apulo (Ricchetti et al. 1988; Moretti et al. 2011). Quest’ultimo, individuatosi nel Terziario durante l’orogenesi appenninica, risulta costituito prevalentemente da una regione carbonatica autoctona e poco deformata, che si sviluppa sia in aree emerse che in aree sommerse (D’Argenio et al. 1973; Doucet et al. 1990; Pieri et al. 2017).

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). Infatti, 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).

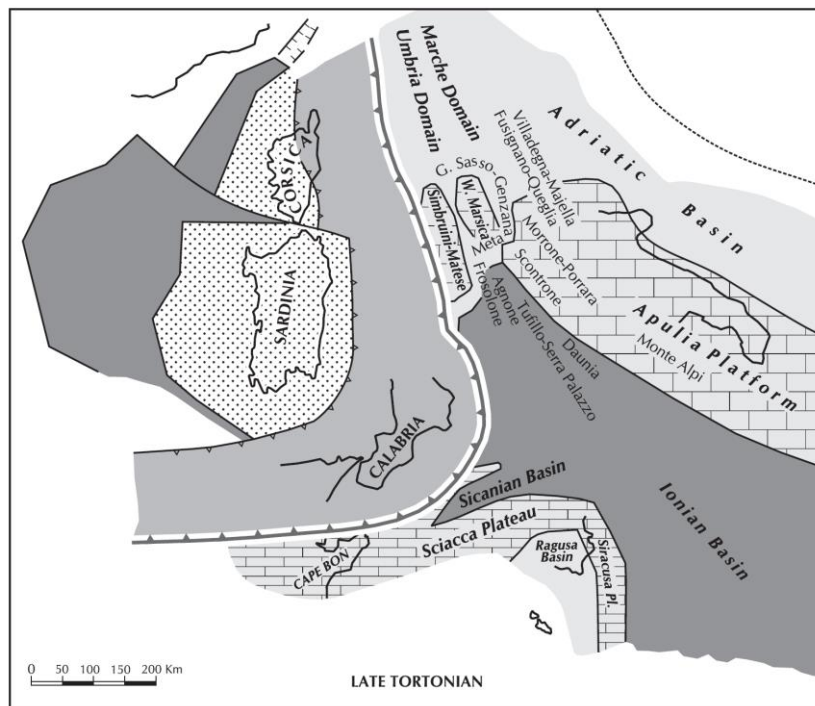


Figura 5 - Ricostruzione palinspastica dell’area centro-mediterranea nel Tortoniano superiore, mostrandone il progressivo avanzamento della Catena Appenninica con sviluppo di un bacino di avanfossa si sviluppò al fronte delle unità tettoniche coinvolte nella deformazione (da Patacca & Scandone 2007).

A partire dal Tortoniano (Figura 5), questo assieme è sovrascorso sui domini di piattaforma carbonatica impostati su crosta continentale (Mostardini & Merlini 1986; 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).

L’Avanfossa plio-pleistocenica si struttura a partire dal Pliocene inferiore, quando la formazione della Catena Appenninica era quasi ultimata (Cinque et al. 1993; Patacca & Scandone 2007). Il tratto più meridionale della suddetta avanfossa, noto in letteratura come Fossa Bradanica (Migliorini 1937), si viene a formare dopo la risalita del livello marino alla fine della crisi di salinità del Messiniano, essenzialmente a causa dell’alto strutturale costituito dalle successioni carbonatiche mesozoiche (Scrocca & Tozzi 1999; Moretti et al. 2011). Insieme al *peripheral bulge* dell’Avampaese Apulo (Ricchetti & Mongelli 1980; Royden & Karner 1984; Royden et al. 1987; Ghisetti & Vezzani 1999; Billi & Salvini 2003), la Fossa Bradanica rappresenta l’espressione della subduzione litosferica della Piattaforma Apula (Malinverno & Ryan 1986; Locardi & Nicolich 1988; Doglioni 1991, 1993; Doglioni et al. 1991, 1994, 1999).

Sotto il profilo strutturale, la Fossa Bradanica rappresenta un *foreland basin* sviluppato prevalentemente sulla rampa regionale dell’avampaese. Tale dominio tende a migrare progressivamente verso Est per effetto dell’arretramento e abbassamento della rampa stessa, mentre le falde appenniniche avanzano verso i settori orientali immettendo nel bacino ingenti volumi di depositi clastici (Bigi et al. 1992; Scrocca & Tozzi 1999; Moretti et al. 2011). In relazione alla suddetta evoluzione geologica, il bacino presenta una sezione trasversale marcatamente asimmetrica (Scrocca & Tozzi 1999), con un margine occidentale (appenninico) molto acclive e un margine orientale (avampaese) di bassa pendenza (Scrocca & Tozzi 1999; Moretti et al. 2011). La progressiva immersione della piattaforma Apula e della copertura terrigena plio-pleistocenica al di sotto del fronte esterno della catena è evidenziata da sezioni sismiche e pozzi profondi nell’area tra le Murge (avampaese) e le zone prospicienti la catena (Mostardini & Merlini 1986; Pieri & Mattavelli 1986; Sella et al. 1988; Lazzari 2008).

Più che dal carico del fronte della catena in avanzamento (*thrust-sheet*) un maggiore contributo all’estensione e alla profondità del bacino appare essere indotto dal piegamento retroverso (*roll-back*) verso Est della microplacca Adria, imputabile a trazione e sprofondamento della placca e/o opposizione al flusso del mantello verso i settori orientali (Royden et al. 1987; Doglioni 1991). La migrazione dell’Arco Appenninico risulta maggiore nell’Italia meridionale (Arco Calabro), dove è stata stimata nell’ordine di 700 km (Patacca et al. 1990; Gueguen et al. 1997), mentre diminuisce linearmente verso Nord, lungo l’Appennino, con una velocità di accorciamento crostale che varia da circa 5-6 cm/anno a meno di 1 cm/anno (Patacca & Scandone 1989; Pieri et al. 2004).

Il progredire della spinta orogenica con l’avanzamento delle falde appenniniche verso Est ha portato sia all’immissione nell’avanfossa di ingenti volumi di depositi clastici (Bigi et al. 1992; Scrocca & Tozzi 1999; Moretti et al. 2011) che alla divisione di quest’ultima in un bacino interno meno profondo (*piggy back* o un bacino *wedge-top*) e uno esterno più profondo (l’avanfossa in senso stretto) (Pieri et al. 2004). Sui settori di catena precedentemente caratterizzati da un regime compressivo si sono successivamente sovrapposti regimi tettonici sia estensionali che trastensivi nell’area attiva dei bacini di *piggy-back* (Ricci Lucchi 1986; Boccaletti et al. 1990; Pieri et al. 2004).

Lungo il margine orientale della catena, i sedimenti terrigeni derivanti dallo smantellamento dei rilievi alimentavano estesi sistemi costieri in *facies* di spiaggia o delta, progressivamente passanti verso Est ad una sedimentazione marina essenzialmente pelitica (Moretti et al. 2011). Nei settori più interni e profondi della Fossa Bradanica, dove gli effetti della subsidenza erano più evidenti, si accumulavano invece spessi depositi torbiditici di natura sabbioso-limosa, che costituiscono la parte basale della successione plio-pleistocenica (Casnedi 1988; Moretti et al. 2011).

Nei settori più esterni dell’avampaese, al di sopra di un substrato carbonatico subsidente, avviene quindi la deposizione di sedimenti carbonatici costieri sia intrabacinali che terrigeni (Calcarenite di Gravina), rappresentati da materiale clastico proveniente dall’erosione dei rilievi carbonatici dell’area garganica (Ciaranfi et al. 1983; Moretti et al. 2011). Successivamente, con il progressivo approfondimento dell’area, la sedimentazione carbonatica

viene sostituita da quella terrigena grazie all’arrivo di ingenti apporti silicoclastici di provenienza appenninica, che vanno a costituire una spessa successione pelitica (Argille Subappennine) diffusa in tutta l’area bradanica (Casnedi 1988; Moretti et al. 2011).

Gli studi geologici di superficie e i dati provenienti dall’esplorazione petrolifera hanno permesso di individuare tre diversi bacini d’avanfossa plio-pleistocenici (Zancleano, Piacenziano *p.p.* – Gelasiano e Calabriano *p.p.* – base Ioniano), sfasati nel tempo e nello spazio (Patacca & Scandone 2013). Nei primi due bacini l’interruzione della sedimentazione è imputabile all’avanzamento delle coltri appenniniche, mentre nel terzo ad una variazione del regime tettonico connesso ad un distacco dello *slab* litosferico precedentemente subdotto (Cinque et al. 1993; Hippolyte et al. 1994). Questo distacco è evidenziato da un improvviso arresto della subsidenza flessurale a scala regionale, cui fa seguito un sollevamento generalizzato della catena e del margine interno dell’avampese (Patacca & Scandone 2013).

La prima fase del bacino d’avanfossa è riferibile al Pliocene (Zancleano) ed è rappresentata da depositi silicoclastici di tipo *flysch* aventi uno spessore di oltre 1000 metri (Pieri et al. 2017) rinvenuti nell’Alta Val d’Agri nel corso dell’esplorazione petrolifera relativi al campo Monte Alpi. Tali depositi sono costituiti da arenarie torbiditiche alternate ad argille siltose con intercalazioni di microconglomerati (clasti prevalentemente di calcari ooidici e calcareniti bioclastiche a macroforaminiferi) e presenza di olistostromi derivati dalle coltri appenniniche in avanzamento (Patacca & Scandone 2013; Pieri et al. 2017).

La seconda fase è riferibile al Pliocene – Pleistocene inferiore *p.p.* (Piacenziano *p.p.* – Gelasiano) ed è costituita da una successione pelitico-arenacea (argille siltose con sottili intercalazioni di arenarie e sabbie fini), con un orizzonte calcarenitico nella parte alta, costituente un livello guida per correlazioni tra pozzi per la ricerca petrolifera a scala regionale (Crescenti 1975; Balduzzi et al. 1982; D’Andrea et al. 1993; Patacca & Scandone 2001). Alla base della sequenza sono presenti marne siltose emipelagiche, per uno spessore complessivo non superiore a 500 metri (Crescenti 1975; Patacca & Scandone 2001). Nel settore occidentale, in corrispondenza del fronte sepolto delle coltri appenniniche, l’intervallo superiore è rappresentato da un cuneo clastico torbiditico che appoggia in *onlap* sui carbonati apuli e contemporaneo alla parte alta dei depositi *thrust-top* del ciclo Piacenziano – Gelasiano (Patacca & Scandone 2013).

La fase più recente è riferibile al Pleistocene inferiore *p.p.* – base Pleistocene medio (Calabriano *p.p.* – base Ioniano) ed è testimoniata da depositi che non hanno subito significative deformazioni compressive (Patacca & Scandone 2001, 2004). In questi depositi è possibile riconoscere 5 intervalli connessi ad altrettanti periodi con diverse configurazioni traiettorie dei *thrusts* (Patacca & Scandone 2001, 2004), le cui caratteristiche, in ordine stratigrafico dal basso verso l’alto, sono riassumibili come segue (Patacca & Scandone 2013):

1. depositi emipelagici condensati riferibili al Santerniano (Calabriano inferiore), imputabili ad una sottoalimentazione del bacino connessa al raggiungimento del profilo di equilibrio nei bacini idrografici dell’area di alimentazione, condizione che verosimilmente si raggiunge durante l’avanzamento dell’alloctono su un lungo *thrust flat*;
2. un prisma clastico sintettonico di età alto-santerniana accumulato al piede della rampa frontale che contiene materiale esotico franato dalle coltri appenniniche e che verso l’esterno è rappresentato da un complesso di lobi deposizionali torbiditici;
3. depositi torbiditici canalizzati che poggiano in *onlap* sullo *slope* rappresentato dal fronte dell’alloctono, la cui deposizione è iniziata nell’Emiliano *p.p.* (Calabriano medio) in coincidenza con la cessazione dell’attività della rampa frontale per propagazione fuori sequenza dei *thrusts* attivi;
4. depositi torbiditici fini del Calabriano medio-superiore (fine Emiliano - Siciliano *p.p.*) costituenti un sistema trasgressivo connesso alla migrazione fuori sequenza dei *thrusts*, che portano al colmamento

- definitivo del bacino d’avanfossa permettendo lo sviluppo di uno *shelf*;
5. depositi di un sistema deltizio progradante caratterizzati da un progressivo aumento del rapporto sabbia/pelite e da una geometria cliniforme, che testimoniano, quindi, un rinnovato apporto sedimentario legato ad un ringiovanimento del rilievo in età tardo-siciliana; questo intervallo è rappresentato in superficie dalla parte alta delle Argille Subappennine.

Verso la fine del Pleistocene inferiore il quadro geodinamico della Fossa Bradanica va incontro a un drastico cambiamento, con l’arrestarsi della subsidenza e l’inizio di un progressivo sollevamento che porta al completo colmamento del bacino e al graduale ritiro del mare che procede da NW a SE dal fronte appenninico verso l’attuale posizione della costa ionica, con la conseguente emersione delle aree di sedimentazione plio-pleistoceniche (Demangeot 1965; Ambrosetti et al. 1982; Doglioni et al. 1994; Pieri et al. 1996; Pizzi 2003; D’Alessandro et al. 2003; Moretti et al. 2011). Il sollevamento subito dall’Avampaese Apulo dall’inizio del Pleistocene (Ciaranfi et al. 1983) è probabilmente connesso al coinvolgimento di una porzione di litosfera più spessa nel processo di subduzione (Doglioni et al. 1994), con conseguente diminuzione dei tassi di subduzione e inarcamento dell’avampaese (Pieri et al 2004).

In particolare, la regressione marina è stata controllata sia dal continuo sollevamento regionale che dalle numerose oscillazioni eustatiche succedutesi in tale periodo (Demangeot 1965; Parea 1986; Ascione et al. 2008). I depositi emipelagici delle Argille Subappennine sono stati quindi ricoperti dai depositi regressivi sabbioso-conglomeratici di mare basso e di delta, noti in letteratura come Formazione di Monte San Marco (Pieri et al. 2017). Il progressivo sollevamento regionale ha comportato fenomeni deposizionali ed erosivi sincroni su ampie porzioni di territorio, con la conseguente formazione di un *pediment* regionale di carattere sia erosivo che deposizionale (Moretti et al. 2011). La fase prettamente continentale è testimoniata da lembi alluvionali terrazzati a diverse quote, i più antichi dei quali non attribuibili agli attuali bacini idrografici, mentre i più recenti testimoniano l’approfondimento graduale di ampie valli, come quelle dei Fiumi Basento, Bradano, Basentello e Bibliso (Pieri et al. 2017).

7.2 Caratteristiche stratigrafiche

L’area di studio si colloca lungo il fronte dell’Appennino meridionale, ovvero nella zona della cosiddetta Fossa Bradanica (Sella et al. 1988; Boenzi et al. 2014; Pieri et al. 2017), un’area caratterizzata dalla presenza di sequenze silicoclastiche tardo-cenozoiche (Lanzafame & Tortorici 1976; Patacca & Scandone 2007; Calamita et al. 2011; Patacca & Scandone 2013; Boenzi et al. 2014; Pieri et al. 2017). Il riempimento della Fossa Bradanica, iniziato nel Pliocene, ha interessato un’ampia area di subsidenza dell’Avampaese Apulo (Ciaranfi et al. 1979) ed è caratterizzato da depositi terrigeni di ambiente prevalentemente marino (Ciaranfi et al. 1983; Pieri et al. 2017). I depositi di avanfossa giacciono su un *bedrock* carbonatico esposto principalmente a partire dal Tardo Cretaceo (Crescenti 1975).

La maggior parte dell’area di studio (Figura 6) è caratterizzata dalla presenza delle emipelagiti argilloso-limose note in letteratura come Argille Subappennine (Figura 7), che rappresentano la parte superiore delle successioni di riempimento del bacino (Casnedi 1978, 1988; Ciaranfi et al. 1983). Tali depositi contraddistinguono la marcata fase di subsidenza che ha interessato i settori più occidentali dell’Avampaese Apulo tra il Pliocene ed il Pleistocene inferiore (Doglioni et al. 1994; Moretti et al. 2011). Verso Est, nelle zone di avampaese tale unità poggia in continuità di sedimentazione su una unità di carbonati trasgressivi pliocenici di ambiente poco profondo (Casnedi & Moruzzi 1978; Iannone & Pieri 1979; Tropeano & Sabato 2000), mentre ad Ovest è presente un complesso torbido (Casnedi 1988, 1991).

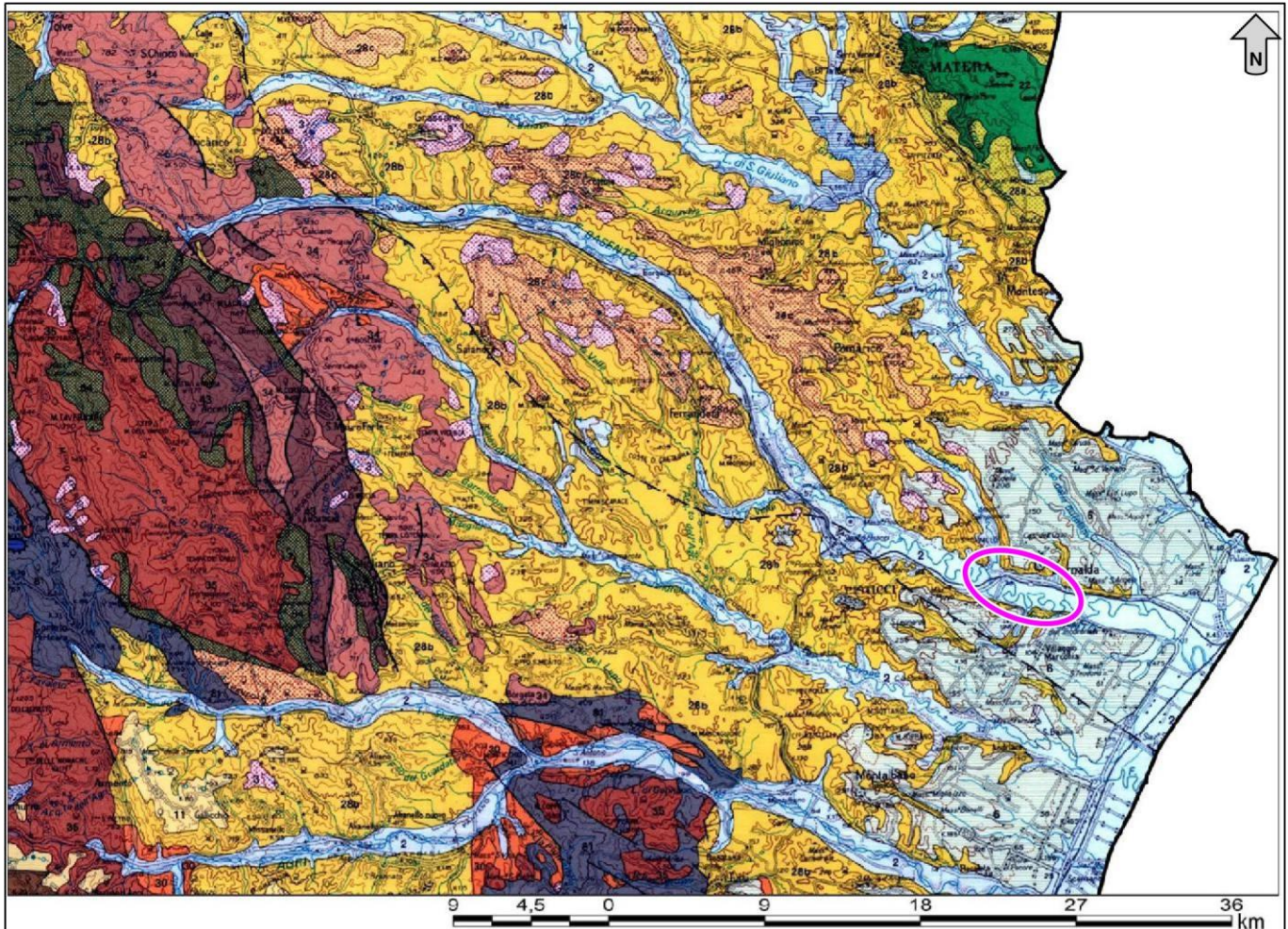


Figura 6 - Stralcio Carta Geologica dell'Appennino Meridionale Scala 1:250000 (da Bonardi et al. 1988). La legenda della carta è riportata nella figura seguente.



Figura 7 - Legenda della Carta Geologica dell'Appennino Meridionale Scala 1:250.000 (da Bonardi et al. 1988).

In corrispondenza del margine occidentale dell'avanfossa è presente il fronte sepolto della Catena Appenninica, che rappresenta l'orlo della rampa frontale più esterna del sistema *duplex*, attivo nel primo Pleistocene (Santerniano) e costituito prevalentemente da unità deformate pre-plioceniche (Mostardini & Merlini 1986; Patacca & Scandone 2001; Pieri et al 2004). La presenza dei depositi regressivi, continentali e/o marini poco profondi, sovrastanti le Argille Subappenniniche e l'incisione di valli profonde testimoniano esplicitamente il sollevamento dell'area avvenuto nel Quaternario (Pieri et al. 1994, 1996; Tropeano et al. 2002).

A partire dal Pleistocene medio, infatti, l'intero Avampaese Apulo è stato soggetto a un moderato sollevamento tettonico (Ciaranfi et al. 1983; Ricchetti et al. 1988; Doglioni et al. 1994; Gambini & Tozzi 1996), testimoniato a livello regionale dai depositi regressivi della Fossa Bradanica e dai depositi marini terrazzati lungo la costa, a quote decrescenti da più antichi ai più recenti (Tropeano et al. 2002; Pieri et al. 2017). Tali depositi, che vengono comunemente indicati con denominazioni differenti (Spalluto & Moretti 2006; Pieri et al. 2017), sono stati in passato descritti talora in continuità sulle Argille Subappenniniche (Boni et al. 1969; Cremonesi et al. 1971), talora come depositi marini terrazzati post-calabrianici (Jacobacci et al. 1967; Merla et al. 1969).

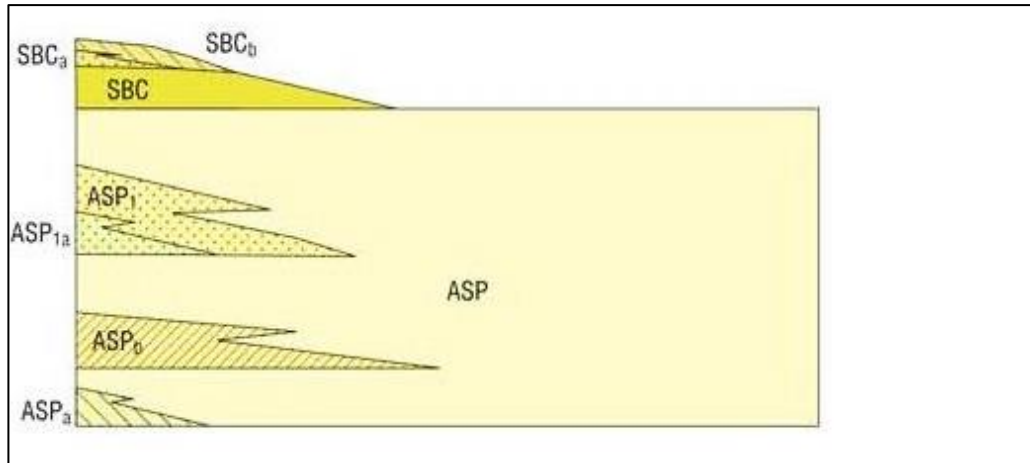


Figura 8 – Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi della Fossa Bradanica (ISPRA 2014a. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000, Foglio 490, Stigliano).



Figura 9 – Stralcio della carta geologica d'Italia 1:50.000 (riprodotta in scala 1: 15.000, foglio 508 Policoro) (da ISPRA 2016), con individuazione della tratta ferroviaria in esame (magenta).

Tralasciando il substrato pre-pliocenico, che risulta suddiviso in diverse unità tettoniche costituenti le falde appenniniche non affioranti nell'area di studio, l'assetto stratigrafico nel settore di interesse (Figura 8) può essere descritto attraverso diverse unità silicoclastiche di origine marina, riferibili al Pliocene e al Pleistocene inferiore

(Lanzafame & Tortorici 1976; Casnedi et al. 1982; Sella et al. 1988; Boenzi et al. 2014; Pieri et al. 2017). Tali unità sono generalmente ricoperte da depositi alluvionali del Pleistocene inferiore, medio e superiore (Sella et al. 1988; Boenzi et al. 2008, 2014; Pieri et al. 2017). Nel seguito viene descritto l’assetto litostratigrafico dell’area sulla base delle informazioni presenti in letteratura.

- **Unità della Fossa Bradanica** (Pliocene – Pleistocene inferiore): sono costituiti da depositi marini a composizione variabile da pelitico-sabbiosa a ghiaioso-conglomeratica (Pieri et al. 2017). Nella zona di studio sono rappresentati da due distinte successioni stratigrafiche, le Argille Subappennine e la Formazione di Monte San Marco (Lanzafame & Tortorici 1976; Casnedi et al. 1982; Sella et al. 1988; Calamita et al. 2011; Boenzi et al. 2014; Pieri et al. 2017).
 - **Argille Subappennine** (Pliocene – Pleistocene inferiore): questa formazione (Azzaroli et al. 1968; Valduga 1973) corrisponde alle Argille di Montesecco (Boni et al. 1969; Lanzafame & Tortorici 1976), alla Formazione di Mutignano (Calamita et al. 2011), alle Argille Azzurre (Cantelli 1960; Ricchetti 1965, 1967) e alle Argille di Gravina (Azzaroli et al. 1968). L’unità è riferibile all’intervallo Pliocene - Pleistocene inferiore (Emiliano) (Azzaroli 1968; Casnedi & Moruzzi 1978; Spalluto & Moretti 2006; Pieri et al. 2017) e costituisce la parte superiore della sequenza emipelagica post-torbiditica della successione di riempimento della Fossa Bradanica (Pieri et al. 2017). La formazione è costituita prevalentemente da alternanze di argille siltose e silt da argillosi a sabbiosi di colore grigio-azzurro (**ASP**), con frequenti ed intense bioturbazioni e laminazione generalmente piano-parallela, in strati di spessore variabile da pochi centimetri a oltre un metro, con foraminiferi bentonici e planctonici, gasteropodi e bivalvi; localmente sono presenti intercalazioni sabbiose variamente ghiaiose caratterizzate talvolta da gradazione diretta o laminazioni incrociate e superfici erosive evidenziate da resti vegetali e bioclasti (Lanzafame & Tortorici 1976; Spalluto & Moretti 2006; Calamita et al. 2011; Pieri et al. 2017). L’ambiente deposizionale è ascrivibile a mare aperto – piattaforma con eventi di tempesta, in un assetto di pendio deposizionale all’incirca omogeneamente e debolmente inclinato (rampa) verso le zone più profonde del bacino (Tropeano et al. 2002; Pieri et al. 2017). Lo spessore della formazione può essere stimato nell’ordine dei 1000 m (Lanzafame & Tortorici 1976; Casnedi et al. 1982; Sella et al. 1988; ISPRA 2014b), mentre quello dell’intera successione post-torbiditica è valutabile intorno ai 2000 m (Balduzzi et al. 1982; Casnedi et al. 1982). Nel settore prospiciente al fronte della catena in avanzamento la formazione presenta diversi cunei di depositi grossolani ascrivibili verosimilmente al mutevole equilibrio tra variazioni relative del livello del mare ed apporti sedimentari nel bacino provenienti dai settori emersi della catena (Pieri et al. 2017), con conseguenti progradazioni degli ambienti costieri e deltizi. Dal basso verso l’alto, si distinguono i seguenti membri, con spessori che diminuiscono da Ovest ad Est fino ad annullarsi:
 - Conglomerati, calcareniti bioclastiche, sabbie a laminazione incrociata di ambiente neritico (**ASP_a**), costituenti localmente la base della formazione in discordanza sul fronte alloctono sepolto ed aventi uno spessore massimo di una decina di metri (ISPRA 2014a);
 - Arenarie grossolane e microconglomerati con bioclasti, sabbie in lenti (**ASP_b**) con gasteropodi e bivalvi (ISPRA 2014b);
 - **Conglomerato di Serra del Cedro** (Loiacono & Sabato 1987), costituente un corpo deltizio avente spessore massimo in affioramento di circa 400 m (Pieri et al. 2017), ma che raggiunge in profondità uno spessore complessivo di circa 1200 m (Balduzzi et al. 1982); i depositi sono rappresentati da conglomerati poligenici da poco a ben cementati (**ASP₁**), generalmente clasto-sostenuti in matrice da microconglomeratica a sabbiosa (localmente abbondante), in strati di spessore variabile da pochi decimetri ad una decina di metri, con intercalazioni decimetriche (localmente lentiformi) di sabbie e sabbie argillose (Sabato 1984; Loiacono & Sabato 1987; Pieri et al. 2017); i livelli conglomeratici mostrano a luoghi superfici canalizzate, una gradazione diretta o inversa, e *foreset* ad alto o basso

angolo; i clasti, in prevalenza arenacei e in minor misura carbonatici (a luoghi granitici) sono in genere ben arrotondati, talora appiattiti ed embriciati, con dimensioni da pochi centimetri ad oltre 20 cm, e localmente recano fori di organismi litofagi; nella parte bassa del conglomerato di Serra del Cedro è presente un intervallo prevalentemente sabbioso (**ASP1a**) avente spessore di una decina di metri e costituito da sabbie medie e fini in strati decimetrici con intercalazioni di conglomerati poligenici clasto-sostenuti eterometrici (Pieri et al. 2017).

- **Formazione di Monte San Marco** (Pleistocene inferiore): la formazione, corrispondente alle Sabbie e Conglomerati di Monte San Marco (Sabato 1996), presenta un limite transizionale con le sottostanti Argille Subappennine ed è costituita da depositi prevalentemente sabbioso-arenacei e sabbioso-conglomeratici, caratterizzati da uno spessore variabile fino a circa 80 metri (ISPRA 2014a, 2017; Pieri et al. 2017). In particolare, la successione è formata da alternanze di sabbie (localmente calcaree) ed arenarie (a luoghi variamente ghiaiose) passanti verso l’alto ad alternanze di sabbie, arenarie e conglomerati poligenici clasto-sostenuti in livelli decimetrici (**SBC**), che presentano laminazione piane oblique, strutture incrociate concave e geometrie cuneiformi che si chiudono verso mare (Pieri et al. 2017). Le sabbie hanno granulometria da fine a grossolana, si presentano spesso bioturbate e con laminazioni incrociate o parallele ed oblique a basso angolo (*hummocky*); localmente sono ricche di bioclasti (lammellibranchi, gasteropodi e scafopodi) e presentano superfici erosive; talora sono presenti sottili livelli lentiformi di argille (Pieri et al. 2017). L’ambiente di sedimentazione è riferibile nella parte bassa alla fascia di transizione mare aperto/piattaforma (*offshore*) - spiaggia sommersa (*shoreface*) con evoluzione verso l’alto all’avanspiaggia (*foreshore*) (Sabato 1996; ISPRA 2014; Pieri et al. 2017). La parte alta della sequenza è caratterizzata dall’intercalazione nelle sabbie a varie altezze di sette corpi conglomeratici cuneiformi (lenti) attribuibili a sistemi deltizi progradanti (**SBCba-bg**), che sulla base di criteri altimetrici e sequenziali potrebbero essere riferibili a quattro fasi di stazionamento del livello del mare (Pieri et al. 2017). I suddetti corpi conglomeratici deltizi cuneiformi (Figura 10) occupano quasi sempre la porzione sommitale delle locali successioni sabbiose e, di conseguenza, dei rilievi collinari bradanici (Pieri et al. 2017); localmente hanno una base erosiva e sono caratterizzati come segue (Pieri et al. 2017):

- **Conglomerato di Giumentarizzo**: conglomerati con rare intercalazioni arenacee (**SBCba**), clinostratificati con *foreset* immergenti verso SE; spessore circa 8 metri;
- **Conglomerato di Madonna della Pietà di Irsina**: conglomerati con base erosiva recanti intercalazioni sabbiose ed arenacee (**SBCbb**) riferibili a un delta di tipo Gilbert dominato dalle onde (Massari & Parea 1990; Sabato 1996, 2003); spessore variabile fino ad un massimo di circa 60 metri;
- **Conglomerato di Grassano**: conglomerati (**SBCbc**) riferibili a un piccolo delta di tipo Gilbert (Tropeano et al. 2002; Sabato 2003; Pieri et al. 2004), passante verso l’alto ad ambienti di spiaggia ed infine ad ambienti continentali; spessore circa 12 metri;
- **Conglomerato di Masseria D’Amati**: conglomerati (**SBCbd**) con intercalazioni sabbiose con spessore di circa 8-10 metri;
- **Conglomerato di Serra Siggiano**: conglomerati (**SBCbe**) con intercalazioni sabbiose più frequenti nella parte inferiore; spessore circa 30 metri;
- **Conglomerato di Masseria Cecere**: conglomerati (**SBCbf**) in brusco contatto basale su facies sabbiose, riferibili ad un delta dominato dalle onde; spessore affiorante circa 20 metri;
- **Conglomerato di Sant’Antonio Abate**: conglomerati (**SBCbg**) a clasti prevalentemente arenacei, in appoggio erosivo sulle sabbie sottostanti e recanti livelli sabbiosi variamente ghiaiosi da tabulari a lentiformi; spessori variabili fino ad un massimo di 60 metri.

