

COMMITTENTE:



PROGETTAZIONE:



U.O. GEOLOGIA, GESTIONE TERRE E BONIFICHE

PROGETTO DEFINITIVO

VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA
VARIANTE DI BAULADU

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

SCALA:

-

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

RR0H 01 D 69 RG GE0001 001 A

Rev.	Descrizione	Redatto	Data	Verificato	Data	Approvato	Data	Autorizzato	Data
A	Emissione definitiva	S. Romagnolo	marzo 2018	F.M. Carli	marzo 2018	T. Paoletti	marzo 2018	F. Moreschi	marzo 2018

File: RR0H 01 D69 RG GE0001 001 A.docx

n. Elab 70

ITALFERR S.p.A.
Dott. Geologo Francesco Moreschi
Resp. UO GEOLOGIA, GESTIONE TERRE E BONIFICHE
Ordine Geologi Lazio n. 790 ES

INDICE

1	PREMESSA	6
2	SCOPO DEL DOCUMENTO	6
3	DOCUMENTI DI RIFERIMENTO	6
4	ALLEGATI	7
5	LOCALIZZAZIONE GEOGRAFICA	8
6	CAMPAGNA DI INDAGINE.....	9
6.1	INDAGINI GEOGNOSTICHE.....	10
6.1.1	<i>Sondaggi geognostici.....</i>	<i>10</i>
6.1.2	<i>Prospezioni sismiche</i>	<i>10</i>
6.2	RILIEVI DI CAMPO.....	11
6.2.1	<i>Rilievi geologici.....</i>	<i>11</i>
6.2.2	<i>Rilievi geostrutturali.....</i>	<i>12</i>
7	INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE.....	13
7.1	EVOLUZIONE GEOLOGICA	14
7.2	CARATTERISTICHE STRATIGRAFICHE	16
7.2.1	<i>Basamento metamorfico ercinico</i>	<i>18</i>
7.2.2	<i>Complesso magmatico tardo-paleozoico.....</i>	<i>19</i>
7.2.3	<i>Complesso vulcano-sedimentario tardo-paleozoico.....</i>	<i>19</i>
7.2.4	<i>Complesso sedimentario mesozoico</i>	<i>20</i>
7.2.5	<i>Complesso vulcano-sedimentario cenozoico.....</i>	<i>20</i>
7.2.6	<i>Coperture plio-pleistoceniche</i>	<i>22</i>
7.3	CARATTERISTICHE STRUTTURALI	22
7.3.1	<i>Tettonica paleozoica.....</i>	<i>23</i>
7.3.2	<i>Tettonica mezo-cenozoica</i>	<i>23</i>
8	ASSETTO GEOLOGICO LOCALE.....	24

8.1	ASSETTO LITOSTRATIGRAFICO.....	24
8.1.1	<i>Ciclo vulcanico oligo-miocenico</i>	24
8.1.2	<i>Ciclo vulcanico plio-pleistocenico</i>	27
8.1.3	<i>Successione continentale quaternaria</i>	28
8.2	ASSETTO STRUTTURALE	31
8.2.1	<i>Assetto giaciturale</i>	31
8.2.2	<i>Strutture distensive</i>	31
9	INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO REGIONALE.....	32
9.1	SUPERFICI DI SPIANAMENTO	33
9.2	MORFOLOGIA FLUVIALE	34
9.3	PROCESSI DI VERSANTE E FENOMENI GRAVITATIVI.....	34
10	ASSETTO GEOMORFOLOGICO LOCALE.....	35
10.1	ELEMENTI IDROGRAFICI.....	35
10.2	ELEMENTI STRUTTURALI E TETTONICI	35
10.3	FORME, PROCESSI E DEPOSITI GRAVITATIVI	36
10.4	FORME, PROCESSI E DEPOSITI DOVUTI ALLE ACQUE CORRENTI SUPERFICIALI	38
10.5	FORME, PROCESSI E DEPOSITI DI ORIGINE VULCANICA	38
10.6	FORME POLIGENICHE	38
10.7	FORME ANTROPICHE E MANUFATTI.....	39
11	INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO REGIONALE	39
11.1	COMPLESSI IDROGEOLOGICI	39
11.2	STRUTTURE IDROGEOLOGICHE E IDRODINAMICA DEGLI ACQUIFERI.....	40
11.3	SORGENTI E OPERE DI CAPTAZIONE.....	40
12	ASSETTO IDROGEOLOGICO LOCALE	41
12.1	COMPLESSI IDROGEOLOGICI	41
12.1.1	<i>Complessi delle unità del substrato</i>	41

12.1.2	Complessi dei depositi di copertura	42
12.2	PROVE DI PERMEABILITÀ	43
12.3	MONITORAGGIO PIEZOMETRICO	43
12.4	OPERE DI CAPTAZIONE ED EMERGENZE SORGENTIZIE	44
12.5	CONDIZIONI DI DEFLUSSO IDRICO SOTTERRANEO	46
13	SISMICITÀ DELL'AREA	47
13.1	SISMICITÀ STORICA	50
13.2	SISMICITÀ ATTUALE	53
13.3	PERICOLOSITÀ SISMICA	56
13.4	CATEGORIA DI SOTTOLUOLO	57
14	CRITICITÀ GEOLOGICHE	58
14.1	CRITICITÀ GEOLOGICO-TECNICHE	58
14.2	CRITICITÀ GEOMORFOLOGICHE	60
14.2.1	Piano di Assetto Idrogeologico (PAI) – Pericolosità da frana	60
14.3	CRITICITÀ IDROGEOLOGICHE	61
14.4	SUSCETTIVITÀ ALLA LIQUEFAZIONE	62
14.5	PRESENZA DI GAS NATURALI	64
15	DESCRIZIONE DEI SETTORI D'INTERVENTO	64
15.1	VARIANTE BAULADU	64
15.1.1	Rilevato (km 0+550 – km 1+703)	64
15.1.2	Viadotto (km 1+703 – km 1+950)	65
15.1.3	Opere all'aperto (km 1+950 – km 2+214)	65
15.1.4	Galleria (km 2+214 – km 6+040)	66
15.1.5	Opere all'aperto (km 6+040 – km 7+640)	68
15.1.6	Viadotto (km 7+640 – km 7+812)	68
15.1.7	Opere all'aperto (km 7+812 – km 8+506)	68



VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA
VARIANTE DI BAULADU

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
RR0H	01	D69RG	GE 00 01 001	A	5 di 77

16 RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI.....68

1 PREMESSA

Nell'ambito dell'esecuzione dello studio geologico, geomorfologico ed idrogeologico per la progettazione definitiva della "Velocizzazione Linea San Gavino-Sassari-Olbia", sono stati effettuati i rilievi e gli approfondimenti propedeutici alla redazione degli elaborati di sintesi previsti dal progetto stesso. In particolare è stata analizzata la Variante Bauladu tra le chilometriche 0+550 e il km 8+506.

Per il presente studio 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 2008) in cui sia possibile cogliere interrelazioni dinamiche tra la componente geologica *s.l.* e quella antropica, pone particolare attenzione alla caratterizzazione litotecnica dei terreni investigati attraverso una puntuale ricostruzione dell'assetto e delle caratteristiche litotecniche nei settori di territorio interessati dalle opere in progetto.

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

3 DOCUMENTI DI RIFERIMENTO

Nella presente relazione si è fatto riferimento ai seguenti documenti:

"Velocizzazione Linea San Gavino-Sassari-Olbia"		
PROGETTO PRELIMINARE		
Codifica elaborato	Descrizione elaborato	Scala
RR41 00 R69 RG GE0001 001A	Relazione Geologica Geomorfologica ed Idrogeologica	-
RR41 00 R69 RG GE0001 002A	Rapporto sui rilievi di campagna	-
RR41 00 R69 SG GE0001 001A	Relazione sull'andamento delle indagini	-
RR41 00 R69 SG GE0001 002A	Stratigrafie dei sondaggi con stralci planimetrici delle ubicazioni	-
RR41 00 R69 RH GE0001 001A	Relazione sull'andamento delle indagini geofisiche	-

**“Velocizzazione Linea San Gavino-Sassari-Olbia”
PROGETTO PRELIMINARE**

Codifica elaborato	Descrizione elaborato	Scala
RR41 00 R69 F4 GE0001 001A	Profilo geologico – Tratta Oristano-Chilivani – Variante di Bauladu (km 8+200)	1:10000/1000
RR41 00 R69 F4 GE0001 005A	Profilo geologico – Tratta Bonorva-Chilivani-Torralba – Variante di Bonorva-Torralba (km 6+000)	1:10000/1000
RR41 00 R69 N4 GE0001 001A	Carta geologica-geomorfologica – Tratta Oristano-Chilivani – Variante di Bauladu (km 8+200)	1:10000
RR41 00 R69 N4 GE0001 005A	Carta geologica-geomorfologica – Tratta Bonorva-Chilivani-Torralba – Variante di Bonorva-Torralba (km 6+000)	1:10000
RR41 00 R69 N4 GE0002 001A	Carta idrogeologica – Tratta Oristano-Chilivani – Variante di Bauladu (km 8+200)	1:10000
RR41 00 R69 N4 GE0002 005A	Carta idrogeologica – Tratta Bonorva-Chilivani-Torralba – Variante di Bonorva-Torralba (km 6+000)	1:10000

**“Velocizzazione linea ferroviaria S. Gavino - Sassari – Olbia - Variante Bauladu- variante Bonorva-Torralba”
ADEGUAMENTO PROGETTO PRELIMINARE 2006**

Codifica elaborato	Descrizione elaborato	Scala
RR0G 00 R69 N4 GE0001 001A	Relazione geologica	-

**“Velocizzazione Linea San Gavino-Sassari-Olbia – Variante di Bauladu”
ADEGUAMENTO PROGETTO PRELIMINARE 2006**

Codifica elaborato	Descrizione elaborato	Scala
RR0G 01 R69 N4 GE0001 001A	Carta geologica – Geomorfologica e profilo geologico	1:10000/1000
RR0G 01 R69 N4 GE0002 001A	Carta idrogeologica e profilo idrogeologico	1:10000/1000

**“Velocizzazione Linea San Gavino-Sassari-Olbia – Variante Bauladu”
PROGETTO DEFINITIVO 2018**

Codifica elaborato	Descrizione elaborato	Scala
RR0H 01 D69 SG GE0005 001 A	Indagini geognostiche sondaggi, stratigrafie e prove in sito	-

4 ALLEGATI

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

Codifica elaborato	Descrizione elaborato	Scala
RR0H 01 D69 RH GE0001 001 A	Rapporto di campagna - stop geologici	-

Codifica elaborato	Descrizione elaborato	Scala
RR0H 01 D69 RH GE0001 002 A	Rilievo geomeccanico	-
RR0H 01 D69 N5 GE0001 001 A	Carta geologica con elementi di geomorfologia	1:5000
RR0H 01 D69 F5 GE0001 001-2 A	Profilo geologico	1:5000/500
RR0H 01 D69 N5 GE0002 001 A	Carta idrogeologica e profilo idrogeologico	1:5000
RR0H 01 D69 F5 GE0002 001-2 A	Profilo idrogeologico	1:5000/500
RR0H 01 D69 N6 GE0001 001 A	Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico Galleria Variante Bauladu - Imbocco lato sud	1:2000/200
RR0H 01 D69 N6 GE0001 002 A	Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico Galleria Variante Bauladu - Imbocco lato nord	1:2000/200
RR0H 01 D69 N6 GE0001 003-5 A	Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico Finestre 1-3	1:2000

5 LOCALIZZAZIONE GEOGRAFICA

L'area di studio si colloca nella porzione centro-occidentale della Sardegna e si rinviene in corrispondenza del tracciato ferroviario della linea San Gavino – Sassari – Olbia. La tratta di progetto si estende per una distanza di circa 8 km e interessa il territorio dei comuni di Bauladu, Paulilatino e Solarussa, in provincia di Oristano (OR).

Con riferimento alla Carta Topografica d'Italia edita dall'Istituto Geografico Militare Italiano (I.G.M.I.), l'area di studio è identificabile all'interno dei Fogli 205-206 (Capo Mannu-Macomer) e 217 (Oristano) in scala 1:100000, nelle Tavole 206-III-SE (S. Vero Milis), 206-II-SO (Paulilatino), 217-IV-NE (Solarussa) e 217-I-NO (Fordongianus), in scala 1:25000 e, con riferimento alla Carta Tecnica Regionale della Regione Sardegna, nelle sezioni 515130 e 529010, in scala 1:10000.

Dal punto di vista orografico il tracciato impegna settori di territorio posti a quote comprese tra circa 55 m s.l.m. (località Nuraghe Pranu Maiales) e 191 m s.l.m. circa in corrispondenza del rilievo di Pischina Arrubia, mentre le quote progettuali variano da 55 m s.l.m. a 187 m s.l.m. circa.

Dal punto di vista morfologico l'area di studio è caratterizzata, verso sud, dall'ampia valle di origine tettonica del Campidano e dalle pendici collinari dell'esteso altopiano basaltico di Abbasanta, verso nord.

Il principale corso d'acqua dell'area di studio è rappresentato dal Fiume Tirso, posto più verso est, mentre gli altri elementi idrografici sono rappresentati, da sud a nord, dal Roia Cambaras, Riu Urusa e Riu Pizziu.



Figura 1 – Corografia in scala 1:500000 dell’area di studio geologico con individuazione delle tratte ferroviarie in progetto (in rosso).

6 CAMPAGNA DI INDAGINE

Nel corso dello studio sono state consultate e analizzate tutte le indagini geognostiche appositamente realizzate nei settori di territorio interessati 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 alla specifica fase di approfondimento progettuale in corso, circa l'assetto litostratigrafico e geologico-strutturale dei termini litologici interessati dalle opere in progetto.

Nel corso del *iter* progettuale sino ad oggi espletato è stata eseguita un'unica campagna di indagini geognostiche, nella quale sono state realizzate sia indagini dirette che indirette. Complessivamente sono state analizzate le seguenti indagini di sito:

- n. 7 sondaggi a rotazione e carotaggio continuo, di cui n. 6 strumentati con piezometro e n. 1 attrezzato per sismica in foro;
- n. 10 stendimenti sismici a rifrazione.

Il numero totale dei campioni di roccia e terreno prelevati è di 35, mentre quello delle prove SPT effettuate nei fori di sondaggio è di 5.

6.1 Indagini geognostiche

Nei paragrafi e nelle tabelle seguenti è riportata una sintesi delle indagini geognostiche relative alla variante Bauladu, tra i km 0+483 - 8+453.

6.1.1 Sondaggi geognostici

Si 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 (pk, Longitudine e Latitudine nel sistema di riferimento Gauss-Boaga fuso Ovest (Roma 40), quota, strumentazione, profondità, numero dei campioni, numero prove SPT, numero prove Lefranc/Lugeon, numero prove Dilatometriche e numero prove Pressiometriche).

Sigla	pk	Longitudine	Latitudine	Quota m s.l.m.	Strumentazione	Profondità m	Campioni	SPT	Lefranc/ Lugeon	Dilatometriche	Pressiometriche
S1_BA	1+706	1475210	4427212	70.6	Piezometro	30.0	5	0	2	3	0
S2_BA	2+229	1475380	4427690	95.6	Sismica in foro	30.0	5	0	2	2	0
S4_BA	3+414	1474996	4428763	154.3	Piezometro	60.0	5	3	2	2	0
S5_BA	4+187	1474565	4429404	186.0	Piezometro	40.0	5	2	2	2	0
S7_BA	5+305	1474414	4430474	178.2	Piezometro	50.0	5	1	2	2	0
S9_BA	6+222	1474945	4431203	164.2	Piezometro	40.0	5	0	2	3	0
S10_BA	7+635	1475956	4432184	163.0	Piezometro	30.0	5	0	2	2	0
Totale							35	6	14	16	0

Tabella 1 - Sintesi dei sondaggi geognostici realizzati nell'ambito della presente campagna indagine, elencati in ordine di progressiva chilometrica (pk).

6.1.2 Prospezioni sismiche

Nelle tabelle seguenti è riportata una sintesi di tutte le indagini sismiche e geolettriche eseguite nell'ambito della presente fase progettuale, con indicazione dei principali dati tecnici relativi ad ogni singola indagine (pk del centroide, longitudine e latitudine di ogni singolo stendimento nel sistema di riferimento Gauss-Boaga fuso Ovest (Roma 40), tipologia di indagine e lunghezza).