Localmente il passaggio dalle sottostanti sabbie ai conglomerati della parte alta della formazione è costituito da un livello di sabbie massive a granulometria grossolana di colore rosso scuro (**SBCa**), avente

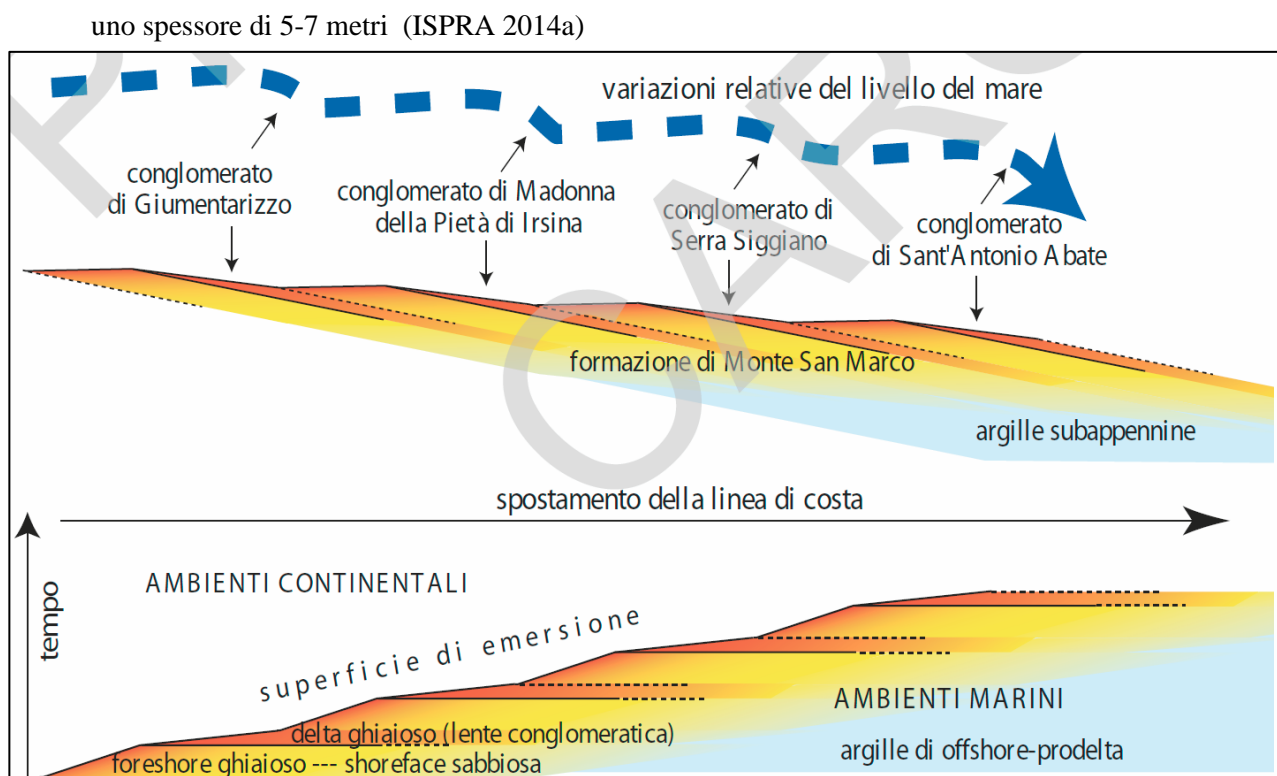


Figura 10 – Schema stratigrafico delle Argille Subappennine e della formazione di Monte S. Marco (successione prevalentemente sabbiosa con intercalazione di corpi ghiaiosi cuneiformi), derivante dal rilevamento della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50000, Foglio 471, Irsina (da ISPRA 2017).

- **Depositi alluvionali non attribuibili agli attuali bacini idrografici** (Pleistocene inferiore – medio?): sono costituiti da depositi continentali conglomeratici e sabbiosi per i quali non è possibile risalire al bacino idrografico di appartenenza e che giacciono in discordanza sui sottostanti depositi della Fossa Bradanica. L’individuazione di superfici di disconformità ha permesso la distinzione di 3 sintemi, elencati di seguito dal più antico: sintema di Ponte dell’Acqua, sintema di Fosso Macello, sintema di Santa Maria d’Irsi (Sabato 1996; Pieri et al. 1997).
 - **Sintema di Ponte Dell’Acqua:** conglomerati grossolani poligenici (**PCQ**) fortemente eterometrici (clasti fino a 50 cm) con matrice sabbioso-limosa di colore rossastro, in strati e banchi di spessore metrico, a luoghi con livelli argillosi massivi; i depositi poggiano in contatto erosivo e discordante sia sul Conglomerato di Serra del Cedro che sulle Argille Subappennine. Ambiente di conoide alluvionale e spessore massimo circa 150 metri (Sabato 1984; Loiacono & Sabato 1987).
 - **Sintema di Fosso Macello:** depositi sabbiosi fini e/o ghiaiosi (localmente clinostatificati) con abbondante matrice terroso-argillosa di colore rossastro (**SFM**), estremamente discontinui; poggiano in discordanza sulla formazione di Monte San Marco lungo superfici erosive molto irregolari e frequentemente a base canalizzata (Pieri et al. 2017). Ambiente continentale (alluvionale o retrodunale) e spessore molto variabile fino a un massimo di oltre 10 metri (Sabato 1996).
 - **Sintema di Santa Maria D’Irsi:** depositi conglomeratici o sabbioso-terrosi (**SMS**), frequentemente disorganizzati, poggianti in erosione sia sulle unità della Fossa Bradanica che sul sintema di Ponte dell’Acqua. Sono riferibili a parziale riempimento di paleoincisioni; spessore variabile fino a un massimo di circa 10 metri (Pieri et al. 2017).

- **Depositi alluvionali distinti per bacino di pertinenza** (Pleistocene medio - superiore): i lembi alluvionali terrazzati presenti a diverse quote sui versanti dei principali corsi d'acqua (Fiume Basento e Fiume Bradano con i suoi affluenti Torrente Bilioso e Torrente Basentello) sono stati suddivisi in 4 supersintemi (ciascuno poggiante su una evidente superficie erosiva), a causa delle peculiarità morfologiche che contraddistinguono ogni bacino, della scarsità di indicazioni cronologiche e della conseguente forte difficoltà di correlazione tra i depositi delle diverse valli (Pieri et al. 2017). Il rinvenimento di manufatti litici riferibili al Paleolitico inferiore-medio (Boenzi et al. 1978) nei depositi appartenenti al sintema di Piano Focaccia - Masseria Orlandi nella valle del Fiume Basento, ha permesso di attribuirli alla parte alta del Pleistocene medio, consentendo una generale suddivisione cronologica dei sintemi relativi al F. Basento (Pieri et al. 2017).
 - **Supersintema del Fiume Basento** (Pleistocene medio *p.p.*): costituito da quattro sintemi con basi erosive pressoché orizzontali, i cui depositi, prevalentemente ghiaioso-sabbiosi (**BT**) presentano generalmente il passaggio dell’ambiente di sedimentazione da fluviale *braided* a piana alluvionale (Pieri et al. 2017).
 - **Sintema di Serravuzzo** (Pleistocene medio *p.p.*): inferiormente depositi conglomeratici (**RVZ**), superiormente alternanze di sabbie e silt con intercalazioni di lenti conglomeratiche; i depositi affiorano fra 370 e 390 metri di quota ed hanno uno spessore di circa 10 metri (Pieri et al. 2017).
 - **Sintema di Piano Focaccia-Masseria Orlandi** (Pleistocene medio *p.p.*): depositi costituiti dal basso verso l’alto da conglomerati debolmente cementati (**PFC**), alternanze di lembi conglomeratico-sabbiosi, sabbie e sabbie argillose; i depositi affiorano fra 330 e 340 metri di quota ed hanno uno spessore di circa 10 metri (Pieri et al. 2017).
 - **Sintema di Masseria Decuzzi** (Pleistocene superiore *p.p.*): depositi costituiti dal basso verso l’alto da conglomerati eterometrici (prevalenti) e da sabbie e sabbie siltose con intercalazioni di sottili livelli conglomeratici (**MDZ**); i depositi affiorano fra 260 e 320 metri di quota ed hanno uno spessore di circa 7-8 metri (Pieri et al. 2017).
 - **Sintema di Masseria Linzalata** (Pleistocene superiore *p.p.*): depositi sabbioso-conglomeratici (**SLZ**) affioranti tra 202 e 318 metri di quota, con uno spessore medio di circa 2-3 metri (Pieri et al. 2017).
- **Depositi alluvionali recenti** (Pleistocene superiore - Olocene): limi, argille e sabbie (**bb**) alle quali si intercalano localmente lenti conglomeratiche (Lanzafame & Tortorici 1976; Calamita et al. 2011; Pieri et al. 2017). Costituiscono ripiani elevati di alcuni metri rispetto agli alvei attuali, progressivamente in diminuzione verso la costa (Lanzafame & Tortorici 1976).
- **Depositi alluvionali attuali** (Olocene): si rinvencono diffusamente in corrispondenza dei fondovalle più estesi ed importanti; sono costituiti da ciottoli arrotondati di varie dimensioni (**ba**), generalmente immersi in una matrice sabbiosa progressivamente più abbondante man mano che ci si avvicina alla foce; localmente sono presenti intercalazioni di lenti sabbioso-limose (Lanzafame & Tortorici 1976; Pieri et al. 2017; De Musso et al. 2020).

7.3 Caratteristiche strutturali

Per quanto concerne l’evoluzione tettonica, i settori esterni dell’Appennino meridionale sono caratterizzati da tre importanti fasi deformative (Corrado et al. 1997; Di Bucci et al. 1999), chiaramente connesse con la strutturazione ed il sollevamento della catena a falde (Patacca et al. 1992; Di Bucci et al. 1999; Patacca & Scandone 2007; Bonardi et al. 2009):

- la **fase compressiva** (Miocene inferiore – Pliocene) è contraddistinta dallo sviluppo di sottili ed estesi *thrust sheet* a vergenza orientale, al di sotto dei quali il dominio apulo si deforma in una serie di *horses* ricoperti da un sistema di tipo *duplex* (Patacca & Scandone 1989; Lentini et al. 1990; Corrado et al. 1997; Di Bucci et al. 1999; Patacca & Scandone 2007);
- la **fase trascorrente** (Pliocene – Pleistocene inferiore) è caratterizzata da importanti sistemi di faglie ad asse

N-S ed E-W, che coinvolgono sia le unità tettoniche superficiali che quelle più profonde, derivanti dalla deformazione del dominio apulo sepolto (Patacca et al. 1992; Corrado et al. 1997; Di Bucci et al. 1999; Scrocca & Tozzi 1999);

- la **fase estensionale** (Pleistocene medio – Olocene) è contraddistinta da estesi sistemi di faglie normali a direzione circa SW-NE e NW-SE, che hanno portato alla definizione degli attuali assetti geologici ed alla creazione di importanti strutture tettoniche a carattere regionale (Corrado et al. 1997; Di Bucci et al. 1999).

In particolare, l'area di studio ricade interamente nel dominio di avanfossa, il cui assetto strutturale è strettamente correlato alla tettonica attiva tra il Pliocene ed il Pleistocene. I depositi stratigraficamente più bassi affioranti nella Fossa Bradanica, noti in letteratura come Argille Subappennine, sono caratterizzati da un generale assetto monoclinale, comunemente immergente verso Est e NE. Le inclinazioni degli strati (Figura 11) sono variabili tra i 35° circa del fronte appenninico e gli 0° nei settori più esterni (ISPRA 2017). In tutta la porzione intermedia, invece, le inclinazioni presentano valori intermedi, mediamente compresi tra i 15°-20° della zona occidentale ed i 5°-10° della zona di Pisticci (ISPRA 2014a, 2014b). Tale assetto appare chiaramente imputabile alle fasi deformative del fronte alloctono sepolto successive alla deposizione delle Argille Subappennine (Pieri et al. 2017).

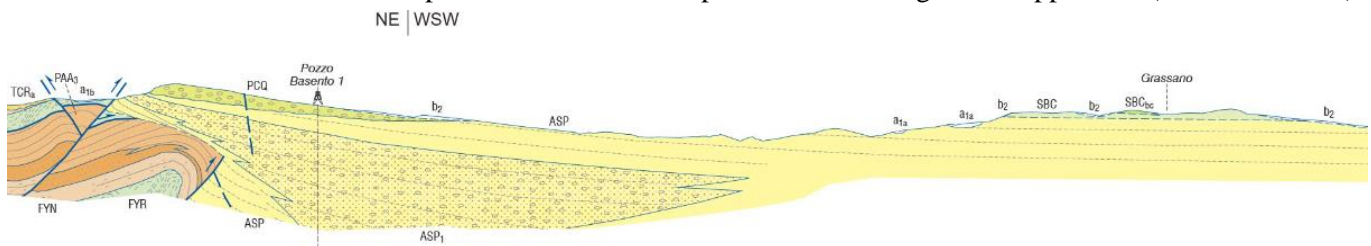


Figura 11 – Stralcio Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000, Foglio 471, Irsina e stralcio sezione geologica A-A’ tra gli abitati di Tricarico e Grassano (ISPRA).

La Formazione di Monte San Marco, stratigraficamente sovrapposta alle Argille Subappennine, non presenta giaciture indotte da tettonica. Le strutture all’interno della successione sono imputabili unicamente ai meccanismi di messa in posto dei depositi e, in generale, sono rappresentate da geometrie cliniformi fino a 30° di inclinazione su facies sabbiose sub-orizzontali (Pieri et al. 2017). Le differenti quote di affioramento che caratterizzano questa formazione sono comunemente attribuite al rapporto fra sedimentazione e tettonica in un’area di intenso sollevamento (Pieri et al. 1997; Tropeano et al. 2002; Sabato et al. 2004).

Alcune faglie con cinematica incerta sono state ipotizzate in corrispondenza e in prossimità del depocentro della Fossa Bradanica, tra le valli del Torrente Bilioso e del Fiume Bradano (ISPRA 2017). Queste strutture, con orientazione limitate e orientazioni variabili, non dislocano significativamente i depositi presenti e, pertanto, assumono una scarsa rilevanza nel contesto strutturale dell’area. Diverse faglie ad alto angolo, con direzione sia appenninica che antiappenninica, dislocano invece i depositi alluvionali terrazzati e le sottostanti Argille Subappennine nella zona di Serra del Cedro, proprio al di sopra del fronte alloctono sepolto (Pieri et al. 2017).

8 ASSETTO GEOLOGICO LOCALE

Le analisi effettuate ed i rilievi di campo condotti hanno permesso di distinguere e cartografare differenti unità geologiche, relative sia a sequenze sedimentarie di substrato che a successioni clastiche di copertura. In particolare, 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 raccolti attraverso il rilevamento geologico di superficie e le numerose indagini geognostiche a disposizione.

8.1 Assetto litostratigrafico

Nei settori di stretto interesse progettuale, quindi, sono state individuate e perimetrare diverse unità geologiche, di seguito descritte dal basso verso l’alto stratigrafico. Si sottolinea che, seguendo i criteri definiti dal Servizio Geologico (Pasquaret et al. 1992), le successioni sono state suddivise utilizzando unità stratigrafiche convenzionali, talora ulteriormente suddivise in membri e litofacies caratterizzate da peculiari caratteristiche litologiche, sedimentologiche e stratigrafiche.

8.1.1 Unità della Fossa Bradanica

Nell’area di studio, le successioni stratigrafiche della Fossa Bradanica sono rappresentate da una singola unità geologica, nota in letteratura come Argille Subappennine. L’unità affiora lungo i rilievi collinari che bordano il fondovalle del Fiume Basento e rappresenta il substrato geologico dell’intera area di studio.

8.1.1.1 Argille Subappennine

La formazione in esame si rinviene nel settore settentrionale dell’area di studio, sia lungo i rilievi collinari che bordano la piana del Fiume Basento che al di sotto dei terreni di copertura più recenti. Si tratta di depositi marini di piattaforma e scarpata superiore, costituiti da una singola litofacies a composizione argilloso-limosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante su unità non affioranti nell’area e presentano uno spessore massimo di circa 1000 m. Dal punto di vista cronologico, questi terreni sono riferibili all’intervallo Pleistocene inferiore – Pleistocene medio.

La litofacies argilloso-limosa (**ASP**) è formata da argille limose e limi argillosi di colore grigio e grigio-azzurro (Foto 1), marrone e giallastro per alterazione, in strati da sottili a molto spessi, generalmente poco evidenti e a laminazione piano-parallela, con sottili e frequenti intercalazioni di argille marnose, sabbie limose e sabbie medio-fini; nella parte bassa della sequenza le argille passano eteropicamente a sabbie quarzoso-micacee di colore grigio e giallo-ocra, a grana fine, massive o a stratificazione piano-parallela; nella parte alta della sequenza sono presenti strati da molto sottili a medi di vulcanoclastiti gradate a grana fine, cui si associano lamine di cineriti grigio-biancastre.



Foto 1 – Affioramento della litofacies argilloso-limosa delle Argille Subappennine (ASP) alla base del rilievo su cui sorge il centro abitato di Bernalda, nella zona settentrionale dell’area di studio.

8.1.2 Depositi continentali quaternari

I depositi continentali quaternari sono rappresentati, nei settori di interesse progettuale, da cinque distinte unità, di natura prevalentemente alluvionale, eluvio-colluviale e antropica. Tali terreni si rinvencono in tutta la zona di studio e, in particolare, lungo il fondovalle del Fiume Basento.

8.1.2.1 Depositi alluvionali antichi

Questi depositi affiorano nelle aree di raccordo tra i versanti e il settore di piana alluvionale del Fiume Basento e nei settori più esterni dello stesso, in corrispondenza di superfici terrazzate o conoidi. Si tratta di depositi continentali di canale fluviale, argine, conoide alluvionale, piana inondabile e lago di meandro, costituiti da due differenti litofacies a composizione ghiaioso-sabbiosa e limoso-argillosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche e presentano uno spessore massimo superiore a 30 m. Questi terreni sono riferibili al Pleistocene superiore? – Olocene.



Foto 2 – Affioramento della litofacies ghiaioso-sabbiosa dei Depositi alluvionali antichi (bc1) nel settore settentrionale dell’area di studio, a Sud del centro abitato di Bernalda.

La litofacies ghiaioso-sabbiosa (**bc1**) è formata da ghiaie poligeniche ed eterometriche, da sub-angolose a sub-arrotondate, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio, marrone e giallastro, da scarsa ad abbondante (Foto 2); a luoghi si rinvengono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio e giallastro, a struttura indistinta o laminata, con abbondanti ghiaie poligeniche da sub-angolose a sub-arrotondate.

La litofacies limoso-argillosa (**bc3**) è formata da argille limose e limi argillosi di colore grigio e marrone, talora ocre o nocciola (Foto 3), a struttura indistinta o laminata, con rare ghiaie poligeniche da sub-angolose a sub-arrotondate; a luoghi si rinvengono intercalazioni sabbie limose giallastre e passaggi di limi argilloso-sabbiosi marroni e bruno-rossastri; talora sono presenti sottili lenti di ghiaie poligeniche di dimensioni millimetriche e centimetriche, da sub-arrotondate ad arrotondate.



Foto 3 - Litofacies limoso-argillosa dei Depositi alluvionali antichi (bc3) nel foro di sondaggio S-V28, tra i 20.0 ed i 25.0 m dal p.c..

8.1.2.2 Depositi alluvionali recenti

L'unità in esame affiora in corrispondenza della piana alluvionale del Fiume Basento, nel settore meridionale dell'area di studio e, più limitatamente, lungo l'alveo di alcuni corsi d'acqua secondari. Si tratta di depositi continentali di canale fluviale, argine, conoide alluvionale, piana inondabile e lago di meandro, costituiti da una singola litofacies a composizione sabbioso-limosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche e sono caratterizzati da uno spessore massimo superiore a 19 m. Dal punto di vista cronostatigrafico, i depositi in questione sono ascrivibili all'Olocene.

La litofacies sabbioso-limosa (**bb2**) è formata da sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, marrone e giallastro, a struttura indistinta o laminata, con locali ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di limi argilloso-sabbiosi marroni e lenti di ghiaie poligeniche ed eterometriche, da sub-angolose a sub-arrotondate, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio e marrone, generalmente abbondante.

8.1.2.3 Depositi alluvionali attuali

Questi depositi affiorano lungo l'alveo del Fiume Basento. Si tratta di depositi continentali di canale fluviale, argine e piana inondabile, costituiti da una singola litofacies a composizione ghiaioso-sabbiosa. Tali terreni poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche e presentano uno spessore massimo di circa 2 m. Dal punto di vista cronostatigrafico, i depositi in questione sono riferibili all'Olocene - Attuale.

L’unica litofacies riferibile a tale unità (**ba1**) è costituita da ghiaie poligeniche ed eterometriche, da sub-angolose a sub-arrotondate, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio, giallastro e avana, da scarsa ad abbondante; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie limose, limi sabbiosi e limi argillosi di colore grigio, marrone e giallastro, a struttura indistinta o debolmente laminata, con abbondanti ghiaie poligeniche da sub-angolose a sub-arrotondate.

8.1.2.4 Coltri eluvio-colluviali

I terreni in esame si rinvencono nel settore settentrionale dell’area di studio, nelle zone impluviali o alla base dei versanti più importanti ed estesi. Si tratta di depositi continentali di versante, dilavamento e alterazione del substrato, costituiti da una singola litofacies a composizione limoso-argillosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche e sono caratterizzati da uno spessore massimo di circa 3 m. Questi terreni sono riferibili all’Olocene – Attuale.



Foto 4 – Coltri eluvio-colluviali (b2) affioranti alla base dei rilievi presenti nel settore nord-occidentale dell’area di studio.

La litofacies limoso-argillosa (**b2**) è formata da limi argillosi, argille sabbiose e limi argilloso-sabbiosi di colore marrone e bruno-rossastro (Foto 4), a struttura indistinta, con diffusi resti vegetali e locali ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie limose e limi sabbiosi di colore marrone, grigio e giallastro, a struttura indistinta, con diffusi resti vegetali e frequenti ghiaie poligeniche da sub-angolose a sub-arrotondate.

8.1.2.5 Riporti antropici

Nella zona di studio, questi terreni si rinvencono in corrispondenza dei nuclei industriali, degli argini artificiali del Fiume Basento e lungo le principali reti stradali e ferroviarie. Si tratta di depositi continentali di genesi antropica, costituiti da una singola litofacies a composizione ghiaioso-sabbiosa. Poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle unità più antiche e presentano uno spessore massimo di circa 3 m. Dal punto di vista cronostatigrafico, i depositi in questione sono riferibili all’Attuale.



Foto 5 – Area antropizzata di Bernalda Scalo, caratterizzata da spessori più o meno variabili di Riporti antropici (h), nel settore nord-orientale dell’area di studio.

Sotto il profilo sedimentologico, l’unica litofacies riferibile a tale unità (h) è formata prevalentemente da ghiaie poligeniche ed eterometriche, da angolose a sub-arrotondate (Foto 5), con locali frammenti di laterizi, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio e nocciola, da scarsa ad abbondante; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie e sabbie limose grigie, marroni e giallastre, a struttura indistinta, con diffusi resti vegetali e abbondanti ghiaie poligeniche da sub-angolose a sub-arrotondate.



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	34 di 97

8.2 Assetto strutturale

La strutturazione geometrica dei depositi affioranti e il loro relativo assetto giaciturale derivano, essenzialmente, dall’evoluzione tettonica che ha scandito la storia di questo settore dell’Appennino meridionale. In generale, le principali strutture tettoniche risultano parzialmente o completamente 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.

L’assetto giaciturale dei termini litologici affioranti è direttamente connesso agli elementi tettonici che li hanno interessati e alle specifiche caratteristiche degli ambienti deposizionali in cui si sono formati. In generale, i litotipi del substrato costituiscono estese strutture monoclinali immergenti verso SE, in direzione della costa ionica. L’inclinazione degli strati è generalmente maggiore nel settore occidentale, in prossimità del fronte della catena, e tende a diminuire progressivamente verso est, in direzione del depocentro del bacino.



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	35 di 97

9 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO REGIONALE

La morfologia superficiale della Fossa Bradanica è fortemente condizionata dalle caratteristiche litologiche dei litotipi affioranti e dall’evoluzione geologico-strutturale dell’area. Quest’ultima, in particolare, è strettamente connessa al sollevamento della Catena Appenninica che ha prodotto, nel corso del tempo, costanti incrementi dell’energia di rilievo e marcati approfondimenti del reticolo idrografico (Calamita et al. 2011). A partire dal Pleistocene medio, all’attività tettonica si sono sovrapposti ripetuti cambiamenti climatici e oscillazioni eustatiche, oltre che l’attività antropica nell’ultima parte dell’Olocene (Boenzi et al. 1986; Abbott & Velastro 1995; Boenzi et al. 2008; Piccarreta et al. 2011, 2012a).

Le unità stratigrafiche plio-quadernarie dell’area bradanica possono quindi essere riferite a due stadi sedimentari successivi. Il primo stadio è quello di avanfossa, rappresentato nella parte affiorante da una successione sedimentaria regressiva continua di cui fanno parte le Argille Subappennine e la Formazione di Monte San Marco (Cilumbriello et al. 2008; Pieri et al. 2017). Il secondo stadio è quello di post-avanfossa, verificatosi dopo l’emersione e costituito da depositi alluvionali (i più antichi appartenenti a una rete di drenaggio diversa da quella attuale) in appoggio discordante sui depositi marini più antichi (Sabato 1996; Boenzi et al. 2014; Pieri et al. 2017).

9.1 Forme del rilievo

L’assetto morfologico dell’area della Fossa Bradanica è caratterizzato da numerosi rilievi collinari incisi da corsi d’acqua di importanza variabile, defluenti in direzione della costa ionica. Spesso, i rilievi sono contraddistinti da una sommità grossomodo tabulare, costituita in parte da facies conglomeratico-sabbiose di origine marine, come quelle dalla Formazione di Monte San Marco, e in parte da lembi relitti dell’antica pianura alluvionale formatasi dopo il ritiro del mare, che si estendeva verso E SE dal fronte della catena appenninica (Boenzi et al. 2014). I rilievi si estendono da NW a SE con una quota massima decrescente all’incirca da 600 m s.l.m. (zone di Grassano – Salandra) fino a 150 m s.l.m. (fascia prospiciente la costa ionica tra Bernalda e Montalbano Ionico).

Nel settore prospiciente le falde del fronte appenninico i versanti collinari sono in parte costituiti da depositi conglomeratico-sabbiosi. Questi litotipi sono riferibili all’unità del Conglomerato di Serra del Cedro (Loiacono Sabato 1987; Pieri et al. 2017) e costituiscono un corpo deltizio intercalato alle Argille Subappennine, affiorante con uno spessore variabile da circa 400 metri in località Serra del Cedro a poche decine di metri a M. Morrone (Loiacono & Sabato 1987; Pieri et al. 2017).

Nella zona centrale dell’area di studio i rilievi collinari sono incisi dal fondovalle del Fiume Basento, che presenta un andamento prima perpendicolare al fronte della catena e quindi devia progressivamente verso SE, in direzione della foce nel Mar Ionio. Il Fiume Basento, come gli altri corsi d’acqua di una certa rilevanza, ha inciso profondamente la propria valle a partire dal Pleistocene medio in conseguenza del sollevamento dell’area (Pieri et al. 2017). Tale sollevamento ha avuto un andamento instabile ed è testimoniato da quattro ordini di terrazzi alluvionali sviluppatisi durante il Pleistocene medio e superiore (Boenzi et al. 1978; Boenzi et al. 2014; Pieri et al. 2017) e da un complesso sistema di terrazzi marini costieri (Figura 12) descritti di seguito (Brückner 1980; Caputo et al. 2010; Boenzi et al. 2014; Pieri et al. 2017).

Nell’area dei rilievi collinari compresi tra gli abitati di Montalbano-Bernalda e la Piana di Metaponto, all’incirca tra le quote 30 e 380 m s.l.m. (Gioia et al. 2018), sono presenti depositi sabbioso-ghiaiosi e conglomeratici appartenenti a diversi ordini di terrazzi marini (Figura 12). Questi depositi, con spessori variabili fino a circa 30 metri (Brückner 1980; Ciaranfi et al. 1988; Bozzano et al. 1991; Bozzano & Scarascia Mugnozza 1994), presentano una estensione areale molto variabile ed una età compresa all’incirca tra 55000 e 590000 anni circa (Gioia et al.

2018). Lo sviluppo di questo ingente numero di terrazzi marini in un’ampia fascia di quote è imputabile all’interazione tra un moderato sollevamento tettonico, mediamente inferiore a 1 mm/anno (Caputo et al. 2010) e le variazioni eustatiche del livello del mare a partire dal tardo Pleistocene inferiore (Gioia et al. 2018).

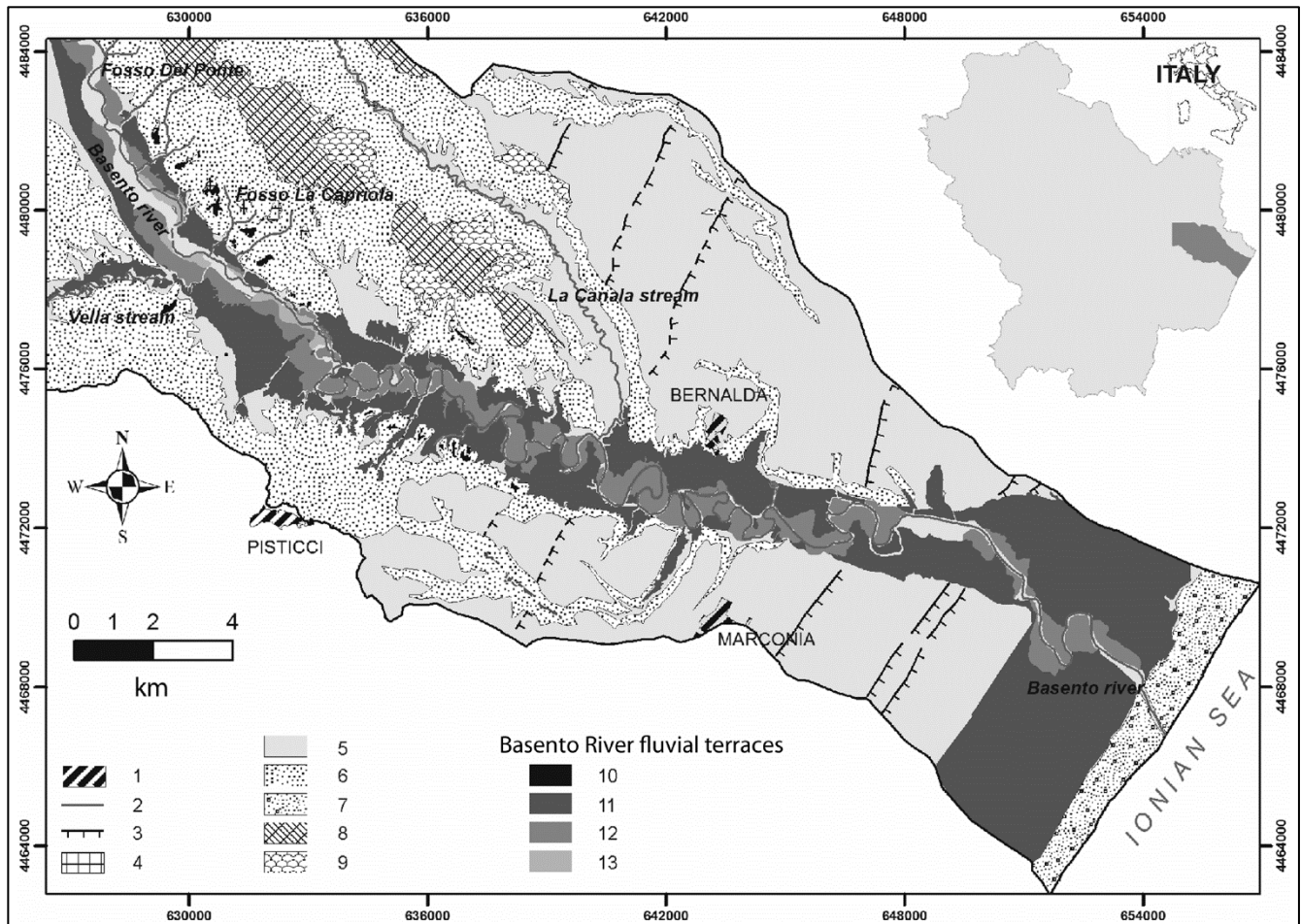


Figura 12 - Mappa geomorfologica della bassa valle del F. Basento (da Piccarreta et al. 2012a): 1) città principali; 2) corsi d'acqua principali; 3) bordo dei terrazzi marini; 4) *pediment* al piede dei rilievi; 5) terrazzi marini; 6) argille; 7) depositi costieri; 8) sabbie e conglomerati; 9) detriti di frana; 10) terrazzi fluviali pleistocenici; 11) terrazzi fluviali dell’Olocene medio-superiore; 12) terrazzi fluviali dell’Olocene superiore; 13): terrazzi fluviali recenti.

Le superfici sommitali dei terrazzi, con geometria grossomodo tabulare, sono bordate da scarpate circa parallele all’attuale linea di costa (Figura 13) e presentano una debole inclinazione verso NE e SE (Pieri et al. 2017; Gioia et al. 2018). Tale inclinazione è parzialmente connessa sia alla messa in posto dei depositi che al sollevamento neotettonico differenziale (Polemio et al. 2003), con un basculamento più pronunciato per gli ordini più antichi rispetto a quelli più recenti (Bozzano & Scarascia Mugnozza 1994; Polemio et al. 2003). I terrazzi marini sono inoltre incisi da una rete di drenaggio secondario di tipo “a traliccio”, che alimenta le valli tributarie dei tre fiumi principali, ovvero il Bradano, il Basento ed il Cavone (Gioia et al. 2018). Le caratteristiche dell’area inducono a considerare che il reticolo idrografico sia soggetto ad un forte controllo strutturale da parte di un sistema pervasivo di fratture ortogonali, che potrebbe essere attribuito alla propagazione verso est del fronte appenninico sepolto (Gioia et al. 2018).