Sigla	pk	Longitudine	Latitudine	Tipologia indagine	Lunghezza m
1	1+705	1475247	4427249	Rifrazione	94.0
2a	2+183	1475385	4427695	Rifrazione	94.0
2b	2+174	1475366	4427689	Rifrazione	114.0

Sigla	pk	Longitudine	Latitudine	Tipologia indagine	Lunghezza m
3a	3+064	1475225	4428554	Rifrazione	94.0
3b	3+081	1475230	4428577	Rifrazione	186.0
4a	4+093	1474867	4429542	Rifrazione	136.0
4b	4+093	1474869	4429543	Rifrazione	94.0
5a	5+293	1474533	4430474	Rifrazione	140.0
5b	5+287	1474592	4430447	Rifrazione	94.0
6	7+661	1476003	4432250	Rifrazione	116.0

Tabella 2 - Sintesi delle indagini geoelettriche di superficie realizzate nell'ambito della presente campagna indagine, elencati in ordine di progressiva chilometrica (pk).

6.2 Rilievi di campo

Nell'ambito del presente studio sono stati effettuati appositi rilievi di campo volti alla definizione delle principali caratteristiche geologiche e geomeccaniche dei termini litologici presenti nella zona di intervento.

6.2.1 Rilievi geologici

Per poter definire le caratteristiche geologiche, geomorfologiche ed idrogeologiche proprie dei settori di intervento, nell'ambito della presente fase di approfondimento progettuale sono stati effettuati appositi rilievi di campo, opportunamente distribuiti su tutta la zona di interesse. In particolare sono stati condotti n. 29 stop geologici, tutti riportati sulla cartografia geologica di riferimento (RR0H 01 D69 N5 GE0001 001 e RR0H 01 D69 N6 GE0001 001-5).

Per ogni stop geologico è stata realizzata una apposita scheda di sintesi, contenente le principali informazioni geologiche e spaziali (comune di riferimento, località, stralcio cartografico, coordinate, unità geologica, descrizione geologica, condizione del fronte, foto). Le schede di sintesi sono identificate da un codice numerico univoco e sono riportate del relativo rapporto di campagna (RR0H 01 D69 RH GE0001 001).

Nella tabella seguente è riportata una sintesi di ogni singola stazione, con indicazione dei principali dati tecnici (n° stazione, pk, Longitudine e Latitudine nel sistema di riferimento Gauss-Boaga fuso Ovest (Roma 40), unità geologica).

N° stazione geologica	pk	Longitudine	Latitudine	Unità geologica
Ba01	0+022	1473512	4426228	bn
Ba02	0+566	1474483	4426323	BST/b2
Ba03	0+772	1474075	4427073	BST
Ba04	1+159	1475131	4426489	bn
Ba05	2+009	1474773	4427691	AND
Ba06	2+059	1475319	4427539	AND
Ba07	2+152	1475087	4427677	b2
Ba08	2+264	1475404	4427722	BST

N° stazione geologica	pk	Longitudine	Latitudine	Unità geologica
Ba09	2+266	1475483	4427717	BST
Ba10	2+316	1474685	4427800	AND
Ba11	2+464	1476221	4428016	AND
Ba12	3+188	1475732	4428950	AND
Ba13	3+233	1475108	4428625	b2
Ba14	3+763	1475086	4429228	BST
Ba15	5+009	1473690	4430218	BST
Ba16	5+231	1474485	4430380	BST
Ba17	5+376	1474326	4430584	BST
Ba18	5+625	1474341	4430903	BST
Ba19	5+965	1475655	4430151	AND
Ba20	6+842	1474556	4432447	AND
Ba21	7+258	1475233	4432368	PRR
Ba22	7+501	1475626	4432340	a
Ba23	-	1476692	4432970	BST
Ba24	-	1476764	4432967	BST
Ba25	-	1477399	4432065	AND
Ba26	-	1477398	4432326	AND
Ba27	-	1477389	4432622	AND
Ba28	-	1477302	4432944	BST
Ba29	-	1477379	4433478	BST

Tabella 3 – Sintesi degli stop geologici effettuati nella presente fase progettuale.

6.2.2 Rilievi geostrutturali

Al fine di definire le caratteristiche geomeccaniche e il relativo stato di fratturazione dei termini litologici presenti lungo il tracciato ferroviario in oggetto, nell'ambito dello studio sono stati analizzati i risultati di numerosi rilievi geostrutturali appositamente condotti in tutto il settore di intervento. I suddetti rilievi sono stati eseguiti secondo gli *standard* della International Society for Rock Mechanics (ISRM 1978, 1993).

Durante la presente fase di approfondimento progettuale sono stati condotti n. 10 stop geostrutturali, tutti riportati sulla cartografia geologica di riferimento (RR0H 01 D69 N5 GE0001 001 e RR0H 01 D69 N6 GE0001 001-5). Per ognuno dei suddetti stop sono state determinate le principali caratteristiche dei giunti (spaziatura, apertura, persistenza, rugosità, riempimento), della roccia intatta (resistenza a compressione, grado di alterazione) e dell'ammasso (struttura, forma dei blocchi, condizioni idrauliche).

Tutti i dati raccolti hanno così permesso di caratterizzare gli ammassi rocciosi investigati e di definire, per ogni singolo punto di rilievo, il *range* di variazione del *Rock Mass Rating* (RMR) e del *Geological Strength Index* (GSI). Le schede di sintesi sono identificate da un codice numerico univoco e sono riportate del relativo rapporto di campagna (RR0H 01 D69 RH GE0001 002). Nella tabella seguente, invece, è riportata una sintesi di ogni singola

stazione, con indicazione dei principali dati tecnici (n° stazione, pk, Longitudine e Latitudine nel sistema di riferimento Gauss-Boaga fuso Ovest (Roma 40), unità geologica).

N° stazione	pk	Longitudine	Latitudine	Unità geologica
Ba09	2+266	1475483	4427717	BST
Ba10	2+316	1474685	4427800	AND
Ba11	2+464	1476221	4428016	AND
Ba12	3+188	1475732	4428950	AND
Ba15	5+009	1473690	4430218	BST
Ba17	5+376	1474326	4430584	BST
Ba19	5+965	1475655	4430151	AND
Ba23	-	1476692	4432970	BST
Ba25	-	1477399	4432065	AND
Ba26	-	1477398	4432326	AND

Tabella 4 – Sintesi gli stop geostrutturali effettuati nella presente fase progettuale.

7 INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Dal punto di vista geologico, la Sardegna rappresenta un blocco essenzialmente stabile della crosta continentale europea (Ricci & Sabatini 1978; Barca et al. 2016). Il basamento dell'isola è pertanto considerato come un segmento della Catena Ercinica Sud-Europea, formatosi a partire dal Paleozoico (Cocco 2013; Barca et al. 2016). Infatti, prima della rotazione del Blocco Sardo-Corso del Miocene inferiore, tale basamento risultava in continuità strutturale con il relativi basamenti del Massiccio centrale francese, dei Mauri e della Montagna Nera (Arthaud & Matte 1966; Ricci & Sabatini 1978; Cherchi & Montadert 1982; Cherchi & Trémolières 1984).

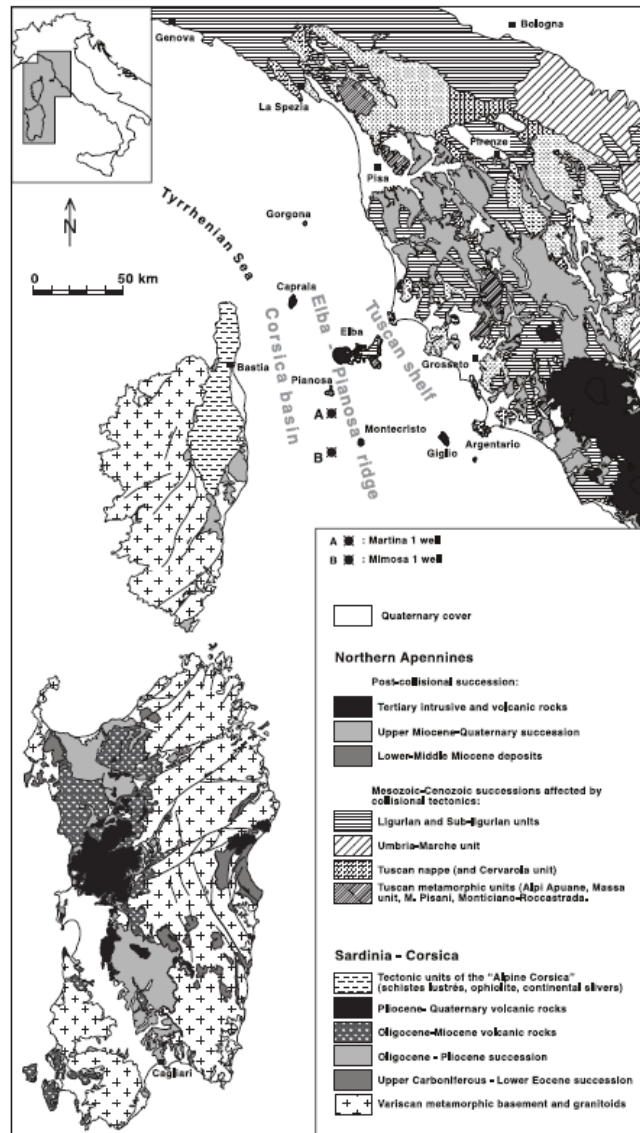


Figura 2 – Schema stratigrafico-strutturale dell'Appennino settentrionale, del Blocco Sardo-Corso e del Bacino Tirrenico settentrionale (da Carmignani et al. 2004).

7.1 Evoluzione geologica

La Catena Ercinica Sud-Europea è caratterizzata da raccorciamenti e da una zonazione tettono-metamorfica tipica di orogenesi da collisione continentale (Carmignani et al. 1978; Arthaud & Sauniac 1981). In generale, si ritiene che tale elemento rappresenti una catena collisionale associata a subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione durante il Siluriano, a cui segue una collisione continentale con ispessimento crostale, metamorfismo e magmatismo tra il Devoniano e il Carbonifero (Matte 1986; Carmignani et al. 1992a).

Il Batolite Ercinico Sardo è caratterizzato da una struttura particolarmente complessa, ad affinità prevalentemente calcoalcalina, di età compresa tra i 310 ed i 274 Ma (Di Simplicio et al. 1975; Brotzu et al. 1982; Carmignani et al.

1982; Beccaluva et al. 1985; Cocherie 1985; Del Moro et al. 1991; Castorina & Petrini 1992; Brotzu et al. 1994). Esso è formato da diversi corpi intrusivi ben distinguibili, con una gamma composizionale che si estende dai gabbri ai leucograniti, con una netta prevalenza di *facies* francamente granitiche (Ghezzi et al. 1972; Di Simplicio et al. 1974; Orsini 1976; Barca et al. 2016).

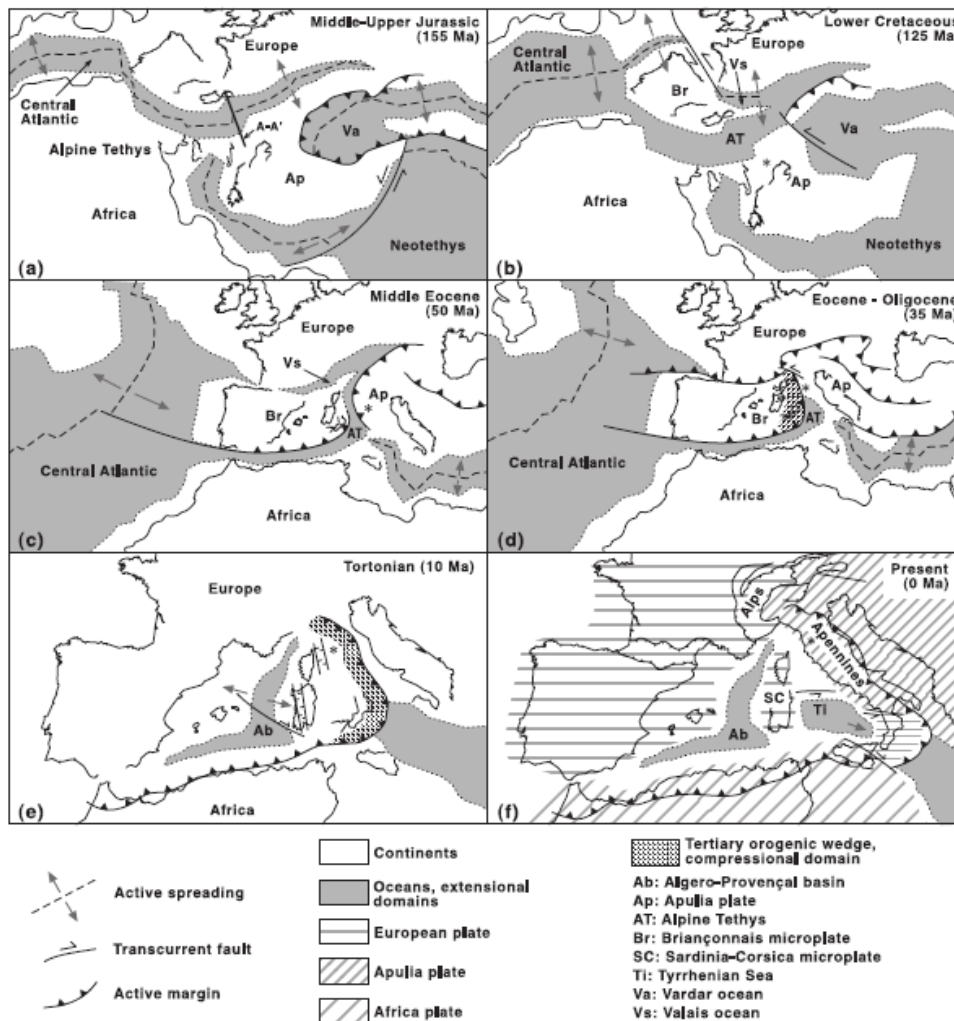


Figura 3 – Evoluzione geologica del Mediterraneo occidentale e del Blocco Sardo-Corso (da Carmignani et al. 2004).

La sequenza di messa in posto inizia con intrusioni tonalitiche a cui seguono granodioriti e monzograniti e termina, quindi, con intrusioni leucogranitiche (Bralia et al. 1981). In rapporto al regime tettonico dell'area, la messa in posto dei plutoni si colloca all'interno della dinamica collisionale della catena e, quindi, è possibile suddividere i granitoidi in tre grandi famiglie: plutoni sin-tettonici, tardo-tettonici e posto-tettonici (Ghezzi & Orsini 1982).

Durante il Mesozoico la Sardegna costituisce una parte del Margine Passivo Sud-Europeo e mostra i caratteri di un cratone stabile soggetto a periodiche trasgressioni e regressioni (Barca et al. 2016). L'isola non è stata pienamente coinvolta negli eventi collisionali che hanno interessato le zone limitrofe durante l'orogenesi alpina, in quanto si è sempre trovata ai margini di due cinture orogeniche, quali i Pirenei nell'Eocene medio - Oligocene inferiore e

	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA VARIANTE DI BAULADU					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 01	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A	FOGLIO 16 di 77

l'Appennino settentrionale dell'Oligocene superiore - Miocene inferiore (Cherchi & Schroeder 1976; Barca & Costamagna 1997; Barca et al 2016).

Secondo alcuni Autori la Sardegna è stata interessata dalla tettonica collisionale dell'Appennino settentrionale, che ha portato allo sviluppo di un sistema di faglie trascorrenti a carattere sia transpressivo e che transtensivo (Carmignani et al. 1992b; Oggiano et al. 1995; Pasci 1995). Tali elementi hanno portato alla creazione di bacini subsidenti a sedimentazione prevalentemente vulcano-clastica e sono localmente accompagnati da sovrascorrimenti del basamento paleozoico sulle coperture post-erciniche (Barca et al. 2016).

Altri Autori ritengono, invece, che le strutture e i depositi dell'Eocene medio - Oligocene inferiore della Sardegna meridionale sono da mettere in relazione con l'evoluzione della Catena Pirenaica (Cherchi & Schroeder 1976; Barca & Costamagna 1997, 2000), mentre il *Rift* Sardo è da correlare col regime tettonico distensivo dell'Oligocene superiore - Miocene inferiore (Cherchi & Montadert 1982). Quest'ultima struttura si inquadra nel sistema di *rift* europeo contemporaneo all'apertura del Mediterraneo Occidentale (Casula et al. 2001) e ha dato origine alla grande Fossa Sarda tra il Golfo di Cagliari e il Golfo dell'Asinara (Vardabasso 1962). In connessione con questi eventi ha luogo un'imponente attività vulcanica ad affinità calcalkalina con prodotti effusivi ed esplosivi a composizione da basaltica a riolitica, nota come "Ciclo Vulcanico Oligo-Miocenico" (Beccaluva et al. 1987; Lecca et al. 1997; Carmignani et al. 2001).