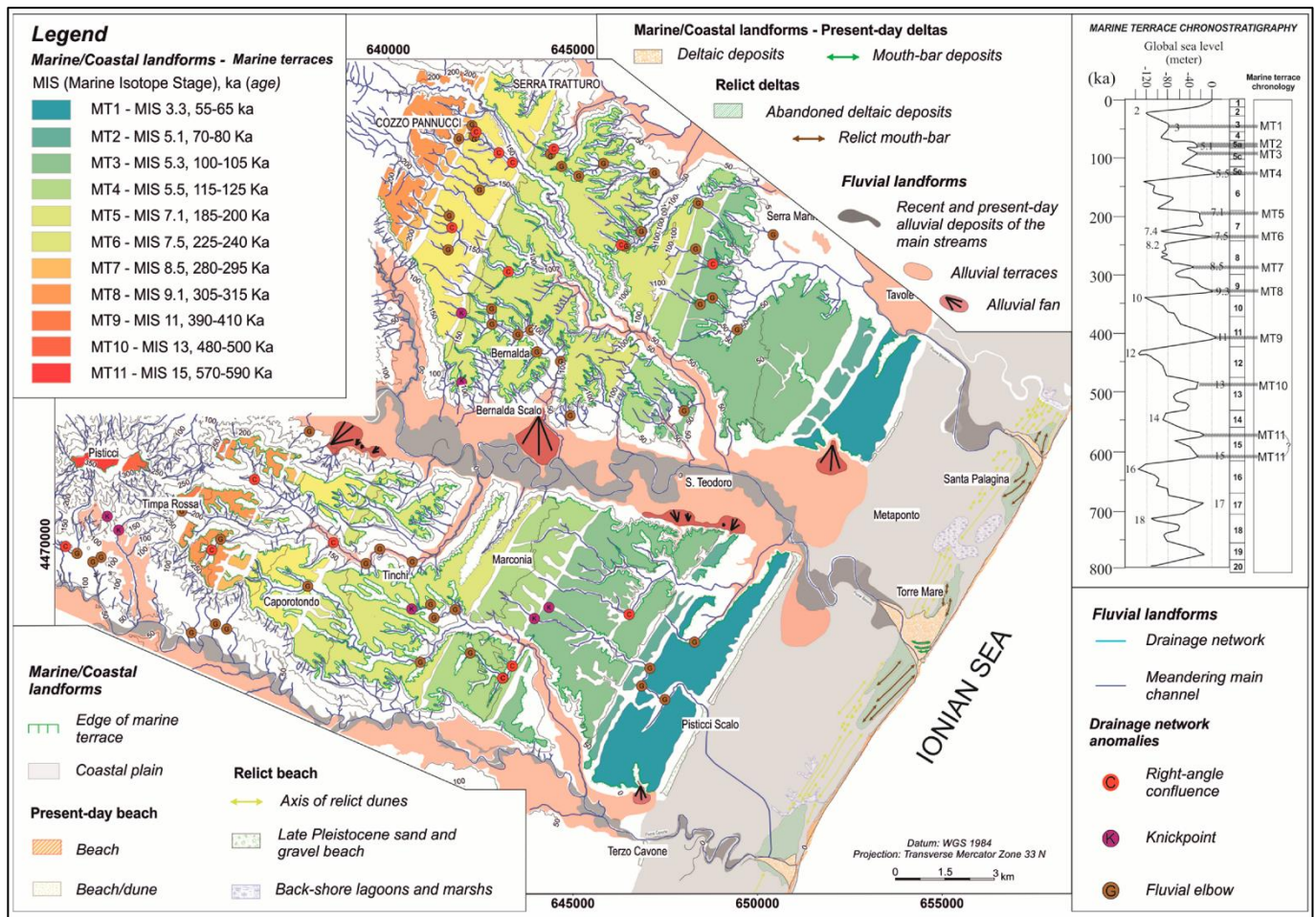


Figura 13 – Mappa geomorfologica della costa ionica tra i Fiumi Bradano, Basento e Cavone e cronostratigrafia degli ordini di terrazzi marini (da Gioia et al. 2018).

9.2 Morfologia fluviale

Il fondovalle del Fiume Basento è contraddistinto da due livelli di terrazzi fluviali olocenici (Figura 14), i cui orli delimitano la piana alluvionale attuale del corso d'acqua (Cotecchia et al. 1991; Boenzi et al. 2008; Piccarreta et al. 2012a). Il terrazzo olocenico superiore si trova circa 15-25 m al di sopra dell'alveo attuale ed è costituito da depositi limoso-sabbiosi, con sottili intercalazioni lentiformi di conglomerati (Cioni et al. 2000; Boenzi et al. 2008; Sulpizio et al. 2008). Nella porzione basale è presente un livello di *tephra* (cinerite) di 50 cm di spessore, riferita all'eruzione pliniana del Vesuvio del 3700 a.C. (Boenzi et al. 2008). Il terrazzo olocenico più recente si è formato in conseguenza delle intense inondazioni che si sono verificate tra il 14° e il 18° secolo d.C., nella Piccola Era Glaciale (Brückner 1986; Brückner & Hoffman 1992; Boenzi et al. 2008; Piccarreta et al. 2011, 2012a).

Il progressivo sollevamento dell'area ha portato, nel corso del tempo, ad una maggiore energia del rilievo e all'esposizione dei depositi di origine marina, innescando un'azione di erosione laterale dei corsi d'acqua alle pendici delle colline e fenomeni di instabilità sui loro versanti (Boenzi et al. 2008). La valle del Fiume Basento presenta pertanto fianchi abbastanza acclivi e un fondo piatto avente una larghezza variabile all'incirca tra 800

metri e 2 km circa (Cotecchia et al. 1991). I fianchi della valle sono solcati dalle profonde incisioni torrentizie, la cui dinamica influisce in maniera considerevole sui fenomeni di instabilità dei versanti e di alluvionamento del fondovalle (Piccarreta et al. 2012a, 2012b).

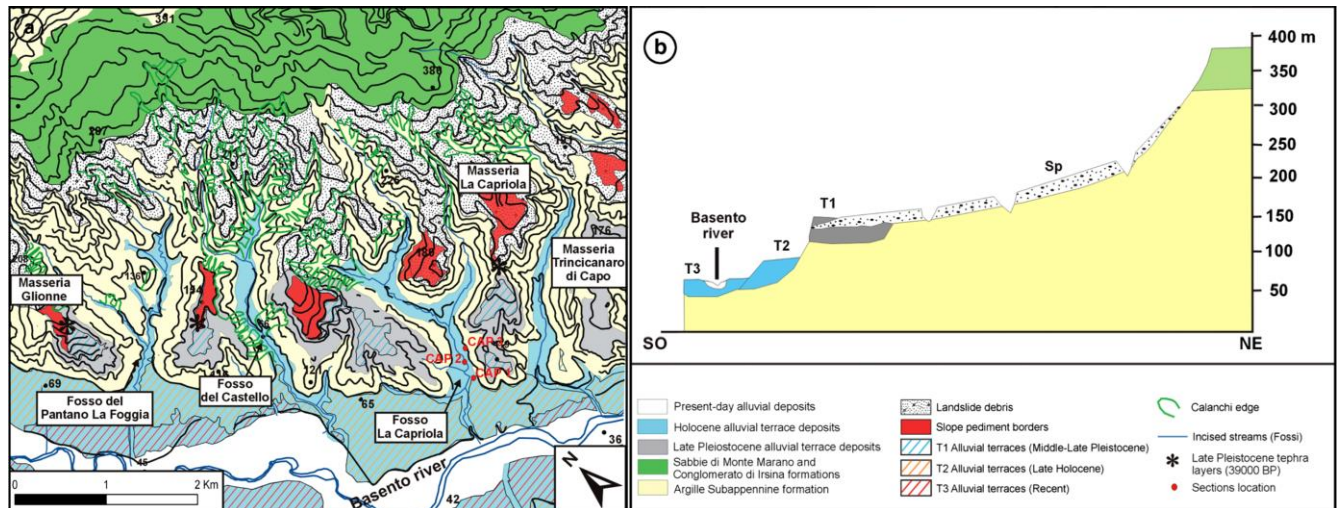


Figura 14 - Mappa geomorfologica (a) e profilo geomorfologico schematico (b) del fianco sinistro della valle del F. Basento nella zona compresa tra Ferrandina Scalo e Pisticci Scalo (da Boenzi et al. 2008).

A causa del clima semi-arido dell’area, lungo i fianchi della piana si sviluppano forme calanchive (*badland gullies*) di notevole importanza (Campell 1989; Pieri et al. 2017). Tali forme favoriscono la formazione di canali incassati (*entrenched channels*) nei depositi alluvionali olocenici che bordano l’alveo (Piccarreta et al. 2012a). Le variazioni del clima (alternanza di periodi umidi e secchi) e delle condizioni biotiche negli ultimi 4500 anni hanno influito su tale dinamica, portando al succedersi di quattro fasi principali di incisione nel fondovalle del Fiume Basento, alternate a fasi di alluvionamento. Tali fasi sono state documentate rispettivamente intorno a 4500-4350 (Piccarreta et al. 2012a), 1620-1435 (Boenzi et al. 2008), 900-800 (Piccarreta et al. 2012a) e 120 anni fa (Piccarreta et al. 2012a).

Le variazioni delle condizioni geomorfologiche sono imputabili alle fasi di clima più arido, durante le quali la diminuzione della copertura vegetale e l’aumento dell’aliquota di ruscellamento delle precipitazioni hanno determinato l’aumento della capacità erosiva dei canali fluviali (Piccarreta et al. 2012a). In tempi moderni, il susseguirsi di fasi erosive e deposizionali è stato influenzato da fattori antropogenici (Boenzi et al. 2008; Piccarreta et al. 2011, 2012a), soprattutto nella seconda metà del XX secolo (De Musso et al. 2020). Negli ultimi decenni l’aumento del consumo di suolo dovuto alle attività umane e all’erosione per i cambiamenti del regime pluviometrico ha favorito l’instabilità dei versanti, producendo l’aumento della frequenza dei fenomeni alluvionali, con la conseguente tendenza al riempimento dei fondovalle (Piccarreta et al. 2012b).

Nella sua parte mediana, tra Calciano e Tricarico, l’attuale corso del Fiume Basento è caratterizzato da una morfologia a canali intrecciati (*braided*) con elevata variabilità dell’alveo di magra e risulta costituito da depositi alluvionali prevalentemente ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi (Pieri et al. 2017). Nel tratto più distale, a partire all’incirca da Pisticci Scalo, l’alveo del Fiume Basento assume un andamento tipicamente meandriforme (Figura 15), con sedimenti progressivamente più fini ed omogenei (Cotecchia et al. 1991; De Musso et al. 2020). Il passaggio da una tipologia di canale all’altra è condizionato dalla variazione del profilo idraulico e, quindi, dell’energia del corso d’acqua.

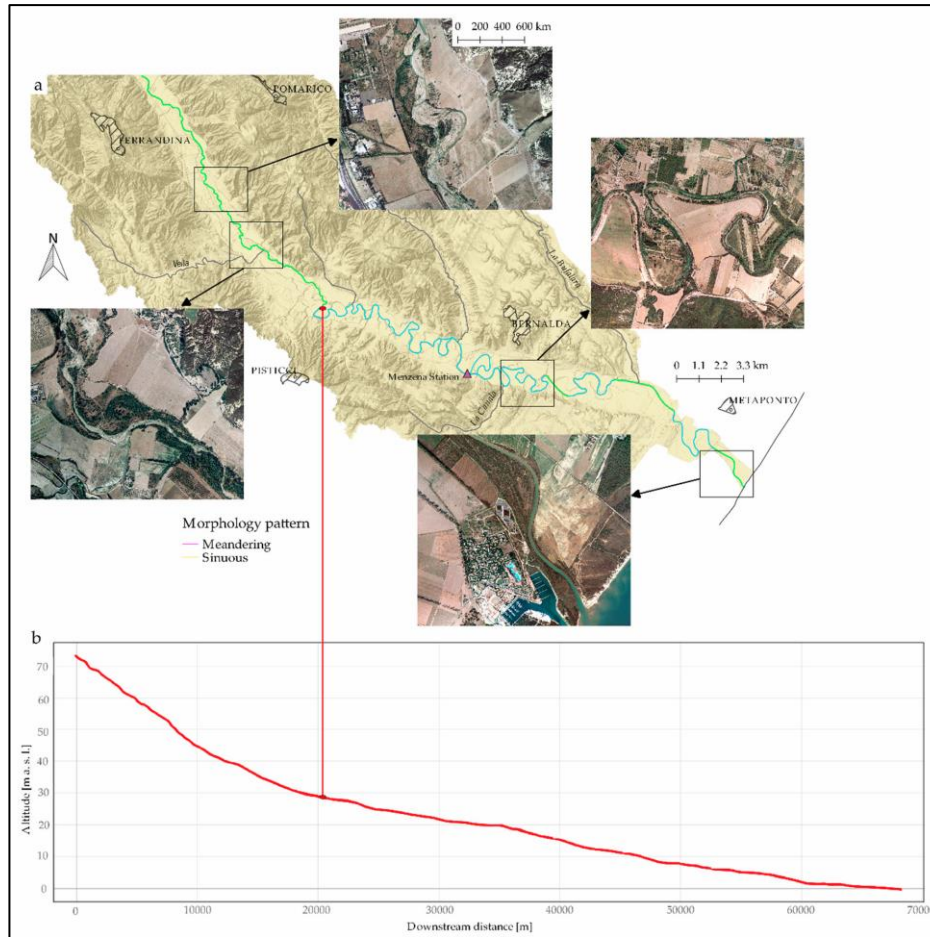


Figura 15 – La valle del Fiume Basento tra Ferrandina e la costa: a) esempi delle differenti tipologie di canali e b) profilo longitudinale del fiume (da De Musso et al. 2020).

Oltre alla tipologia di canale, la parte bassa della piana alluvionale presenta altre caratteristiche differenti rispetto al tratto a monte. In questo settore (Figura 15), infatti, le superfici di terrazzamento fluviale sono generale più estese (con andamento degli orli che segue più o meno marcatamente la sinuosità del canale meandriforme) e con una maggiore larghezza (1.5-2 km) e tendono a raccordarsi con la piana costiera in prossimità della foce (Cotecchia et al. 1991; De Musso et al. 2020). La dinamica e le modificazioni più o meno recenti del tracciato fluviale (confinato dalle scarpate dei terrazzi olocenici) sono testimoniate da barre di meandro, canali abbandonati e piccoli lembi isolati di superfici di terrazzamento fluviale lungo la piana di esondazione (Cotecchia et al. 1991).

9.3 Morfologia di versante

A causa dell’assetto stratigrafico-strutturale e delle condizioni orografiche, idrografiche, climatiche e vegetazionali dell’area, i fianchi della valle del Fiume Basento (Figura 16) sono interessati da fenomeni gravitativi di differente tipologia, intensità ed estensione (Del Prete et al. 1997; Polemio & Sdao 2000; Bentivenga et al. 2015; Bentivenga & Piccarreta 2016; Autorità di Bacino Distrettuale dell’Appennino Meridionale 2018). Tali fenomeni sono

essenzialmente connessi alle caratteristiche litologiche dei terreni affioranti e alle precipitazioni meteoriche, anche se non è possibile escludere una certa relazione con gli eventi sismici che talvolta interessano l’area.

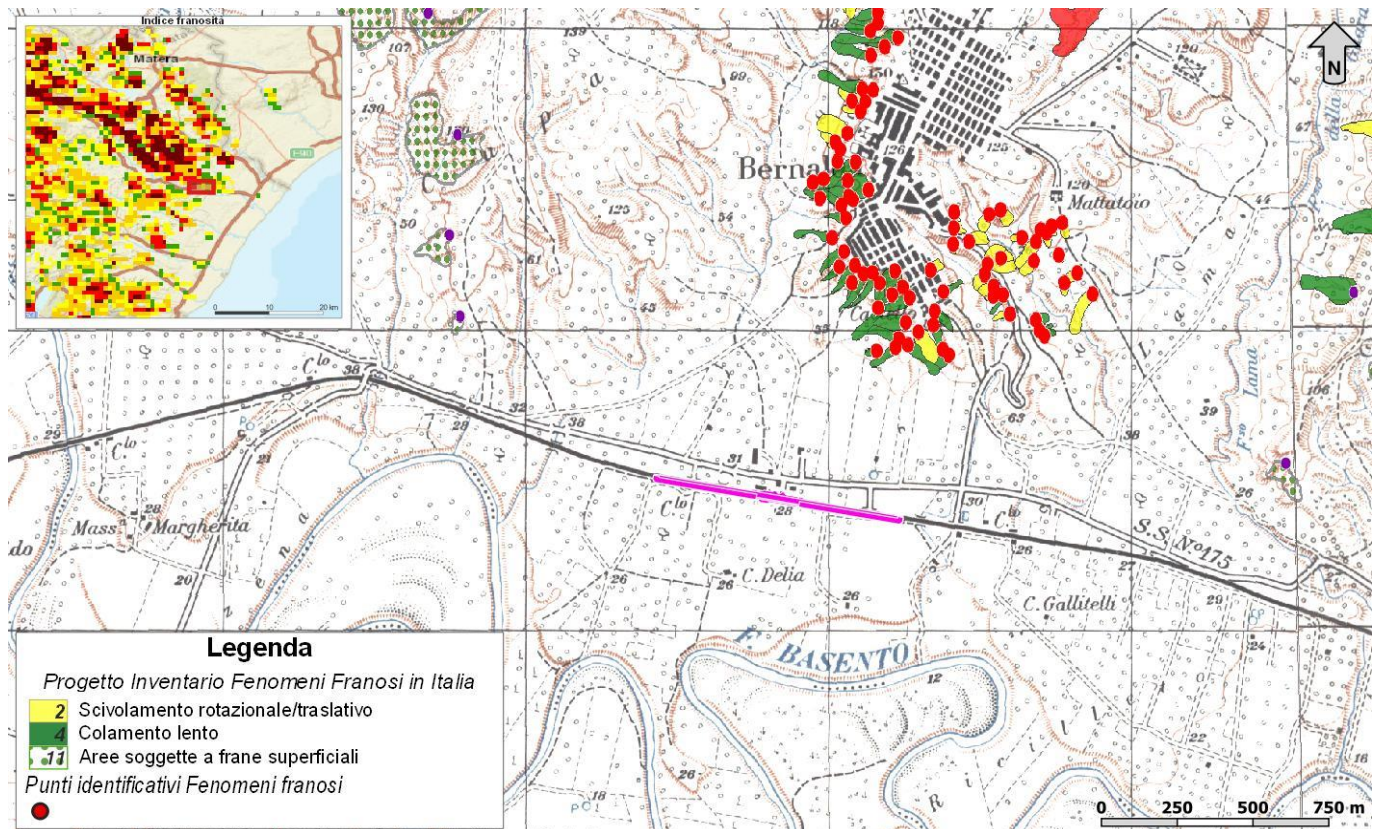


Figura 16 – Stralcio della carta del progetto Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia realizzato dall’ISPRA e dalle Regioni e Province Autonome, riprodotto in scala 1:70000, con indicazione del tracciato di progetto (in magenta).

Nelle ampie aree di affioramento dei depositi argillosi di origine marina, i movimenti franosi sono costituiti in prevalenza da colate, scorrimenti traslativi e deformazioni superficiali lente. In tali settori le frane sono spesso associate a forme erosive dovute alle acque correnti superficiali, con differenti caratteristiche ed intensità. Nella parte alta dei rilievi collinari, dove sono presenti depositi sabbioso-gliaiosi e conglomeratici, sono invece frequenti scorrimenti rotazionali e frane complesse, oltre che crolli di limitata intensità (APAT 2007, Autorità di Bacino Distrettuale dell’Appennino Meridionale 2018).

Relativamente all’area di studio (Figura 16), i movimenti franosi sono concentrati lungo i versanti che bordano il rilievo collinare su cui sorge il centro abitato di Bernalda (APAT 2007). I fenomeni, con stato variabile dall’attivo al quiescente, sono prevalentemente di ridotte dimensioni e strettamente connessi ai fenomeni erosivi agenti nell’area, principalmente dovuti al deflusso non regimato delle acque meteoriche. Il settore direttamente interessato dalla realizzazione degli interventi, invece, è caratterizzato da una morfologia sub-pianeggiante e, pertanto, è privo di movimenti franosi o fenomeni gravitativi.

10 ASSETTO GEOMORFOLOGICO LOCALE

Le caratteristiche geomorfologiche dell’area risultano fortemente condizionate dall’assetto geologico del territorio e, quindi dalle caratteristiche stratigrafiche e strutturali dei termini litologici affioranti. Ad essi si aggiungono i fenomeni di modellamento superficiale che hanno agito durante tutto il Quaternario e le numerose variazioni eustatiche succedutesi nel tempo.



Figura 17 – Vista panoramica del basso corso del Fiume Basento e dei rilievi collinari che bordano i fianchi della valle alluvionale (immagine prodotta con Google Earth).

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. Tra questi assume particolare rilevanza il corso del Fiume Basento (Figura 17), che con la sua azione erosiva e deposizionale contribuisce in maniera sostanziale all’evoluzione geomorfologica dell’area. Ai suddetti fattori vanno aggiunti, inoltre, le forme ed i depositi connessi con l’attività antropica, le forme di genesi mista e gli elementi strutturali e tettonici.

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 allegate alle presenti note di sintesi.



LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	42 di 97

10.1 Elementi idrografici

L’area di studio ricade interamente nel bacino idrografico del Fiume Basento. Tale bacino si estende per circa 1537 km² tra il Monte Arioso, dove sono presenti le sorgenti, e il Mar Ionio, dove è situata la sua foce. Dal punto di vista amministrativo, il bacino ricade nel territorio delle province di Potenza e Matera, interessando a NW i monti dell’Appennino lucano settentrionale e a SE, la costa ionica lucana. Dal punto di vista idrografico, il bacino confina a Nord con il bacino del Fiume Bradano, a Sud con il bacino dei Fiumi Cavone e Agri e a Ovest con il bacino del Fiume Sele.

Con un’asta di circa 149 km il Fiume Basento è non solo il corso d’acqua più lungo della Basilicata, ma anche il fiume italiano più lungo con sbocco nel Mar Ionio. Il Basento sviluppa inizialmente in direzione grossomodo W-E tra Monte Arioso e la stazione di Salandra, dove devia in direzione circa NW-SE fino alla foce nel Mar Ionio, nei pressi di Metaponto. La portata media alla foce è di circa 12.2 m³/s.

I corsi d’acqua secondari presenti nell’area di studio sono tutti affluenti in sinistra idrografica del Fiume Basento. Tra questi, i principali si rinvencono a ovest della dorsale su cui sorge il centro abitato di Bernalda e nella zona centrale del nucleo industriale. Si tratta in generale di corsi a carattere marcatamente stagionale o torrentizio, con portate estremamente variabili e fortemente condizionate dal regime delle piogge, con andamento grossomodo ortogonale a quello dell’alveo principale. Ad essi si aggiungono, inoltre, numerosi valloni e solchi di erosione concentrata attivi solo in concomitanza con eventi meteorici particolarmente intensi.

10.2 Elementi strutturali e tettonici

Un importante ruolo nell’evoluzione morfologica del territorio è svolto dall’assetto strutturale dei litotipi affioranti e dal loro differente grado di erodibilità. Quest’ultimo risulta essenzialmente legato alla natura litologica e sedimentologica dei depositi, oltre che al loro grado di cementazione e alterazione. Secondario è invece il ruolo svolto dalla tettonica, sia a causa della specifica evoluzione strutturale dell’area che in relazione alla presenza di diffuse e spesse coperture quaternarie.

In generale, la morfogenesi selettiva ha portato allo sviluppo di forme morbide e poco marcate in corrispondenza dei settori di affioramento di termini prevalentemente pelitici (**ASP**), con rilievi generalmente poco acclivi intervallati da vallate di genesi alluvionale. Fanno eccezione i settori di versante fortemente incisi dalle acque di ruscellamento superficiale, dove si rinvencono scarpate, stacchi morfologici e zone calanchive piuttosto estese. Localmente, la sommità dei rilievi collinari è caratterizzata dalla presenza di limitate superficie terrazzate, blandamente degradanti verso il fondovalle. Tali superfici presentano un assetto piuttosto regolare e sono generalmente bordate da scarpate morfologiche di genesi sia fluviale che gravitativa.

Le strutture connesse alla tettonica fragile sono rappresentate da faglie dirette ad alto angolo, con modesta estensione areale. Tali elementi presentano rigetti nell’ordine di pochi metri e interessano prevalentemente le unità marine del substrato. Essendo sempre sepolte al di sotto dei depositi quaternari più recenti, queste strutture non sono visibili in superficie e, pertanto, svolgono un ruolo secondario nell’evoluzione morfologica del territorio. La loro presenza può essere dedotta unicamente da studi bibliografici a grande scala, mentre non sono state rinvenute tracce dirette di elementi tettonici nella zona di studio.



LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	43 di 97

10.3 Forme, processi e depositi gravitativi

Nell'attuale contesto morfoclimatico, i fenomeni gravitativi di versante rappresentano un fattore morfoevolutivo di particolare importanza, in quanto fortemente influenti sul modellamento dei rilievi e sull'evoluzione geomorfologica del territorio in esame. Nello specifico, questi fenomeni risultano particolarmente diffusi in corrispondenza dei rilievi collinari che delimitano il fondovalle del Fiume Basento, caratterizzati dall'affioramento di litotipi argillosi e argilloso-sabbiosi, su cui poggiano lembi di depositi alluvionali terrazzati. I versanti interessati da tali fenomeni sono situati sia lungo il fondovalle del Fiume Basento che in corrispondenza dei suoi affluenti maggiori, sia in destra che in sinistra idrografica.

L'area di studio è caratterizzata da fenomeni di massa riconducibili sia a movimenti franosi s.s. che a fenomeni di *creep* e/o soliflusso. In particolare, nel settore nord-occidentale è presente una frana classificabile come colamento (*sensu* Varnes 1978 e Hungr et al. 2014), prevalentemente in terra. Tale fenomeno, per lo più superficiale e con uno stato quiescente (*sensu* WP/WLI 1993), interessa un areale di limitata estensione, coinvolgendo i terreni argilloso-limosi delle Argille Subappennine (**ASP**) e delle Coltri eluvio-colluviali (**b2**). La distribuzione è perlopiù retrogressiva o multidirezionale, raramente costante, mentre la velocità è mediamente piuttosto bassa (*sensu* WP/WLI 1995).

I suddetti fenomeni sono originati dall'azione congiunta di vari fattori quali caratteristiche fisico-meccaniche dei terreni, dinamica delle acque superficiali e sotterranee e attuale utilizzo del territorio. In un tale contesto geologico-strutturale, pertanto, le fenomenologie di dissesto seguono canali e orientazioni preferenziali dettate in massima parte dai fenomeni erosivi connessi al deflusso delle acque correnti superficiali.

Il principale fattore scatenante dei fenomeni franosi è rappresentato dagli eventi meteorici, sia stagionali che eccezionali, che favoriscono la saturazione dei terreni e la diminuzione della resistenza meccanica degli stessi. Ad esso si aggiungono fenomeni di modellazione del versante, indotti sia da interventi antropici che da fenomeni erosivi lungo i fondovalle. Come in altri settori dell'Appennino, è possibile che esista una stretta relazione tra movimenti franosi ed eventi sismici, anche se non sono presenti dati certi in letteratura.

Il tracciato di progetto è posto ad una certa distanza dai versanti che bordano il fondovalle del Fiume Basento e, pertanto, non presenta interferenze dirette con il movimento franoso precedentemente descritto.

10.4 Forme, processi e depositi dovuti alle acque correnti superficiali

Nell'area di studio, le forme di accumulo connesse al deflusso idrico superficiale derivano, essenzialmente, dai processi deposizionali dei principali sistemi fluviali presenti, che conferiscono al fondovalle del Basento una morfologia pianeggiante e leggermente degradante verso SE. Tali depositi presentano al loro interno vistose variazioni granulometriche e tessiturali e risultano, molto spesso, fortemente interdigitati tra loro, creando così un articolato sistema sedimentario di origine alluvionale. Allo sbocco delle principali aste torrentizie nelle aree pianeggianti, a sud-sud-ovest di Bernalda, si rinvengono inoltre conoidi alluvionali di estensione ed importanza variabile.

In corrispondenza dei corsi d'acqua principali, e secondariamente lungo gli alvei dei loro affluenti maggiori, si rinvengono inoltre vistose scarpate di erosione fluviale 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 zone in approfondimento e settori di prevalente deposizione. Ulteriori scarpate fluviali, ormai inattive e fortemente degradate, sono presenti in corrispondenza dei margini esterni dei terrazzi alluvionali più estesi, posti a quote variabili dai fondovalle attuali.

In corrispondenza dei versanti e dei rilievi più acclivi, nel settore settentrionale dell’area di studio, dove affiorano i termini litologici del substrato marino pleistocenico, sono presenti chiari fenomeni erosivi, sia areali che lineari, connessi col deflusso non regimato delle acque correnti superficiali. Tali fenomeni generano, ovviamente, forme caratteristiche come solchi di erosione concentrata.



Foto 6 – Conoide alluvionale quiescente alla base del rilievo sul quale sorge il centro abitato di Bernalda, nel settore settentrionale dell’area di studio.

10.5 Forme antropiche e manufatti

I principali elementi connessi con l’attività antropica derivano, essenzialmente, dai manufatti realizzati in corrispondenza delle maggiori aree urbanizzate e industriali e tutti gli elementi connessi con la costruzione delle principali infrastrutture a rete. In particolare, si sottolinea la presenza di importanti ed estesi rilevati ferroviari in corrispondenza delle linee esistenti, in uso o dismesse, e di rilevati stradali, soprattutto in corrispondenza della s.s. 407 Basentana. Ad essi si aggiungono, inoltre, opere di regimazione delle acque correnti superficiali e di interventi di sistemazione dei principali corsi d’acqua presenti nell’area, come argini, briglie e canali.

Nei settori più antropizzati si rinvengono estesi terreni di riporto provenienti da cavature e sbancamenti, realizzati nei depositi di copertura alluvionali ed esternamente all’area di studio. La maggior parte delle zone di riporto corrispondono, ovviamente, ai rilevati delle principali infrastrutture a rete ed ai terreni accumulati in corrispondenza delle aree urbane più importanti. Localmente sono presenti tagli e scarpate antropiche realizzate sia lungo le principali arterie stradali che in corrispondenza di fabbricati e abitazioni. Tali elementi presentano in genere altezze contenute, raramente possono superiori ai 3 m, e sono spesso posti in corrispondenza di elementi geomorfologici e scarpate naturali preesistenti.

10.6 Morfodinamica fluviale

Il Fiume Basento è uno dei principali corsi d’acqua della Basilicata e, in generale, del settore ionico dell’Appennino meridionale. Il corso d’acqua si estende per circa 149 km tra il Monte Arioso (nell’Appennino Lucano) e il Mar Ionio, dove sfocia nei pressi di Metaponto. In particolare, la zona di studio è localizzata immediatamente a Sud del centro abitato di Bernalda e ricade lungo la parte terminale del medio corso del Fiume Basento (Figura 18), a breve distanza dalla costa ionica.

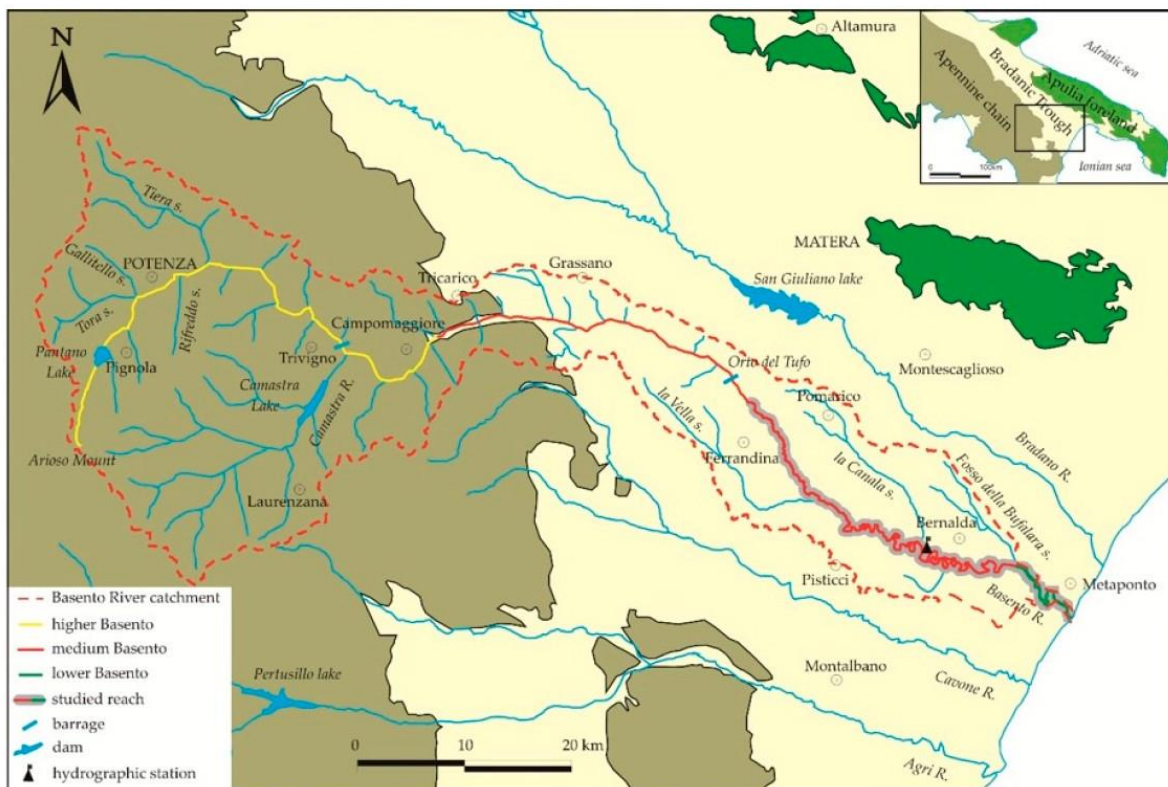


Figura 18 – Reticolo idrografico e bacino del Fiume Basento, con individuazione dei principali settori idrografici (da Musso et al. 2020).

Il medio corso del Fiume Basento è caratterizzato da una dinamica fluviale molto complessa, progressivamente variabile dai settori più interni (a ridosso della Catena Appenninica) a quelli più esterni (verso il Mar Ionio). Verso monte l’alveo è caratterizzato da una tipica morfologia a canali intrecciati (*braided river*), ovvero da un alveo di magra con elevata variabilità e prevalentemente costituito da depositi grossolani. Tale morfologia tende a mutare

progressivamente verso la costa, conseguentemente alla variazione dell’energia del corso d’acqua e delle caratteristiche morfologiche della piana.

Nei settori tra Grassano e Ferrandina l’alveo del Fiume Basento assume quindi le caratteristiche di un corso d’acqua con elevata mobilità (*wandering river*), ovvero di un elemento idrografico di transizione tra un corso d’acqua a canali intrecciati (*braided river*) e un corso d’acqua sinuoso (*sinuous river*). Anche in questo caso, l’alveo di magra presenta una elevata variabilità, sia spaziale che temporale, ed è costituito da depositi grossolani di natura ghiaiosa e ghiaioso-sabbiosa. Generalmente è possibile individuare un canale principale molto mobile, che produce anse e meandri fortemente variabili nel tempo. Localmente, sono presenti canali secondari e poco incassati, che vengono riutilizzati dal corso d’acqua in occasione delle piene stagionali. Lungo l’alveo sono presenti diffuse barre laterali e di meandro, connesse all’elevata variabilità del fiume, oltre che barre longitudinali e a losanga, quantomeno nei settori dove sono presenti i canali secondari.



Figura 19 – A sinistra, immagine satellitare del settore di alveo tipicamente meandriforme (*meandering river*) del Fiume Basento, a Sud del centro abitato di Bernalda; nell’immagine sono visibili gli estesi meandri che caratterizzano quest’area e il canale attuale fortemente incassato nella copertura alluvionale. A destra, schema semplificato di *meandering river* (da Rinaldi et al. 2016).

Procedendo verso valle, tra la zona di Ferrandina e Pisticci Scalo, il corso del Fiume Basento presenta prima caratteristiche di elevata mobilità (*wandering river*), poi un assetto pseudo-meandriforme (*pseudo-meandering*) per divenire infine sinuoso (*sinuous river*). La mobilità dell’alveo di magra è ancora piuttosto elevata ma comunque sensibilmente inferiore a quella del tratto più a monte. La piana attuale è caratterizzata da sedimenti piuttosto grossolani e da un canale singolo ben evidente, parzialmente incassato nei depositi alluvionali. Il canale dà luogo ad anse e meandri piuttosto marcati, che divengono progressivamente più importanti muovendosi verso valle, dove si assiste alla transizione verso una morfologia tipicamente meandriforme (*meandering river*). Quest’ultima morfologia caratterizza l’alveo del Fiume Basento fino alla foce, a meno di piccoli settori sinuosi nel tratto più orientale. La fascia meandriforme è caratterizzata da un canale singolo fortemente incassato nella copertura alluvionale, con ridotta mobilità anche a causa delle numerose opere antropiche per la regimazione delle piene.

Nella zona di studio, a Sud del centro abitato di Bernalda, il Fiume Basento presenta una morfologia spiccatamente meandriforme (*meandering river*), con un alveo stretto e fortemente incassato all’interno della piana alluvionale (in genere di almeno 3-4 metri). Il corso d’acqua forma una serie di meandri molto pronunciati ed evidenti, che interessano tutto il lato meridionale della piana. Nel corso dello studio è stata condotta una apposita analisi multitemporale sull’alveo del Fiume Basento, al fine di comprenderne l’evoluzione recente e definirne la potenziale criticità per le opere in progetto. L’analisi è stata condotta attraverso l’utilizzo di carte topografiche e immagini aeree, che complessivamente coprono un arco di tempo compreso tra il 1956 e il 2019.



Figura 20 – Evoluzione del F. Basento tra il 2011 e il 2019 nel settore a valle del centro abitato di Bernalda.

Le analisi condotte hanno evidenziato una generale stabilità dell’alveo in tutto il settore di studio. Tale condizione è conforme alla morfologia dell’area e alla tipologia di corso d’acqua in questione, caratterizzato da ridotti gradienti idraulici e da un canale principale singolo e fortemente incassato. Le cartografie in scala 1:25.000 evidenziano che già nel 1956 l’alveo di magra del Fiume Basento presentava una condizione morfologica estremamente simile a quella attuale, risultando posizionato nel medesimo settore di piana.

Negli ultimi 70 anni circa, quindi, la conformazione del corso d’acqua è rimasta pressoché immutata, a meno di piccoli spostamenti di alcune anse, comunque nell’ordine di pochi metri. La stabilità del canale è dimostrata dalle foto aeree riprese nel periodo tra il 2011 e il 2019 (Figura 20), in cui non è possibile osservare variazioni macroscopiche nell’andamento del fiume. La ridotta mobilità dell’alveo è stata favorita, oltre che dall’assetto geomorfologico dell’area, anche dalle numerose opere antropiche realizzate negli ultimi decenni, soprattutto gli argini artificiali per la regimazione degli eventi di piena.

Il settore di intervento si colloca in corrispondenza di un esteso terrazzo alluvionale, elevato di diversi metri sul fondovalle. Il terrazzo è ormai inattivo e posto ad oltre 500 metri di distanza dall’alveo attuale. Data la relativa



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	48 di 97

stabilità del corso d’acqua e la ridotta evoluzione geomorfologica dell’area, allo stato attuale il corso del Fiume Basento non presenta interferenze dirette con le opere in progetto e non costituisce un elemento di potenziale criticità per le stesse.

11 INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO REGIONALE

L'Appennino meridionale è caratterizzato da una elevata complessità delle caratteristiche idrogeologiche (Figura 21), riconducibile sia al particolare assetto strutturale dell'area che alla grande varietà dei termini litologici affioranti (Allocca et al. 2007; De Vita et al. 2018). In particolare, le numerose unità presenti testimoniano la lunga e complessa evoluzione paleogeografica e geodinamica di questo settore di catena (Mostardini & Merlini 1986; Casero et al. 1988; Marsella et al. 1995; Pieri et al. 1997; Desiderio & Rusi 2003; Allocca et al. 2007; Patacca & Scandone 2007; De Vita et al. 2018).

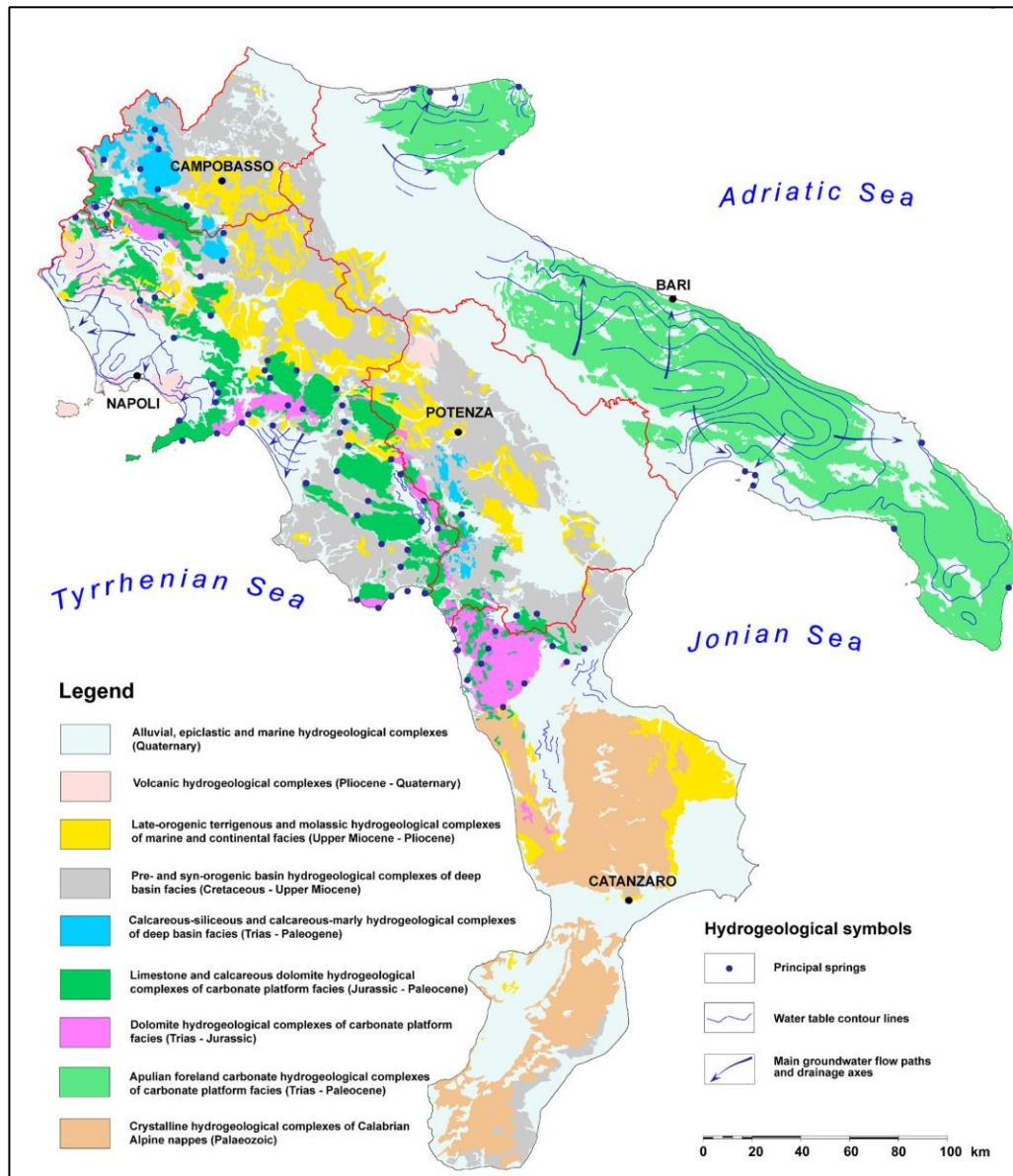


Figura 21 - Schema idrogeologico dell'Italia meridionale continentale in cui sono distinti nove domini principali che raggruppano i diversi complessi idrogeologici (da De Vita et al. 2018).

Negli ultimi decenni il progressivo aumento dell’esigenza idrica nell’Italia meridionale ha dato impulso ad una ampia serie di studi idrogeologici. Tali studi hanno permesso di individuare 5 gruppi principali e 9 domini (Figura 21), a loro volta suddivisibili in 39 complessi idrogeologici (Allocca et al. 2007; De Vita et al. 2018). Ciascun gruppo è caratterizzato da una specifica tipologia e grado di permeabilità, oltre che da un particolare tipo di circolazione idrica sotterranea (De Vita et al. 2018). I 5 gruppi principali, in ordine di rilevanza decrescente, sono (Allocca et al. 2007; De Vita et al. 2018): (a) Complessi di piattaforma carbonatica meso-cenozoica; (b) Complessi alluvionali ed epiclastici plio-quadernari; (c) Complessi vulcanici plio-quadernari; (d) Complessi cristallini paleozoici; (e) Complessi terrigeni meso-cenozoici.

11.1 Complessi idrogeologici

I litotipi presenti nei settori di specifico interesse progettuale possono essere riferiti all’ambito idrogeologico degli acquiferi porosi plio-quadernari (Radina 1969; Allocca et al. 2007), che nell’Appennino Meridionale affiorano su circa 24.500 km². Tali acquiferi sono spesso caratterizzati da falde sovrapposte, localmente anche confinate (Allocca et al. 2007; De Vita et al. 2018), e sono oggetto di uno sfruttamento intensivo delle acque sotterranee tramite pozzi, per la bassa soggiacenza dei livelli piezometrici (De Vita et al. 2018).

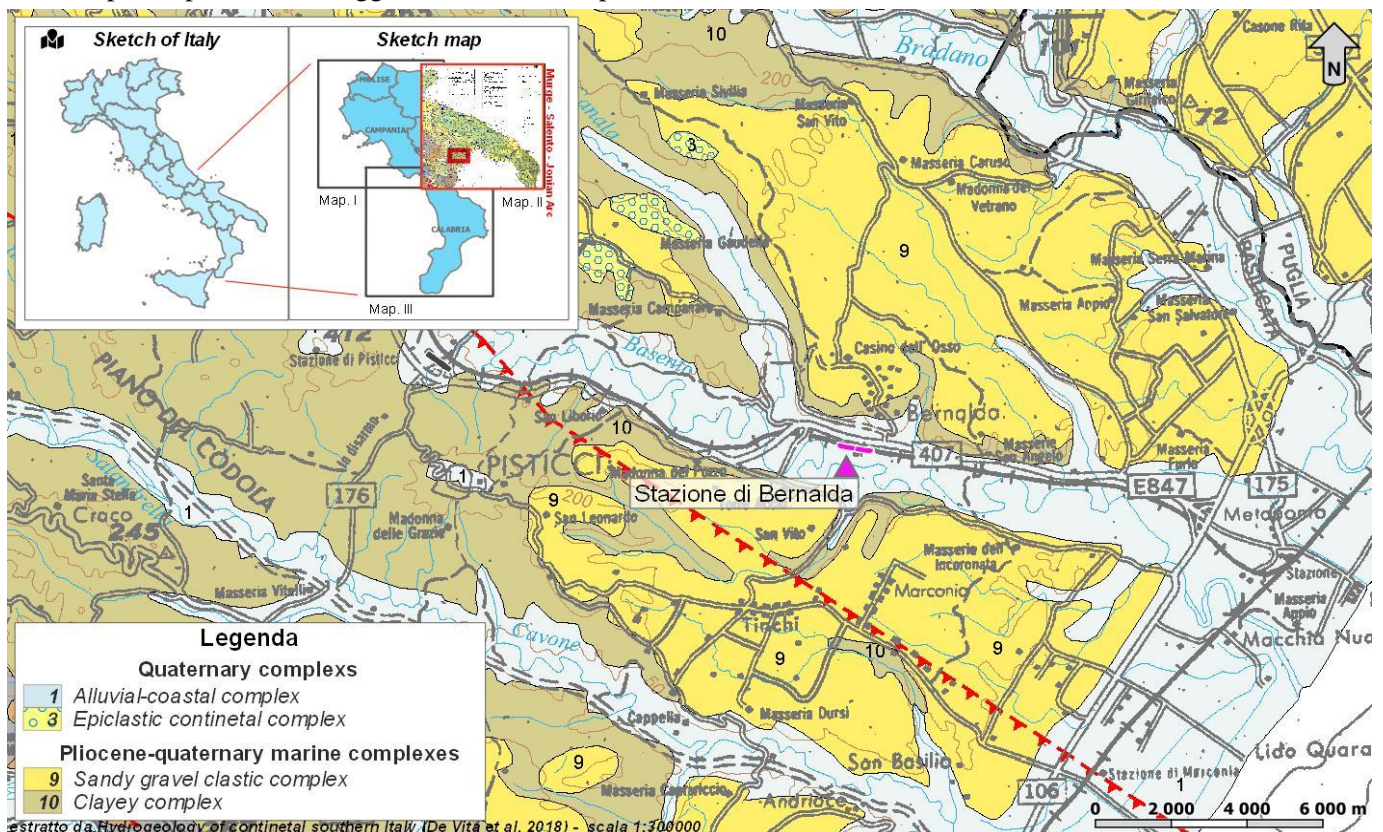


Figura 22 - Stralcio della Carta idrogeologica dell’Italia Meridionale in scala 1:300.000 (da De Vita et al. 2018), con indicazione del tracciato di progetto (in magenta).

L’ambito degli acquiferi porosi plio-quadernari può a sua volta essere suddiviso in diversi complessi idrogeologici, tre dei quali direttamente affioranti nei settori di intervento (Figura 22). Tali complessi idrogeologici possono essere caratterizzati come segue (Celico et al. 2005; Allocca et al. 2007; De Vita et al. 2018):

- **Complesso alluvionale:** sono costituiti da depositi clastici prevalentemente incoerenti rappresentati da tutte le frazioni granulometriche, con marcate variazioni laterali e verticali determinate dalla variabile energia del trasporto idraulico che caratterizza i diversi elementi degli ambienti alluvionali; tali depositi ospitano acquiferi porosi, eterogenei ed anisotropi, con falde localmente sovrapposte, anche confinate, a scala generale considerabili a deflusso unitario, che possono avere interscambi con i corpi idrici superficiali e/o con quelli sotterranei delle strutture idrogeologiche limitrofe. La permeabilità è molto variabile, da molto alta a praticamente nulla, essendo inversamente proporzionale all’abbondanza di matrice pelitica nei livelli pselitici e psammitici, e alla frequenza e spessore degli intervalli pelitici.
- **Complessi dei depositi marini plio-quadernari - Complesso sabbioso-conglomeratico:** sono formati da depositi clastici sabbioso-ghiaiosi da incoerenti a coerenti, fino a scarsamente cementati (a luoghi), testimonianti le fasi regressive iniziate nel Pleistocene inferiore (Formazione di Monte Marano), e depositi sabbioso-ghiaiosi e conglomeratici costituenti i terrazzi marini prospicienti la costa ionica. Il complesso ospita acquiferi porosi eterogenei ed anisotropi, sostenuti dal contatto con il sottostante Complesso argilloso, e che sono caratterizzati comunemente da valori medi di permeabilità e a luoghi da una buona trasmissività, ma che presentano una circolazione idrica sotterranea frazionata che comporta la presenza di sorgenti di modesta portata.
- **Complessi dei depositi marini plio-quadernari - Complesso argilloso:** sono costituiti da depositi prevalentemente pelitici che rappresentano gran parte della porzione superiore della successione di colmamento della Fossa Bradanica, messi in posto tra il Pliocene ed il Pleistocene inferiore; costituiscono i limiti di permeabilità (*aquiclude*) alla base del sovrastante Complesso sabbioso-conglomeratico, e degli altri acquiferi rispetto ai quali si trovano inferiormente e/o lateralmente.

11.2 Strutture idrogeologiche e idrodinamica degli acquiferi

I litotipi presenti nei settori di specifico interesse progettuale, riferibili all’ambito degli acquiferi porosi plio-quadernari (Radina 1969; Allocca et al. 2007; De Vita et al. 2018) sono costituiti da sedimenti marini, costieri e alluvionali con differenti caratteristiche granulometriche. Tali depositi hanno subito un sollevamento generalmente proporzionale all’età dei depositi, che si inquadra nel contesto geodinamico-strutturale di avanzamento verso oriente del sistema catena-avanfossa-avampaese (Ciaranfi 1979; Ricchetti et al. 1988; Polemio & Ricchetti 1991; Pieri et al. 1997; Allocca et al. 2007). In ordine di affioramento, dalla sommità dei rilievi collinari al fondovalle del Fiume Basento, i suddetti sedimenti sono rappresentati da:

- depositi sabbioso-conglomeratici del Pleistocene inferiore, di ambiente costiero e deltizio, appartenenti alla Formazione di Monte San Marco (Radina 1969; Sabato 1996; Tropeano et al. 2002; Sabato 2003; Pieri et al. 2004, 2017);
- lembi alluvionali terrazzati sabbioso-ghiaiosi, i più antichi dei quali (Pleistocene inferiore – medio?) non sono attribuibili agli attuali bacini idrografici (Radina 1969; Sabato 1984; Loiacono & Sabato 1987; Sabato 1996; Pieri et al. 1997, 2017), a differenza dei più recenti (Pleistocene medio - superiore), suddivisi in quattro fasce di quota di affioramento; questi terreni evidenziano l’approfondimento progressivo della valle del F. Basento, testimoniando il connubio tra sollevamento regionale e fasi climatiche, o cicli erosivo - deposizionali (Radina 1969; Pieri et al. 2017);
- depositi alluvionali recenti ed attuali di colmamento del fondovalle del F. Basento, connessi alla dinamica fluviale tra il Pleistocene superiore e l’Olocene, e in tempi storici all’attività antropica (Radina 1969; Cotecchia et al. 1991; Piccarreta et al. 2012b; Pieri et al. 2017; De Musso 2020).



LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	52 di 97

Tali depositi poggiano sulle facies argillose pressoché impermeabili delle Argille Subapennine, in prevalenza attraverso superfici erosive e in minor misura con limiti transizionali per quanto riguarda la Formazione di Monte San Marco (Azzaroli 1968; Valduga 1973; Casnedi & Moruzzi 1978; Spalluto & Moretti 2006; Pieri et al. 2017).

A causa della limitata estensione sia in senso orizzontale che verticale dei lembi alluvionali terrazzati, in essi non appare risultare una significativa circolazione idrica sotterranea (Radina 1969; Allocca et al. 2007). In questi depositi, è possibile l’esistenza di piccole falde a carattere stagionale, direttamente connesse al regime delle precipitazioni meteoriche. Le falde sono sostenute dai termini pelitici del substrato presenti alla base dei depositi.

I depositi grossolani di origine marina e quelli alluvionali di fondovalle ospitano acquiferi continui ma di limitata estensione (Allocca et al. 2007; De Vita et al. 2018). Tali acquiferi sono caratterizzati da una certa eterogeneità ed anisotropia, essenzialmente connessa con le caratteristiche granulometriche estremamente variabili di questi terreni (Radina 1969; Sabato 1984; Loiacono & Sabato 1987; Allocca et al. 2007; Pieri et al. 2017). Questi acquiferi sono accumulati dalla natura essenzialmente clastica dei depositi, che conferisce loro una permeabilità quasi esclusivamente per porosità e solo in rari casi per fessurazione, laddove i sedimenti sabbiosi e/o ghiaiosi presentano un certo grado di cementazione (Celico 1986; Allocca et al. 2007; De Vita et al. 2018).

I depositi sabbioso-ghiaiosi e conglomeratici appartenenti ai terrazzi marini presenti nell’area lungo la zona costiera presentano un grado di permeabilità da medio a basso, connesso alla variabilità delle caratteristiche granulometriche al loro stato di addensamento e/o cementazione (Allocca et al. 2007; De Vita et al. 2018). Tali acquiferi possono ospitare falde di potenzialità generalmente limitata, contenute negli intervalli grossolani a maggiore permeabilità (Allocca et al. 2007).

Il complesso assetto stratigrafico-strutturale in corrispondenza della costa ionica determina la presenza di tre diversi acquiferi, che si alternano da Nord verso Sud (Colella et al. 1996; Spilotro & Caporale 2000), ovvero: i) terrazzi marini (acquifero freatico spesso fino a 40 metri); ii) piana costiera (prevalentemente freatico, spessore fino a 40 metri); iii) depositi di estuario *estuarine filling* (freatico, localmente confinato, spessore oltre 100 metri). L’attuale assetto idrogeologico, caratterizzato da sovrasfruttamento localizzato, è responsabile di tre diverse tipologie di salinizzazione delle acque sotterranee, una delle quali è direttamente imputabile all’intrusione marina (Spilotro et al. 2002).

11.3 Sorgenti e opere di captazione

Le strutture idrogeologiche che ospitano le principali sorgenti utilizzate a fini potabili in Basilicata ricadono lungo il margine orientale della Catena Appenninica (Piano di gestione acque Appennino meridionale 2010). Le più importanti idrostrutture sono rappresentate dai: Monti di Maratea (bacino del F. Noce e bacini minori che defluiscono direttamente a mare), Monte Alpi (bacini dei fiumi Agri e Sinni), Monti di Muro Lucano (bacino dell’Alto Sele), Monte Marzano – Monte Ognà (deflussi verso l’alta Valle del Sele e verso il F. Tanagro), Monti della Maddalena (bacini dei fiumi Sele e Agri), Monte Sirino, Monte Volturino – Monte Calvelluzzo - Monti di Marsico (Alta Val d’Agri), M. Arioso - M. Pierfaone - M. San Michele (Alta Valle del Basento), Monte Vulture bacino del fiume Ofanto).

Nell’intero bacino del F. Basento (Figura 23) sono presenti oltre 550 sorgenti (con portata minima superiore a 1 l/min) (Radina 1969). Per tali sorgenti l’area di alimentazione appare di estensione limitata, i corpi idrici risultano poco profondi e il regime variamente dipendente dagli apporti meteorici. Per tali motivi le sorgenti presenti mostrano un carattere prettamente stagionale (Radina 1969).

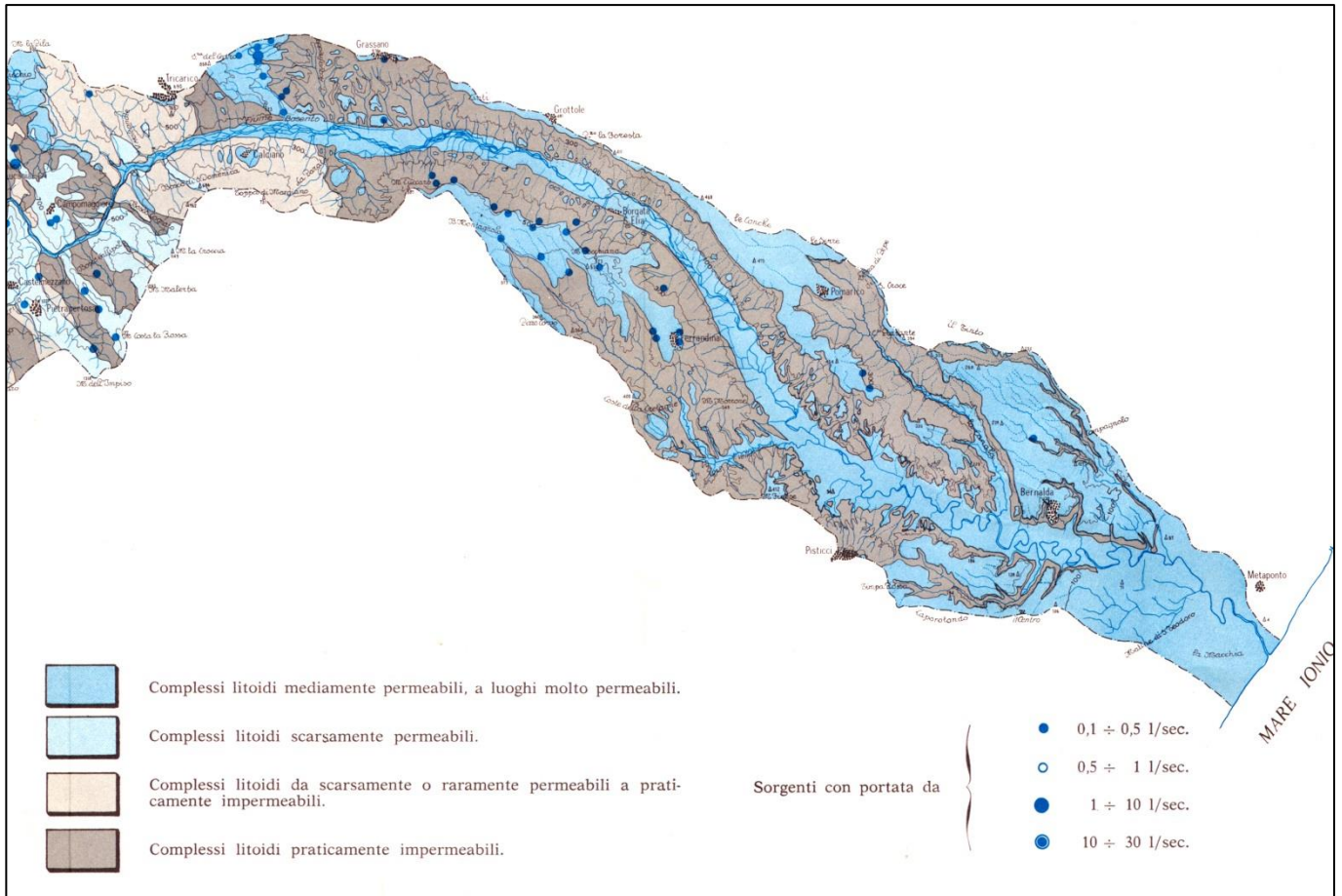


Figura 23 – Stralcio carta “Distribuzione schematica delle permeabilità” con ubicazione delle sorgenti con portata minima superiore a 0.1 l/s (Radina 1969).

I depositi sabbioso-conglomeratici di origine marina (Complesso sabbioso-conglomeratico) affiorano in lembi più o meno estesi, con spessori non molto elevati (mediamente alcune decine di metri), ma sicuramente superiori a quelli delle alluvioni terrazzate, e l'alimentazione delle falde che ospitano è dovuta verosimilmente solo al contributo delle precipitazioni del semestre ottobre-marzo (Radina 1969). Tali depositi ospitano acquiferi di limitata estensione e potenzialità che alimentano sorgenti di portata limitata in genere inferiore a 1.5 l/s (es. Sorgente Fonte Pubblica di Grassano con $Q=1.1$ l/s; Fonte Fichi con $Q=1$ l/s e Fonte Garramone con $Q=0.4$ l/s di Grottole; Fonte San Damiano con $Q=1.6$ l/s e Fonte delle Rose con $Q=0.1$ l/s di Ferrandina; Fonte Donna Rosa con $Q=0.1$ l/s, Fonte San Pietro con $Q=0.25$ l/s e Fonte Acqua Salsa con $Q=0.05$ l/s a Pomarico) (Autorità di Bacino Distrettuale dell'Appennino Meridionale 2018).

Nei depositi alluvionali attuali e recenti nel fondovalle del F. Basento (Complesso alluvionale) le falde idriche si presentano più cospicue e la loro alimentazione è ascrivibile per la maggior parte alle acque che scorrono nel suo alveo (Radina 1969). Questi depositi presentano uno spessore variabile che supera di poco i 20 metri (Radina 1969; Cotecchia et al. 1991). Alcuni tratti della valle sono caratterizzati da una certa eterogeneità che riflette la dinamica fluviale, variabile in senso longitudinale e trasversale alla valle, in dipendenza della sua pendenza e del regime di apporti delle acque di ruscellamento, con il relativo trasporto solido, che si aggiungono al flusso di base. La

presenza di terreni granulometricamente e tessituralmente molto diversi, giustapposti tra loro sia lateralmente che verticalmente, sono espressione dei diversi ambienti deposizionali del sistema fluviale (Cotecchia et al. 1991; Allocca et al. 2007).

Per tali caratteristiche l'acquifero alluvionale presenta rilevanti caratteri di eterogeneità ed anisotropia, con presenza di intervalli poco o per niente permeabili (argille e limi). A livello locale l'acquifero alluvionale può essere caratterizzato da falde sovrapposte, da libere a confinate, con oscillazioni dei livelli anche marcati in relazione alle condizioni climatiche del bacino e con carichi piezometrici molto variabili, che determinano processi di interscambio idrico (Radina 1969; Cotecchia et al. 1991; Allocca et al. 2007; De Vita et al. 2018).

In generale, l'acquifero alluvionale del F. Basento è assimilabile ad un corpo idrico unitario (Celico 1986; Cotecchia et al. 1991; Allocca et al. 2007). Nel tratto vallivo in località Macchia di Ferrandina (tra gli scali di Ferrandina e Pisticci), i depositi presentano una omogeneità verticale e una notevole variabilità degli spessori (Figura 24), che si traduce in marcate differenze in portate e profondità del livello piezometrico statico e dinamico (Radina 1969) (Figura 25).

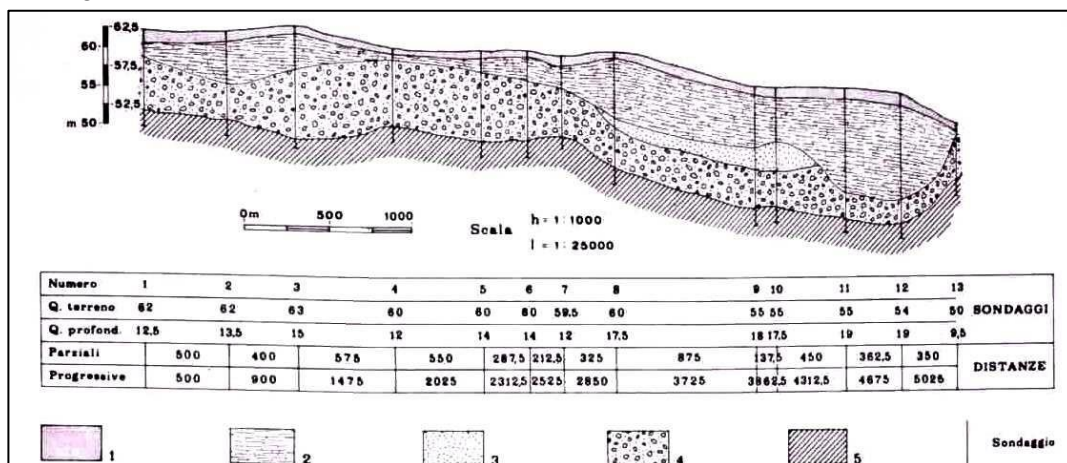


Figura 24 - Sezione nei depositi alluvionali di fondovalle del F. Basento, in contrada Macchia di Ferrandina: 1 - terreno vegetale; 2 - sabbie limose e argillose, limi argillosi; 3 - sabbie; 4 - ghiaie e sabbie a grana grossa e fine; 5 - Argille subappennine (Radina 1969).

Sondaggio n°	Profondità dal p. c. m	Livello H ₂ O dal p. c. m	Portata l/min	Depressione m	Chimismo	
					R. S. 110° gr/l	cloro-jone gr/l
1	12,50	3,10	200	0,55	0,96	0,18
2	13,50	6,50	15	6,00	1,36	0,32
3	15,00	7,60	200	0,30	—	—
4	12,00	1,50	200	0,20	1,48	0,36
5	14,00	3,45	200	0,50	2,30	0,74
6	14,00	7,00	400	0,50	2,28	0,62
7	13,00	4,40	200	3,90	1,99	0,57
8	17,50	9,20	990	2,02	2,29	0,71
9	18,00	10,80	350	2,00	5,34	1,95
10	17,50	13,00	218	1,35	—	—
11	19,00	14,25	200	1,75	6,14	2,73
12	19,00	11,50	342	0,75	—	—
13	9,50	2,00	324	0,30	1,62	0,51

Figura 25 – Caratteristiche dei 13 pozzi della sezione in Figura 24 (Radina 1969).

Per l’individuazione dei punti d’acqua presenti nell’area di studio sono stati consultati i dati del “Piano di gestione acque dell’Appennino meridionale” e il “Catalogo dati della Regione Basilicata”. Entrambi gli studi consultati non riportano la presenza di sorgenti nell’area di studio. Anche le emergenze sorgentizie riportate nel lavoro precedentemente descritto (Radina 1969) non ricadono nell’area di studio (Figura 23).

Mentre, per i pozzi del “Catalogo dati della Regione Basilicata” non è possibile scaricare i dati vettoriali o visionarli mediante webGIS. Pertanto, è stata inoltrata una richiesta per l’accesso al DataBase, in data 15/09/2021, mediante modulo on line sul geoportale RSDI Basilicata, che non ha avuto esito.



LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	56 di 97

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 e dalle prove di permeabilità condotte in fase di perforazione. 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 lo stato di alterazione/fessurazione degli ammassi rocciosi e le caratteristiche granulometriche dei terreni interessati dalle opere in progetto che, come noto, 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

Nei settori di intervento sono stati individuati tre 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 dell’area e sulle caratteristiche di permeabilità dei diversi termini litologici.

Nello specifico, la definizione delle caratteristiche idrogeologiche dei vari complessi presenti nell’area è stata compiuta in considerazione delle prove di permeabilità realizzate nei fori di sondaggio nel corso delle campagne di indagine ● *Italferr 2021*. Nel paragrafo 12.2 “Prove di permeabilità” si riporta una sintesi di tali prove, con indicazione dei valori di permeabilità determinati e dei relativi complessi idrogeologici di appartenenza.

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 e fessurazione dei singoli ammassi. I dati delle prove di permeabilità a disposizione sono stati quindi analizzati in relazione alle specifiche caratteristiche del complesso di appartenenza, scartando eventuali valori anomali o caratteristici di condizioni geologiche ed idrogeologiche locali, non rappresentative del comportamento medio dell’unità.