Alla fine del Burdigaliano si conclude la rotazione del Blocco Sardo-Corso e la contemporanea apertura del Bacino Balearico (Cherchi & Montadert 1982; Barca et al. 2016). Per alcuni Autori questo evento è associato a una fase tettonica compressiva a causa della collisione contro la Placca Apula (Cherchi & Montadert 1982), mentre per altri è connesso a una fase distensiva per via del collasso gravitativo del cuneo orogenico Corsica-Appennino dell'Oligocene superiore - Aquitaniano (Carmignani et al. 2001). Un nuovo episodio di *rifting* si verifica quindi tra il Miocene superiore e il Pliocene, con l'apertura del Tirreno meridionale che segue alla migrazione dell'Arco Calabro (Barca et al. 2016).

7.2 Caratteristiche stratigrafiche

Il territorio della Sardegna è costituito da differenti complessi geologici, strettamente connessi con l'evoluzione stratigrafico-strutturale del Blocco Sardo-Corso (Funedda et al. 2012; Cocco 2013; Barca et al. 2016). Tali complessi sono costituiti da rocce metamorfiche, ignee e sedimentarie, con potenza ed estensione estremamente variabile. I termini ignei, sia effusi che intrusivi, si rinvencono diffusamente in gran parte dell'isola, mentre i termini metamorfici affiorano essenzialmente nei settori meridionali e settentrionali della stessa. Le rocce sedimentarie sono generalmente meno frequenti delle precedenti e si rinvencono prevalentemente nei settori centrali del territorio sardo e in corrispondenza del *graben* del Campidano.

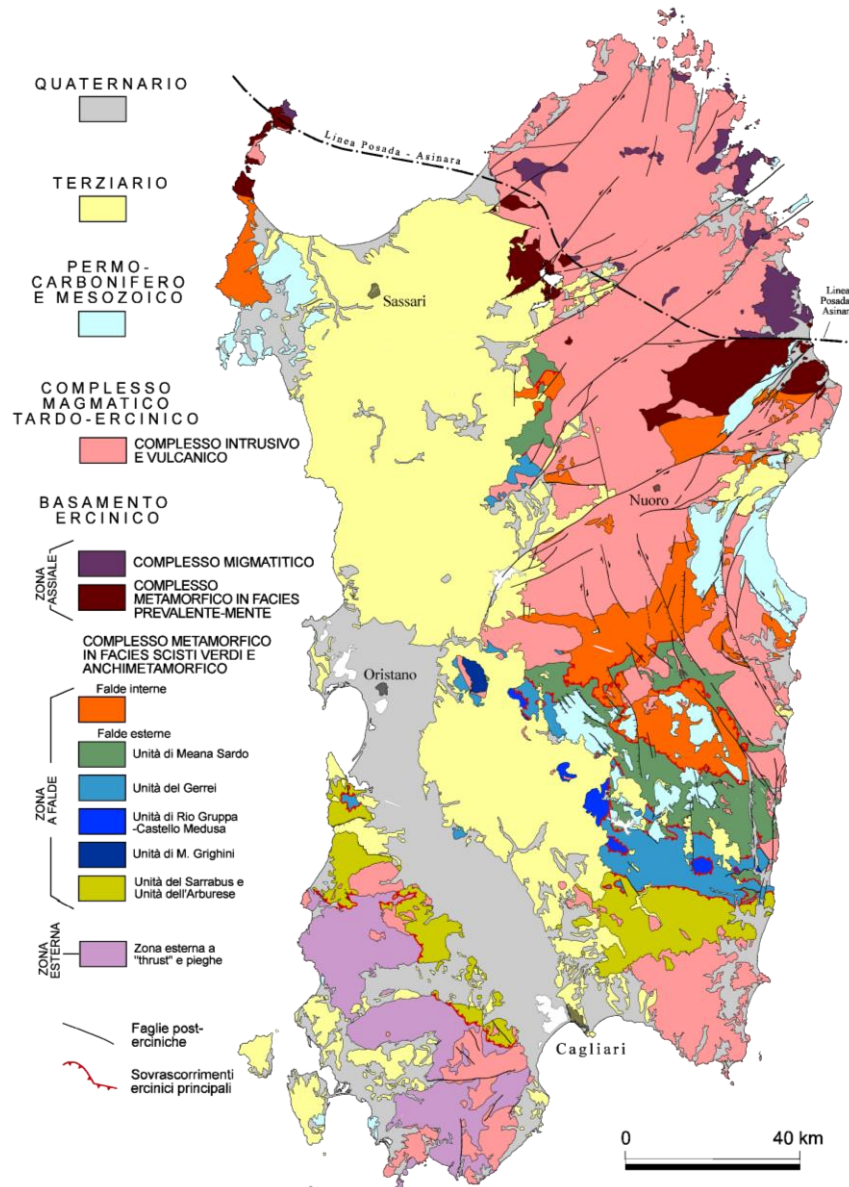


Figura 4 – Schema stratigrafico-strutturale della Sardegna, con relativa legenda (da Carmignani et al. 2001).

In generale, i complessi geologici affioranti nel territorio sardo sono suddivisi in (Carmignani et al. 2001; Funedda et al. 2012; Cocco 2013):

- Basamento metamorfico ercinico;
- Complesso magmatico tardo-paleozoico;
- Complesso vulcano-sedimentario tardo-paleozoico;
- Complesso sedimentario mesozoico;
- Complesso vulcano-sedimentario cenozoico;
- Coperture plio-pleistoceniche.

7.2.1 Basamento metamorfico ercinico

In Sardegna è stata da tempo riconosciuta una strutturazione ercinica che ha fortemente influenzato l'assetto geologico attuale (Carmignani et al. 2001; Funedda et al. 2012). Il prodotto di tale orogenesi è riconoscibile in un basamento con una zonazione tettono-metamorfica tipica delle catene collisionali, con direzione di trasporto generalmente da NNE verso SSW, con diffusa granitizzazione (Funedda et al. 2012). La fase collisionale è caratterizzata quindi da pieghe isoclinali, falde di ricoprimento, scistosità e sovrascorrimenti.

Le "Falde interne", che si estendono dalla Barbagia al Goceano e alla Baronia, sono caratterizzate da un grado metamorfico leggermente più elevato e da una successione litostratigrafica paleontologicamente poco definita (Carmignani et al. 1982, 1987, 1994). Tali falde sono sovrascorse sulle cosiddette "Falde esterne", in cui è riconoscibile una successione litostratigrafica che va dal Cambriano medio al Carbonifero inferiore, con un metamorfismo in *facies* degli scisti verdi (Carmignani et al. 1987, 1994; Funedda et al. 2012). Queste ultime a loro sono sovrascorse volta sulla "Zona esterna" del Sulcis-Iglesiente (Funedda et al. 2012).

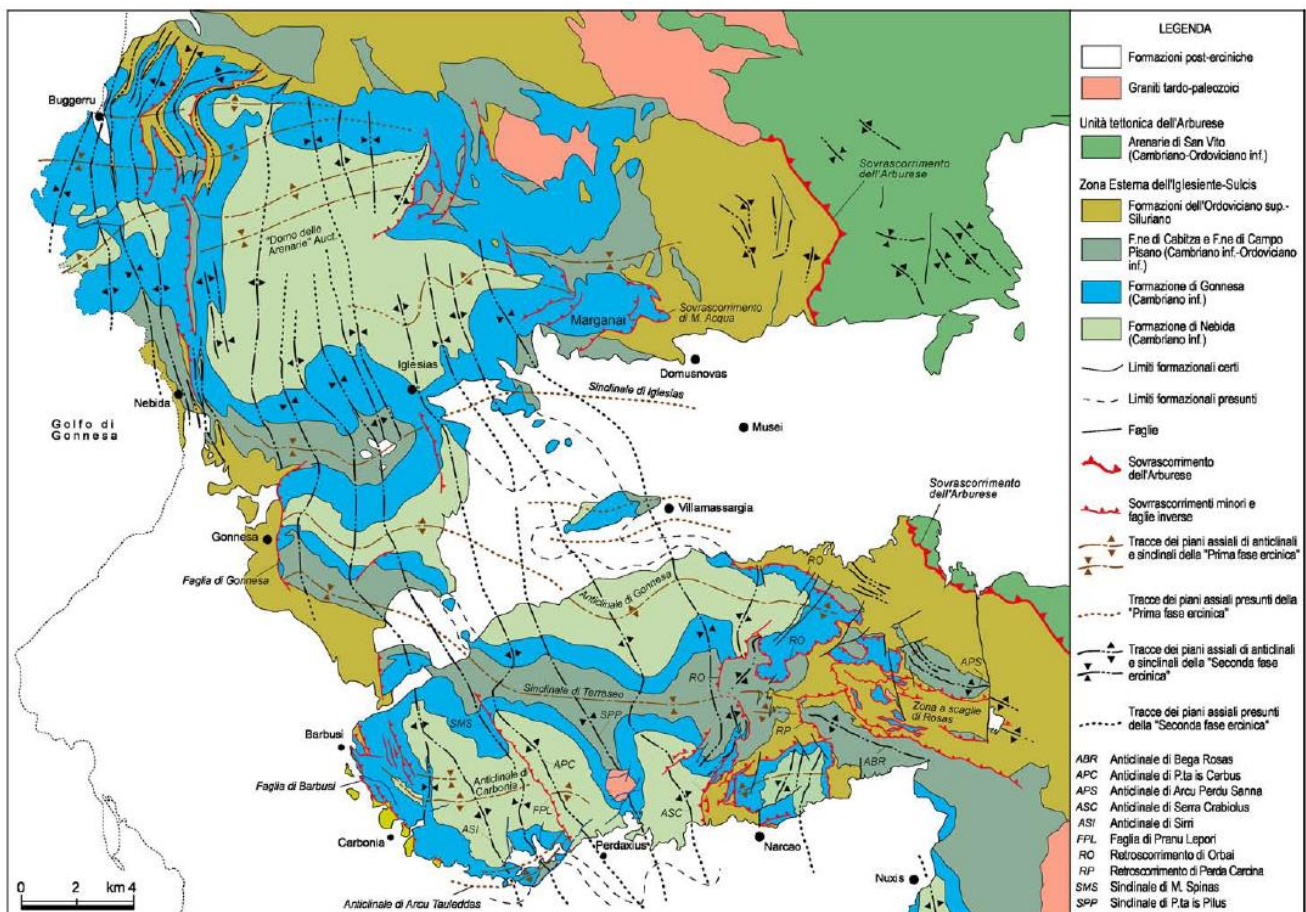


Figura 5 – Schema geologico-strutturale del basamento metamorfico del Sulcis-Iglesiente (da Carmignani et al. 1982).

Il cuneo orogenico ispessito formatosi a seguito di una tettonica tangenziale durante la fase collisionale, ha subito un riequilibrio isostatico durante la fase estensionale tardo-orogenica e il sollevamento dei nuclei metamorfici più importanti (Funedda et al. 2012). Nella Zona a falde della Sardegna centrale, questa fase ha esasperato le strutture

	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA VARIANTE DI BAULADU					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 01	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A	FOGLIO 19 di 77

antiformi tardo-collisionali, originando delle evidenti culminazioni tettoniche (Carosi & Pertusati 1990; Conti et al. 1999; Funedda et al. 2012).

Su base stratigrafica la deformazione collisionale è attribuita al Carbonifero inferiore (Cocozza 1967; Barca et al. 2000), mentre su base radiometrica la stessa è fatta risalire a circa 350 Ma (Del Moro et al. 1975; Di Simplicio et al. 1975; Di Vincenzo et al. 2004). La fase estensionale tardo-orogena, invece, è datata radiometricamente a circa 300 Ma, anche se non è chiaro se tale età sia isocrona per tutta la catena ercinica sarda (Funedda et al. 2012).

7.2.2 *Complesso magmatico tardo-paleozoico*

Tutta l'isola della Sardegna è caratterizzata dalla presenza di un complesso granitoide di età ercinica, che costituisce il ben noto Batolite Sardo-Corso (Del Moro et al. 1975; Di Simplicio et al. 1975; Carmignani et al. 1982; Funedda et al. 2012). Si tratta di uno dei più importanti batoliti dell'intera Catena Ercinica Europea, in quanto caratterizzato da una lunghezza di circa 400 km ed una larghezza di oltre 50 km.

Il Batolite Sardo-Corso è composito e con affinità prevalentemente calcicalina (Del Moro et al. 1975; Orsini 1980; Bralia et al. 1981; Ghezzi & Orsini 1982; Tommasini et al. 1995), con subordinati graniti peralluminosi (Di Simplicio et al. 1974; Oggiano & Di Pisa 1988; Secchi et al. 1991; Di Vincenzo & Ghezzi 1992) e monzosieniti sodiche (Brotzu et al. 1978). I dati radiometrici indicano un'età di raffreddamento compresa tra i 310 ed i 274 Ma (Di Simplicio et al. 1975; Brotzu et al. 1982; Carmignani et al. 1982; Beccaluva et al. 1985; Cocherie 1985; Del Moro et al. 1991; Castorina & Petrini 1992; Brotzu et al. 1994).

In accordo con la presenza di plutoniti foliate, alcuni Autori suggeriscono che la messa in posto del batolite sia correlabile con gli eventi post-collisionali (Carmignani et al. 1992a, 1994). D'altronde, la presenza di graniti sincinemati come quelli del Monte Grighini suggerisce un'evoluzione più complessa e non puramente estensionale (Funedda et al. 2012).

Il batolite è intruso da un corteo filoniano molto diffuso, a composizione variabile e con chimismo sia basico che acido (Atzori & Traversa 1986). Si riconoscono, infatti, un corteo di filoni con composizione andesitico-basaltica del Carbonifero superiore - Permiano inferiore connesso con il collasso della Catena Ercinica ed un corteo a composizione riolitica del Permiano superiore - Triassico inferiore connesso con una fase di *rifting* continentale precoce che prelude all'apertura della Tetide (Vaccaro et al. 1991; Funedda et al. 2012).

7.2.3 *Complesso vulcano-sedimentario tardo-paleozoico*

In molte parti dell'isola, le successioni vulcano-sedimentarie tardo-paleozoiche giacciono in netta discordanza angolare sul basamento metamorfico (Pertusati et al. 2002). Tali depositi si rinvengono essenzialmente in bacini di età Carbonifero superiore - Permiano, sviluppatasi durante la fase distensiva post-collisionale in concomitanza con l'esumazione delle metamorfite ed alla messa in posto del batolite e del suo corteo filoniano (Carmignani et al. 1992a; Pertusati et al. 2002).

Il ciclo inizia con sedimenti dello Stefaniano e del Westfaliano (Cocozza 1967; Fondi 1979; Del Rio & Pittau 1998), anche se nei bacini della Sardegna centro-orientale i termini più antichi sono generalmente attribuiti all'Autuniano (Cassinis et al. 1999). Nella zona di Nurra, infatti, sono chiaramente distinguibili i depositi autuniani della Forazione di Punta Lu Caparoni da quelli più recenti della soprastante successione detritica permo-triassica (Gasperi & Gelmini 1980; Pertusati et al. 2002).

Nei diversi bacini tardo-paleozoici si rinvengono sia termini magmatici che depositi fluvio-lacustri con associate vulcaniti acide (Pertusati et al. 2002), in analogia a quanto avviene in tutta l'Europa meridionale (Scholle et al.

1995; Cassinis et al. 1999). Le vulcaniti presentano composizione variabile da riolitica ad andesitica e risultano messe in posto sia come lave che come piroclastiti e breccie vulcaniche (Pertusati et al. 2002). Questa attività vulcanica è generalmente collegata al grande complesso calcocalcino prevalentemente intrusivo che chiude il ciclo orogenico ercinico, a cui è chiaramente coeva (Pertusati et al. 2002).

7.2.4 *Complesso sedimentario mesozoico*

Durante il Mesozoico, dopo il passaggio dagli ambienti continentali permiani a quelli marini e transizionali triassici, l'isola faceva parte del margine passivo sud-europeo (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012). Tale settore era probabilmente connesso al Dominio Brianzese delle Alpi occidentali, di cui costituiva un alto strutturale emerso (Barberi & Cherchi 1980; Funedda et al. 2012). Su questo alto strutturale la trasgressione è avvenuta in maniera completa solo nel Giurassico medio, quando si è stabilita una vasta piattaforma carbonatica che ha ricoperto sia il basamento paleozoico che le successioni tardo-paleozoiche (Pertusati et al. 2002).

Nei settori dove la successione mesozoica è più completa si rinviene una lacuna stratigrafica, talora associata a una discordanza angolare, che comprende tutto il Cretacico medio (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012). Alla fine del Cretacico si verifica quindi una nuova emersione che interessa tutta l'isola, portando ad una ulteriore lacuna stratigrafica estesa per quasi tutto il Paleocene (Pertusati et al. 2002).

7.2.5 *Complesso vulcano-sedimentario cenozoico*

In Sardegna sono comunemente riconosciuti tre differenti cicli sedimentari nell'intervallo di tempo compreso tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore (Carmignani et al. 2001; Barca et al. 2016). Tali cicli sono essenzialmente rappresentati da depositi silicoclastici e carbonatici con uno spessore complessivo di circa 1000, localmente associati a prodotti vulcanici effusivi e piroclastici (Lecca et al. 1997; Carmignani et al. 2001; Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016). I suddetti depositi si sono accumulati in bacini sedimentari connessi con le differenti fasi tettoniche che hanno interessato l'isola durante questo arco di tempo.

I bacini riferiti al I ciclo sedimentario, di età compresa tra l'Oligocene superiore e il Burdigaliano inferiore, sono connessi alla tettonica trascorrente generata dalla spinta nord-appenninica e, pertanto, sono da considerarsi come dei bacini di *pull-apart* (Carmignani et al. 2001; Barca et al. 2016). I bacini del II e III ciclo invece, di età compresa tra il Burdigaliano superiore e il Messiniano, sono associati a due differenti fasi tettoniche distensive (Carmignani et al. 1992b). Di queste, la prima è connessa con la fase post-collisionale nord-appenninica responsabile della deriva del Blocco Sardo-Corso e dell'apertura del Bacino delle Baleari e del Tirreno settentrionale (Cherchi & Montadert 1984; Carmignani et al. 1994), mentre la seconda è connessa con l'evoluzione dell'Appennino meridionale e l'apertura del Bacino del Tirreno meridionale (Carmignani et al. 2001).

I depositi del I ciclo sedimentario, compresi tra l'Oligocene superiore e il Burdigaliano inferiore, sono rappresentati da sedimenti continentali (Pecorini & Pomesano Cherchi 1969), transizionali e litorali (Barca et al. 2005), di scogliera carbonatica (Pecorini & Pomesano Cherchi 1969) e di mare profondo (Cherchi 1985). Ad essi si associano, nella parte centrale dell'isola, spessi depositi vulcanici oligo-miocenici essenzialmente rappresentati da andesiti, ignimbriti e piroclastiti (Lecca et al. 1997; Funedda et al. 2000; Carmignani et al. 2001).

I depositi del II ciclo sedimentario, compresi tra il Burdigaliano superiore e il Serravalliano, sono costituiti da sedimenti trasgressivi passanti da un ambiente deltizio fino al mare profondo (Cherchi 1974; Funedda et al. 2000) e regressivi di ambiente litorale (Pecorini & Pomesano Cherchi 1969). In questo intervallo, invece, mancano quasi del tutto i depositi vulcanici che invece caratterizzano gli altri cicli sedimentari della Sardegna (Cherchi 1974; Funedda et al. 2000, Barca et al. 2016).

Infine, i depositi del III ciclo sedimentario, di età compresa tra il Tortoniano e il Messiniano, sono rappresentati da sedimenti prevalentemente litorali e di piattaforma (Gandolfi & Porcu 1967; Cherchi 1974). In particolare, nel Sinis l'ambiente deposizionale è a salinità normale e ristretto (Cherchi et al. 1978), fino a *facies* evaporitiche associate alla nota crisi di salinità messiniana del Mediterraneo (Hsu et al. 1972; Cherchi et al. 1978; Ryan & Cita 1978). Come per i depositi del II ciclo, anche in questo caso mancano quasi del tutto i termini vulcanici (Funedda et al. 2000, Barca et al. 2016).

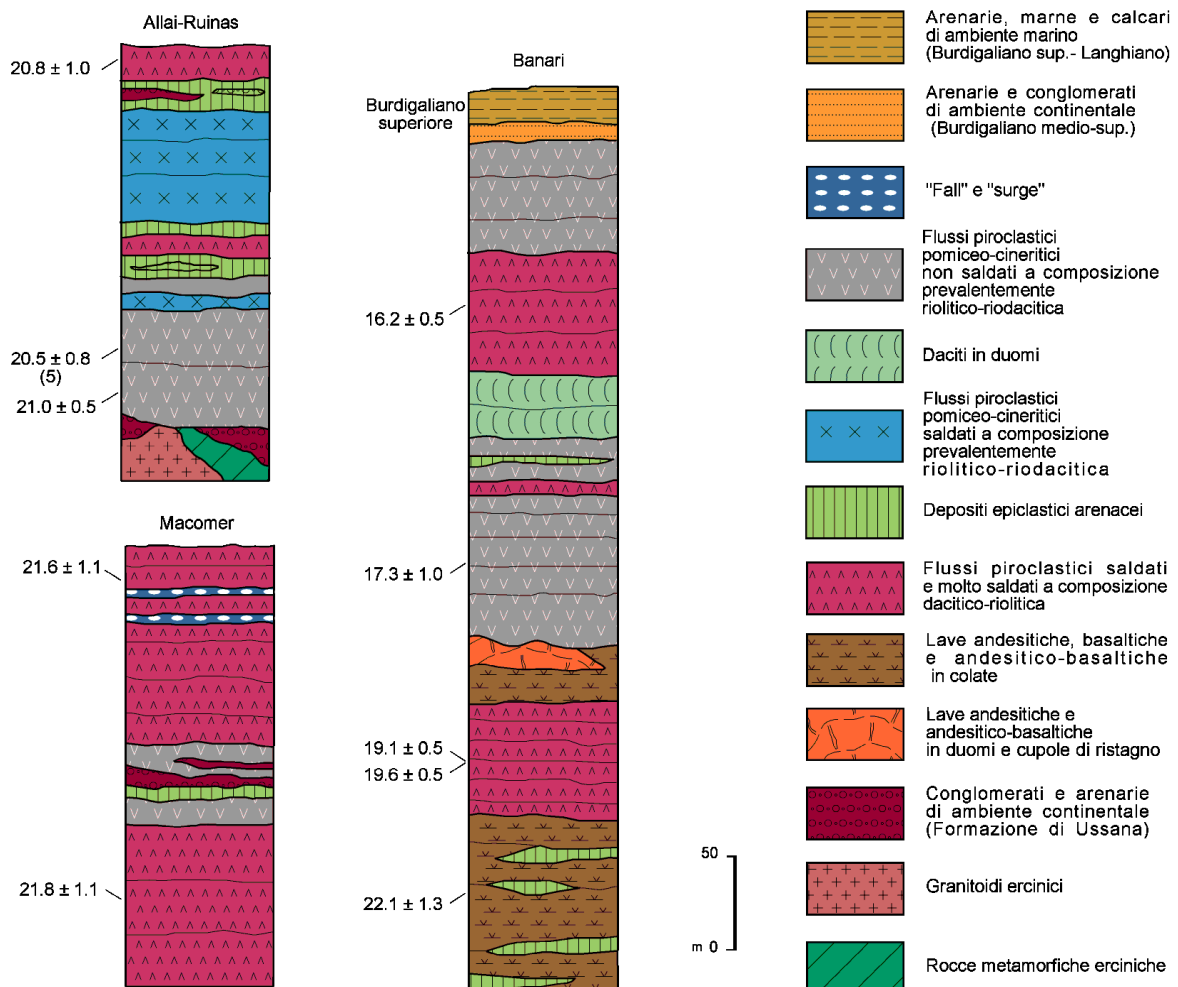


Figura 6 – Colonne stratigrafiche schematiche delle successioni vulcaniche oligo-mioceniche (da Lecca et al. 1997).

All'inizio del Pliocene l'isola è interessata da una nuova fase trasgressiva ben documentata nel Sinis, a Capo Frasca e presso Orosei (Dieni & Massari 1966; Pecorini 1972; Assorgia et al. 1983). Contemporaneamente riprende la fase tettonica distensiva connessa con l'apertura del Bacino Sud-Tirrenico, a cui è associato un vulcanismo alcalino intraplacca di tipo prevalentemente basaltico (Beccaluva et al. 1985). Gli estesi spandimenti lavici ricoprono gran parte delle unità geologiche più antiche, con spessori variabili tra pochi metri e diverse decine di metri (Funedda et al. 2000), obliterando gran parte degli elementi morfologici preesistenti.

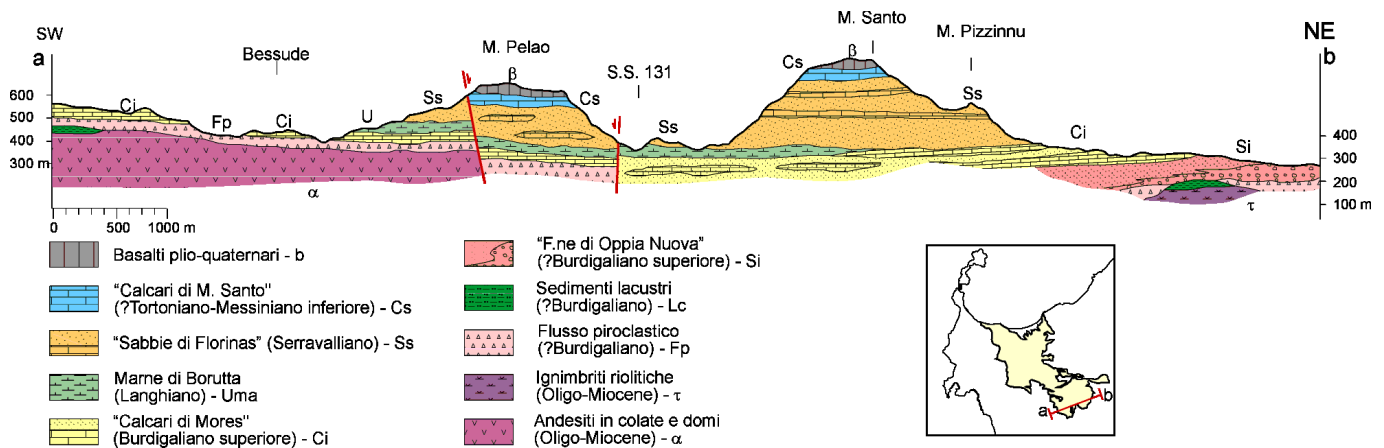


Figura 7 – Sezione geologica della successione sedimentaria miocenica del Logudoro (da Funedda et al. 2000).

Durante questa fase, nel *Graben* del Campidano si riattivano le strutture tettoniche distensive mioceniche, che favoriscono l'accumulo di sedimenti clastici grossolani con spessori fino ad alcune centinaia di metri (Pecorini & Pomesano Cherchi 1969). Ai margini della fossa subsidente, gran parte dell'isola è soggetta a un forte sollevamento e, pertanto, l'evoluzione geologica è prevalentemente governata dagli evidenti fenomeni erosivi che si registrano in corrispondenza delle valli di erosione fluviale.

7.2.6 Coperture plio-pleistoceniche

Le ultime fasi di sollevamento tettonico dell'isola hanno portato alla formazione di numerose aree depresse, quali *graben* e valli di incisione fluviale (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012). Queste sono state progressivamente colmate da spessi depositi continentali quaternari, in *facies* prevalentemente lacustre, alluvionale e detritico-colluviale (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016). In corrispondenza delle principali strutture morfo-tettoniche tali depositi si sono iniziati ad accumulare a partire dal Pliocene medio, mentre nella restante parte dell'isola si sono iniziati ad depositare a partire del Pleistocene inferiore (Barca et al. 2016).

La principale zona di accumulo delle successioni clastiche plio-pleistoceniche è rappresentata dal *Graben* del Campidano, un'importante struttura tettonica che si estende in direzione circa NNW-SSE tra il Golfo di Oristano e il Golfo di Cagliari. Tale depressione si è strutturata a partire dal Pliocene medio e risulta colmata da depositi prevalentemente lacustri e alluvionali con uno spessore massimo di circa 600 m (Tilia Zuccari 1969; Finetti & Morelli 1973; Fanucci et al. 1976; Lecca et al. 1987; Francolini et al. 1990; Fais et al. 1996; Lecca 2000; Carmignani et al. 2001; Casula et al. 2001; Finetti et al. 2005).

7.3 Caratteristiche strutturali

L'assetto strutturale della Sardegna è fortemente influenzato sia dagli eventi deformativi connessi all'orogenesi ercinica che dall'evoluzione tettonica mesozoica e cenozoica (Carmignani et al. 2001; Funedda et al. 2012). I primi hanno determinato l'ossatura del basamento metamorfico paleozoico durante il Carbonifero superiore - Permiano, mentre i secondi hanno portato all'attuale strutturazione tettonica dell'intero Blocco Sardo-Corso (Cherchi & Montadert 1982; Carmignani et al. 2001; Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016). Per quanto riguarda la tettonica eo-caledoniana, antecedente a quella ercinica, sono presenti solo sporadiche evidenze che possano testimoniare la presenza di una fase deformativa relativa all'Ordoviciano inferiore-medio (Funedda et al. 2012).

	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA VARIANTE DI BAULADU					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 01	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A	FOGLIO 23 di 77

7.3.1 *Tettonica paleozoica*

L'orogenesi ercinica che ha interessato il basamento della Sardegna è caratterizzata da una complessa tettonica polifasica associata a un metamorfismo in *facies* degli scisti verdi (Carmignani et al. 1987, 1994; Pertusati et al. 2002). L'evoluzione tettonica si articola, quindi, in una fase di raccorciamento connessa alla collisione continentale ed in una distensiva fase post-collisionale (Carosi & Pertusati 1990; Conti et al. 1999; Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012).

La fase di raccorciamento è quella che ha indotto nella successione cambro-carbonifera la deformazione più importante, con metamorfismo sin-cinemático e formazione di pieghe isoclinali e sovrascorrimenti che hanno sovrapposto le diverse unità tettoniche (Carmignani et al. 1982; Funedda et al. 2012). Gli ultimi stadi del raccorciamento sembrano responsabili della formazione delle grandi strutture antiformali che ripiegano gli elementi suddetti (Funedda et al. 2012).

Durante la fase post-collisionale, la risposta al disequilibrio isostatico nell'edificio a falde precedentemente formatosi è caratterizzata da pieghe asimmetriche e zone di taglio con cinematica diretta (Funedda et al. 2012). Tali elementi favoriscono il sollevamento dei nuclei più profondi delle unità tettoniche, esasperando la geometria antiformali dell'edificio a falde acquisita durante la fase tardiva del raccorciamento (Carosi & Pertusati 1990; Conti et al. 1999; Funedda et al. 2012).

Tra il Carbonifero superiore e il Permiano, al termine dell'orogenesi ercinica, la Sardegna è stata interessata da un'ulteriore deformazione tettonica che ha portato alla formazione di numerosi bacini sedimentari (Carmignani et al. 1992a; Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012). La formazione di tali elementi è prevalentemente connessa a paleodepressioni attivate da tettonica trascorrente o, al più, da faglie dirette a basso angolo (Barca et al. 1995; Funedda et al. 2012). Le successioni che colmano i bacini sono interessate da numerose faglie dirette orientate circa N-S, spesso saturate dai depositi mesozoici ed eocenici direttamente sovrapposti (Funedda et al. 2012).

7.3.2 *Tettonica mezo-cenozoica*

Dopo il Paleozoico, l'isola è stata interessata da diverse e importanti fasi tettoniche, che hanno portato alla formazione delle attuali strutture geologiche (Cherchi & Montadert 1982; Carmignani et al. 2001, 2004). Tali fasi hanno prodotto numerosi elementi tettonici, per lo più di tipo fragile, che hanno interessato tutte le coperture post-paleozoiche a più riprese influenzandone la sedimentazione (Funedda et al. 2012). Il sovrapporsi di numerosi cicli tettono-sedimentari è testimoniato dalle numerose discordanze angolari che separano i vari termini litostratigrafici meso-cenozoici (Carmignani et al. 2001; Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012).