12.1.1 Complessi delle unità del substrato

Questo gruppo è rappresentato da un singolo complesso idrogeologico, riferibile alla successione marina delle Argille Subappennine.

12.1.1.1 Unità di substrato

Al presente complesso (**USB**) sono associati i depositi silicoclastici delle Argille Subappennine, in facies argilloso-limosa **ASP**, costituenti il substrato geologico dell’intera area di studio. Dal punto di vista litologico, si tratta di argille limose e limi argillosi in strati da sottili a molto spessi, generalmente poco evidenti e a laminazione piano-parallela, con sottili e frequenti intercalazioni di argille marnose, sabbie limose e sabbie medio-fini; nella parte

bassa della sequenza le argille passano eteropicamente a sabbie quarzoso-micacee a grana fine, mentre nella parte alta si rinvengono strati di vulcanoclastiti gradate cui si associano lamine di cineriti.

I litotipi in questione costituiscono limiti di permeabilità per gli acquiferi giustapposti verticalmente o lateralmente e, nel contesto idrogeologico di riferimento, rappresentano degli *aquiclude* di notevole importanza per tutti i corpi idrogeologici limitrofi; non sono presenti falde o corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza. La permeabilità, per porosità e fessurazione, è variabile da impermeabile a molto bassa. A tale complesso si può pertanto attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-10}$ e $5 \cdot 10^{-7}$ m/s.

12.1.2 *Complessi dei depositi di copertura*

Tale gruppo è rappresentato da due differenti complessi idrogeologici, composti essenzialmente da depositi quaternari di natura alluvionale, antropica ed eluvio-colluviale. I presenti depositi si rinvengono come copertura del substrato geologico dell’area e sono ulteriormente suddivisibili in relazione alla posizione morfologica e all’estensione plano-altimetrica.

12.1.2.1 Depositi alluvionali di fondovalle

Tale complesso (**DAF**) è composto dai depositi ghiaioso-sabbiosi delle unità **ba1**, **bc1**, dai terreni sabbioso-limosi delle unità **bb2** e dai depositi limoso-argillosi dell’unità **bc3**. Litologicamente si tratta di ghiaie poligeniche ed eterometriche, da sub-angolose ad arrotondate, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa da scarsa ad abbondante; sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi a struttura indistinta o laminata, con locali ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; argille limose e limi argillosi a struttura indistinta o laminata, con rare ghiaie poligeniche da sub-angolose a sub-arrotondate; talora sono presenti livelli di limi argilloso-sabbiosi e lenti di ghiaie poligeniche di dimensioni millimetriche e centimetriche.

I litotipi in esame costituiscono acquiferi porosi di elevata trasmissività, fortemente eterogenei ed anisotropi; sono sede di una falda freatica di discreta rilevanza, generalmente a deflusso unitario, che presenta interscambi con i corpi idrici superficiali e/o sotterranei delle strutture idrogeologiche limitrofe; i livelli meno permeabili favoriscono il confinamento di alcune porzioni dell’acquifero e rappresentano, pertanto, degli *aquitard* di modesta rilevanza. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da molto bassa a media. A tale complesso si può quindi attribuire un coefficiente di permeabilità k compreso tra $5 \cdot 10^{-8}$ e $1 \cdot 10^{-3}$ m/s.

12.1.2.2 Terreni di copertura

A questo complesso (**TRC**) sono riferiti i terreni di copertura recenti delle unità **b2** e **h**. Sotto il profilo litologico, si tratta di ghiaie poligeniche ed eterometriche, da angolose a sub-arrotondate, con locali frammenti di laterizi, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa da scarsa ad abbondante; limi argillosi, argille sabbiose e limi argilloso-sabbiosi a struttura indistinta, con diffusi resti vegetali e locali ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate; a luoghi si rinvengono passaggi di sabbie e sabbie limose a struttura indistinta, con diffusi resti vegetali e abbondanti ghiaie poligeniche da sub-angolose a sub-arrotondate.

I terreni in esame costituiscono acquiferi porosi di scarsa trasmissività a causa del ridotto spessore dei depositi, fortemente eterogenei ed anisotropi; sono privi di corpi idrici sotterranei di importanza significativa, a meno di piccole falde a carattere stagionale, direttamente influenzate dal regime delle precipitazioni meteoriche. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da bassa ad alta. Al presente complesso, pertanto, è possibile attribuire un coefficiente di permeabilità k compreso tra $1 \cdot 10^{-7}$ e $1 \cdot 10^{-2}$ m/s.

12.2 Prove di permeabilità

Di seguito si riporta una sintesi delle prove relative al progetto in esame per la Errore. L'origine riferimento non è stata trovata., con indicazione dei valori di permeabilità determinati distinti per i relativi complessi idrogeologici di appartenenza.

sigla	prova	tipologia	profondità <i>m</i>	permeabilità <i>m/s</i>	identificativo CI
S-V28	L1	Lefranc	2.0 - 3.0	3.22E-08	<i>Italferr 2021</i>
S-V28	L2	Lefranc	9.0 - 10.0	2.32E-08	<i>Italferr 2021</i>

Tabella 3 - Prospetto sintetico delle prove di permeabilità per il complesso dei Depositi alluvionali di fondovalle (DAF), per il codice Campagna indagini cfr. capitolo 3 - Documenti di riferimento, ND: non sono disponibili i certificati delle prove.

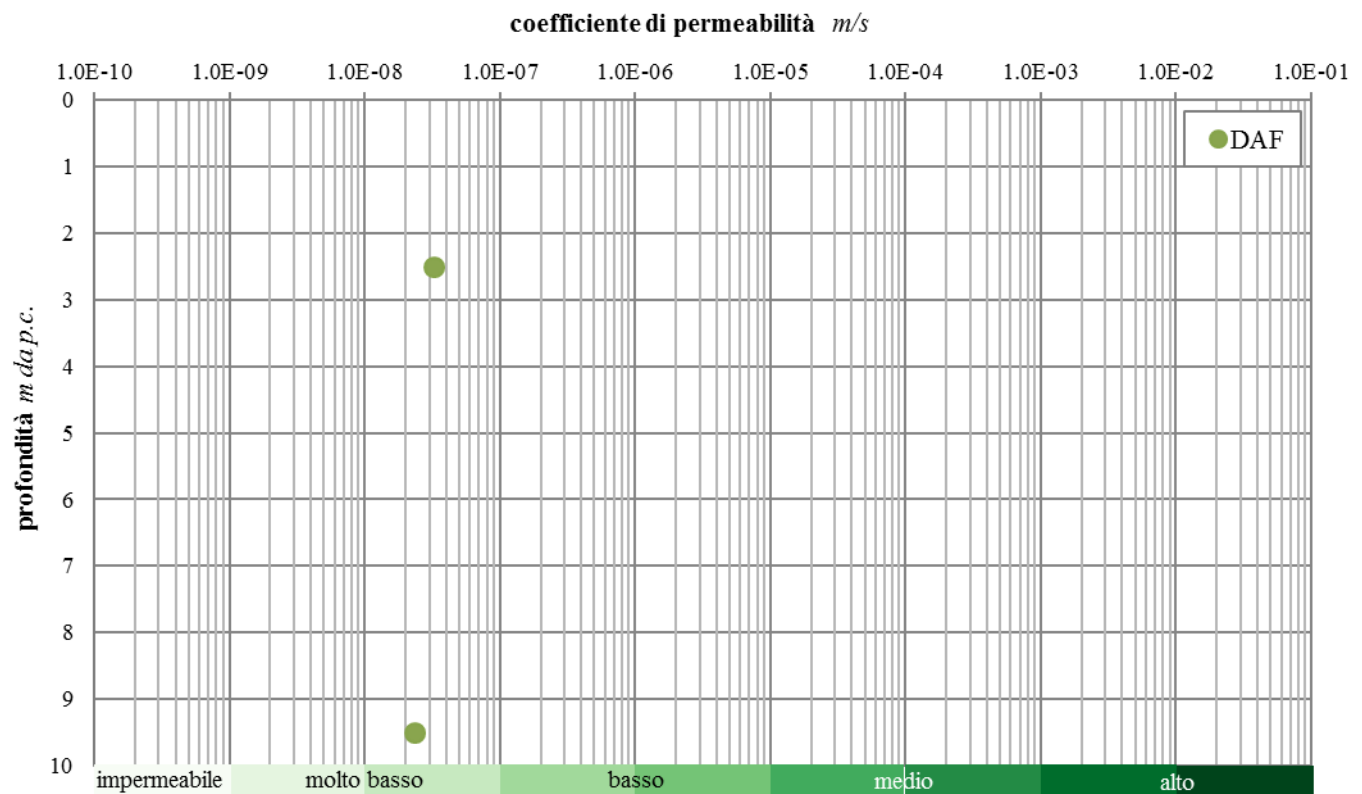


Figura 26 -Grafico di distribuzione del coefficiente di permeabilità in funzione della profondità per il complesso dei Depositi alluvionali di fondovalle (DAF).

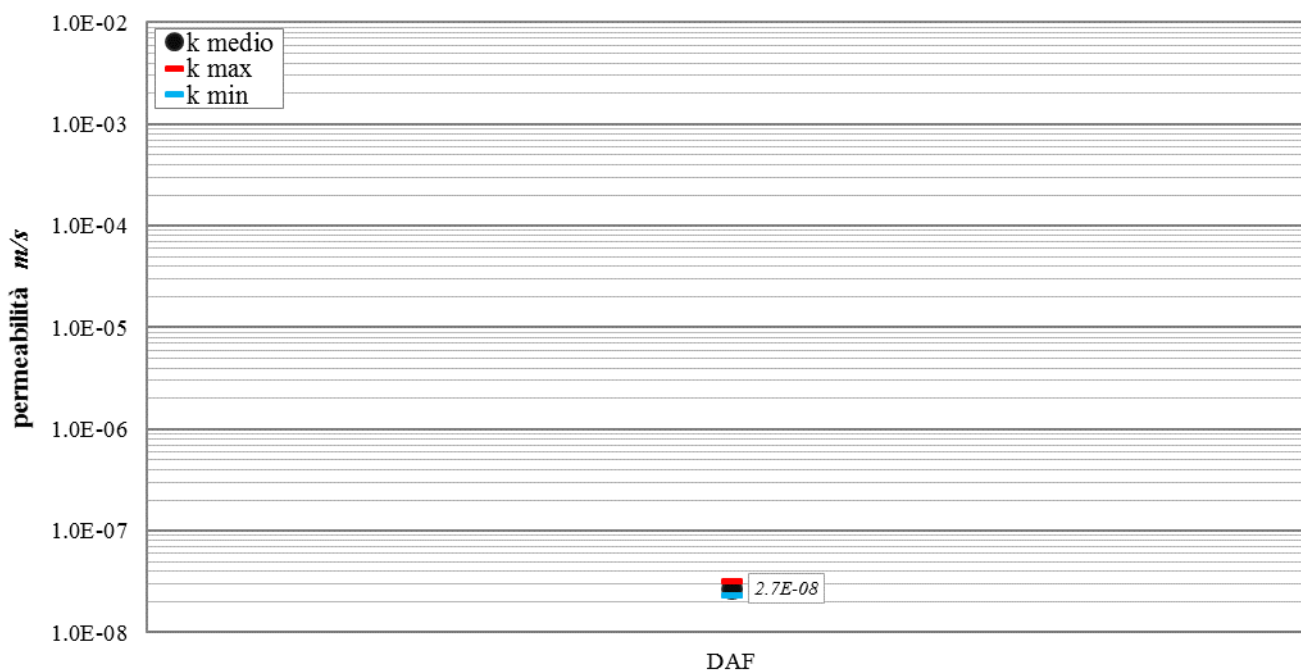


Figura 27 -Grafico di distribuzione del coefficiente di permeabilità per il complesso individuato nell’area di studio.

12.3 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 consistenti nella misura del livello di falda nei tubi piezometrici precedentemente installati nei fori di sondaggio. In particolare, durante la campagna indagini eseguita è stato attrezzato con piezometro n. 1 fori di sondaggio a tubo aperto. Più in dettaglio le letture condotte da Italferr da aprile 2021 fino a novembre 2021. La campagna di monitoraggio piezometrico è ancora in corso di esecuzione, quindi, interesserà tutto l’iter di approfondimento progettuale.

12.3.1 Monitoraggio piezometrico nei fori di sondaggio della campagna indagine Italferr 2021

Di seguito viene riassunto il monitoraggio piezometrico nei fori di sondaggio della campagna indagini *Italferr 2021*. In particolare, si riportano i principali dati disponibili (sigla, piezometro, data, prof. falda, quota falda e note).

sigla	piezometro	data	prof. falda <i>m dal p.c.</i>	quota falda <i>m s.l.m.</i>	note
S-V28	Tubo aperto <i>cieco: 0.0 - 3.0</i> <i>finestrato: 3.0 - 24.0</i> <i>cieco: 24.0 - 30.0</i>	05/2021	2.30	25.70	
		06/2021	2.48	25.52	
		07/2021	2.73	25.27	
		08/2021	2.73	25.27	
		08/2021	2.77	25.23	



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	60 di 97

sigla	piezometro	data	prof. falda m dal p.c.	quota falda m s.l.m.	note
		09/2021	2.23	25.77	
		10/2021	2.98	25.02	
		11/2021	3.03	24.97	

Tabella 4 - Dati di monitoraggio piezometrico condotto sulle strumentazioni installate nei fori di sondaggio della campagna indagine Italferr 2021, utilizzati nello studio di ricostruzione della falda; in rosso è evidenziata la misura massima rilevata, mentre in blu la minima.

12.4 Condizioni di deflusso idrico sotterraneo

Tutti i dati raccolti durante il presente studio, di carattere sia geologico che idrogeologico, hanno permesso di definire le caratteristiche peculiari dell’area e di individuare, per grandi linee, il regime di deflusso idrico sotterraneo proprio dei settori di interesse. Quest’ultimo, in particolare, è direttamente connesso alle caratteristiche di permeabilità dei termini litologici presenti e al locale assetto strutturale e litostratigrafico dell’area.

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 areale e verticale dei depositi. Ad essi si aggiungono, inoltre, alcuni corpi idrogeologici di ridotta permeabilità che, nello specifico contesto di riferimento, possono essere considerati degli *aquiclude* o al più degli *aquitard*, in quanto tamponano lateralmente e verticalmente gli acquiferi sotterranei più importanti.

I termini argilloso-limosi del substrato infra-pleistocenico si rinvergono in tutta l’area di studio, sia lungo i versanti che al di sotto delle coperture sedimentarie più recenti. Questi terreni sono caratterizzati da una permeabilità variabile da bassa a molto bassa, talora fino a impermeabile, e non sono sede di falde o corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza. Tali terreni tamponano lateralmente e verticalmente gli altri acquiferi presenti e quindi, nello schema di circolazione idrica dell’area, possono essere considerati come degli *acquiclude* di notevole rilevanza per tutte le idrostrutture limitrofe. Localmente, in corrispondenza degli orizzonti più grossolani intercalati all’interno della successione è comunque possibile ritrovare piccole falde confinate di ridotta estensione ed importanza. Anche se non sono presenti corpi idrici sotterranei, le misure piezometriche condotte hanno evidenziato che questi terreni risultano comunque saturi in profondità, generalmente a partire da alcuni metri dal p.c..

I depositi alluvionali che colmano i principali fondovalle dell’area, come quello del Fiume Basento e dei suoi affluenti maggiori, sono costituiti da terreni piuttosto eterogenei dal punto di vista granulometrico, anche se generalmente con una discreta trasmissività. Prevalgono in generale i livelli sabbioso-limosi e argilloso-limosi. All’interno di tali depositi è presente una falda freatica di discreta rilevanza, parzialmente alimentata dalle precipitazioni meteoriche e con diffusi interscambi con i corpi idrici superficiali. Il deflusso è prevalentemente unitario e fortemente condizionato dall’andamento del substrato pleistocenico. Generalmente la superficie freatica è posta ad alcuni metri di profondità dal piano campagna, mentre le emergenze sorgentizie sono del tutto assenti a causa delle specifiche caratteristiche morfologiche dei settori di affioramento di questi depositi. I livelli meno permeabili, a composizione argilloso-limosa, favoriscono il confinamento di alcune porzioni dell’acquifero e rappresentano, pertanto, degli *aquitard* di modesta rilevanza.

Infine, i terreni di copertura più recenti di genesi eluvio-colluviale e secondariamente antropica sono caratterizzati da una permeabilità estremamente variabile, compresa bassa e alta. A causa del ridotto spessore, questi terreni sono in genere privi di falde e corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza. Localmente, ove sussistono le adeguate

condizioni idrogeologiche ed è presente un livello meno permeabile alla base, è possibile che si formino piccole falde a carattere stagionale, direttamente influenzate dal regime delle precipitazioni meteoriche o dagli apporti idrici connessi alle attività antropiche nell'area.

In relazione a quanto esposto, nell'area di studio è possibile individuare diverse condizioni idrogeologiche e di deflusso idrico sotterraneo: *i*) una condizione relativa ai settori di fondovalle con spesse coperture quaternarie; *ii*) una condizione di versante con depositi di copertura a permeabilità variabile e substrato poco permeabile. La prima condizione è caratteristica di tutto il tracciato di progetto, che ricade sempre lungo il margine settentrionale della piana del Fiume Basento. La seconda condizione si rinviene invece lungo i versanti e, pertanto, non presenta interferenze dirette con le opere in esame.

I settori di fondovalle sono relativi alla piana alluvionale del Fiume Basento e dei suoi affluenti maggiori. In questi settori è presente una falda di sub-alveo all'interno dei depositi alluvionali attuali, recenti e antichi che colmano la valle. Generalmente, tale falda è sostenuta dai depositi pelitici del substrato, che si rinvergono a profondità superiori a 35 m circa. La falda segue l'andamento della superficie topografica e mostra un deflusso orientato prevalentemente verso ESE e SE, in direzione della costa ionica. L'alimentazione di questo corpo idrico sotterraneo è dovuta sia alle precipitazioni meteoriche che agli apporti dei corsi d'acqua superficiali. La superficie piezometrica è posta generalmente tra 1 e 3 m di profondità dal p.c..

I settori di versante caratterizzati da depositi di copertura a permeabilità variabile e substrato poco permeabile si rinvergono lungo i versanti che bordano le principali piane alluvionali, come quella del Fiume Basento. In questi settori le coltri eluvio-colluviali sono prive di corpi idrici sotterranei di importanza significativa, a meno di piccole falde a carattere stagionale, direttamente influenzate dal regime delle precipitazioni meteoriche. Invece, i depositi del substrato condizionano fortemente l'andamento delle falde, definendo l'orientazione del deflusso e la formazione di piccole emergenze sorgentizie a carattere stagionale. I depositi pleistocenici del substrato costituiscono quindi degli *aquiclude* di notevole rilevanza per tutti i corpi idrogeologici limitrofi.

13 SISMICITÀ DELL’AREA

Le caratteristiche di sismicità della Basilicata sono da porre in relazione, essenzialmente, 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).

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 una intensità decisamente inferiori ai precedenti e risultano connessi, in buona sostanza, a faglie distensive e trascorrenti orientate circa E-W (Pierri et al. 2008).



Figura 28 -Localizzazione delle potenziali sorgenti di terremoti con $M>5.5$ nell’area di studio (da DISS Working group 2018, Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), versione 3.2.1., <http://diss.rm.ingv.it/dissmap/dissmap.phtml>).

La consultazione del database DISS (vers.3.2.1., 2018), relativo alle potenziali sorgenti sismogenetiche con magnitudo maggiore di 5.5, mostra che a circa 8 km a SW del tracciato di progetto (Figura 28) ricade la zona di subduzione ITSD001 *Calabrian Arc* (Tabella 5, Bordoni & Valensise 1998; Faccenna et al. 2005; Van Dijk et al. 2000; Finetti 2005; Chiarabba et al. 2008).

Parameter			Quality	Evidence
Min Seismogenic depth	km	10.0	EJ	Inferred from tectonic and seismological considerations.
Max Seismogenic depth	km	50.0	EJ	Inferred from tectonic and seismological considerations.
Dip direction	-	NW	LD	Based on geophysical data from various authors.
Convergence azimuth	deg	275÷310	LD	Based on geodetic data from various authors.
Convergence rate min - max	mm/y	1.0÷5.0	LD	Based on geodetic data from various authors.
Max Magnitude	Mw	7.1	EJ	Inferred from regional tectonic considerations.

Tabella 5 – Quadro riassuntivo della zona di subduzione ITSD001 *Calabrian Arc*. Legenda LD=literature data, EJ=expert judgement.

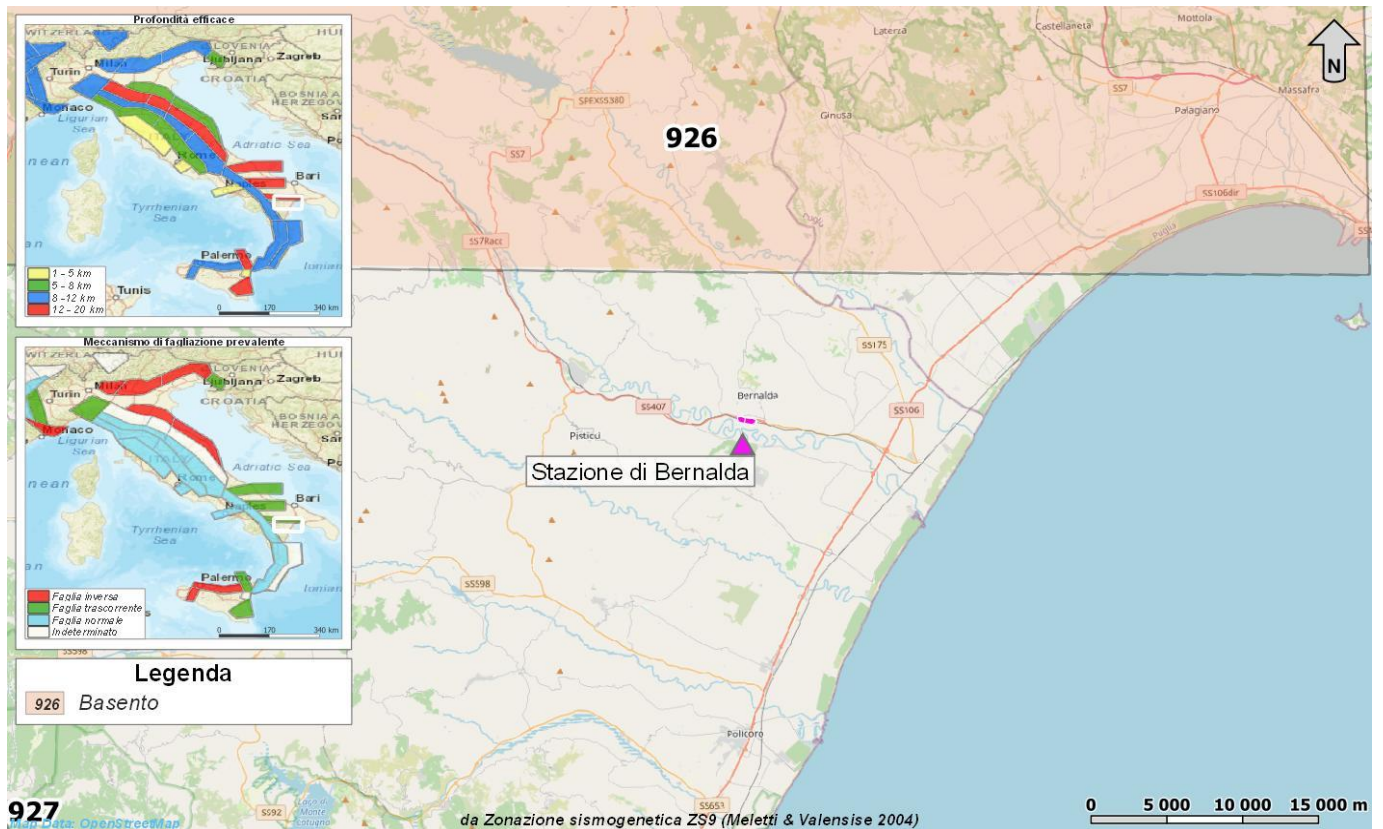


Figura 29 -Stralciamento della Zonazione sismogenetica ZS9 dell'area di studio, con individuazione delle opere in progetto (magenta).

Per quanto riguarda l'attuale Zonazione sismogenetica del territorio nazionale ZS9 (Meletti & Valensise 2004), i settori di studio ricadono a circa 10 km a sud della **Zona 926** "Basento" (Figura 29). Sulla base degli studi sismologici più aggiornati, in tale zona sono attesi terremoti di elevata profondità ($P = 12-20$ km) e di bassa magnitudo ($M_{max} = 5.91$), riconducibili a meccanismi di fagliazione prevalentemente trascorrente.

13.1 Sismicità storica

In generale l'area di studio appare interessata in modo marginale dall'attiva sismicità che caratterizza alcune aree vicine, quali la Calabria settentrionale e soprattutto la fascia appenninica compresa fra Campania meridionale e Basilicata. In prossimità della zona di studio (Figura 30) si sono osservati rari eventi di entità modesta mentre appaiono più rilevanti gli effetti locali di alcuni terremoti originatisi in aree sismogeniche più lontane (Tabella 6).

data	area epicentrale	I _x	M _w
1273	Potenza	8-9	5.8
1561/08/19	Vallo di Diano	10	6.4
1694/09/08	Irpinia-Basilicata	11	6.9
1708/01/26	Pollino	7-8	5.6
1826/02/01	Tito (PZ)	8	5.7
1831/01/02	Lagonegro (PZ)	8	5.5
1836/11/20	Lagonegro (PZ)	8	5.8
1846/08/08	Campomaggiore (PZ)	6-7	5.3
1851/08/14	Basilicata	10	6.3
1853/04/09	Irpinia	9	5.9
1857/12/16	Basilicata	11	7.0
1910/06/07	Irpinia-Basilicata	9	5.9
1930/07/23	Irpinia	10	6.7
1954/08/06	Potentino	6	5.3
1963/02/13	Tito (PZ)	7	5.3
1980/11/23	Irpinia-Basilicata	10	6.9
1982/03/21	Maratea (PZ)	7-8	5.2
1990/05/05	Potentino	7-8	5.8
1991/05/26	Potentino	7	5.2
1998/09/09	Appennino Calabro-Lucano	7	5.7

Tabella 6 – Principali terremoti storici che hanno prodotto effetti di danno in Basilicata (Catalogo CPTI).

Il 16 dicembre 1857 un fortissimo terremoto (MW=7.0) colpì l'area appenninica fra Basilicata e Campania: danni gravissimi si ebbero soprattutto nella Val d'Agri. Grumento Nova e Montemurro furono distrutte e oltre la metà della popolazione rimase vittima del crollo delle case. Danni analoghi si ebbero anche a Marsico Nuovo, Polla, Tito e Viggiano. Furono danneggiate in modo grave numerose località dell'area appenninica compresa fra le province di Potenza e Salerno. I morti furono complessivamente oltre 10000. L'evento principale fu seguito da numerose repliche alcune delle quali produssero ulteriori danni.

Questo terremoto fu oggetto di uno studio molto approfondito, ad opera dell'inglese Robert Mallet, che costituisce una pietra miliare della sismologia moderna; il Mallet commissionò una campagna di riprese fotografiche al fotografo francese Alphonse Bernoud, il cui lavoro costituisce uno dei più significativi esempi di fotogiornalismo moderno. La grande quantità di informazioni disponibili (inclusi alcuni rapporti ufficiali e l'indagine sistematica condotta da Robert Mallet) consente di documentare effetti di danneggiamento per più di 250 località. Oltre a

Montemurro e Grumento Nova, per una ventina di località l’intensità è classificata con un grado superiore al 9 MCS: Alianello, Atena Lucana, Brienza, Calvello, Castelsaraceno, Marsico Nuovo, Missanello, Paterno, Polla, Sant’Angelo le Fratte, Sant’Arcangelo, Sarconi, Spinoso, Tito, Tramutola, Viggiano, Guardia Perticara, Marsicovetere e Pertosa, mentre altre 70 località subiscono danni gravi, classificati con intensità dei gradi 8 o 9 MCS.

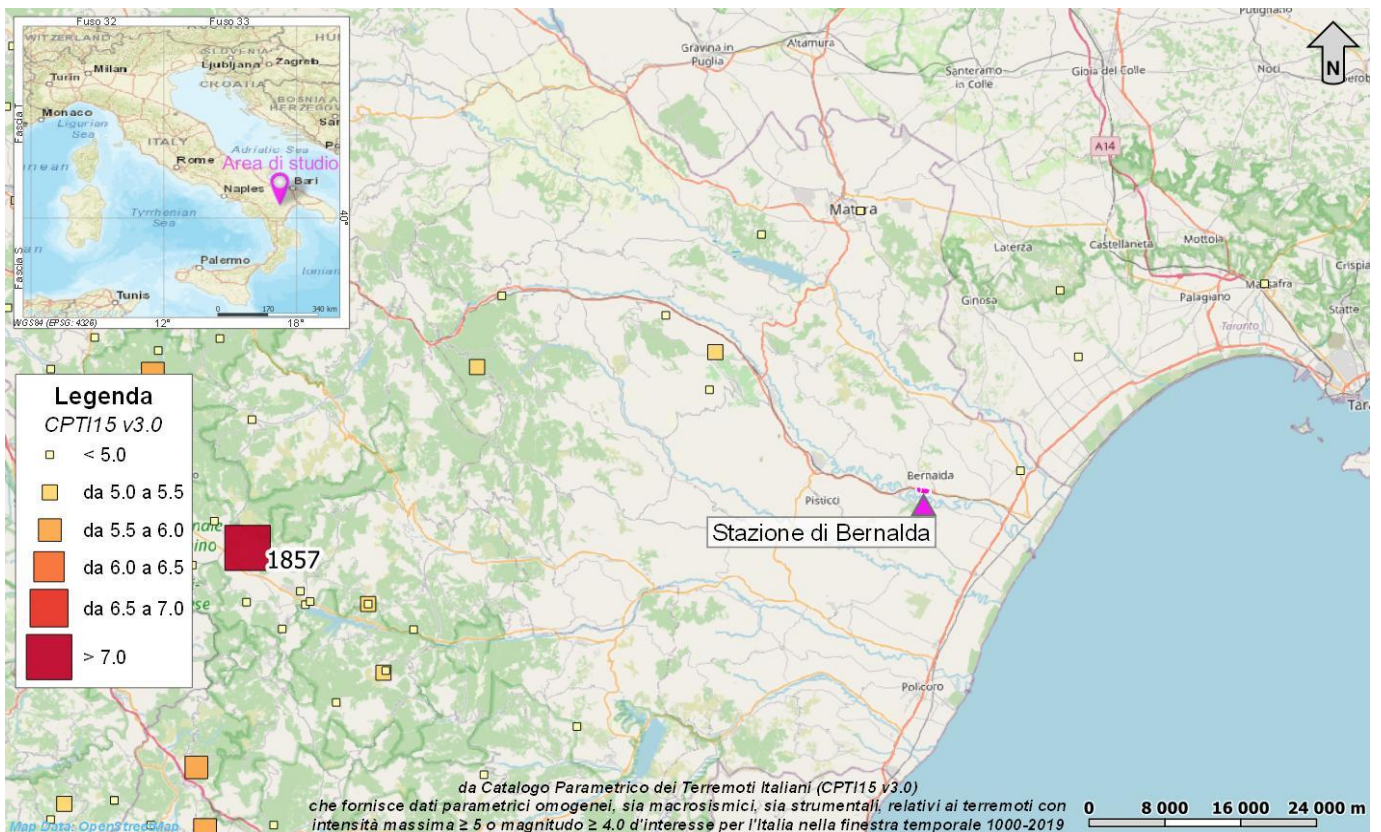


Figura 30 -Epicertri e magnitudo dei principali terremoti storici che hanno interessato il settore di studio, con indicazione della tratta relativa al lotto in esame (magenta).

I frammenti di cronaca riportano: “Nella scorsa notte, verso le 10 1/4 pomeridiane, si sono sentite in questa città capitale due forti scosse di tremuoto ondulatorio, con breve intervallo fra esse. Non sono, la Dio merce, a lamentarsi danni di sorta. Solo lo spavento ha spinto buona parte della popolazione a correre e intrattenersi ne luoghi aperti, senza per altro turbar menomamente l’ordine pubblico. Questa notizia medesima con le stesse circostanze ci perviene da Caserta, Nola, Aversa, Pozzuoli, Salerno ed Avellino, ne quali luoghi, dallo spavento in fuori, non si hanno a deplorare sventure ne alterazione di ordine al Principato Citeriore, Eboli e campagna han sentito con più forza le due scosse, e nel secondo di questi comuni e crollata una casa senza danno di persona. Il dispaccio elettrico di Salerno aggiunge non aversi cola notizie da Sala, da Lagonegro, e dalle Calabrie, non ostante le replicate domande di quella stazione...” (Corrispondenza da Napoli pubblicata dal “Giornale del Regno delle Due Sicilie” del 17 dicembre 1857).

Di seguito sono elencati gli eventi sismici riportati nel Database Macrosismico Italiano pubblicato dall’INGV (versione DBMI15 v3.0, Rovida et al. 2021) al fine di documentare la storia sismica del centro abitato di Bernalda, ricadente nella provincia di Matera (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di Bernalda
[40.407, 16.688]

Numero eventi:16

In occasione del terremoto del:													
Effetti	I	N	Year	Mo	Da	Ho	Mi	Se	EpicentralArea	DepDef	IoDef	MwDef	ErMwDef
	6-7	1268	1857	12	16	21	15		Basilicata		11	7.12	0.1
	3-4	1538	1887	12	3	3	45		Calabria settentrionale		8	5.55	0.12
	3-4	1703	1897	5	28	22	40	2	Ionio		6	5.46	0.11
	3	1804	1901	12	13	0	10	22	Calabria		5	4.81	0.18
	4-5	1883	1905	9	8	1	43		Calabria centrale		10-11	6.95	0.09
	4-5	2739	1956	1	9	0	44		Materano		6	4.72	0.17
	2	2912	1966	7	6	4	24		Alta Murgia		4	4.26	0.17
	4-5	3201	1978	9	24	8	7	44	Materano		6	4.75	0.11
	4	3236	1980	5	14	1	41		Alta Val d'Agri		5-6	4.83	0.1
	3-4	3338	1982	3	21	9	44	1.59	Golfo di Policastro		7-8	5.23	0.1
	5	3625	1990	5	5	7	21	29.61	Potentino	10		5.77	0.1
	5	3652	1991	4	18	19	24	3.06	Piana di Metaponto	0.1		4.13	0.16
	5	3657	1991	5	26	12	25	59.42	Potentino	0.1	7	5.08	0.1
	3	3731	1994	1	7	18	30	12.46	Golfo di Taranto	30		4.03	0.16
	3	3801	1996	4	3	13	4	34.98	Irpinia	13.9	6	4.9	0.1
	3-4	4298	2006	6	22	19	34	58.34	Costa calabra settentrionale	10		4.7	0.07

Tabella 7 - Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Bernalda (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); N numero di registrazione del terremoto in ordine cronologico; EpicentralArea area epicentrale o area con i maggiori effetti macrosismici; DepDef profondità predefinita MCS); Mw magnitudo momento; ErMw errore associato alla magnitudo momento.