Le strutture precedenti alla formazione dei bacini oligo-miocenici evidenziano una riattivazione nel tempo dei lineamenti orientati N-S, che rigettano anche le formazioni mioceniche, e di faglie NW-SE, responsabili anche della strutturazione dei bacini tardo-cenozoici e della fossa pliocenica del Campidano (Cherchi & Trémolières 1984; Oggiano et al. 1987; Funedda et al. 2012). La maggiore evidenza dell'attività tettonica pre-eocenica è rappresentata dalla discordanza angolare con cui le formazioni eoceniche poggiano sui depositi paleozoici, triassici e giurassici (Funedda et al. 2012).

L'impronta deformativa terziaria più importante è data proprio dalla tettonica che ha strutturato i diversi bacini oligo-miocenici (Carmignani et al. 2001; Barca et al. 2016). All'interno di tali bacini, vengono comunemente riconosciuti tre cicli sedimentari, rappresentati da depositi silicoclastici e carbonatici con associati prodotti vulcanici effusivi e piroclastici (Lecca et al. 1997; Carmignani et al. 2001, 2004; Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016). I bacini riferiti al I ciclo sedimentario sono connessi alla tettonica trascorrente generata dalla spinta nord-

	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA					
	VARIANTE DI BAULADU					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 01	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A	FOGLIO 24 di 77

appenninica (Carmignani et al. 2001; Barca et al. 2016), mentre i bacini del II e III ciclo sono associati a due differenti fasi tettoniche distensive (Carmignani et al. 1992b).

La tettonica trascorrente dell'Oligocene superiore - Burdigaliano inferiore ha prodotto diversi sistemi di faglie ad alto angolo che interessano sia il basamento ercinico che le relative coperture. Tra questi è possibile riconoscere due sistemi di faglie trascorrenti sinistre, con direzione NE-SW e ENE-WSW, e un sistema di faglie trascorrenti destre, con direzione circa E-W (Pasci 1997; Pasci et al. 1998; Carmignani et al. 2001). In particolare, alle faglie trascorrenti sinistre sono associate sia zone di transpressione con raddoppi tettonici che strutture transtensive (Oggiano et al. 1995; Barca et al. 2016). Solo nella Sardegna centro-meridionale le strutture trascorrenti sono orientate NW-SE, con movimenti destri, ma presentano rilevanti componenti dirette che determinano la formazione di bacini con sedimentazione prevalentemente marina (Barca et al. 2016).

Solo durante il Burdigaliano, con l'apertura del Bacino Balerarico, si assiste al passaggio dalla tettonica trascorrente a quella distensiva, che si riflette con l'apertura di bacini marini ad andamento circa NNW-SSE (Funedda et al. 2000; Barca et al. 2016). Contemporaneamente, le faglie transtensive dei bacini oligo-aquitani della Sardegna centro-meridionale sono state riattivate con rigetti prevalentemente diretti (Barca et al. 2016). Le faglie NNW-SSE che bordano i bacini sono inoltre tagliate da una serie di faglie di trasferimento orientate circa E-W, che separano vari *semi-graben* con direzione di *tilting* opposta.

La tettonica pliocenica, infine, ha portato allo sviluppo di numerose strutture distensive a cui sono connessi bacini sedimentari di particolare rilevanza, come il *Graben* del Campidano (Pecorini & Pomesano Cherchi 1969; Pala et al. 1982). Durante questa fase si assiste alla riattivazione delle direttrici strutturali più antiche e allo sviluppo di una nuova famiglia di faglie a direzione N-S (Pala et al. 1982; Barca et al. 2016), responsabile tra l'altro della strutturazione ad andamento meridiano dei contorni dell'isola. Ad essa si aggiungono due ulteriori sistemi di faglie orientati circa NNW-SSE e E-W, talvolta con una debole componente trascorrente (Cherchi & Montadert 1982; Pala et al. 1982).

8 ASSETTO GEOLOGICO LOCALE

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

8.1 Assetto litostratigrafico

Le analisi effettuate ed i rilievi di campo condotti hanno permesso di distinguere e cartografare differenti unità geologiche, relative sia a sequenze vulcaniche 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 dal rilevamento geologico di superficie e dalle numerose indagini geognostiche a disposizione.

8.1.1 Ciclo vulcanico oligo-miocenico

Tale ciclo è rappresentato da due distinte unità vulcaniche infra-cenozoiche, ampiamente affioranti nei settori orientali e nord-occidentali della zona di studio. L'unità più antica è composta da rocce laviche a composizione

andesitica e andesitico-basaltica, mentre l'unità più recente è costituita da depositi piroclastici a composizione prevalentemente riolitica.

8.1.1.1 Andesiti e andesiti basaltiche

La presente formazione affiora diffusamente nel settore orientale dell'area di studio, nei comuni di Paulilatino e Solarussa, mentre si rinviene in lembi meno estesi nella parte meridionale e nord-occidentale dell'area. Si tratta di lave a composizione andesitica e andesitico-basaltica di colore grigio, rossastro e verdastro (**AND**), massive o in grosse colate, con struttura compatta o localmente vacuolare; i litotipi si presentano a tessitura porfirica per fenocristalli di plagioclasio, clinopirosseno e ortopirosseno, e risultano in genere molto fratturati e alterati; a luoghi si rinvengono passaggi di spessore metrico con mesostruttura di breccia autoclastica.



Foto 1 – Affioramento delle Andesiti e andesiti basaltiche (AND) nel settore settentrionale dell'area di studio, in località Tiriedu, in destra idrografica del Fiume Riu Motzipara.

Tali litotipi poggiano in contatto stratigrafico discordante su unità non affioranti nell'area e risultano ricoperti dai termini litologici delle Piroclastiti riolitiche (**PRR**). La successione è composta da depositi vulcanici di colata o

espandimento lavico con uno spessore massimo maggiore di 60 m ed è ascrivibile al periodo Oligocene superiore - Miocene inferiore.

8.1.1.2 Piroclastiti riolitiche

Questi depositi affiorano in lembi di limitata estensione unicamente nel settore nord-occidentale dell'area di studio, in località Forrus, lungo i versanti che bordano Riu Pizziu. Si tratta di ceneri di colore grigio chiaro e biancastro (**PRR**), a granulometria medio-fine, prevalentemente incoerenti, massive o debolmente laminate, con frequenti e sottili intercalazioni di ceneri grigie da poco a mediamente cementate; a luoghi si rinvenivano passaggi di tufi litoidi di colore grigio chiaro, a granulometria medio-fine, in strati da medi a molto spessi.



Foto 2 - Affioramento delle Piroclastiti riolitiche (PRR) nella porzione nord-occidentale dell'area di intervento, in località Forrus.

I depositi in questione poggiano in contatto stratigrafico discordante su termini delle Andesiti e andesiti basaltiche (**AND**) e sono ricoperti dai litotipi di Basalti alcalini e transizionali (**BST**). L'unità è formata da depositi vulcanici di flusso piroclastico con uno spessore massimo di circa 65 m ed è interamente riferibile al Burdigaliano.

8.1.2 *Ciclo vulcanico plio-pleistocenico*

Il presente ciclo è rappresentato da una singola unità vulcanica tardo-cenozoica, ampiamente affiorante in tutta l'area di studio. Tale unità è composta da rocce laviche a composizione prevalentemente alcalina e transizionale e ricopre in discordanza stratigrafica tutti i termini litologici più antichi.

8.1.2.1 Basalti alcalini e transizionali

Questa successione affiora diffusamente in tutta l'area di studio, in particolare lungo la parte alta della dorsale morfologica lungo cui si sviluppa il tracciato in progetto. Si tratta di lave a composizione basaltica di colore grigio e grigio scuro (**BST**), massive o grosse colate, con struttura da compatta a vacuolare; i litotipi si presentano a tessitura sia afirica che porfirica per fenocristalli di plagioclasio, clinopirosseno e olivina, e risultano in genere piuttosto fratturati con locale fessurazione colonnare; a luoghi si rinvencono passaggi di breccie vulcaniche in abbondante matrice argillosa di colore marrone, arancio e rossastro.



Foto 3 – Affioramento dei Basalti alcalini e transizionali (BST), nel settore centrale dell'area di studio, a est di Bauladu, in località Nuraghe Mure Figus

Questi litotipi poggiano in contatto stratigrafico discordante sui termini litologici delle Andesiti e andesiti basaltiche (**AND**) e delle Piroclastiti riolitiche (**PRR**), mentre non sono ricoperti da unità geologiche di substrato affioranti nell'area. La successione è formata da depositi vulcanici di colata o espansione lavica con uno spessore massimo di circa 100 m ed è ascrivibile all'intervallo Pliocene – Pleistocene.

8.1.3 Successione continentale quaternaria

Questa successione è rappresentata da quattro unità quaternarie ampiamente affioranti in tutta la zona di studio come copertura dei termini litologici di substrato. Le unità sono prevalentemente composte da sedimenti clastici di modesto spessore, di genesi alluvionale, detritica ed eluvio-colluviale.

8.1.3.1 Depositi alluvionali terrazzati

Tali depositi affiorano diffusamente nel settore sud-orientale della zona di intervento, in località Pauli Mannu, e in lembi di ridotta estensione nella porzione nord-occidentale dell'area di studio, in località Foccus. Sono composti da ghiaie poligeniche ed eterometriche (**bn**), da sub-angolose a sub-arrotondate, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio e giallastro, generalmente abbondante e da mediamente a ben cementata; a luoghi si rinvencono lenti e/o livelli di ghiaie fini sub-angolose e passaggi di sabbie e sabbie limose di colore marrone e giallastro, a struttura indistinta, con abbondanti ghiaie poligeniche da sub-angolose a sub-arrotondate.



Foto 4 – Affioramento dei Depositi alluvionali terrazzati (bn), nel settore sud-orientale dell’area di studio, in località Pauli Mannu.

Tali depositi poggiano in discordanza stratigrafica sui vari termini litologici del substrato e sono a loro volta ricoperti dai depositi continentali quaternari più recenti. In generale, si tratta di depositi in *facies* di canale fluviale, argine e piana inondabile con uno spessore massimo di circa 20 m, temporalmente riferibili al periodo Pleistocene superiore – Olocene.

8.1.3.2 Depositi alluvionali recenti e attuali

Questi depositi affiorano nei settori meridionali, centro-orientali e settentrionali dell’area di studio, in corrispondenza dei fondovalle più importanti ed estesi. Si tratta di ghiaie poligeniche ed eterometriche (**b**), da sub-arrotondate ad arrotondate, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio, marrone e giallastro, generalmente abbondante; a luoghi si rinvengono passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore marrone e giallastro, a struttura indistinta, con abbondanti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.

I suddetti depositi tagliano gran parte dei termini litologici più antichi e, talora, risultano parzialmente eteropici ai coevi Depositi di versante (a) e Coltri eluvio-colluviali (b2). Sono composti prevalentemente da depositi di canale fluviale, argine, conoide alluvionale e piana inondabile con uno spessore massimo di circa 6 m, interamente ascrivibili all'Olocene.

8.1.3.3 Depositi di versante

Tali terreni affiorano diffusamente nei settori orientale e settentrionale della zona di studio, alla base dei rilievi e delle scarpate morfologiche più acclivi ed estese. Sono formati da ghiaie poligeniche ed eterometriche (a), da angolose a sub-angolose, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio, marrone e rossastro, generalmente abbondante; a luoghi si rinvencono passaggi di sabbie e sabbie limose di colore grigio e giallastro, a struttura indistinta, con abbondanti ghiaie poligeniche da angolose a sub-angolose.



Foto 5 – Affioramento dei Depositi di versante (a) nella porzione settentrionale dell'area di studio, in località Cant.ra di Paulilótino.

I depositi in questione ricoprono i termini litologici di substrato presenti alla base dei rilievi e risultano parzialmente eteropici ai Depositi alluvionali recenti e attuali (**b**) e alle Coltri eluvio-colluviali (**b2**). Sono composti essenzialmente da depositi di versante e di falda detritica con uno spessore massimo di circa 5 m, interamente riferibili all'Olocene.

8.1.3.4 Coltri eluvio-colluviali

Questi depositi si rinvencono diffusamente in tutta l'area di studio, soprattutto corrispondenza delle depressioni impluviali o alla base dei rilievi più acclivi ed estesi. Si tratta di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore grigio, marrone e rossastro (**b2**), a struttura indistinta, con diffusi resti vegetali e locali ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate; a luoghi si rinvencono passaggi di argille limose e limi argilloso-sabbiosi di marrone e rossastro, a struttura indistinta, con diffusi resti vegetali e sporadiche ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate.

Tali terreni ricoprono tutti i termini litologici più antichi presenti nell'area e risultano localmente eteropici ai coevi Depositi di versante (**a**) e ai Depositi alluvionali recenti e attuali (**b**). L'unità è formata da depositi di versante e di alterazione del substrato con uno spessore massimo di circa 5 m, sempre ascrivibili all'Olocene.

8.2 **Assetto strutturale**

La strutturazione geometrica dei corpi geologici presenti nell'area e il loro assetto giaciturale derivano, essenzialmente, dai diversi eventi deformativi verificatisi a seguito dell'orogenesi ercinica e dell'evoluzione tettonica mesozoica e cenozoica. Spesso i principali elementi strutturali che interessano le successioni di substrato risultano parzialmente sepolti al di sotto dei depositi continentali quaternari che ricoprono le parti medio-basse dei rilievi e, pertanto, l'esatta definizione dei rapporti geometrici tra le varie unità è piuttosto complessa e di non facile lettura.

8.2.1 *Assetto giaciturale*

Per quanto riguarda l'assetto giaciturale, i termini lavici e piroclastici del substrato sono caratterizzati da un andamento molto regolare ed omogeneo, solo localmente interrotto da strutture distensive ad alto angolo. In generale, tali litotipi presentano un assetto tabulare blandamente degradante verso i settori meridionali, determinato dalla sovrapposizione delle lave basaltiche plio-pleistoceniche sui termini lavici e piroclastici delle successioni oligo-mioceniche.

Le giaciture dei termini vulcanici sono generalmente poco evidenti e marcate dalle superfici di contatto delle diverse colate laviche che hanno determinato la messa in posto delle successioni di substrato. Le strutture plicative, invece, sono generalmente rare e limitate alle fasce di deformazioni delle faglie dirette e trascorrenti.

8.2.2 *Strutture distensive*

Le strutture distensive sono senza dubbio le più diffuse nei settori di studio, in quanto interessano buona parte dei termini litologici del substrato influenzando direttamente l'assetto morfologico superficiale dell'area. Tali elementi tagliano gran parte dei termini litologici di substrato e, localmente, sono caratterizzati da una parte di movimento trascorrente sinistro. I piani di taglio sono generalmente ad alto angolo e talora praticamente sub-verticali, soprattutto nel caso delle strutture trassensive.

Gli elementi da tettonica distensiva si rinvencono prevalentemente nei settori centrali e settentrionale della zona di studio e, in generale, presentano andamenti circa NW-SE, SW-NE, E-W e NNW-SSE. Gran parte di queste

strutture controlla direttamente l'andamento dei corsi d'acqua e delle scarpate morfologiche che bordano la parte alta dei versanti, che si sviluppano generalmente in corrispondenza dei piani di faglia o delle fasce di deformazione ad essi associati.



Foto 6 – Affioramento di lave andesitiche e andesitico-basaltiche (AND) interessato da una faglia transtensiva sinistra ad asse NW-SE, presente nei settori orientali della zona di studio, in località Nuraghe Mura 'e Sorighes.

Le principali strutture distensive dell'area sono rappresentate dalla faglia diretta che borda verso SE l'altopiano interessato dalla realizzazione delle opere in progetto, ad asse NE-SW, e dalle faglie normali che controllano il fondovalle del Riu Pizziu, ad andamento E-W e NE-SW. Ad esse si aggiunge una faglia trastensiva sinistra presente nei settori centrali della zona di studio, ad asse circa NW-SE, che ribassa i settori sud-occidentali dell'altopiano di circa 9-10 m.

9 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO REGIONALE

Dal punto di vista morfologico, la zona di intervento ricade in corrispondenza del margine meridionale dell'altopiano di Abbasanta. Tale altopiano è situato nei settori nord-occidentali dell'isola sarda e risulta separato

dall'Altopiano della Campeda dalla dorsale morfologica ad asse NE-SW che congiunge la Catena del Marghine (1200 m s.l.m.) col rilievo di Monte Ferru (1050 m s.l.m.).

I principali elementi geomorfologici del territorio sono connessi le caratteristiche litologiche e strutturali delle diverse successioni affioranti, a cui si sovrappongono fenomeni di modellamento superficiale di genesi fluviale e gravitativa (Barca et al. 2016). In particolare, le caratteristiche strutturali delle unità di substrato e gli elementi tettonici presenti svolgono un ruolo di particolare rilevanza nell'evoluzione geomorfologica del territorio, in quanto guidano lo sviluppo di gran parte dei fenomeni erosivi recenti (Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016).

9.1 Superfici di spianamento

L'assetto geomorfologico degli altopiani è caratterizzata dalla presenza di una estesa superficie di spianamento, che risulta spesso ben conservata al di sotto delle colate basaltiche plio-pleistoceniche (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012). Tale superficie si estende a gran parte dei settori interni della Sardegna e taglia indistintamente tutte le formazioni pre-basaltiche, fino ad interessare il basamento metamorfico (Funedda et al. 2012).

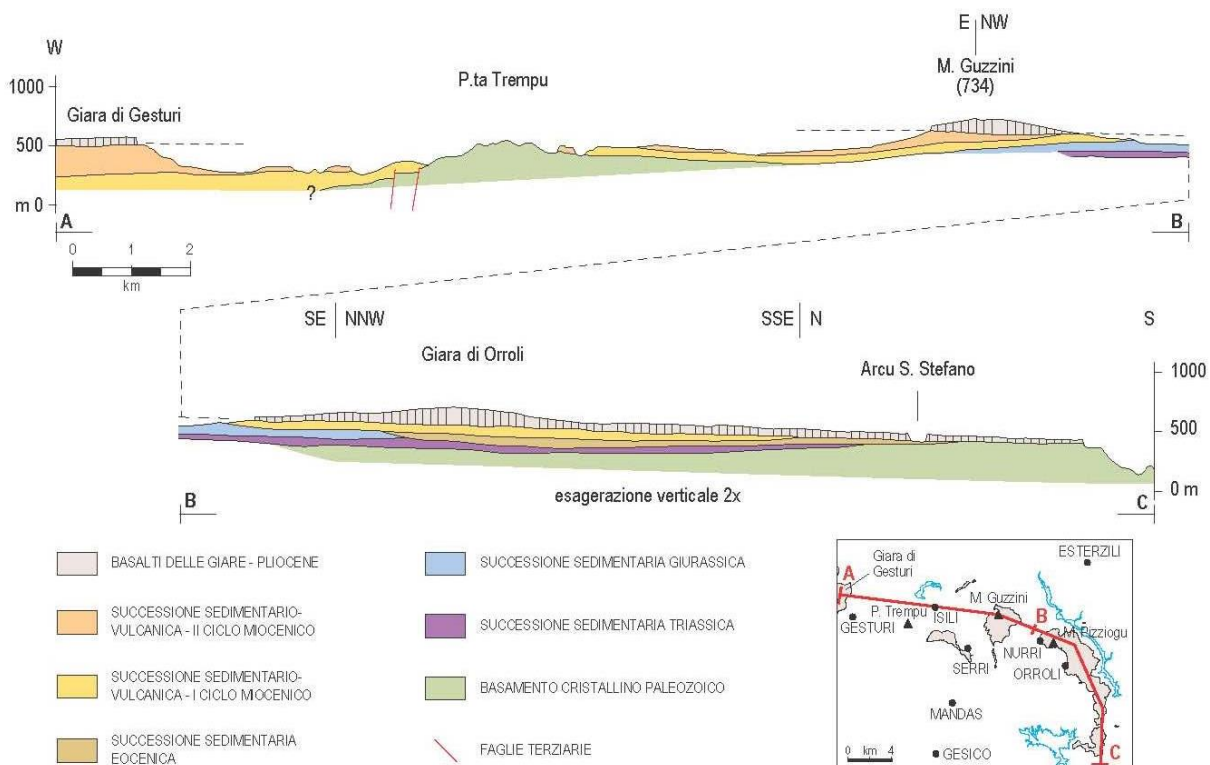


Figura 8 – Sezione geologica schematica attraverso le giare basaltiche dell'area di Mandas, che evidenzia la presenza della estesa superficie di spianamento al di sotto delle colate plio-pleistoceniche (da Funedda et al. 2012).

La superficie di spianamento presenta un andamento pressoché pianeggiante o blandamente inclinato e, in generale, rappresenta un elemento guida per tutta la successiva evoluzione morfologica dell'area (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012). Le locali variazioni altimetriche della superficie sono da imputare essenzialmente alla presenza di un paesaggio a debole energia di rilievo, piuttosto che a movimenti tettonici che possono aver deformato una superficie originariamente pianeggiante (Funedda et al. 2012).

Questa superficie rappresenta la testimonianza di un'importante fase di erosione, verificatasi in prossimità del livello del mare e successivamente sollevata da movimenti tettonici generalizzati in tutta l'isola (Vardabasso 1951; Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012). Quanto detto trova conforto con le classifiche superfici di spianamento descritte da vari Autori e recentemente riconosciute in estesi settori dell'Appennino (Davis 1899; Coltorti & Pieruccini 2002).

Nel periodo in cui si è modellata la superficie il paesaggio aveva raggiunto uno stadio senile mentre oggi, dopo i processi di sollevamento e di incisione valliva, è nuovamente in uno stadio giovanile (Funedda et al. 2012). L'età di tale superficie è marcata dalle formazioni tagliate dal processo erosivo e da quelle che lo seppelliscono. In generale, le formazioni più recenti poste alla base della superficie presentano un'età langhiana o tortoniana, mentre i basalti che la ricoprono sono di età plio-pleistocenica (Funedda et al. 2012). Data la mancanza di paleosuoli alla base delle colate basaltiche, è però probabile che la fine del modellamento sia più prossima all'età di messa in posto dei termini vulcanici che a quella delle successioni sedimentarie alto-mioceniche (Coltorti & Pieruccini 2002, Funedda et al. 2012).

9.2 Morfologia fluviale

Il sollevamento plio-pleistocenico dell'isola ha prodotto un marcato approfondimento della rete di drenaggio superficiale, con la formazioni di profonde valli e incisioni fluviali (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012). Tali elementi sono in genere incassati e bordate da versanti piuttosto acclivi, lungo cui si producono quantità non trascurabili di detriti, coltri eluvio-colluviali e movimenti franosi (Funedda et al. 2012).

L'andamento delle forme fluviali è generalmente rettilineo e dettato dalla presenza di importanti lineamenti strutturali, anche se non mancano settori più articolati o addirittura meandriformi nei settori dove hanno prevalso i fenomeni di sovrainposizione (Pertusati et al. 2002). La genesi dei meandri incassati può essere attribuita, quindi, a fenomeni di ringiovanimento del rilievo, che hanno portato ad una intensa ripresa dell'erosione verticale in età post-eocenica, con una successiva accentuazione plio-quadernaria (Pertusati et al. 2002).

9.3 Processi di versante e fenomeni gravitativi

Gli estesi *plateaux* basaltici rappresentano uno dei principali elementi morfologici degli Altopiani di Abbasanta e della Campeda. Tali *plateaux* sono costituiti da flussi e colate laviche con spessori fino a diverse decine di metri, che hanno livellato i preesistenti elementi morfologici modellati nelle vulcaniti oligo-mioceniche e nei sedimenti marini tardo-cenozoici (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012). I *plateaux* sono bordati, quasi ovunque, da cornici morfologiche alte fino a 20 m circa, che risultano attualmente interessate da fenomeni di erosione regressiva e movimenti franosi di differente origine e tipologia (APAT 2007; Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016).

Lungo le scarpate morfologiche che bordano gli altopiani basaltici sono particolarmente diffusi fenomeni di crollo e/o ribaltamento, anche se non mancano locali scivolamenti e frane complesse (APAT 2007; Funedda et al. 2012). I fenomeni risultano generalmente quiescenti e presentano volumi nell'ordine di alcuni metri cubi. I movimenti franosi sono distribuiti lungo tutte le cornici morfologiche che bordano i *plateaux* basaltici.

Nelle successioni sedimentarie mioceniche, l'evoluzione morfologica è condizionata dall'assetto sub-orizzontale delle successioni e dalla differente resistenza all'erosione dei termini litologici affioranti (Funedda et al. 2012). Le successioni calcaree e calcarenitiche, infatti, producono spesso vistose scarpate morfologiche di erosione selettiva, generalmente interessate da fenomeni di crollo e/o ribaltamento (APAT 2007; Funedda et al. 2012). Nei settori dove tali litotipi sono sovrapposti ai depositi cineritici sciolti del ciclo oligo-miocenico, i versanti sono generalmente interessati da fenomeni di *spreading* e/o scivolamento.

	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA VARIANTE DI BAULADU					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 01	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A	FOGLIO 35 di 77

Infine, i versanti impostati nei termini vulcanoclastici più competenti, sempre riferibili al ciclo oligo-miocenico, sono spesso interessati da fenomeni erosivi di bassa intensità (APAT 2007; Funedda et al. 2012). Lungo le scarpate morfologiche più importanti, infatti, si rinvencono frequenti fenomeni di crollo e/o ribaltamento in roccia, con stato variabile dall'attivo all'inattivo. Tali fenomeni presentano generalmente volumi piuttosto contenuti, nell'ordine di qualche decimetro e pochi metri cubi, anche se non mancano fenomeni di dimensioni decisamente superiori.

10 ASSETTO GEOMORFOLOGICO LOCALE

Le caratteristiche morfologiche dell'area di studio, in relazione alla complessa evoluzione geologica subita, risultano direttamente influenzate dal locale assetto stratigrafico e strutturale, oltre che dai fenomeni di modellamento superficiale verificatisi durante il Quaternario e dalle importanti manifestazioni vulcaniche succedutesi nel tempo.

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

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

10.1 Elementi idrografici

In generale, il reticolo idrografico presenta uno sviluppo poco articolato ed un *pattern* sub-angolare che segue in buona sostanza le principali direttrici tettoniche dell'area. La struttura della rete idrografica, pertanto, risulta fortemente condizionata sia dall'assetto giaciturale dei termini litologici affioranti che dagli elementi strutturali che li hanno interessati.

Il settore oggetto di studi è caratterizzato da alcuni corsi d'acqua a carattere stagionale e/o torrentizio, oltre che da canali e solchi di erosione concentrata di limitata estensione. Il principale corso d'acqua dell'area è rappresentato dal Riu Pizziu, immissario in sinistra idrografica del più importante Riu di Mare Foghe, che si sviluppa nei settori settentrionali della zona di studio in direzione circa ENE-SWS. Lungo il versante orientale della dorsale morfologica su cui si sviluppa il tracciato in progetto, invece, si rinvencono diversi corsi d'acqua secondari che defluiscono, poco più a est, nel Fiume Tirso.

10.2 Elementi strutturali e tettonici

Un importante ruolo nell'evoluzione morfologica del territorio è svolto, ovviamente, dall'assetto strutturale dei litotipi affioranti e dal loro differente grado di permeabilità ed erodibilità. Ad essi si aggiungono locali elementi tettonici a prevalente componente distensiva, che tagliano i termini lavici del substrato e i depositi piroclastici sciolti ad essi interposti.

Nelle aree di affioramento dei termini lavici, la morfogenesi selettiva ha portato allo sviluppo di forme particolarmente aspre ed evidenti, in quanto caratterizzate dalla presenza di stette vallate e versanti piuttosto acclivi, spesso tagliati da bruschi stacchi morfologici connessi con importanti elementi tettonici o con le superfici di strato dei livelli più competenti. Nei settori di affioramento dei termini piroclastici sciolti, al contrario, la

morfoGENESI selettiva ha portato allo sviluppo di forme più morbide e meno evidenti, contraddistinte da pendii poco acclivi ed estesi.



Foto 7 – Vista panoramica del margine sud-orientale della dorsale morfologica interessata dalla realizzazione dell'opera in progetto.

Infine, gli elementi strutturali connessi con la tettonica estensionale e trascorrente ad alto angolo sono chiaramente visibili in tutta l'area di studio, soprattutto nei settori orientali e nord-occidentali. Tali elementi hanno controllato lo sviluppo di gran parte del reticolo idrografico locale, che segue in buona sostanza le principali direttrici tettoniche dell'area, oltre che delle principali scarpate morfologiche e strutturali che bordano la parte alta della dorsale su cui si sviluppa il tracciato in progetto.

10.3 Forme, processi e depositi gravitativi

Nell'attuale contesto morfoclimatico, i fenomeni gravitativi di versante rappresentano un fattore morfoevolutivo di secondaria importanza, in quanto scarsamente influenti sul modellamento dei rilievi e sull'evoluzione morfologica

del territorio. Essi, infatti, sono limitati alla fasce di bordo dell'altopiano su cui si sviluppa il tracciato di progetto, in corrispondenza delle scarpate morfologiche più acclivi ed estesi.

I movimenti franosi s.s. si rinvencono unicamente nella porzione nord-occidentale dell'area di studio, in corrispondenza dei versanti che bordano il fondovalle di Riu Pizziu. Si tratta di colamenti e frane complesse di modeste dimensioni, con stato quiescente e distribuzione costante. I fenomeni presentano spessori delle masse in deformazione compresi tra 2 e 8 m circa e sono originati, in generale, dal forte contrasto di competenza esistente tra i depositi piroclastici sciolti presenti alla base della scarpate e i termini basaltici ad essi sovrapposti.



Foto 8 – Scarpata morfologica intagliata nei termini basaltici plio-pleistocenici che bordano il fianco meridionale del fondovalle di Riu Pizziu.

Nella restante parte dell'area di studio, i fenomeni gravitativi sono quasi del tutto assenti e per lo più limitati a piccoli sftamenti e/o crolli di materiale detritico dalle scarpate morfologiche che bordano la parte alta dei versanti. A causa dei ridotti volumi in gioco, i suddetti fenomeni presentano sempre una bassissima intensità geomorfologica, anche se sono all'origine degli estesi accumuli detritici che ricoprono le depressioni impluviali e le parti medio-basse dei rilievi.

10.4 Forme, processi e depositi dovuti alle acque correnti superficiali

Le principali forme di accumulo connesse col deflusso idrico superficiale derivano, essenzialmente, dai processi deposizionali dei principali sistemi fluviali presenti, come il Riu Pizzu, il Riu Urasa e il Riu Motzipara. In corrispondenza di tali elementi, infatti, i meccanismi deposizionali risultano preponderanti sugli altri processi geomorfologici e conferiscono quindi, a tutti i settori di fondovalle, una morfologia sub-pianeggiante e piuttosto regolare, blandamente degradante verso i principali assi di drenaggio superficiale.

In corrispondenza dei principali corsi d'acqua dell'area e, secondariamente, lungo gli alvei dei loro affluenti maggiori si rinvencono vistose scarpate di erosione fluviale e locali zone di erosione laterale delle sponde. In genere, tali elementi presentano altezza ed estensione piuttosto contenute, sia per la bassa intensità geomorfologica dei fenomeni erosivi che per le specifiche caratteristiche litologiche e di competenza dei termini litologici affioranti.

Lungo i versanti e in corrispondenza delle parti alte dei bacini imbriferi, si rinvencono inoltre diffusi fenomeni erosivi sia areali che lineari, connessi al deflusso non regimato delle acque correnti superficiali. Tali fenomeni generano, ovviamente, forme caratteristiche quali solchi di erosione concentrata e vallecole a V o a fondo concavo, particolarmente evidenti nei settori di affioramento delle porzioni più fratturate ed alterate degli ammassi rocciosi di substrato.

10.5 Forme, processi e depositi di origine vulcanica

Per quanto concerne gli elementi geomorfologici connessi con l'attività vulcanica infra-cenozoica, l'area di studio è caratterizzata unicamente dalla presenza di estesi espandimenti lavici, a composizione andesitica, andesitico-basaltica e basaltica. Tali corpi costituiscono gran parte del substrato geologico dell'area e rappresentano l'ossatura della dorsale morfologica impegnata dalle opere in progetto.

In corrispondenza della superficie di contatto tra le colate basaltiche plio-pleistoceniche e quelle andesitiche e andesitico-basaltiche oligo-mioceniche si registra un evidente stacco morfologico, determinato dal differente grado di fessurazione dei materiali. A monte di tale stacco sono presenti estese scarpate di genesi strutturale e gravitativa, da cui hanno origine i diffusi materiali detritici che ricoprono le parti medio-basse dei rilievi.