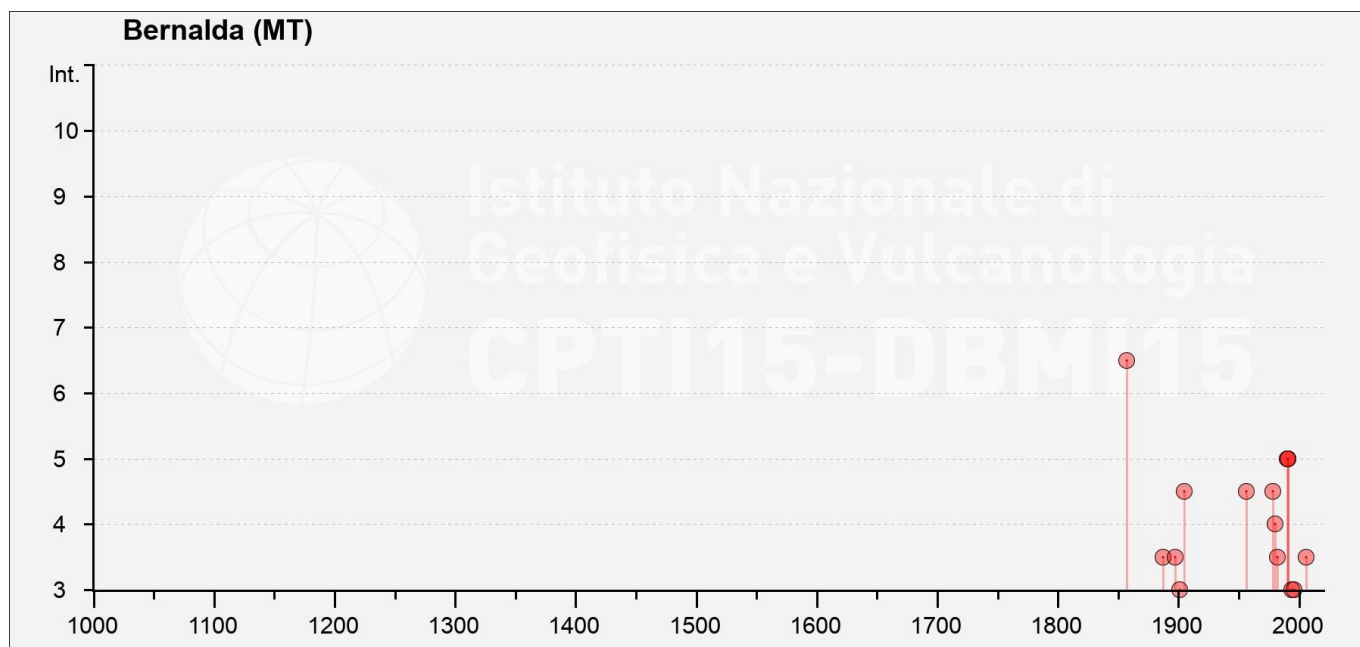


Figura 31 – Grafico illustrante la storia sismica di Bernalda. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/query_place/).

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.

Con l’emanazione dell’Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri 3519/06 lo Stato ha definito i criteri nazionali che ciascuna Regione deve seguire per l’aggiornamento della classificazione sismica del proprio territorio. Questo strumento normativo ha portato a valutare la classificazione sismica del territorio secondo parametri sismologici svincolati dal solo criterio politico del limite amministrativo fin qui utilizzato.

La Regione Basilicata, con D.G.R. 19 novembre 2003 n. 731, ha provveduto all’aggiornamento della classificazione sismica dei Comuni. Con la L.R. n. 9 del 7 giugno 2011 (pubblicata sul Bollettino Ufficiale n. 17 del 10 giugno 2011) e ss.mm.ii., la Regione Basilicata ha inoltre definito le specifiche per gli studi di microzonazione sismica da effettuare sul territorio regionale e ha riclassificato il territorio regionale. Secondo tale normativa il territorio del comune di Bernalda ricadeva in **Zona sismica 2** con livello di pericolosità medio, ovvero aree che potrebbero essere interessate da eventi sismici abbastanza forti ($0.15 < ag \leq 0.25$).

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 32).

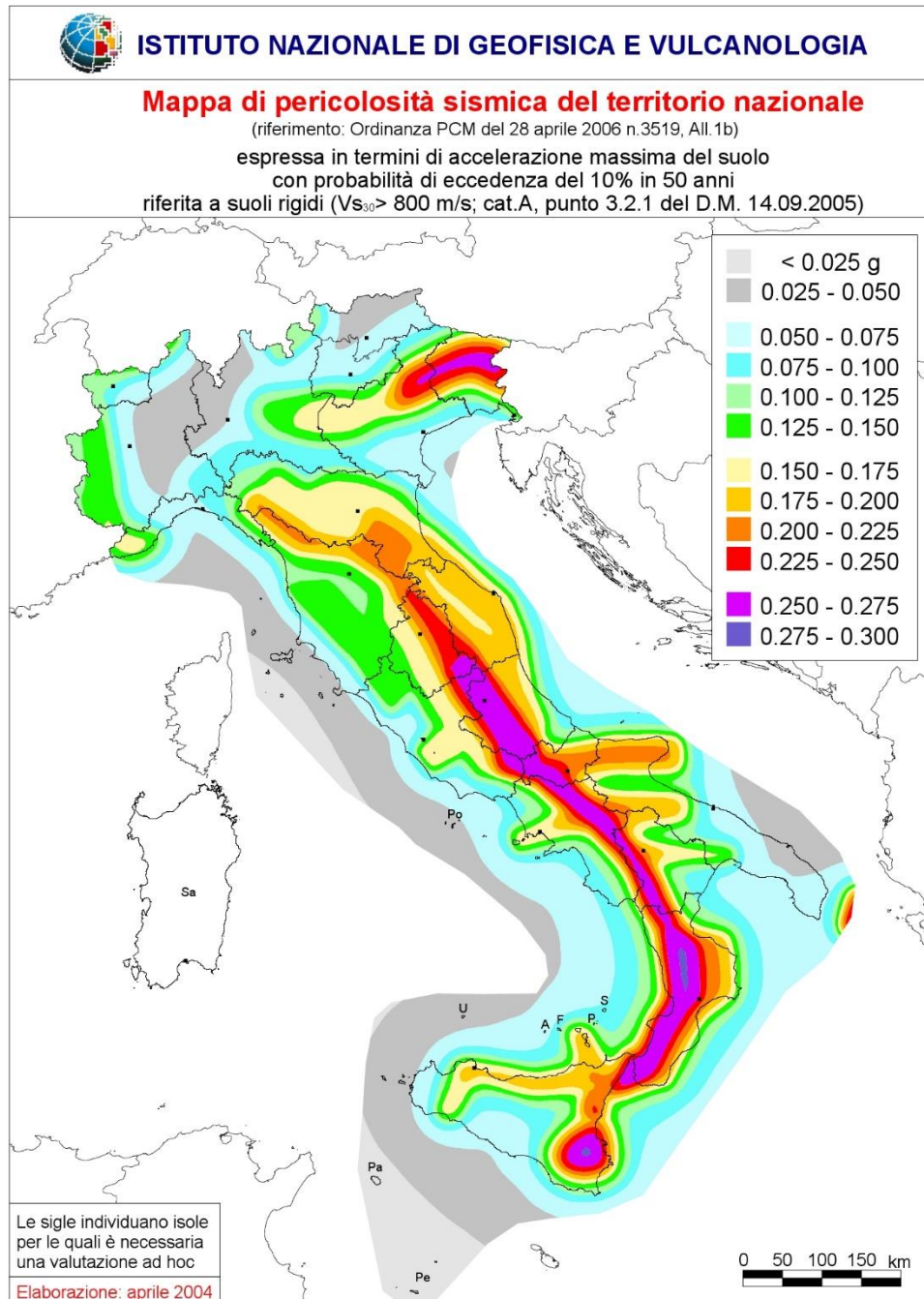


Figura 32 -Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale (da Meletti & Montaldo 2007) contenuta nel Progetto S1 dell'INGV-DPC (<http://esse1.mi.ingv.it/d2.html>).

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 fondamentali zone sismiche. La vecchia classificazione sismica produceva, sovente, 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 che avveniva 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 continue e graduali. Successivamente verrà mantenuta, infatti, la classificazione secondo la quale il territorio nazionale è suddivisibile 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 (Figura 33). In particolare, per la zona interessata dalla tratta ferroviaria progettuale, i valori di accelerazione al suolo (con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni) sono compresi all'incirca nell'intervallo 0.075-0.125 a_g (accelerazione massima del suolo).

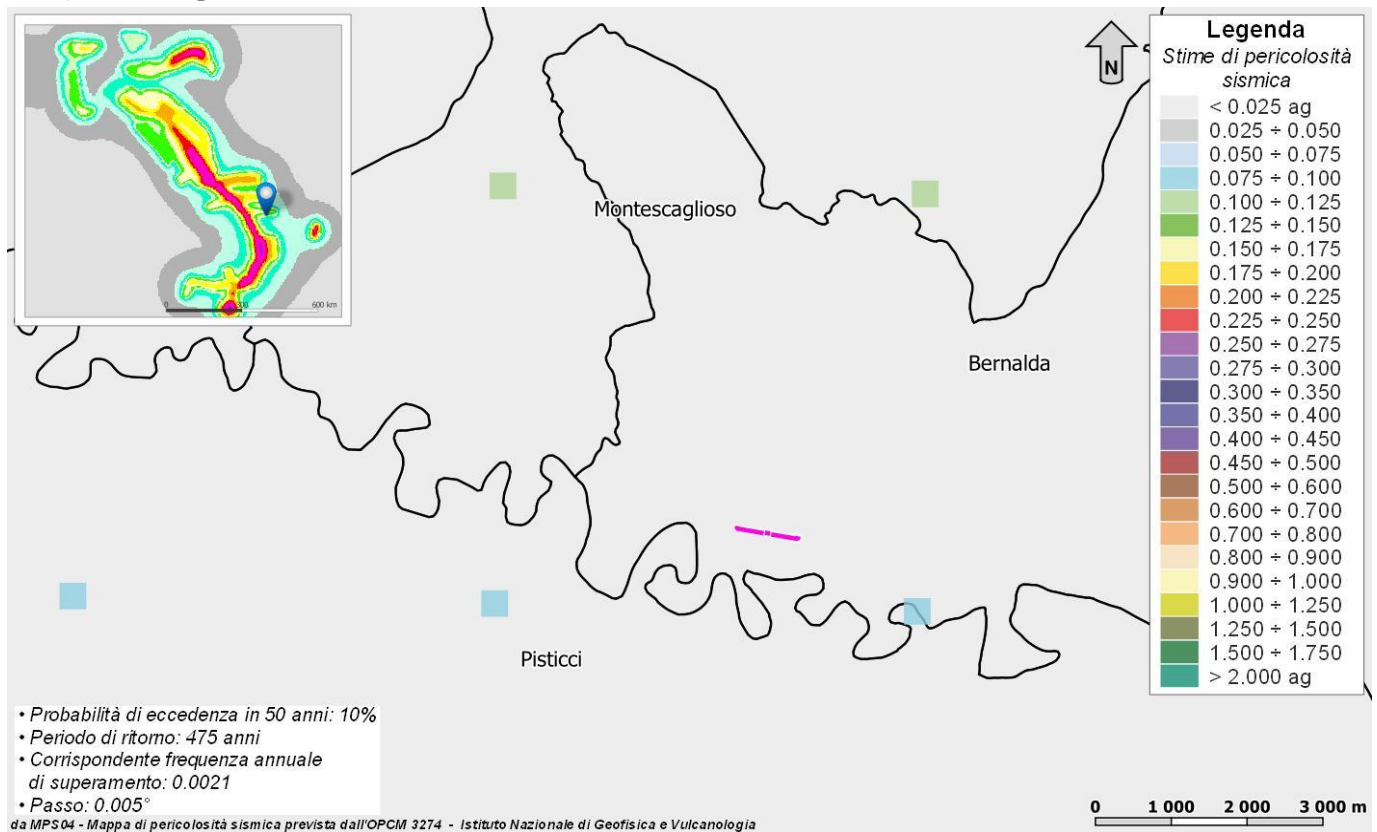


Figura 33 -Mappa di pericolosità sismica per l'area di interesse; i colori della legenda indicano le diverse accelerazioni del suolo (<http://esse1-gis.mi.ingv.it>).

Inoltre, il database del progetto ITHACA (*ITaly HAZard from Capable faults*) mostra l'assenza, nell'area progettuale di faglie capaci, definite come lineamenti tettonici attivi che potenzialmente possono creare deformazioni in superficie e produrre fenomeni dagli effetti distruttivi per le opere antropiche. Infatti, solo ad oltre 30 km a SW del tracciato di progetto sono presenti due faglie attive riferibili al Sistema Basilicata (Figura 34). Si tratta, in particolare, della Faglia Sauro (*FaultCode*: 32500) e della Faglia Sant'Arcangelo (*FaultCode*: 32501) (Ascione & Cinque 1999).

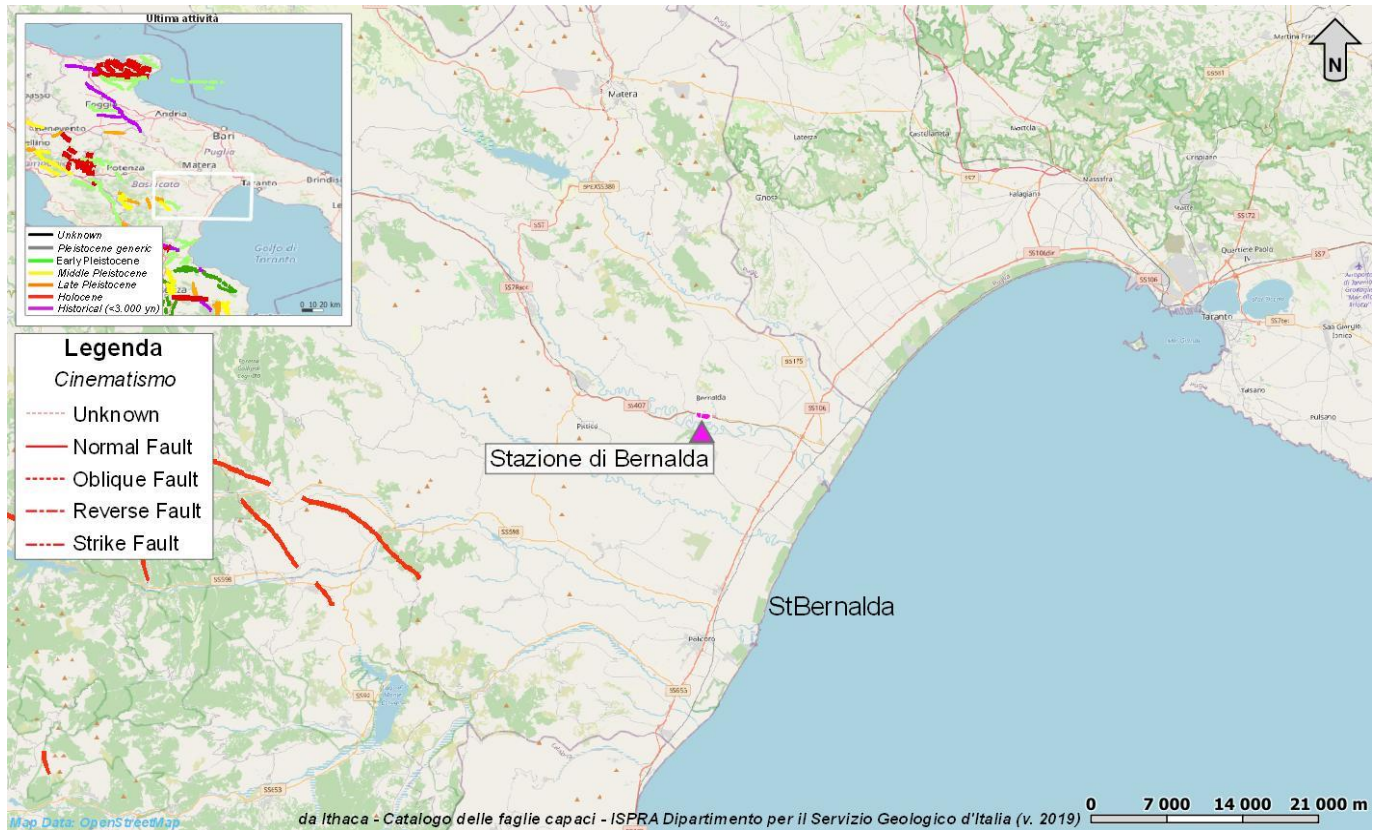


Figura 34 -Stralcio cartografico dell'area di interesse con indicazione schematica del lotto in questione (magenta), e delle faglie capaci (rosso).

Per quanto concerne i sismi che hanno interessato l'area di studio dal 1 gennaio 1985 a settembre 2021, i dati sono stati recuperati dal database ISIDE dell'INGV considerando un'area di raggio 100 km dal tracciato (Figura 35), che include le aree epicentrali dei terremoti più intensi. Dalla planimetria si può distinguere la principale area sorgente si sviluppa lungo l'Arco Appenninico, tra la regione Basilicata, la regione Calabria e la regione Campania, con profondità per lo più comprese entro i 20 km. In generale le profondità sono per la maggior parte entro i 10 km e le magnitudini più rappresentate variano tra 2.0 e 4.0.

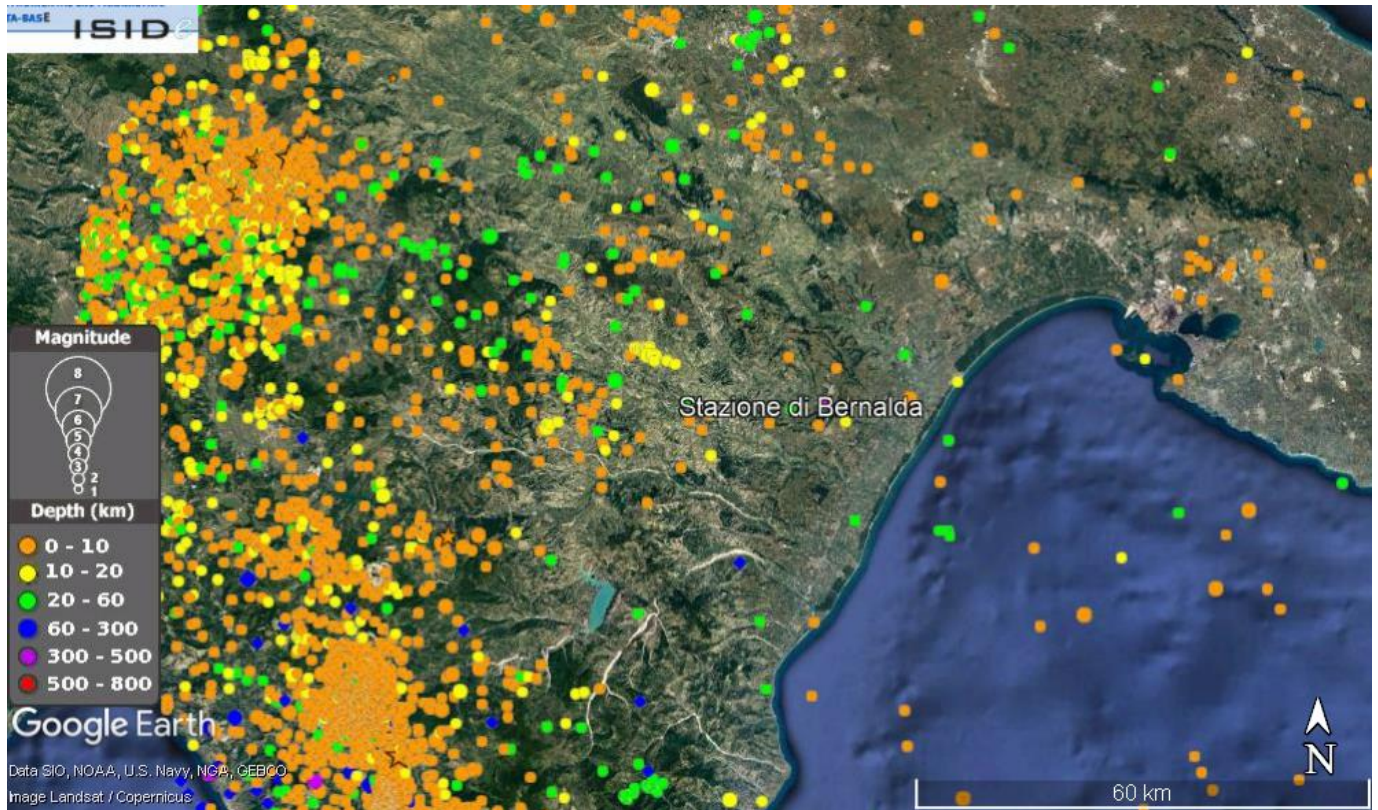


Figura 35 -Database ISIDe: distribuzione terremoti periodo 1985-2021, in un raggio di circa 100 km.

In prossimità dell’area di studio, il database ISIDe riporta la presenza di alcuni terremoti di ridotta profondità e moderata magnitudo (Figura 36). Gli epicentri ricadono sia lungo il fondovalle del Fiume Basento che lungo i rilievi collinari che lo bordano. Nello specifico, la magnitudo più elevata è pari a 2.6 e si registra in occasione del terremoto del 29/07/1985 che confermano la sismicità di tutta la zona.

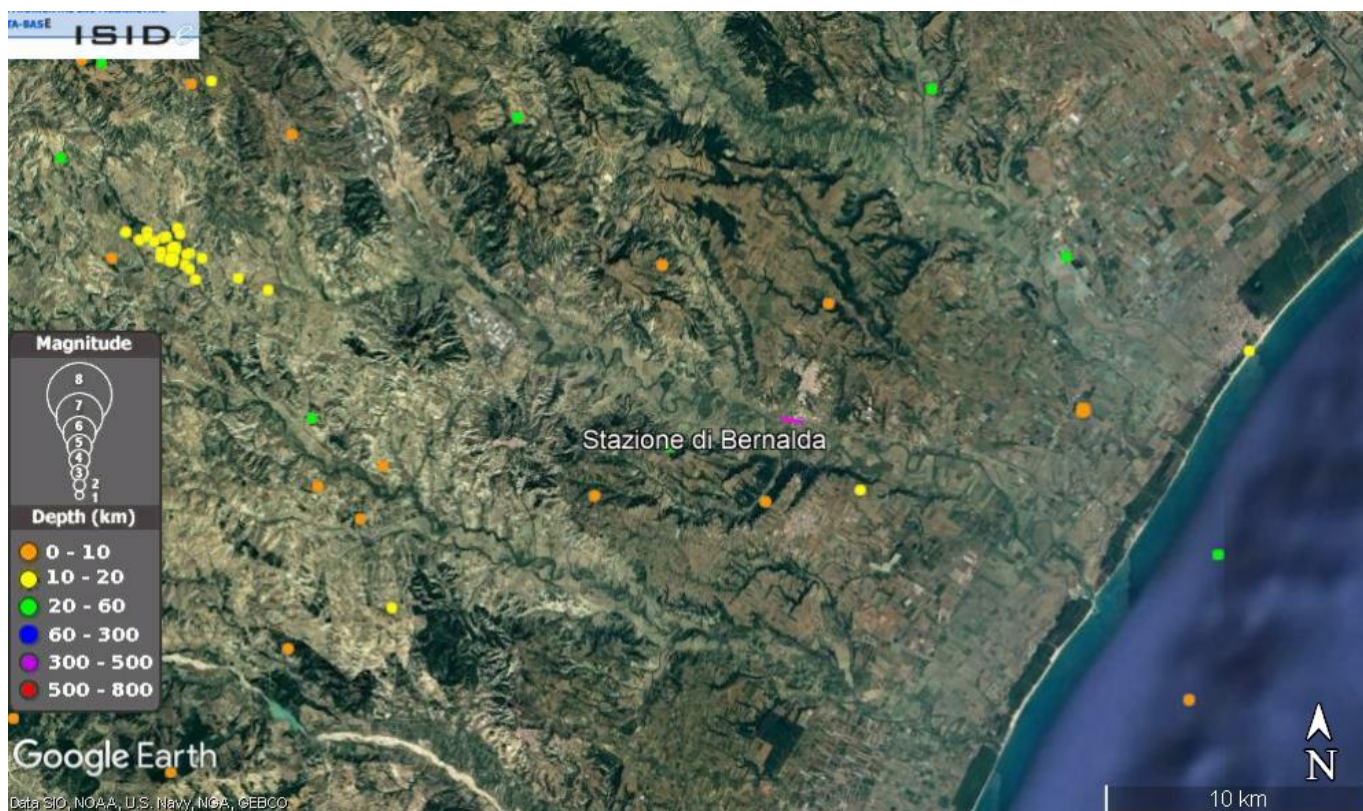


Figura 36 -Database ISIDe: distribuzione terremoti periodo 1985-2021, in prossimità dell’area di studio.

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.

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

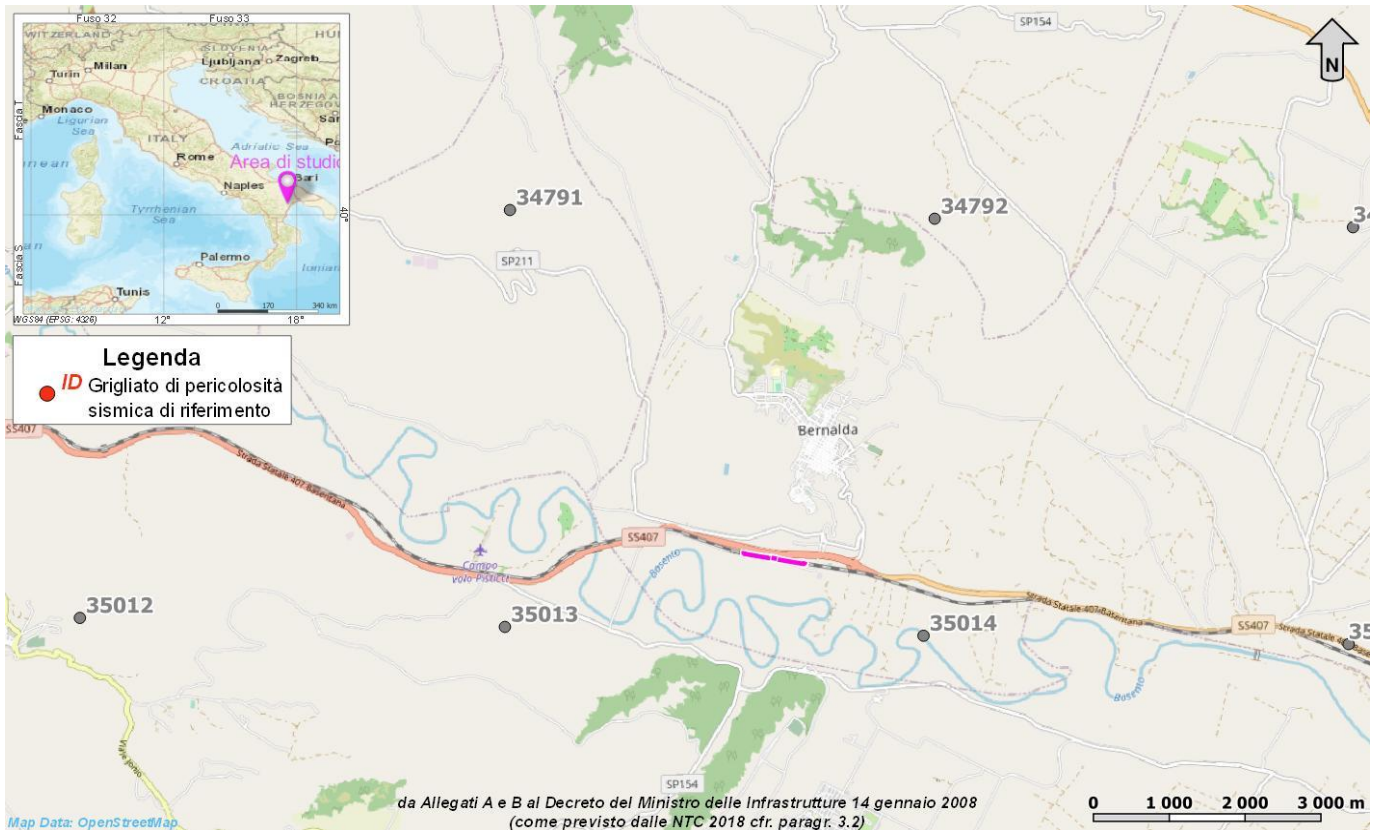


Figura 37 -Griglia di riferimento per il settore oggetto di studio, con individuazione del lotto in esame (magenta) e dei punti del grigliato scelti.

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. Infrastrutture 14 gennaio 2008).

Con riferimento al D.M. Infrastrutture 17 gennaio 2018, sono stati determinati i parametri sismici di progetto per la realizzazione delle opere previste. In particolare, sulla base delle Norme Tecniche per le Costruzioni 2018 e dei dati relativi al progetto S1 dell’INGV-DPC, sono stati determinati i valori reticolari (Figura 37) dei parametri di riferimento relativamente ad un suolo rigido, per un tempo di ritorno T_r pari a 475 (Tabella 8). Per i valori di a_g , F_0 e T_c^* , necessari per la determinazione delle azioni sismiche, si fa riferimento agli Allegati A e B al Decreto del Ministro delle Infrastrutture 14 gennaio 2008 (come previsto dalle NTC 2018 cfr. paragr. 3.2). I parametri forniti possono essere direttamente utilizzati per la ricostruzione degli spettri di risposta del sito e, quindi, per la progettazione di tutte le opere previste in conformità con le vigenti normative a livello nazionale.

ID	longitudine	latitudine	a_g	F_0	T_c
34791	16.643	40.441	0.114	2.520	0.400
34792	16.709	40.439	0.112	2.510	0.400
35013	16.641	40.391	0.098	2.610	0.430
35014	16.706	40.389	0.096	2.610	0.420


 ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	LINEA POTENZA–METAPONTO INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO– BERNALDA INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA, IDROGEOLOGICA E SISMICA	COMMESSA IA95	LOTTO 43 R 69	CODIFICA RG	DOCUMENTO GE0001 002	REV. C

Tabella 8 - Parametri di riferimento del moto sismico su suolo rigido per un periodo di ritorno T_R pari a 475 anni, le coordinate sono espresse in gradi decimali (EPSG:4230).

13.4 Caratteristiche sismiche del sito

Con riferimento al D.M. Infrastrutture 17 gennaio 2018, sono stati determinati i parametri sismici di progetto ed i relativi spettri di risposta. L'analisi è stata condotta mediante il foglio di calcolo SPETTRI-NTC, realizzato dal Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici (CSPL) secondo le Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni 2008 e sulla base dei dati del progetto S1 dell'INGV-DPC.

Regione	Provincia	Comune
Basilicata	Matera	Bernalda
Località	Longitudine	Latitudine
Stazione di Bernalda	16.68307	40.39858

Tabella 9 - Individuazione geografica del sito di progetto; le coordinate sono espresse in gradi decimali (EPSG 4230).

Per i valori di a_g , F_0 e T_c^* , necessari per la determinazione delle azioni sismiche, si fa riferimento agli Allegati A e B al Decreto del Ministro delle Infrastrutture 14 gennaio 2008 (come previsto dalle NTC 2018 cfr. paragr. 3.2).


Sulla base della localizzazione geografica del sito di progetto vengono definiti, quindi, i parametri di riferimento del moto sismico in superficie, successivamente correlati con gli stati limite e la vita nominale dell'opera, al fine di definire gli obiettivi da raggiungere in termini di sicurezza e prestazioni delle opere o di parti di esse.

T_R anni	a_g g	F_0 -	T_c^* s
30	0.035	2.425	0.280
50	0.044	2.448	0.315
72	0.052	2.482	0.338
101	0.059	2.539	0.350
140	0.066	2.555	0.362
201	0.075	2.577	0.372
475	0.100	2.577	0.417
975	0.123	2.665	0.432
2475	0.157	2.753	0.442

Tabella 10 - Parametri di riferimento del moto sismico in superficie per i differenti periodi di ritorno (T_R) considerati; l'interpolazione è stata condotta utilizzando il metodo della media ponderata.

La Vita Nominale V_N di un'opera, intesa come il periodo temporale entro cui l'opera stessa possa essere usata per lo scopo al quale è destinata, purché soggetta alla manutenzione ordinaria, è così definita dalle NTC2018:

- $V_N \leq 10$ anni, per opere provvisorie e opere provvisionali.
- $V_N \geq 50$ anni, per opere ordinarie, ponti, opere infrastrutturali e dighe di dimensioni contenute o di importanza normale.
- $V_N \geq 100$ anni, per grandi opere, ponti, opere infrastrutturali e dighe di importanza strategica.

 ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	LINEA POTENZA–METAPONTO INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO– BERNALDA INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA, IDROGEOLOGICA E SISMICA	COMMESSA IA95	LOTTO 43 R 69	CODIFICA RG	DOCUMENTO GE0001 002	REV. C

Per l’opera in progetto, ai fini della definizione dell’azione sismica, i progettisti hanno assunto:

$$V_N = 75 \text{ anni}$$

Con riferimento alle conseguenze di un’interruzione di operatività o di un eventuale collasso in presenza di azioni sismiche, le opere sono suddivise dalle NTC2018 in classi d’uso, la cui appartenenza è stabilita in base all’importanza dell’opera rispetto alle esigenze di operatività a valle di un evento sismico. Nel caso in esame, sempre sulla base delle indicazioni dei progettisti, le opere appartengono alla Classe d’Uso II ossia:

“Costruzioni il cui uso preveda normali affollamenti, senza contenuti pericolosi per l’ambiente e senza funzioni pubbliche e sociali essenziali. Industrie con attività non pericolose per l’ambiente. Ponti, opere infrastrutturali, reti viarie non ricadenti in Classe d’uso III o in Classe d’uso IV, reti ferroviarie la cui interruzione non provochi situazioni di emergenza. Dighe il cui collasso non provochi conseguenze rilevanti”.