10.6 Forme poligeniche

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

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

10.7 Forme antropiche e manufatti

Gli elementi connessi con l'attività antropica sul territorio sono piuttosto rari e, in genere, limitati ai manufatti realizzati in corrispondenza delle principali infrastrutture a rete. Ad essi si aggiunge una importante attività estrattiva presente nei settori centrali della zona di studio, in località Arrubia, poco ad ovest della tratta ferroviaria in progetto.

In corrispondenza delle principali infrastrutture a rete si rinvencono estesi terreni di riporto provenienti da cavature e sbancamenti, realizzati sia nei termini litologici del substrato che nei depositi di copertura continenti. Infine, ai suddetti elementi si aggiungono numerosi tagli e scarpate antropiche realizzate sia lungo le principali arterie stradali che in corrispondenza di alcuni insediamenti agricoli e abitativi.

11 INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO REGIONALE

A causa delle particolari condizioni morfologiche e stratigrafico-strutturali, l'assetto idrogeologico dell'area di studio si presenta alquanto articolato e complesso (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012). Infatti i diversi acquiferi presenti, pur essendo dotati in qualche caso di buona potenzialità, non presentano in genere un grande continuità areale, in quanto frazionati da limiti tettonici e morfologici (Funedda et al. 2012).

Gli acquiferi porosi dei depositi quaternari di fondovalle e delle successioni clastiche terziarie hanno spesso scarsa rilevanza, mentre di maggior interesse sono gli acquiferi fessurati dei termini lavici e carbonatici del substrato (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012). Questi ultimi risultano generalmente sostenuti da spessi depositi vulcanoclastici di ridotta permeabilità, quali tufi e piroclastiti (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012).

La dorsale morfologica dell'Altopiano di Abbasanta rappresenta una delle strutture idrogeologiche più importanti dell'area, sia per la notevole estensione areale dello stesso che per le specifiche caratteristiche di permeabilità dei termini litologici affioranti. La dorsale è infatti caratterizzata dalla presenza di spesse successioni vulcaniche infra-cenozoiche, all'interno delle quali si sviluppa un cospicuo deflusso idrico sotterraneo che alimenta i corpi idrici superficiali e le strutture idrogeologiche limitrofe.

11.1 Complessi idrogeologici

Sulla base delle caratteristiche granulometriche e tessiturali dei terreni e in relazione allo stato di alterazione e fratturazione degli ammassi rocciosi, nei settori oggetto di studio sono individuabili differenti complessi idrogeologici, caratterizzati da un diverso tipo e grado di permeabilità relativa (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012):

- **Complesso dei terreni a permeabilità alta:** a questo complesso sono riferiti i depositi alluvionali e detritico-colluviali quaternari, che ricoprono gran parte dei termini litologici del substrato (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016). Tali depositi presentano in genere spessori piuttosto contenuti e sono pertanto sede di modeste falde freatiche, talora a carattere stagionale (Funedda et al. 2012).
- **Complesso dei terreni a permeabilità media:** al presente complesso sono attribuiti i depositi piroclastici sciolti infra-miocenici, presenti tra le successioni laviche oligo-mioceniche e plio-pleistoceniche (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012). I suddetti terreni sono caratterizzati da spessori modesti e, in relazione al locale assetto idrogeologico, sono caratterizzati dalla presenza di falde freatiche di modesta rilevanza (Funedda et al. 2012).
- **Complesso dei terreni a permeabilità medio-bassa:** a tale complesso sono riferite le rocce laviche oligo-mioceniche e plio-pleistoceniche che costituiscono il substrato geologico dell'intera area di studio (Barca et

	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA VARIANTE DI BAULADU				
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 01	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A FOGLIO 40 di 77

al. 2016). I presenti litotipi sono caratterizzati da spessori notevoli e sono sede di estese falde idriche sotterranee concentrate nelle porzioni più fessurate e alterate dell'ammasso, che alimentano buona parte delle emergenze sorgentizie presenti ai margini dei rilievi (Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016).

11.2 Strutture idrogeologiche e idrodinamica degli acquiferi

Gli studi e i dati idrogeologici relativi alla circolazione idrica sotterranea della zona di studio sono piuttosto scarsi e poco accurati, sia per la ridotta rilevanza degli acquiferi presenti che per le particolari condizioni geologico-strutturali dell'area. Pertanto, le conoscenze pregresse sullo schema di circolazione idrica sottterranea dei settori di intervento sono limitate a considerazioni idrogeologiche generali sulle caratteristiche degli acquiferi presenti (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016).

Buona parte della dorsale morfologica dell'Altopiano di Abbasanta è costituita da lave andesitiche, andesitico-basaltiche e basaltiche più o meno fessurate, riferibili ai cicli oligo-miocenico e plio-pleistocenico. A queste si intercalano locali livelli piroclastici sciolti di esiguo spessore, che risultano particolarmente evidenti nei settori nord-occidentali dell'area di studio. Nel complesso, i termini vulcanici del substrato costituiscono un unico ed esteso acquifero fessurato di discreta trasmissività, con permeabilità variabile da molto bassa a media (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016).

Tale acquifero è sede di una estesa falda freatica concentrata nelle porzioni più fratturate ed alterate dell'ammasso, che alimenta gran parte delle emergenze sorgentizie presenti ai margini della dorsale (Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016). La profondità della superficie freatica risulta estremamente variabile, mentre l'andamento delle principali direttrici di deflusso idrico sotterraneo è direttamente condizionato dalla presenza di elementi tettonici distensivi e dalle relative zone di deformazione (Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016).

I depositi continentali quaternari che colmano i settori di fondovalle e le aree morfologicamente depresse, invece, presentano spessori generalmente ridotti e pertanto non rappresentano dei corpi idrogeologici di importanza significativa. Tali terreni costituiscono in genere acquiferi porosi di bassa trasmissività, essenzialmente a causa degli esigui spessori che li caratterizzano, anche se sono generalmente caratterizzati da permeabilità variabile da bassa ad alta (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016).

I suddetti acquiferi sono sede di falde freatiche estese ma di scarsa rilevanza, spesso a carattere stagionale (Funedda et al. 2012). La superficie freatica è generalmente posta pochi metri di profondità dal piano campagna e, come spesso avviene negli acquiferi porosi, segue l'andamento morfologico superficiale dei depositi (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016).

11.3 Sorgenti e opere di captazione

Come detto, l'assetto idrogeologico dell'area è fortemente condizionato dalle marcate differenze di permeabilità esistenti tra i vari termini litologici affioranti (Pertusati et al. 2002; Ghiglieri et al. 2009; Barca et al. 2016). Al contratto tra i litotipi più permeabili e quelli meno permeabili, tali differenze determinano la formazione di numerose emergenze idriche (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012), sia puntuali che lineari. Si tratta di sorgenti per limite o per soglia di permeabilità, ubicate in prevalenza lungo contatti litologici o importanti direttrici tettoniche (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012).

Le sorgenti hanno generalmente portate esigue e fortemente variabili, anche se non mancano emergenze idriche con deflussi apprezzabili (Funedda et al. 2012). La maggior parte di esse sono localizzate lungo i margini delle strutture terziarie, dove si registrano le variazioni di permeabilità più marcate (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012). In

corrispondenza dei termini lavici oligo-miocenici e plio-pleistocenici, invece, le emergenze sorgentizie sono piuttosto rare e poco rilevanti, essenzialmente a causa delle specifiche caratteristiche idrogeologiche dei settori di affioramento di tali successioni (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012).

Nonostante le esigue portate, le sorgenti risultano spesso captate per scopi sia irrigui e idropotabili (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012), anche se la maggior parte vengono utilizzate come abbeveratoi per gli animali da pascolo. I pozzi sono piuttosto frequenti in corrispondenza degli altopiani e dei settori di fondovalle, anche se risultano generalmente utilizzati a scopo irriguo o pastorale (Pertusati et al. 2002).

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 letteratura scientifica riguardante l'area.

Il modello idrogeologico così sviluppato è stato quindi integrato, ove possibile, con ulteriori dati provenienti dalle letture di monitoraggio piezometrico delle strumentazioni appositamente installate nei fori di sondaggio e dalle numerose prove di permeabilità condotte. Inoltre, i dati e le informazioni idrogeologiche contenute negli studi esistenti, hanno costituito un valido strumento per la ricostruzione delle caratteristiche idrogeologiche e dello schema di circolazione idrica dell'area di studio.

Infine, lo studio geologico condotto ha permesso di definire lo stato di alterazione/fessurazione/carsismo 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 territorio relativi alla variante Bauladu sono stati individuati quattro complessi idrogeologici, distinti sulla base delle differenti caratteristiche di permeabilità e del tipo di circolazione idrica che li caratterizza. Di seguito, vengono descritti i caratteri peculiari dei diversi complessi individuati, seguendo uno schema basato sull'assetto geologico e litostratigrafico dell'area di intervento.

Nello specifico, la definizione delle caratteristiche idrogeologiche dei vari complessi presenti nell'area è stata compiuta in considerazione delle prove di permeabilità (Lugeon) realizzate nei fori di sondaggio nel corso della presente campagna di indagine. 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 rocciosi. Quanto detto vale in particolare per tre dei quattro complessi idrogeologici individuati, che risultano privi di prove di permeabilità in foro.

12.1.1 Complessi delle unità del substrato

Questo gruppo è rappresentato da due distinti complessi idrogeologici, costituiti da successioni vulcaniche oligo-mioceniche e plio-pleistoceniche di natura sia lavica che piroclastica.

12.1.1.1 Complesso piroclastico cineritico

A tale complesso è riferita l'unità piroclatica **PRR**. Si tratta di ceneri sciolte a granulometria medio-fine (**CPC**), massive o debolmente laminate, con frequenti e sottili intercalazioni di ceneri da poco a mediamente cementate; a luoghi si rinvengono passaggi di tufi litoidi a granulometria medio-fine, in strati da media a molto spessi.

Costituiscono acquiferi misti di discreta trasmissività, piuttosto eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche sotterranee di modesta rilevanza, localmente frazionate ma generalmente a deflusso unitario. La permeabilità, per porosità e fessurazione, è variabile da bassa a media. A tale complesso si può quindi attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-7}$ e $1 \cdot 10^{-4}$ m/s.

12.1.1.2 Complesso vulcanico lavico

Al presente complesso sono associati i termini vulcanici delle unità **BST** e **AND**. Si tratta di lave a composizione andesitica, andesitico-basaltica e basaltica (**CVL**), massive o in grosse colate, con struttura da compatta a vacuolare; i litotipi si presentano a tessitura sia afirica che porfirica e risultano in genere piuttosto fratturati e alterati; a luoghi si rinvengono passaggi di breccie vulcaniche in abbondante matrice argillosa e orizzonti con mesostruttura di breccia autoclastica.

Costituiscono acquiferi fessurati di buona trasmissività, piuttosto eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche sotterranee di discreta rilevanza, generalmente a deflusso unitario, e di piccole falde a carattere stagionale. La permeabilità, esclusivamente per fessurazione, è variabile da molto bassa a bassa. Al presente complesso è possibile attribuire un coefficiente di permeabilità k compreso tra $1 \cdot 10^{-8}$ e $1 \cdot 10^{-6}$ m/s.

12.1.2 *Complessi dei depositi di copertura*

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

12.1.2.1 Complesso alluvionale grossolano

A tale complesso sono associati i terreni alluvionali delle unità geologiche di copertura **b** e **bn**. Si tratta di ghiaie poligeniche ed eterometriche (**CAR**), da sub-angolose ad arrotondate, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa generalmente abbondante e talora da mediamente a ben cementata; a luoghi si rinvengono lenti e/o livelli di ghiaie fini sub-angolose e passaggi di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi a struttura indistinta, con abbondanti ghiaie poligeniche da sub-angolose ad arrotondate.

Costituiscono acquiferi porosi di ridotta trasmissività, moderatamente eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche sotterranee di modesta rilevanza, generalmente a deflusso unitario, che possono avere interscambi con i corpi idrici superficiali e/o con quelli sotterranei delle strutture idrogeologiche limitrofe. La permeabilità, esclusivamente per porosità, è variabile da media ad alta. A questo complesso si può attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-5}$ e $1 \cdot 10^{-2}$ m/s.

12.1.2.2 Complesso detritico-colluviale

Tale complesso è costituito dai terreni di copertura delle unità **b2** e **a**. Si tratta di sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi a struttura indistinta (**CDC**), con diffusi resti vegetali e abbondanti ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate; ghiaie poligeniche ed eterometriche, da angolose a sub-angolose, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa generalmente abbondante; a luoghi si rinvengono passaggi di argille limose e limi argilloso-sabbiosi a struttura indistinta, con diffusi resti vegetali e sporadiche ghiaie poligeniche da angolose a sub-arrotondate.

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

12.2 Prove di permeabilità

Di seguito si riporta una sintesi delle prove relative alla variante in oggetto, con indicazione dei valori di permeabilità determinati e dei relativi complessi idrogeologici di appartenenza.

Sigla	Prova	Tipologia	Profondità <i>m</i>	Permeabilità <i>m/s</i>	Complesso idrogeologico di riferimento
S1_BA	L1	Lugeon	6.0 - 10.0	2.06E-07	CVL
	L2	Lugeon	15.0 - 18.7	8.88E-08	CVL
S2_BA	L1	Lugeon	4.0 - 7.0	2.13E-07	CVL
	L2	Lugeon	11.0 - 13.8	1.46E-07	CVL
S4_BA	L1	Lugeon	33.5 - 36.2	3.68E-07	CVL
	L2	Lugeon	42.0 - 45.0	3.60E-08	CVL
S5_BA	L1	Lugeon	9.7 - 13.0	5.24E-07	CVL
	L2	Lugeon	19.0 - 22.0	1.78E-07	CVL
S7_BA	L1	Lugeon	33.0 - 36.0	2.61E-08	CVL
	L2	Lugeon	42.0 - 45.0	1.09E-08	CVL
S9_BA	L1	Lugeon	5.4 - 7.5	4.17E-08	CVL
	L2	Lugeon	14.4 - 19.4	4.23E-08	CVL
S10_BA	L1	Lugeon	4.0 - 9.3	4.74E-07	CVL
	L2	Lugeon	15.0 - 19.8	2.79E-07	CVL

Tabella 5 - Prospetto sintetico delle prove di permeabilità realizzate nel corso della presente campagna di indagine, con indicazione del complesso idrogeologico di appartenenza.

12.3 Monitoraggio piezometrico

Allo scopo di indagare l'effettiva presenza di falde idriche sotterranee ed il relativo andamento della superficie piezometrica, nel corso della presente campagna di indagine sono stati installati n. 6 piezometri a tubo aperto in altrettanti fori di sondaggio appositamente realizzati. Al termine del presente studio specialistico sono disponibili i dati del monitoraggio piezometrico eseguito a marzo 2018. Tali dati sono stati utilizzati nelle analisi idrogeologiche del livello idrico sotterraneo integrati dai dati di superficie registrati nel corso dei rilievi di campo.

Di seguito si riportano i dati del livello piezometrico registrato in fase di monitoraggio per tutti i punti di indagine disponibili, con indicazione delle principali caratteristiche del foro (Sigla, Piezometro, Data, Quota falda e Note).

Sigla	Piezometro	Data	Quota falda m s.l.m.		Note
S1_BA	Tubo aperto cieco: 0.0 - 6.0 finestrato: 6.0 - 27.0 cieco: 27.0 - 30.0	03/2018	45.51	-	-
S4_BA	Tubo aperto cieco: 0.0 - 21.0 finestrato: 21.0 - 51.0 cieco: 51.0 - 60.0	03/2018	129.88	-	-
S5_BA	Tubo aperto cieco: 0.0 - 6.0 finestrato: 6.0 - 39.0 cieco: 39.0 - 40.0	03/2018	160.50	-	-
S7_BA	Tubo aperto cieco: 0.0 - 18.0 finestrato: 18.0 - 48.0 cieco: 48.0 - 50.0	03/2018	154.03	-	-
S9_BA	Tubo aperto cieco: 0.0 - 6.0 finestrato: 6.0 - 39.0 cieco: 39.0 - 40.0	03/2018	148.60	-	-
S10_BA	Tubo aperto cieco: 0.0 - 6.0 finestrato: 6.0 - 27.0 cieco: 27.0 - 30.0	03/2018	134.85	-	-

Tabella 6 - Dati di monitoraggio piezometrico condotto sulle strumentazioni installate nei fori di sondaggio della presente campagna indagine, utilizzati nello studio di ricostruzione della falda.