Pertanto, sulla base delle indicazioni NTC2018, alla Classe d’Uso II corrisponde un coefficiente d’uso C_U pari a:

$$C_U = 1$$

Il periodo di riferimento V_R si ottiene moltiplicando la vita nominale V_N per il coefficiente d’uso C_U . Nel caso in esame:

$$V_R = V_N \times C_U = 75 \times 1 = 75 \text{ anni}$$

L’azione sismica di progetto va quindi determinata in funzione degli Stati Limite di verifica e delle corrispondenti probabilità P_{VR} di realizzarsi nel periodo di riferimento V_R .

Gli Stati Limite di riferimento per verifiche in presenza di sisma, così come definiti nelle NTC2018 al par. 3.2.1 sono:

- **Stati Limite Ultimi (SLU):**
 - Stato Limite di Salvaguardia della Vita umana, SLV, definito come lo stato limite in corrispondenza del quale la struttura subisce una significativa perdita della rigidità nei confronti dei carichi orizzontali ma non nei confronti dei carichi verticali. Permane un margine di sicurezza nei confronti del collasso per azioni sismiche orizzontali.
 - Stato Limite di Prevenzione del Collasso, SLC, stato limite nel quale la struttura subisce gravi danni strutturali, mantenendo comunque un margine di sicurezza per azioni verticali ed un esiguo margine di sicurezza a collasso per carichi orizzontali.
- **Stati limite di Esercizio (SLE):**
 - Stato Limite di immediata Operatività SLO per le strutture ed apparecchiature che debbono restare operative a seguito dell’evento sismico.
 - Stato Limite di Danno SLD definito come lo stato limite da rispettare per garantire la sostanziale integrità dell’opera ed il suo immediato utilizzo.

Il tempo di ritorno T_R dell’azione sismica di verifica è legato al periodo di riferimento V_R ed alla probabilità di superamento P_{VR} dalla relazione:

$$T_R = - V_R / \ln(1 - P_{VR})$$

Nel caso in esame, i valori di periodo di ritorno dell’azione sismica e le probabilità di superamento per i diversi Stati Limite sono mostrati nella Tabella 11.

Stato limite di riferimento		Probabilità di superamento P_{VR}	Periodo di ritorno dell’azione sismica T_R
Stati limite di esercizio (SLE)	Stato limite di immediata operatività (SLO)	81%	45
	Stato limite di danno (SLD)	63%	75
Stati limite ultimi (SLU)	Salvaguardia della vita umana (SLV)	10%	712
	Stato limite di prevenzione del collasso (SLC)	5%	1462

Tabella 11 - Periodi di ritorno per l’azione sismica di progetto per i diversi stati limite.

In funzione della tipologia di opere in progetto, è stata ipotizzata una vita nominale V_N pari a 75 anni ed un coefficiente d’uso della costruzione c_U pari ad 1.0, relativo ad una classe d’uso II. Il periodo di riferimento della costruzione V_R , cui sono correlati i parametri del moto sismico per ognuno dei quattro stati limite definiti dalla normativa, è risultato pari a 75 anni.

SL	T_R anni	a_g g	F_0 -	T_C^* s
SLO	45	0.042	2.444	0.308
SLD	75	0.053	2.489	0.340
SLV	712	0.113	2.626	0.425
SLC	1462	0.137	2.703	0.436

Tabella 12 - Parametri di riferimento del moto sismico in superficie per i differenti stati limite definiti dalla normativa.

La definizione dei parametri di riferimento del moto sismico in superficie, relativamente ai quattro stati limite della normativa, ha quindi permesso di determinare i relativi spettri di risposta elastici del terreno (Figura 38).

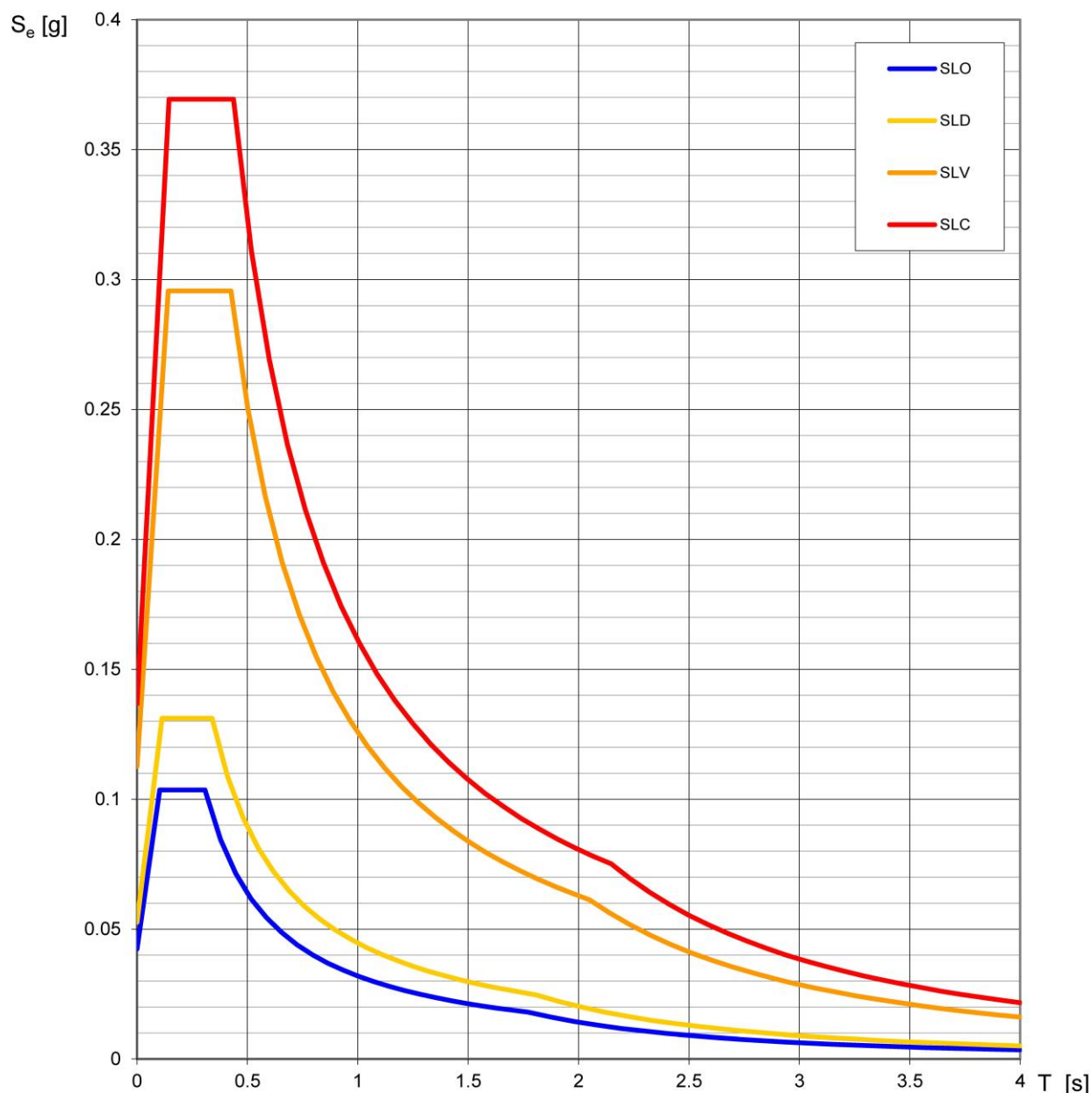


Figura 38 -Spettri di risposta elastici del terreno per i quattro stati limite proposti dalla normativa tecnica.

13.5 Categoria di sottosuolo

I parametri forniti, in funzione di quanto previsto dalle Norme Tecniche per le Costruzioni del 2018, possono essere direttamente utilizzati per la ricostruzione degli spettri di risposta del sito e, quindi, per la progettazione di tutte le opere previste in conformità con le vigenti normative a livello nazionale. La normativa citata prevede, relativamente alla caratterizzazione sismica di un sito (D.M. 17/01/2018 – G.U. Serie Generale n. 42 del 20-2-

2018), la determinazione dei valori della velocità equivalente di propagazione delle onde di taglio, $V_{s,eq}$ (in m/s) per depositi con profondità H del substrato superiore a 30 m è definita dal parametro $V_{s,30}$, ottenuto ponendo $H=30$ m e considerando le proprietà degli strati di terreno fino a tale profondità.

I valori di V_s sono ottenuti mediante specifiche prove oppure, con giustificata motivazione e limitatamente all’approccio semplificato, sono valutati tramite relazioni empiriche di comprovata affidabilità con i risultati di altre prove in sito, quali ad esempio le prove penetrometriche dinamiche per i terreni a grana grossa e le prove penetrometriche statiche.

Sulla scorta dei dati a disposizione, tale determinazione è stata effettuata attraverso indagini di tipo geofisico, quali prove *down-hole* e prospezioni sismiche MASW, che forniscono indicazioni dirette relativamente al valore di $V_{s,eq}$. Si riportano nel seguito le categorie di sottosuolo previste dalla normativa vigente:

- **A:** *ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi* caratterizzati da valori di velocità delle onde di taglio superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie terreni di caratteristiche meccaniche più scadenti 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*, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 360 m/s e 800 m/s;
- **C:** *depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti* con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 180 m/s e 360 m/s;
- **D:** *depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti*, con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 100 e 180 m/s;
- **E:** *terreni con caratteristiche e valori di velocità equivalente riconducibili a quelle definite per le categorie C o D*, con profondità del substrato non superiore a 30 m.

Nell’ambito del presente studio, la categoria di sottosuolo per l’area di intervento è stata definita in funzione della prova MASW appositamente realizzata (● *Italferr 2021*). In Tabella 13 si riporta una sintesi delle prove effettuate, contenente i valori di $V_{s,eq}$ determinati, la categoria di sottosuolo corrispondente e una sintesi dell’assetto litostratigrafico in corrispondenza della prova.

sigla	tipologia	prof./lungh. <i>m</i>	$V_{s,eq}$ <i>m/s</i>	H <i>m</i>	categoria di sottosuolo	unità geologiche
MASW S-V28	MASW	46	263	30	C	h/bc3

Tabella 13 - Sintesi dei risultati delle prove sismiche realizzate nell’ambito della campagna indagini Italferr 2021.

In relazione con quanto emerso dalle analisi geofisiche a disposizione, per i settori di intervento della stazione di Bernalda si suggerisce l’adozione di una **Categoria di sottosuolo C** (*Depositati di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti*).



LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	79 di 97

14 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 contraddistinguono l'area di studio.

14.1 Criticità geomorfologiche

Sotto il profilo geomorfologico, l'area di studio non presenta elementi di particolare criticità delle opere in progetto, in quanto caratterizzata da un assetto morfologico prevalentemente pianeggiante o basso-collinare. I versanti sono infatti posti sempre ad una certa distanza dalle opere in questione, con cui non mostrano alcuna interferenza diretta.

L'area di studio è caratterizzata da fenomeni di massa riconducibili sia a movimenti franosi s.s. che a fenomeni di *creep* e/o soliflusso. In particolare, nel settore nord-occidentale è presente una frana classificabile come colamento (*sensu* Varnes 1978 e Hungr et al. 2014), prevalentemente in terra. Tale fenomeno, per lo più superficiale e con uno stato quiescente (*sensu* WP/WLI 1993), interessa un areale di limitata estensione, coinvolgendo i terreni argilloso-limosi delle Argille Subappennine (ASP) e delle Coltri eluvio-colluviali (b2). La distribuzione è perlopiù retrogressiva o multidirezionale, raramente costante, mentre la velocità è mediamente piuttosto bassa (*sensu* WP/WLI 1995). Il tracciato di progetto è posto ad una certa distanza dai versanti che bordano il fondovalle del Fiume Basento e, pertanto, non presenta interferenze dirette con il movimento franoso precedentemente descritto.

Per quanto riguarda le forme di genesi fluviale, lungo gli alvei dei corsi d'acqua principali, e secondariamente lungo gli alvei dei loro affluenti maggiori, si rinvengono inoltre vistose scarpate di erosione fluviale 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 zone in approfondimento e settori di prevalente deposizione. Ulteriori scarpate fluviali, ormai inattive e fortemente degradate, sono presenti in corrispondenza dei margini esterni dei terrazzi alluvionali più estesi, posti a quote variabili dai fondovalle attuali.

In corrispondenza dei versanti e dei rilievi più acclivi, nel settore settentrionale dell'area di studio, dove affiorano i termini litologici del substrato marino pleistocenico, sono presenti chiari fenomeni erosivi, sia areali che lineari, connessi col deflusso non regimato delle acque correnti superficiali. Tali fenomeni generano, ovviamente, forme caratteristiche come solchi di erosione concentrata. Le opere in progetto sono sempre poste ad una certa distanza da tali forme erosive e dall'alveo del Fiume Basento che risulta incassato di circa 5-8 metri rispetto al sito di studio.

14.1.1 Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico Regione Basilicata

Le cartografie tematiche del Piano stralcio di Assetto Idrogeologico della Regione Basilicata (PAI 2017) non riportano areali di pericolosità idrogeologica connessi con la stabilità di versante che presentano interferenza con il tracciato di studio (Figura 39).

In particolare, gli areali di rischio sono presenti nel settore nord-orientale lungo i versanti che bordano il centro abitato di Bernalda. Si tratta di areali di rischio da elevato (R3) a medio (R2) che si rinvengono ad oltre 450 m dal tracciato di progetto (Figura 39).

La condizione geomorfologica precedentemente descritta, di complessiva stabilità dell’area, è confermata dai sopralluoghi di campo e dal rilevamento geologico appositamente effettuato. Tali approfondimenti hanno infatti evidenziato l’assenza di fenomeni franosi e dissesti in tutta l’area di studio, sia in atto che potenziali.

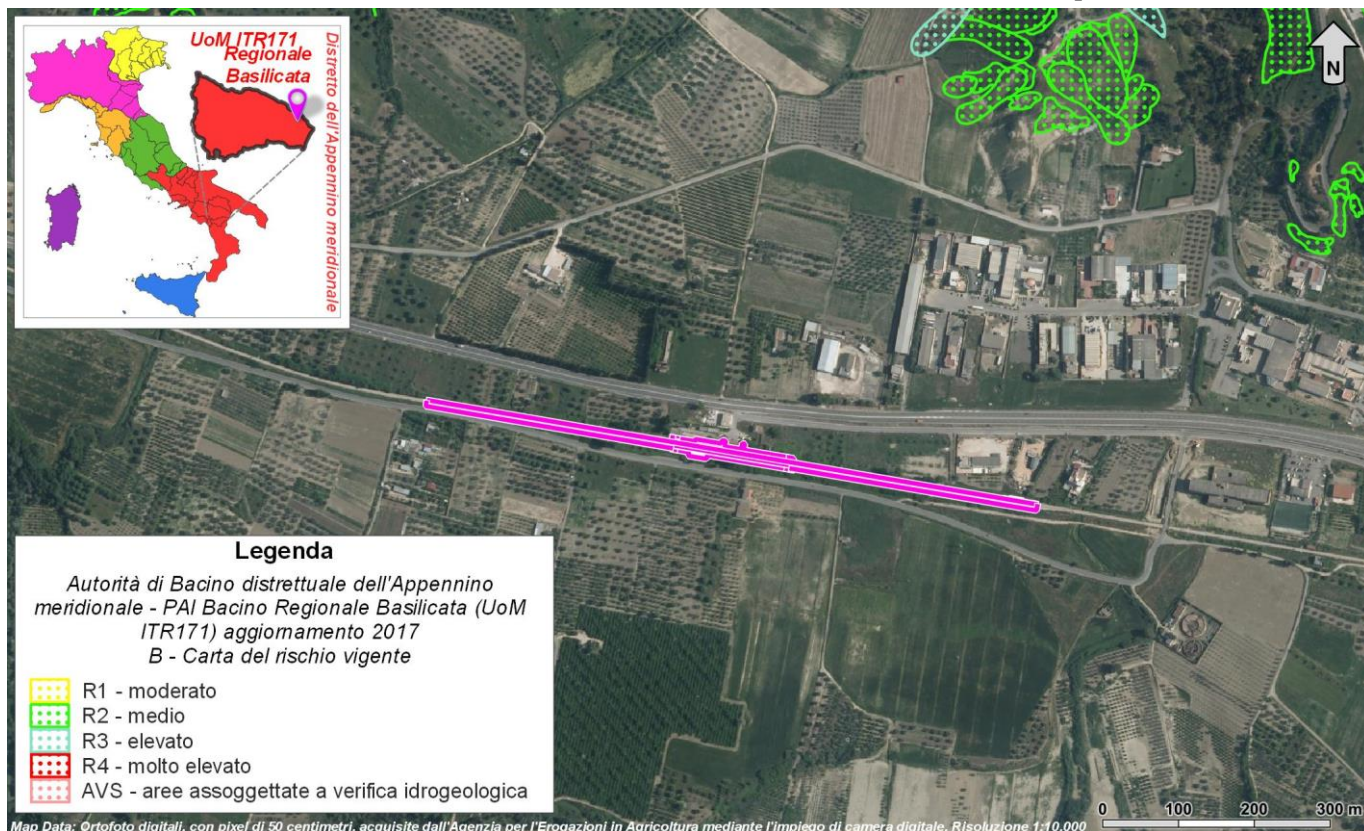


Figura 39 - Stralcio della tavola B “Carta del Rischio” del Piano Stralcio di Assetto Idrogeologico della Regione Basilicata (PAI 2017 – Autorità di Bacino distrettuale dell’Appennino Meridionale), con individuazione del tracciato ferroviario in progetto (linea magenta).

14.2 Criticità idrogeologiche

Per quanto concerne gli aspetti connessi con la circolazione delle acque nel sottosuolo, si evidenzia la presenza di una estesa falda di sub-alveo all’interno dei depositi alluvionali che colmano i fondovalle del Fiume Basento e dei suoi affluenti maggiori. Ad essa si aggiungono alcune potenziali falde minori, a carattere marcatamente stagionale, contenute sia negli orizzonti più superficiali della copertura alluvionale che all’interno dei depositi di copertura e delle alluvionali terrazzate presenti lungo i fianchi della valle. Tali falde 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, come quello del Fiume Basento.

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 areale e verticale dei depositi. Ad essi si aggiungono, inoltre, alcuni corpi idrogeologici di ridotta



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	81 di 97

permeabilità che, nello specifico contesto di riferimento, possono essere considerati degli *aquiclude* o al più degli *aquitard*, in quanto tamponano lateralmente e verticalmente gli acquiferi sotterranei più importanti.

I terreni argilloso-limosi del substrato infra-pleistocenico si rinvengono in tutta l’area di studio, sia lungo i versanti che al di sotto delle coperture sedimentarie più recenti. Questi terreni sono caratterizzati da una permeabilità variabile da bassa a molto bassa, talora fino a impermeabile, e non sono sede di falde o corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza. Tali terreni tamponano lateralmente e verticalmente gli altri acquiferi presenti e quindi, nello schema di circolazione idrica dell’area, possono essere considerati come degli *acquiclude* di notevole rilevanza per tutte le idrostrutture limitrofe. Localmente, in corrispondenza degli orizzonti più grossolani intercalati all’interno della successione è comunque possibile ritrovare piccole falde confinate di ridotta estensione ed importanza. Anche se non sono presenti corpi idrici sotterranei, le misure piezometriche condotte hanno evidenziato che questi terreni risultano comunque saturi in profondità, generalmente a partire da alcuni metri dal p.c..

I depositi alluvionali che colmano i principali fondovalle dell’area, come quello del Fiume Basento e dei suoi affluenti maggiori, sono costituiti da terreni piuttosto eterogenei dal punto di vista granulometrico, anche se generalmente con una discreta trasmissività. Prevalgono in generale i livelli ghiaioso-sabbiosi e argilloso-limosi, anche se non mancano orizzonti sabbioso-limosi di discreta estensione. All’interno di tali depositi è presente una falda freatica di discreta rilevanza, parzialmente alimentata dalle precipitazioni meteoriche e con diffusi interscambi con i corpi idrici superficiali. Il deflusso è prevalentemente unitario e fortemente condizionato dall’andamento del substrato pleistocenico. Generalmente la superficie freatica è posta ad alcuni metri di profondità dal piano campagna, mentre le emergenze sorgentizie sono del tutto assenti a causa delle specifiche caratteristiche morfologiche dei settori di affioramento di questi depositi. I livelli meno permeabili, a composizione argilloso-limosa, favoriscono il confinamento di alcune porzioni dell’acquifero e rappresentano, pertanto, degli *aquitard* di modesta rilevanza.

Infine, i terreni di copertura più recenti di genesi eluvio-colluviale e secondariamente antropica sono caratterizzati da una permeabilità estremamente variabile, compresa bassa e alta. A causa del ridotto spessore, questi terreni sono in genere privi di falde e corpi idrici sotterranei di una certa rilevanza. Localmente, ove sussistono le adeguate condizioni idrogeologiche ed è presente un livello meno permeabile alla base, è possibile che si formino piccole falde a carattere stagionale, direttamente influenzate dal regime delle precipitazioni meteoriche o dagli apporti idrici connessi alle attività antropiche nell’area.

I dati piezometrici a disposizione evidenziano la presenza di una estesa falda freatica nei settori di fondovalle del Fiume Basento e dei suoi affluenti maggiori. La falda è contenuta nelle porzioni più grossolane e permeabili della copertura alluvionale, a composizione ghiaioso-sabbiosa e sabbioso-limosa. Localmente, i livelli pelitici presenti nella successione possono favorire il confinamento di alcune porzioni dell’acquifero e la formazione di piccole falde superficiali a carattere stagionale. La superficie piezometrica è posta generalmente tra 1 e 3 m di profondità dal p.c.. Per un maggior dettaglio sull’andamento dei principali corpi idrici dell’area si rimanda al Capitolo 12 “Assetto idrogeologico locale” e al Capitolo 15 “Descrizione dei settori d’intervento”.

14.3 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.



LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	82 di 97

L'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 basate sulle procedure dettate dalle Norme Tecniche per le Costruzioni del 2018. L'attuale normativa vigente in materia di costruzioni edilizie (NTC2018 - par. 7.11.3.4.2) prevede che la verifica alla liquefazione può essere omessa quando si manifesti almeno una delle seguenti condizioni:

- 1) accelerazioni massime attese al piano campagna in assenza di manufatti (condizioni di campo libero) minori di 0.1 g;
- 2) profondità media stagionale della falda superiore a 15 m dal p.c., per piano campagna sub-orizzontale e strutture con fondazioni superficiali;
- 3) 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;
- 4) distribuzione granulometriche esterna ai fusi granulometrici indicati da normativa, distinti in funzione del coefficiente di uniformità U_c .

In particolare, se la condizione 1 non risulta soddisfatta, le indagini geotecniche devono essere finalizzate almeno alla determinazione dei parametri necessari per la verifica delle condizioni 2, 3 e 4. Pertanto, in relazione a quanto previsto dall'NTC 2018, 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 dei terreni interessati dalle opere in progetto.

Per quanto detto in precedenza, le verifiche sono state condotte unicamente per i terreni alluvionali posti a profondità inferiori ai 15-20 m dal p.c., in quanto al di sotto non è possibile che si verifichino tali fenomeni. Ovviamente le suddette analisi hanno un carattere generale e, pertanto, andranno puntualmente dettagliate attraverso verifiche geotecniche basate sulla resistenza dinamica e sull'effettivo stato di addensamento dei terreni investigati.

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. In particolare, il settore di studio non ricade in nessuna zona sismogenetica (Figura 29), pertanto per individuare la magnitudo massima è stato utilizzato il criterio fornito in "Indizi e criteri per la microzonazione sismica. Parti I e II (Gruppo di lavoro 2008)", che consente in funzione della distanza di utilizzare la magnitudo della zona sismogenetica circostante. Secondo tale criterio il massimo terremoto atteso nell'area presenta una M pari a 5.91, riferibile alla Zona 926 "Basento".

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 0.075-0.125 a_g (Figura 32). In relazione a quanto detto e considerata la presenza delle condizioni predisponenti esposte nel punto 1 dell'NTC

2018, si è quindi proceduto alla verifica dei punti 2, 3 e 4 del paragrafo “7.11.3.4.2 – *Esclusione della verifica a liquefazione*”, in modo da rispondere puntualmente a tutti i quesiti posti da norma.

Per quanto concerne la falda, viste le condizioni geomorfologiche e la presenza di un monitoraggio piezometrico, eseguito da giugno 2021 a novembre 2021 (cfr. 12.3 - Monitoraggio piezometrico), è possibile ipotizzare un livello piezometrico costante a 2-6 m s.l.m.. Tale falda risulta quindi al di sopra del limite di 15 m previsto da normativa.

Dal punto di vista granulometrico e tessiturale, infine, i dati geologici a disposizione hanno mostrato la presenza di terreni con caratteristiche variabili ed eterogenee. In generale, i terreni attraversati sono caratterizzati da granulometrie limoso-argillosa, sabbioso-limosa e ghiaioso-sabbiosa. In termini qualitativi i depositi limoso-argillosi dei Depositi alluvionali antichi (**bc3** - *Pleistocene superiore? - Olocene*) presentano una suscettività alla liquefazione bassa o nulla, mentre i depositi alluvionali recenti sabbioso-limosi (**bb2** - *Olocene*) e i depositi alluvionali attuali ghiaioso-sabbiosi (**ba1** - *Olocene*) sono caratterizzati da una suscettività al fenomeno della liquefazione da moderata ad alta, infine i terreni ghiaioso-sabbiosi dei depositi alluvionali ghiaioso-sabbiosi (**bc1** - *Pleistocene superiore? – Olocene*) presentano una suscettività variabile da bassa a moderata.

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. Sono stati quindi determinati i valori della resistenza normalizzata 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.

Identificativo CI	sondaggio	unità	profondità prova m	N_{SPT}	$(N_1)_{60}$
<i>Italferr 2021</i>	S-V28	bc3	1.8	11	10*
<i>Italferr 2021</i>	S-V28	bc3	6.2	28	24
<i>Italferr 2021</i>	S-V28	bc3	8.8	27	22
<i>Italferr 2021</i>	S-V28	bc3	11.2	28	21
<i>Italferr 2021</i>	S-V28	bc3	13.8	29	20
<i>Italferr 2021</i>	S-V28	bc3	16.2	20	13
<i>Italferr 2021</i>	S-V28	bc3	19.8	31	18

Tabella 14 - Parametri di sintesi dei valori di NSPT e di resistenza penetrometrica normalizzata (N1)60 relativi ai terreni interessati dalle analisi di suscettività a liquefazione, in arancione sono segnalati gli orizzonti con (N1)60 <30. *Prova realizzata sopra falda. Per l’identificativo CI cfr. 3 - Documenti di riferimento.

Tali prove hanno evidenziato, in particolare, la presenza di terreni caratterizzati da valori di resistenza penetrometrica localmente al di sotto del limite di $(N_1)_{60}$ definito da normativa (Tabella 14). Si ribadisce che tali prove interessano terreni con un’alta percentuale di frazione limoso-argillosa (**bc3**). Si sottolinea che sulla base dei dati di monitoraggio disponibili la prova S-V28 a circa 1.8 m ricade sopra il livello di falda e potrebbe non essere compatibili con processi di liquefazione dinamica.

Di seguito si riportano le curve granulometriche dei campioni di terreno disponibili ed analizzati, ricadenti negli orizzonti limoso-argillosi più superficiali dell'unità **bc3**, nonché la rappresentazione schematica dei fusi critici indicati da normativa.

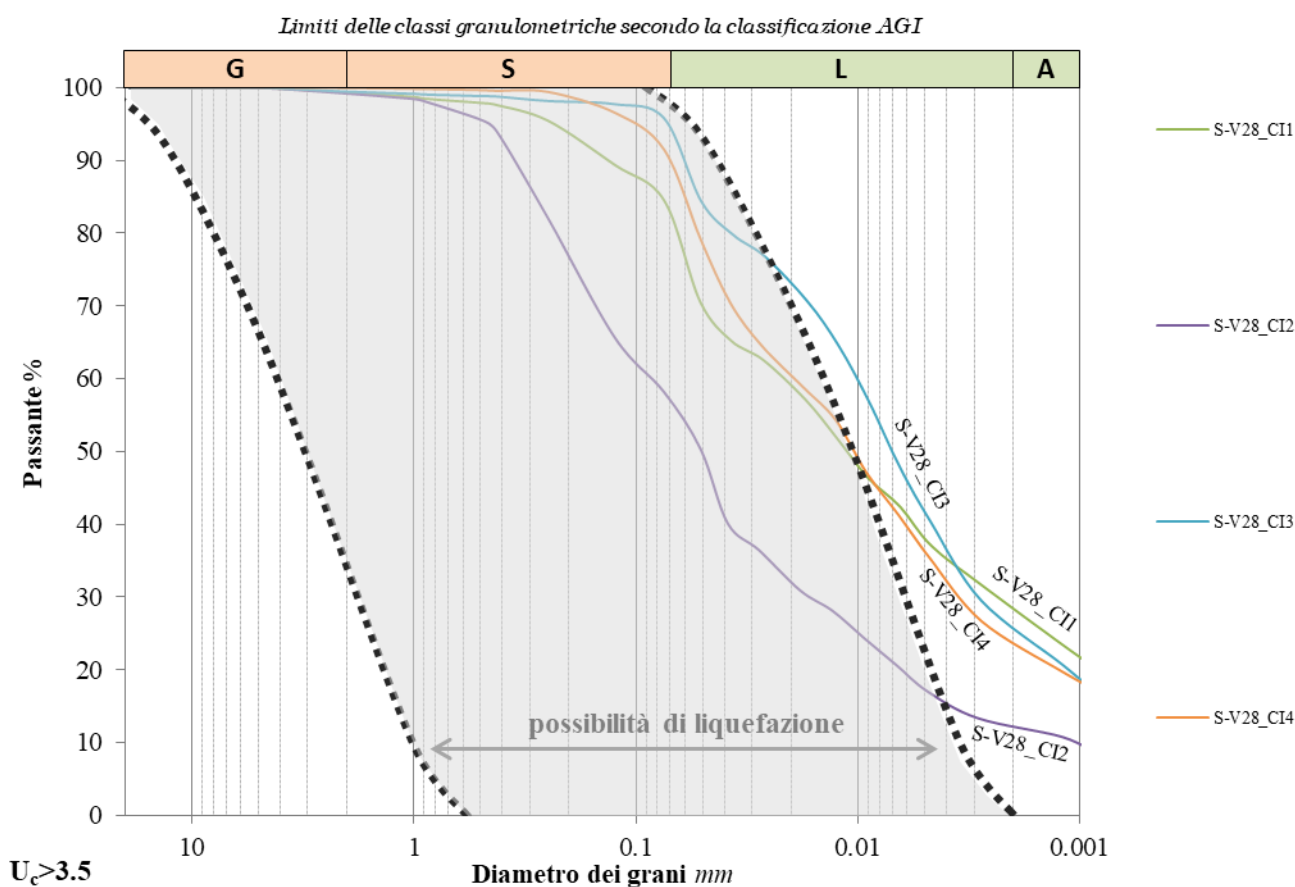


Figura 40 - Curve granulometriche dei campioni disponibili. In nero, a tratteggio, è riportato il fuso granulometrico critico per suoli - $U_c > 3.5$ (NTC 2018).

Le curve granulometriche dei campioni di terreno disponibili ed analizzati, nonché la rappresentazione schematica dei fusi critici indicati da normativa sono riportate nella Figura 40. A tal riguardo, si sottolinea che i limiti dimensionali delle varie classi granulometriche, riportati nella parte alta di ogni grafico, sono indicati seguendo gli *standard* metodologici proposti dall'Associazione Geotecnica Italiana (AGI).

In generale, le verifiche condotte hanno evidenziato che i campioni di terreno analizzato ricadono fuori dal fuso granulometrico critico indicato da normativa e quindi potenzialmente suscettibile di liquefazione. Tali campioni, infatti, presentano un contenuto in limi e argille sempre piuttosto alto, compreso tra il 10% e il 50% circa, e pertanto sono caratterizzati da una bassa probabilità di liquefazione. Nonostante le caratteristiche meccaniche rientrino nelle condizioni previste dalla normativa relativamente alla suscettibilità alla liquefazione dei terreni, le caratteristiche granulometriche degli stessi (alta percentuale della frazione pelitica) non sono compatibili con processi di liquefazione dinamica e pertanto non sussistono criticità a questo riguardo.



LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	85 di 97

15 DESCRIZIONE DEI SETTORI D’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 analizzato l’intero settore di intervento attraverso la descrizione di 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 alle sezioni geologiche ricostruite in prossimità delle opere in progetto. 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 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 diverse campagne di indagine esplicate.

15.1 Area della Stazione di Bernalda

Il sito in questione si colloca in corrispondenza del margine settentrionale della piana del Fiume Basento. Il tracciato di progetto è caratterizzato da opere a quote di progetto variabili tra i 21.6 e i 28.0 m circa s.l.m.. La superficie topografica nella zona di intervento è invece posta a quote comprese tra i 19.7 ed i 30.0 m circa s.l.m..

L’area di studio è caratterizzata principalmente dai terreni limoso-argillosi (**bc3**) dei Depositi alluvionali antichi del Fiume Basento, che in questo settore presentano spessori massimi superiori a 30 m (Figura 41). A NW del sito di progetto, tali depositi sono ricoperti in rapporto di eteropia laterale e verticale dai terreni ghiaioso-sabbiosi (**bc1**) dei Depositi alluvionali antichi, con uno spessore massimo di circa 4 m. Inoltre, limitatamente al settore sud-orientale dell’area di studio, i depositi alluvionali antichi sono ricoperti in discordanza dai terreni sabbioso-limosi dei depositi alluvionali recenti (**bb2**) con uno spessore massimo superiore a 19 m.. I depositi affioranti sono localmente ricoperti dai Riporti antropici (**h**) con uno spessore massimo di 3 m..

Dal punto di vista geomorfologico, non si rilevano elementi di particolare rilevanza per le opere in progetto, per l’assetto generalmente sub-pianeggiante dell’area.

Dal punto di vista idrogeologico, invece, i dati diretti di monitoraggio disponibili evidenziano la presenza di una estesa falda freatica all’interno dei Depositi alluvionali antichi, posta a quota di circa 25.7 m s.l.m..

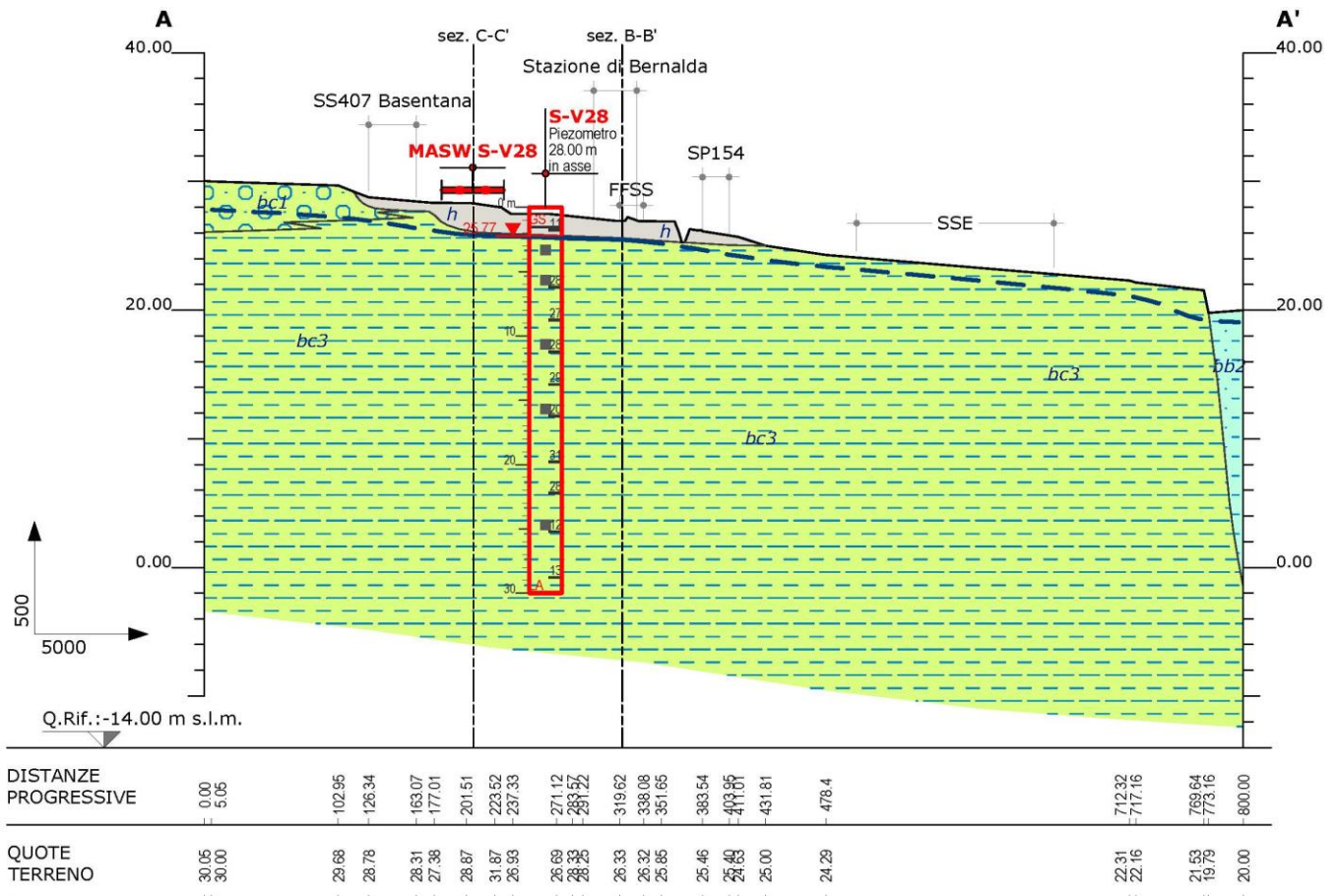


Figura 41 – Stralcio sezione geologica A-A'.

16 RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

Abbott J., Velastro S., 1995. The Holocene alluvial records of the chorai of Metapontum, Basilicata and Croton, Calabria, Italy. In: Lewin J., Macklin M.G., Woodward J.C. (Eds.), *Mediterranean Quaternary River Environments*. A.A. Balkema, Rotterdam: 195–205.

Allocca V., Celico F., Celico P., De Vita P., Fabbrocino S., Mattia S., Monacelli G., Musilli I., Piscopo V., Scalise A.R., Summa G., Tranfaglia G., 2007. Note illustrative della Carta idrogeologica dell’Italia meridionale, scala 1:250000 (Responsabili Scientifici: Celico P., De Vita P., Monacelli G., Scalise A.R., Tranfaglia G.). Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato: 229 pp.

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

Ambrosetti P., Carraro F., Deiana G., Dramis F., 1982. Il sollevamento dell’Italia centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio. In: CNR - Progetto finalizzato alla “Geodinamica” - Contr. Concl. Carta Neotettonica d’Italia 2: 219-223, P.F. Geodinamica, CNR.

Ascione A., Cinque A., Miccadei E., Villani F., Berti C., 2008. The Plio-Quaternary uplift of the Apennine chain: new data from the analysis of topography and river valleys in Central Italy. *Geomorphology* 102: 105–118.

Autorità di Bacino Distrettuale dell’Appennino Meridionale, 2015. Piano Stralcio di bacino per l’Assetto Idrogeologico UoM Regione Basilicata (ITR171). Aggiornamento 2017.

Autorità Interregionale di Bacino della Basilicata (Autorità di Bacino Distrettuale dell’Appennino Meridionale), 2016. Piano stralcio per la difesa dal rischio idrogeologico. Piano stralcio delle aree di versante. A2 – Carta inventario delle frane, scala 1:25000.

Azzaroli A., Radina B., Ricchetti G., Valduga A., 1968. Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000, Foglio 189, Altamura. Servizio Geologico d’Italia: 22pp.

Balduzzi A., Casnedi R., Crescenti U., Mostardini F., Tonna M., 1982. Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del Bacino Lucano (Avanfossa Appenninica). *Geologica Romana* 21: 89-111.

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.

Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M.M., Boschi E., 2008. The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy’s earthquake geology. *Tectonophysics*.

Bentivenga M., Capolongo D., Palladino G., Piccarreta M., 2015. Geomorphological map of the area between Craco and Pisticci (Basilicata, Italy). *Journal of Maps* 11 (2): 267–277.

Bentivenga M., Piccarreta M., 2016. Geomorphology of Pisticci area (Basilicata, Southern Italy). *Journal of Maps* 12, sup1: 220-226.

Bigi S., Cosentino D., Parotto M., Sartori R., Scandone P., 1992. Structural model of Italy. Scale 1:500000. CNR - Progetto Finalizzato Geodinamica: 114.



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	88 di 97

Billi A., Salvini F., 2003. Development of systematic joints in response to flexure-related fibre stress in flexed foreland plates: the Apulian forebulge case history, Italy. *Journal of Geodynamics* 36: 523-536.

Boccaletti M., Ciaranfi N., Cosentino D., Deiana G., Gelati R., Lentini F., Massari F., Moratti G., Pescatore T., Ricci Lucchi F., Tortorici L., 1990. Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the pery-Tyrrhenian area during the Neogene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 77: 41-50.

Boenzi F., Caldara M., Capolongo D., Dellino P., Piccarreta M., Simone O., 2008. Late Pleistocene - Holocene landscape evolution in fossa Bradanica, Basilicata (southern Italy). *Geomorphology* 102: 297-306.

Boenzi F., Capolongo D., Gallicchio S., Di Pinto G., 2014. Morphostructure of the Lucania Apennines front between the Basento and Salandrella rivers (Southern Italy), *Journal of Maps*, vol. 10, n. 3: 478-486.

Boenzi F., De Marco A., Loiacono F., Balenzano F., 1986. Osservazioni sugli ambienti fluviali Olocenici della media e bassa valle di alcuni fiumi Lucani. *Memorie della Società Geologica Italiana* 42: 191-196.

Boenzi F., Digennaro M.A., Pennetta L., 1978. I terrazzi della valle del Basento (Basilicata). *Rivista Geografica Italiana* 85: 396-418.

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.

Bonardi G., D'Argenio B., Perrone V., (a cura di), 1988. Carta Geologica dell'Appennino Meridionale. Scala 1:250.000. Atti del 74° Congresso della Società Geologica Italiana, Sorrento 13-17 settembre 1988. *Memorie della Società Geologica Italiana* 41, fasc.1 (allegato cartografico).

Boni A., Casnedi R., Centamore E., Colantoni P., Cremonini G., Elmi C., Monesi A., Selli R., Valletta M., 1969. Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 100000. Foglio 155 "San Severo". Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato - Direzione Generale delle Miniere - Servizio Geologico di Italia.

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.

Bosellini A., Neri C., Luciani V., 1993. Platform margin collapses and sequence stratigraphic organization of carbonate slopes: Cretaceous-Eocene, Gargano Promontory, Southern Italy. *Terra Nova* 5: 282-297.

Bozzano F., Guadagno F.M., Scarascia Mugnozza G., Valentini G., 1991. Nuovi dati sull'erosione nelle valli lucane nord-orientali lucane. Atti I Convegno Giovani Ricercatori in Geologia Applicata, Gargano (Bs), 22-23 ottobre 1991: 517-526.

Bozzano F., Scarascia Mugnozza G., 1994. I fenomeni di erosione nell'area dei terrazzi marini dell'arco ionico-lucano. *Geologica Romana* 30: 769-778.

Brückner H., 1980. Marine Terrassen in Südtalien. Eine quartärmorphologische Studie über das Küstentiefland von Metapont. *Düsseldorf Geographische Schriften* 14:1-235.

Brückner H., 1986. Man's impact on the evolution of the physical environment in the Mediterranean region in historical times. *GeoJournal* 13: 7-17.

Brückner H., Hoffman G., 1992. Human induced erosion processes in Mediterranean countries?. *Geokplus* 3: 97-110.



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	89 di 97

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

Calamita F., Satolli S., Scisciani V., Esestime P., Pace P., 2011. Contrasting styles of fault reactivation in curved orogenic belts: Examples from the Central Apennines (Italy). *Geological Society of America Bulletin* 123(5): 1097–1111.

Campbell I.A., 1989. Badlands and badland gullies. In Thomas D.S.G. (Ed.) *Arid Zone Geomorphology*. Belhaven Press, London: 159-183.

Cantelli C., 1960. Sul Quaternario di Gravina di Puglia. *Giornale di Geologia* 28: 211-226.

Caputo R., M. Bianca, R. D'Onofrio, 2010. Ionian Marine Terraces of Southern Italy: insights into the Quaternary Tectonic Evolution of the Area. *Tectonics* 29 (4), 24 pp.

Carissimo L., D'agostino O., Loddo C., Pieri M., 1962. Le ricerche petrolifere dell'AGIP mineraria e nuove informazioni geologiche nell'Italia centro meridionale dall'Abruzzo al Golfo di Taranto. VI° Petroleum World Congress, Francoforte.

Casero P., Roure F., Endignoux L., Moretti I., Muller C., Sagel L., Vially R., 1988. Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines. *Memorie della Società Geologica Italiana* 41: 109-120.

Casnedi R., 1988. La Fossa Bradanica: origine, sedimentazione e migrazione. *Memorie della Società Geologica Italiana* 35: 439-448.

Casnedi R., 1991. Hydrocarbon accumulation in turbidites in migrating basins of the southern Adriatic foredeep (Italy). In "Facies models", Bouma and Carter Eds.: 219-233.

Casnedi R., Crescenti U., Tonna M., 1982. Evoluzione della Avanfossa Adriatica Meridionale nel Plio-Pleistocene, sulla Base di Dati di Sottosuolo. *Memorie della Società Geologica Italiana* 24: 243-260.

Casnedi R., Moruzzi G., 1978. Geologia del Campo Gassifero di Chieuti (Foggia). *Bollettino della Società Geologica Italiana* 97: 189-196.

Catalano R., Doglioni C., Merlini S., 2001. On the Mesozoic Ionian Basin. *Geophysical Journal International* 144: 49-64.

Celico P., 1978. Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale. *Memorie e Note dell'Ist. Geol. Appl.*, Napoli, 14: 3-97.

Celico P., 1983. Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania). *Quaderni della Cassa per il Mezzogiorno* 4(2): 225 pp.

Celico P., 1986. *Prospezioni idrogeologiche*. Liguori Editore, Napoli.

Celico P.B., De Vita P., Monacelli G., Scalise A.R., Tranfaglia G., 2005. *Carta idrogeologica dell'Italia Meridionale scala 1:250.000*. ISPRA.



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	90 di 97

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., Iannaccone G., Panza G.F., Scandone P., 1983. Elementi Sismotettonici dell'Appennino Meridionale. Bollettino della Società Geologica Italiana 102: 201-222.

Ciaranfi, N., Maggiore M., Pieri P., Rapisardi L., Ricchetti G., Walsh N., 1979. Considerazioni sulla neotettonica della Fossa Bradanica. Progetto Finalizzato Geodinamica CNR 251: 73-95.

Cilumbriello A., Sabato L., Tropeano M., 2008. Problemi di cartografia geologica relativa ai depositi quaternari di chiusura del ciclo della Fossa Bradanica: l'area chiave di Banzi e Genoano di Lucania (Basilicata). Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia LXXVII: 119–146.

Cinque A., Patacca E., Scandone P., Tozzi M., 1993. Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures. Spec. Issue on the Workshop: "Modes of crustal deformation: from the brittle upper crust through detachments to the ductile lower crust", (Erice, 18-24 November 1991), Annali di Geofisica 36: 249-260.

Cioni R., Levi S., Sulpizio R., 2000. Apulian Bronze Age pottery as a long distance indicator of the Avellino Pumice eruption (Vesuvius, Italy). In: McGuire, B., Griffiths, D., Stewart, I. (Eds.), The Archaeology of Geological Catastrophes. Geological Society of London Special Publications 171: 159–177.

CNR-PFG, 1985. Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980. In: Postpischl D. (ed), CNR-PFG V. 2B, Bologna.

Colella M., Grimaldi S., Spilotro G., 1996. Idrogeologia del settore Lucano della Fossa Bradanica. Studio di un'area campione. Università della Basilicata, Atti del Dipartimento di Strutture, Geotecnica, Geologia Applicata all'Ingegneria 4/1996.

Corrado S., Di Bucci D., Leschiutta I., Naso G., Trigari A., 1997. La Tettonica Quaternaria della Piana d'Isernia nell'Evoluzione Strutturale del Settore Molisano. Il Quaternario 10: 609-614.

Cotecchia V., Ricchetti E., Polemio M., 1991. Studio delle caratteristiche morfoevolutive del fondovalle del F. Basento fra Pisticci e la foce, finalizzato all'ottimizzazione dell'intervento antropico. Memorie della Società Geologica Italiana 47: 587–608.

Cremonini G., Elmi C., Selli R., 1971. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 100000. Foglio 156 "S. Marco in Lamis". Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato - Direzione Generale delle Miniere - Servizio Geologico di Italia.

Crescenti U., 1975. Sul substrato pre-pliocenico dell'avanfossa appenninica dalle Marche allo Ionio. Bollettino della Società Geologica Italiana 94: 583-634.

D'Alessandro A., La Perna R., Ciaranfi N., 2003. Response of Macrobenthos to Changes in Palaeoenvironments in the Lower-Middle Pleistocene (Lucania Basin, Southern Italy). Il Quaternario 16: 167-182.

D'Andrea S., Pasi R., Bertozzi G., Dattilo P., 1993. Geological model, advanced methods help unlock oil in Italy's Apennines. Oil and Gas Journal, August 1993: 53-57.

De Musso N.M., Capolongo D., Caldara M., Surian N., Pennetta L., 2020. Channel Changes and Controlling Factors over the Past 150 Years in the Basento River (Southern Italy). Water 2020 12, 307: 22pp.

De Vita P., Allocca V., Celico F., Fabbrocino S., Mattia C., Monacelli G., Musilli I., Piscopo V., Scalise A.R., Summa G., Tranfaglia G., Celico P., 2018. Hydrogeology of continental southern Italy. *Journal of Maps*, 14: 230-241.

DeCelles P.G., Giles K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin research* 8: 105-123.

Del Prete M., Bentivenga M., Amato M., Basso F., Sacconi P., 1997. Badland erosion processes and their interactions with vegetation: a case study from Pisticci, Basilicata, Southern Italy. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 20: 147–155.

Demangeot J., 1965. *Geomorphologie des Abruzzes adriatiques. Mémoires et documents C.N.R.S.*, 403 pp.

Desiderio G., Ferracuti L., Rusi S., 2007. Structural-stratigraphic setting of middle Adriatic alluvial plains and its control on quantitative and qualitative groundwater circulation. *Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia LXXVI*: 147-162.

Di Bucci D., Corrado S., Naso G., Parotto M., Praturlon A., 1999. Evoluzione Tettonica Neogenico-Quaternaria dell'Area Molisana. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 118: 13-30.

Di Bucci D., Tozzi M., 1992. La linea “Ortona-Roccamonfina”: 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 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 Group, 2018. Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.1.: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Doglion C., 1991. A proposal modelling of W-dipping subduction possible application to the Tyrrhenian-Apennines system. *Terra Nova* 3: 423-434.

Doglion C., 1993. Some remarks on the origin of foredeep. *Tectonophysics* 13: 47-65.

Doglion C., Merlini S., Cantarella G., 1999. Foredeep geometries at the front of the Apennines in the Ionian Sea (central Mediterranean). *Earth and Planetary Sc. Let.* 168: 243-254.


Doglion C., Mongelli F., Piali G., 1998. Boudinage of the Alpine Belt in the Apenninic backarc. *Memorie della Società Geologica Italiana* 52: 457-468.

Doglion C., Mongelli F., Pieri P., 1994. The Puglia uplift (SE Italy): An anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere. *Tectonics* 13: 1309-1321.

Doglion C., Moretti I., Roure F., 1991. Basal lithospheric detachment, eastward mantle flow and Mediterranean geodynamics: a discussion. *Journal of Geodynamics* 13: 47-65.

Doglion C., Tropeano M., Mongelli F., Pieri P., 1996. Middle-Late Pleistocene uplift of Puglia: an “anomaly” in the Apenninic foreland. *Memorie della Società Geologica Italiana* 51: 101-117.

Doulcet A., Cazzola C., Marinelli S., 1990. Il campo di Rospo Mare: un esempio di paleokarst petrolifero. *Memorie della Società Geologica Italiana* 45: 783-789.

 <p>ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE</p>	<p>LINEA POTENZA–METAPONTO INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO– BERNALDA INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA</p>					
	<p>RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA, IDROGEOLOGICA E SISMICA</p>	<p>COMMESSA IA95</p>	<p>LOTTO 43 R 69</p>	<p>CODIFICA RG</p>	<p>DOCUMENTO GE0001 002</p>	<p>REV. C</p>

Finetti I., 1982. Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* XXIV (96): 247-312.

Gambini R., Tozzi M., 1996. Tertiary geodynamic evolution of the Southern Adria Microplate. *Terra Nova* 8: 593-602.

Ghisetti F., Vezzani L., 1999. Depth and modes of Pliocene- Pleistocene crustal extension of the Apennines (Italy). *Terra Nova* 11: 67- 72.

Gilbert G.K., 1885. The topographic features of lake shores. *U.S. Geol. Surv., 5th Annual Rep.:* 69-123.

Gioia D., Schiattarella M., Giano S.I., 2018. Right-angle pattern of minor fluvial networks from the Ionian terraced belt, Southern Italy: passive structural control or foreland bending? *Geosciences* 8, 331: 19 pp.

Gueguen E., Doglioni C., Fernandez M. 1997. Lithospheric boudinage in the Western Mediterranean back-arc basin. *Terranova* 9: 184-187.

Guerrera F., Martin 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.

Hippolyte J.C., Angelier J., Roure F., 1994. A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy). *Tectonophysics* 230: 199-210.

Iannone A., Pieri P., 1979. Considerazioni critiche sui “Tufi calcarei” delle Murge. *Nuovi dati litostratigrafici e paleoambientali. Geografi a Fisica e Dinamica Quaternaria* 2: 173-186.

ISIDe Working Group, 2007. Italian Seismological Instrumental and Parametric Database (ISIDe). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).

ISPRA, 2014a. Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000. Foglio 490, Stigliano. Servizio Geologico d’Italia.

ISPRA, 2014b. Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000. Foglio 507, Pisticci. Servizio Geologico d’Italia.

ISPRA, 2016. Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000. Foglio 508, Policoro. Servizio Geologico d’Italia.

ISPRA, 2017. Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000. Foglio 471, Irsina. Servizio Geologico d’Italia.

ITHACA Working Group, 2019. ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faulting), A database of active capable faults of the Italian territory. Version December 2019. Web Portal <http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/Mappatura.aspx>. ISPRA Geological Survey of Italy.

Jacobacci A., Malatesta A., Martelli G., Stampanoni G., 1967. Note Illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100000. Foglio 163 "Lucera". Ministero dell’Industria, del Commercio e dell’Artigianato - Direzione Generale delle Miniere - Servizio Geologico di Italia.

Lanzafame G., Tortorici L., 1976. Osservazioni Geologiche sul Medio e Basso Bacino del F. Biferno (Molise, Italia Centro-Meridionale). *Geologica Romana* 15: 199-222.

Lazzari M., 2008. Il comportamento tettonico e sedimentario del bacino d’Avanfossa Bradanica durante il Pleistocene inferiore. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d’Italia LXXVII*: 61 - 76.



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	93 di 97

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.

Locardi E., Nicolich R., 1988. Geodinamica del Tirreno e dell’Appennino centro-meridionale: la nuova carta della Moho. Memorie della Società Geologica Italiana 41: 121-140.

Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D’Amico S., Antonucci A., 2021. Database Macrosismico Italiano (DBMI15), versione 3.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).

Loiacono F., Sabato L., 1987. Stratigrafia e sedimentologia di depositi pleistocenici di fan-delta sul margine appenninico della Fossa Bradanica (Tricarico, Basilicata). Memorie della Società Geologica Italiana 38: 275–296.

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.

Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., Viti M., 2009. A review on the driving mechanism of the Tyrrhenian-Apennines system: implications for the present seismotectonic setting in the Central-Northern Apennines. Tectonophysics 476: 22-40.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Albarello D., 2007. Nubia-Eurasia kinematics: an alternative interpretation from Mediterranean and North Atlantic evidence. Ann. Geophysics 50: 311-336.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Tamburelli C., Albarello D., 2006. Geodynamic connection between the indentation of Arabia and the Neogene tectonics of the central-eastern Mediterranean region. In: Dilek, Y., Pavlides, S. (Eds.) Post-Collisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia. Geological Society of America, Special Volume 490: 15-49.

Mantovani E., Viti M., Babbucci D., Tamburelli C., Cenni N., 2016. Tentativo di identificazione delle zone sismiche italiane più esposte ai prossimi terremoti forti (come strumento per la riduzione del rischio sismico). Università di Siena, Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell’Ambiente: 73 pp.

Marsella E., Bally A.W., Cippitelli G., D’Argenio B., Pappone G., 1992. Tectonic history of the Lagonegro Domain and southern Apennine thrust belt evolution. Tectonophysics 252: 307-330.

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.

Merla G., Ercoli A., Torre D., 1969. Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1: 100000. Foglio 164 "Foggia". Ministero dell’Industria, del Commercio e dell’Artigianato - Direzione Generale delle Miniere - Servizio Geologico di Italia.

Migliorini C., 1937. Cenno sullo studio e sulla prospezione petrolifera di una zona dell’Italia meridionale. 2nd Petroleum world Congress, Paris, AGIP report 1-11, Roma.

Moretti M., Pieri P., Ricchetti G., Spalluto L., 2011. Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50000. 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.

Parea G.C., 1986. I Terrazzi Marini Tardo-Pleistocenici del Fronte della Catena Appenninica in *Relazione alla Geologia dell'Avanfossa Adriatica*. *Memorie della Società Geologica Italiana* 35: 913-936.

Patacca E., Sartori R., Scandone P., 1990. Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relation since Late Tortonian times. *Memorie della Società Geologica Italiana* 45: 425-451.

Patacca E., Scandone P., 1989. Post-Tortonian mountain building in the Apennines, the role of the passive sinking of a relic lithospheric slab. In: *The Lithosphere in Italy - Advances in Earth Science Research*. Atti dei convegni Lincei 80: 157-176.

Patacca E., Scandone P., 2001. Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt-foredeep system of the southern Apennines (Pliocene-Pleistocene). In: Vai G.B. Martini & I.P. (Eds.): “Anatomy of an orogen. The Apennines and adjacent Mediterranean basins”. Kluwer Academic Publ.: 401-440.

Patacca E., Scandone P., 2004. The Plio-Pleistocene thrust belt-foredeep system in the Southern Apennines and Sicily (Southern Apenninic Arc, Italy). In: Crescenti U., D’Offizi S., Merlini S., Sacchi L. (Eds) “Geology of Italy”. Special vol. *Ital. Geol. Soc. 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, August 20-28, 2004*: 93-129.

Patacca E., Scandone P., 2007. Geology of the Southern Apennines. *Bollettino della Società Geologica Italiana* vol. spec. 7: 75-119.

Patacca E., Scandone P., 2013. Il contributo degli studi stratigrafici di superficie e sottosuolo alla conoscenza dell’Appennino Capano-Lucano. Atti del 1° Congresso dell’Ordine dei Geologi di Basilicata, “Ricerca, Sviluppo ed Utilizzo delle Fonti Fossili: Il Ruolo del Geologo”, Potenza, 30 Novembre - 2 Dicembre 2012: 97-153.

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.

Piccarreta M., Caldara M., Capolongo D., Bonzi F., 2011. Holocene geomorphic activity related to climatic change and human impact in Basilicata, Southern Italy. *Geomorphology* 128: 137-147.

Piccarreta M., Capolongo D., Miccoli M.N., 2012a. Deep gullies entrenchment in valley fills during the Late Holocene in the Basento basin, Basilicata (southern Italy). *Geomorphologie* 2: 239–248.

Piccarreta M., Capolongo D., Miccoli M.N., Bentivenga M., 2012b. Global change and long-term gully sediment production dynamics in Basilicata, southern Italy. *Environmental Earth Sciences* 67:1619–1630.

Pieri M., Mattavelli L., 1986. Geological framework of Italian petroleum resources. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 70: 103.130.

Pieri P., Gallicchio S., Sabato L., Tropeano M., Boenzi F., Lazzari M., Marino M., Vitale G., 2017. Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50000. Foglio 471, Irsina. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, Roma.



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	95 di 97

Pieri P., Sabato L., Tropeano M., 1994. Evoluzione tettonico-sedimentaria della Fossa Bradanica a sud dell’Ofanto nel Pleistocene. In: Guida alle escursioni, 77° Congresso Società Geologica Italiana, Bari, Italy, 23 September-1 October 1994, Quaderni della Biblioteca Provinciale di Matera 15: 35-54.

Pieri P., Sabato L., Tropeano M., 1996. Significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa Bradanica nel Pleistocene. Memorie della Società Geologica Italiana 51: 501-515.

Pieri P., Sabato L., Tropeano M., Gallicchio S., Loiacono F., Schiattarella M., 2004. Plio-Pleistocene stratigraphic and tectonic evolution of the foreland-foredeep-chain system in southern Italy. 32nd International Geological Congress (Florence – Italy, August 20-28, 2004), Field Trips Guide Books 35. ISPRA Periodici tecnici Vol. 63 (4).

Pieri P., Vitale G., Beneduce P., Doglioni C., Gallicchio S., Giano S. I., Loizzo R., Moretti M., Prosser G., Sabato L., Schiattarella M., Tramutoli M., Tropeano M., 1997. Tettonica quaternaria nell’area bradanico-ionica. Italian Journal of Quaternary Sciences, 10/2: 535-542.

Pizzi A., 2003. Plio-Quaternary uplift rates in the outer zone of Central Apennines fold-and-thrust belt, Italy. Quaternary International 101-102: 229-237.

Polemio M., Dragone V., Limoni P.P., Mitolo D., Santaloia F., 2003. Caratterizzazione idrogeologica della piana di Metaponto, qualità e rischi di degrado delle acque sotterranee Acque Sotterranee 83: 35-49.

Polemio M., Ricchetti E., 1991. Caratteri idrogeologici dell’acquifero della piana costiera di Metaponto (Basilicata). I Convegno Nazionale dei Giovani Ricercatori di Geologia Applicata (Gargnano, BS, 22-23 ottobre 1991), Università degli studi di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra: 417-426.

Polemio M., Sdao F., 2000. Eventi di pioggia e fasi di attività di una frana nei pressi di Calciano in Basilicata. Atti del V Convegno Nazionale dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata, Cagliari, 8-11/10/1996: 114–121.

Radina B., 1969. Idrogeologia del bacino del Fiume Basento (versante ionico Lucano). Carta allegata: Affioramenti delle formazioni e distribuzione schematica delle permeabilità, scala 1:200.000. Memorie degli Istituti di geologia e mineralogia dell’Università di Padova 27, fasc. 4: 52 pp.

Ricchetti G., 1965. Alcune osservazioni sulla serie della Fossa Bradanica. Le “Calcareniti di M. Castiglione”. Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli 75: 3-11.

Ricchetti G., 1967. Lineamenti geologici e morfologici della media valle del F. Bradano. Bollettino della Società Geologica Italiana 86: 607-622.

Ricchetti G., Ciaranfi N., Luperto Sinni E., Mongelli F., Pieri P., 1988. Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell’avampaese apulo. Memorie della Società Geologica Italiana 41: 57-82.

Ricchetti G., Mongelli F., 1980. Flessione e campo gravimetrico della micropiastrea apula. Bollettino della Società Geologica Italiana 99: 431-436.

Ricchetti G., Scandone P., 1979. Inquadramento geologico regionale della Fossa bradanica. Geologia Applicata e Idrogeologia 14: 489-492.

Ricci Lucchi F., 1986. The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. In “Foreland basins” (P.A. Allen and P. Homewood, Eds.), IAS Sp. Publ. 8. Blackwell, Oxford: 105-139.



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	96 di 97

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.

Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P., Antonucci A., 2021. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 3.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).

Royden L.H., Karner G.D., 1984. Flexure of lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basin: evidence for an insufficient topographic load. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 20: 721-724.

Royden L.H., Patacca E., Scandone P., 1987. Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution. *Geology* 15: 714-717.

Sabato L., 1984. Il Conglomerato di Serra del Cedro nell’evoluzione del margine esterno dell’Appennino. Tesi di Laurea inedita. Università di Bari: 114 pp.

Sabato L., 1996. Quadro stratigrafico-deposizionale dei depositi regressivi nell’area di Irsina (Fossa Bradanica). *Geologica Romana* 32: 219–230.

Sabato L., 2003. I depositi silicoclastici regressivi di Irsina (Basilicata, Fossa Bradanica). In: “Conservazione e valorizzazione del patrimonio geologico”. Suppl. Fasc. 1/2003 *Geologia dell’Ambiente*, Atti Convegno Rionero in Vulture, 13-14 aprile 2002: 201-212.

Sabato L., Tropeano M., Pieri P., 2004. Problemi di cartografia geologica relativa ai depositi quaternari nel F° 471 Irsina. Il Conglomerato di Irsina: mito o realtà? *Il Quaternario* 17(2/1): 391-404.

Sartori R., 1989. Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti. *Giornale di Geologia* 51: 1-39.

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.

Scrocca D., Tozzi M., 1999. Tettogenesi Mio-Pliocenica dell’Appennino Molisano. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 118: 255-286.

Sella M., Turci C., Riva A., 1988. Sintesi geopetrolifera della Fossa Bradanica (avanfossa della Catena Appenninica Meridionale). *Memorie della Società Geologica Italiana* 41 fasc.1: 87 – 107.

Spilotro G., Canora F., Caporale F., Leandro G., Vignola N., 2002. Hydrogeology and groundwater salinization in the Ionian coastal plane of the Basilicata Region. *Proceedings of the 17th Salt Water Intrusion Meeting*, Delft, The Netherlands, 2002, May 6th-10th: 445-455.

Spilotro G., Caporale F., 2000. Idrogeologia regionale, acque sotterranee e condizioni al contorno della rete idrografica. Progetto di Ricerca LaTIBI, POP Fesr, DIFA UniBas.

Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Akinci A., Faccioli E., Gasperini P., Malagnini L., Valensise G., 2004. Pericolosità sismica di riferimento per il territorio nazionale MPS04 [Data set]. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).



**LINEA POTENZA–METAPONTO
INTERVENTI DI VELOCIZZAZIONE TRATTA GRASSANO–
BERNALDA
INTERVENTI DI ADEGUAMENTO DELL’IMPIANTO DI BERNALDA
PROGETTO DI FATTIBILITA’ TECNICA ED ECONOMICA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA,
IDROGEOLOGICA E SISMICA**

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA95	43 R 69	RG	GE0001 002	C	97 di 97

Sulpizio R., Bonasia R., Dellino P., Di Vito M.A., La Volpe L., Mele D., Zanchetta G., Sadori L., 2008. Discriminating the long distance dispersal of fine ash from sustained columns or near ground ash clouds: The example of the Pomici di Avellino eruption (Somma-Vesuvius, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177: 263-276.

Torre M., Di Nocera S., Ortolani F., 1988. Evoluzione post-tortoniana nell’Appennino meridionale. *Memorie della Società Geologica Italiana* 41: 47-56.

Tropeano M., Sabato L., 2000. Response of Plio- Pleistocene mixed bioclastic-lithoclastic temperate-water carbonate systems to forced regression: the Calcarene di Gravina Formation, Puglia, SE Italy. In: “Sedimentary responses to forced regression” (D. Hunt & R.L. Gawthorpe, Eds.). *Geological society of London* 171: 217-243.

Tropeano M., Sabato L., Pieri P., 2002. Filling and cannibalization of a foredeep: the Bradanic Trough (Southern Italy). In: Jones, Frostick (eds), “Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences”, *Geological Society of London, Special Publication* 191: 55-79.

Valduga A., 1973. Fossa Bradanica. In: DESIO A. (Eds.), *Geologia d’Italia*, UTET: 692-695.

Vezzani L., Festa A., Ghisetti, F.C., 2010. Geology and Tectonic Evolution of the Central-Southern Apennines, Italy. *Geological Society of America Special Paper* 469, 20 pp.

Viti M., Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., 2006. Quaternary geodynamics and deformation pattern in the Southern Apennines: implications for seismic activity. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 125: 273-291.

Viti M., Mantovani E., Babbucci D., Tamburelli C., 2011. Plate kinematics and geodynamics in the Central Mediterranean. *Journal of Geodynamics* 51: 190-204.