12.4 Opere di captazione ed emergenze sorgentizie

Per poter ricostruire con maggior dettaglio l'andamento e le caratteristiche delle falde idriche presenti nell'area, nel corso dello studio sono stati individuati n. 2 pozzi realizzati per il prelievo delle acque dal sottosuolo, ad uso prevalentemente irriguo/allevamento. In particolare, si tratta di un pozzo cisterna (P1BA) e di un abbeveratorio con probabile pozzo (P2BA), quest'ultimo ricade fuori dall'area di studio ad est di Bauladu a circa 1 km ad est del tracciato. Tutti i dati raccolti sono riassunti nella, con indicazione dei principali dati tecnici relativi ad ogni singolo pozzo (Sigla, Longitudine e Latitudine nel sistema di riferimento Gauss-Boaga fuso Ovest (Roma 40), quota, profondità, falda e destinazione d'uso). I punti di rilievo, sono riportati nella Carta idrogeologica in scala 1:5000 in allegato alle presenti note di sintesi (RR0H 01 D69 N5 GE0002 001).

Sigla	Longitudine	Latitudine	Quota m s.l.m.	Profondità m	Falda m da p.c.	Destinazione d'uso
P1BA	1474635	4430277	178	-	-	irriguo
P2BA	1473275	4430260	155	-	-	irriguo/abbeveratoio

Tabella 7 - Sintesi dei pozzi censiti lungo la variante Bauladu.



P1BA



P2BA

Foto 9 – Punti d’acqua censiti nella presente fase progettuale “Velocizzazione linea ferroviaria S. Gavino - Sassari – Olbia”.

Inoltre, sono state censite due emergenze sorgentizie captate (S1BA e S2BA), asciutte. Tutti i dati raccolti sono riassunti nella seguente tabella, con indicazione dei principali dati tecnici relativi ad ogni singolo pozzo (Sigla, Longitudine e Latitudine nel sistema di riferimento Gauss-Boaga fuso Ovest (Roma 40), quota e portata). I punti di rilievo, sono riportati nella Carta idrogeologica e profilo idrogeologico in scala 1:5000 in allegato alle presenti note di sintesi (RR0H 01 D69 N5 GE0002 001).

Sigla	Longitudine	Latitudine	Quota <i>m s.l.m.</i>	Portata <i>l/min</i>
S1BA	1474615	4427727	90	-
S2BA	1475270	4432346	95	-

Tabella 8 - Sintesi delle sorgenti censiti nella presente fase progettuale “Velocizzazione linea ferroviaria S. Gavino - Sassari – Olbia”.



S1BA



S2BA

Foto 10 - Vista panoramica del punto d'acqua censito nella presente fase progettuale, "Velocizzazione linea ferroviaria S. Gavino - Sassari - Olbia".

12.5 Condizioni di deflusso idrico sotterraneo

I dati raccolti durante lo studio condotto, di carattere geologico ed idrogeologico, hanno permesso di definire le caratteristiche generali dell'area e di individuare, in via preliminare, il regime di deflusso idrico sotterraneo proprio dei settori di interesse. Si sottolinea che le ricostruzioni del livello piezometrico in profilo derivano da un'analisi dei dati del livello idrico registrato in fase di monitoraggio piezometrico, eseguito a marzo 2018 (cfr. **Errore. L'origine riferimento non è stata trovata. - Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.**).

Buona parte dei corpi idrogeologici individuati rappresentano, nello schema di circolazione idrica dell'area, degli acquiferi di importanza più o meno significativa, a seconda delle locali caratteristiche di permeabilità dei litotipi e della estensione latero-verticale dei depositi. Al loro interno si rinvencono locali orizzonti a bassa permeabilità e di discreto spessore che, nello specifico contesto idrogeologico di riferimento, rappresentano degli *acquitard* di importanza più o meno significativa, in quanto tamponano parzialmente gli acquiferi principali portando alla formazione di differenti corpi idrici sotterranei.

I litotipi vulcanoclastici sciolti del Complesso piroclastico cineritico (**CPC**) rappresentano degli acquiferi misti di una certa rilevanza dal punto di vista idrogeologico, essenzialmente a causa della discreta permeabilità dei litotipi che li caratterizzano. In generale, i suddetti depositi sono sede di falde idriche sotterranee di modesta rilevanza, localmente frazionate dalla presenza di orizzonti tufacei poco permeabili.

I termini lapidei del Complesso vulcanico lavico (**CVL**) costituiscono degli acquiferi fessurati di discreta rilevanza per tutto il settore di studio, prevalentemente a causa della notevole estensione latero-verticale dei litotipi in questione. Tali materiali sono sede di una falda freatica concentrata nelle porzioni di fratturate ed alterate dell'ammasso, che alimenta le emergenze sorgentizie presenti ai margini della dorsale. La falda presenta un andamento piuttosto articolato e direttamente influenzato dalla presenza di elementi tettonici distensivi e dalle relative zone tettonizzate.

I sedimenti fluviali del Complesso alluvionale grossolano (**CAR**) rappresentano degli acquiferi porosi di modesta rilevanza dal punto di vista idrogeologico, essenzialmente a causa del ridotto spessore dei termini litologici in questione. Localmente tali materiali sono sede di falde freatiche di ridotta rilevanza, a deflusso globalmente unitario, che possono avere interscambi con i corpi idrici superficiali e/o con quelli sotterranei delle strutture idrogeologiche limitrofe.

I depositi di copertura del Complesso detritico-colluviale (**CDC**), infine, costituiscono degli acquiferi porosi di scarsa rilevanza dal punto di vista idrogeologico. In generale tali terreni presentano una discreta permeabilità ma, a causa del loro ridotto spessore, sono privi di corpi idrici sotterranei di una certa importanza, a meno di piccole falde a carattere stagionale direttamente alimentate dalle precipitazioni meteoriche.

L'assetto idrogeologico locale è quindi influenzato dalla presenza di una estesa falda in rete posta in corrispondenza delle successioni laviche di substrato. Tale falda si estende all'interno di tutta la dorsale morfologica interessata dalla realizzazione delle opere in progetto, anche se risulta fortemente condizionata dalla presenza di elementi strutturali e zone tettonizzate. La falda mostra un carattere chiaramente perenne e risulta alimentata sia dalle precipitazioni meteoriche che dal deflusso idrico sotterraneo proveniente dalla porzione più settentrionale dell'Altopiano di Abbasanta.

Nel tratto più settentrionale dell'area di studio, la falda di base mostra un andamento quasi tabulare e risulta posta a profondità variabili tra i 6 ed i 40 m dal p.c.. Nel tratto più a sud, invece, la falda è posta a profondità compresa tra i 5 ed i 30 m circa dal p.c. e defluisce chiaramente verso il margine meridionale della dorsale, in direzione della piana alluvionale Fiume Tirso. I gradienti idraulici evidenziati dalle ricostruzioni della superficie freatica risultano tendenzialmente in aumento verso i settori meridionali della zona di studio e, in generale, pienamente compatibili con quelli caratteristici di acquiferi fessurati.

13 SISMICITÀ DELL'AREA

Le caratteristiche di sismicità del Blocco Sardo-Corso sono da porre in relazione, sostanzialmente, con l'evoluzione geodinamica del Mediterraneo occidentale e delle catene montuose che lo circondano (Cherchi & Schroeder 1976; Barca & Costamagna 1997, 2000; Carmignani et al. 2001). Infatti, il basamento della Sardegna rappresenta un segmento della Catena Ercinica Sud-Europea, formatosi a partire dal Paleozoico e separatosi dalla stessa durante il Miocene inferiore (Cherchi & Montadert 1982; Cocco 2013; Barca et al. 2016).

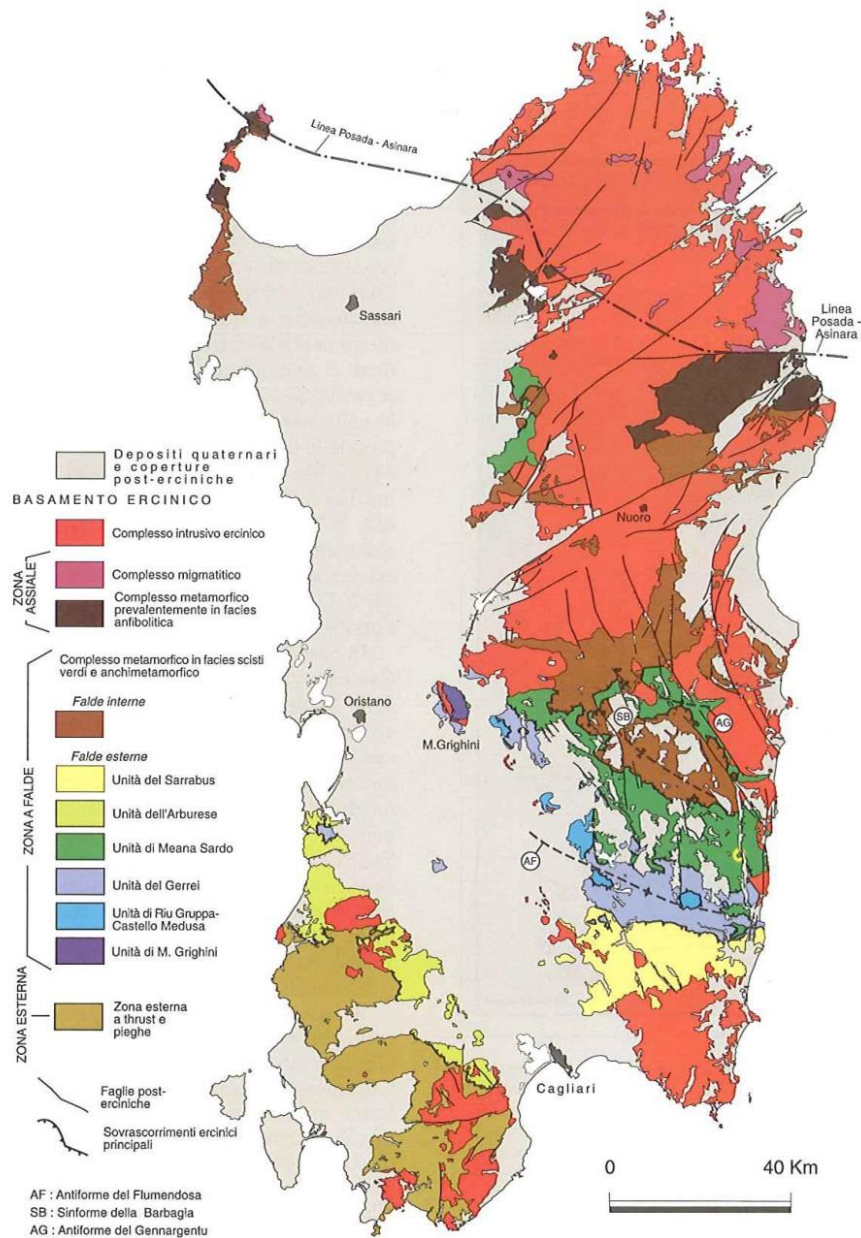


Figura 9 – Schema dei principali elementi strutturali del basamento ercinico sardo (da Carmignani et al. 2001).

Durante il Miocene superiore, il principale evento geodinamico dell'area è rappresentato dalla strutturazione dell'attuale margine orientale dell'isola, che si protrae fino a parte del Quaternario (Mascle & Rehault 1990). In questo periodo, i principali eventi geodinamici che hanno condizionato la tettonica distensiva della Sardegna sono rappresentati quindi dalla migrazione dell'Arco Appenninico settentrionale sull'avanfossa del margine adriatico e, soprattutto, l'apertura del Bacino Tirrenico meridionale (Carmignani et al. 2001; Barca et al. 2016).

Detto ciò, la convinzione che la Sardegna sia una regione “non sismica” è diffusa e radicata profondamente nell’opinione popolare. Tuttavia, nonostante il Blocco Sardo-Corso sia una tra le zone più antiche e stabili

dell'intera area mediterranea, negli ultimi decenni non pochi sono stati i terremoti di energia non trascurabile localizzati in Sardegna o nelle sue immediate vicinanze (<https://ingvterremoti.wordpress.com/2016/06/04/i-terremoti-nella-storia-cagliari-adi-4-juny-terremotus-factus-est-1616/>).

Comunque, allo stato attuale delle conoscenze, la consultazione del database DISS (Database of Individual Seismogenic Sources, vers. 3.2.0 - 2015), relativo alle potenziali sorgenti sismogenetiche con magnitudo maggiore di 5.5, mostra che entrambi i tracciati in progetto non sono interessati dalla presenza di potenziali faglie sismogenetiche.

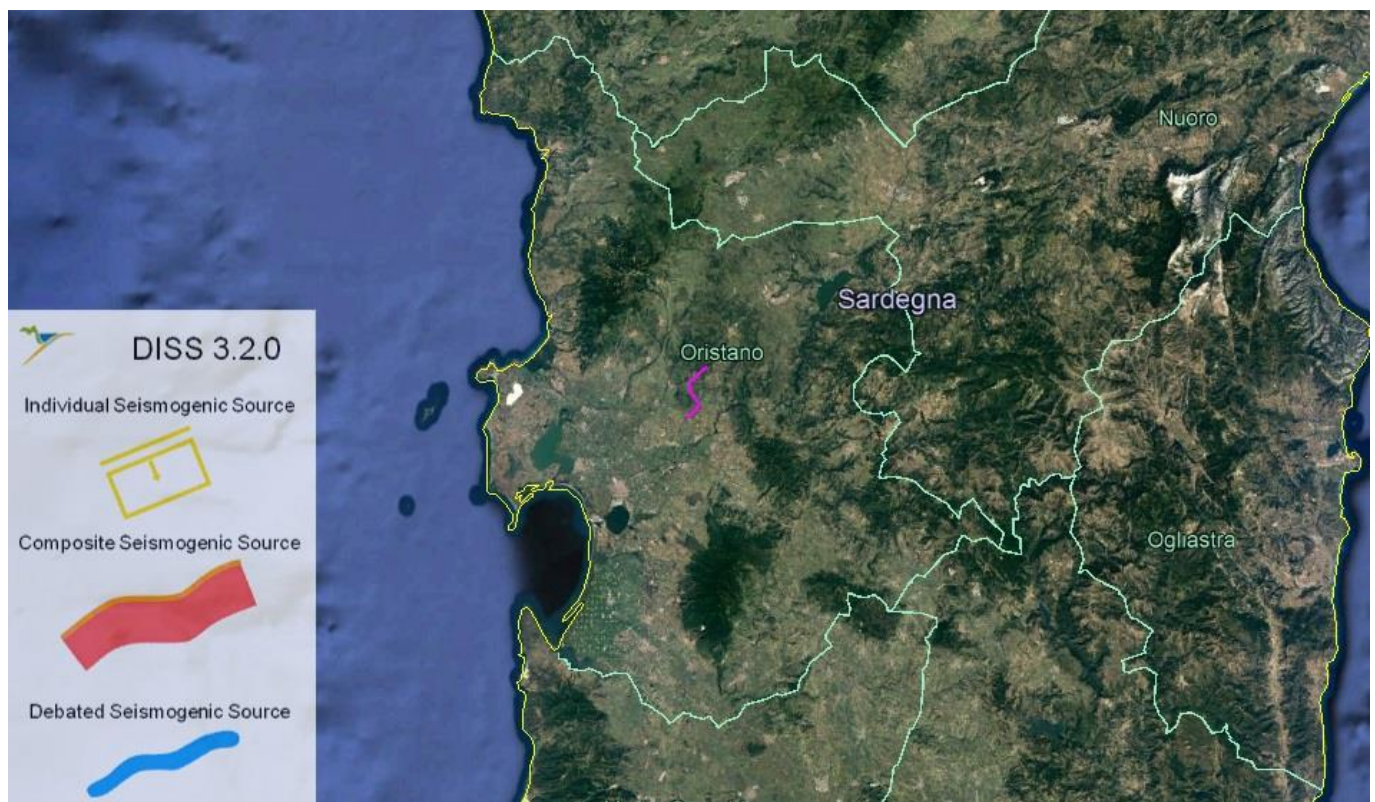


Figura 10 – Localizzazione delle potenziali sorgenti di terremoti con $M > 5.5$ nell'area di studio (da DISS Working Group 2015, Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), versione 3.2.0., <http://diss.rm.ingv.it/diss/>).

Relativamente alla vigente zonazione sismogenetica del territorio nazionale ZS9 (Meletti & Valensise 2004) si sottolinea che l'intera isola sarda ricade al di fuori delle zone sismogenetiche definite da normativa, così come i due tracciati ferroviari in progetto.

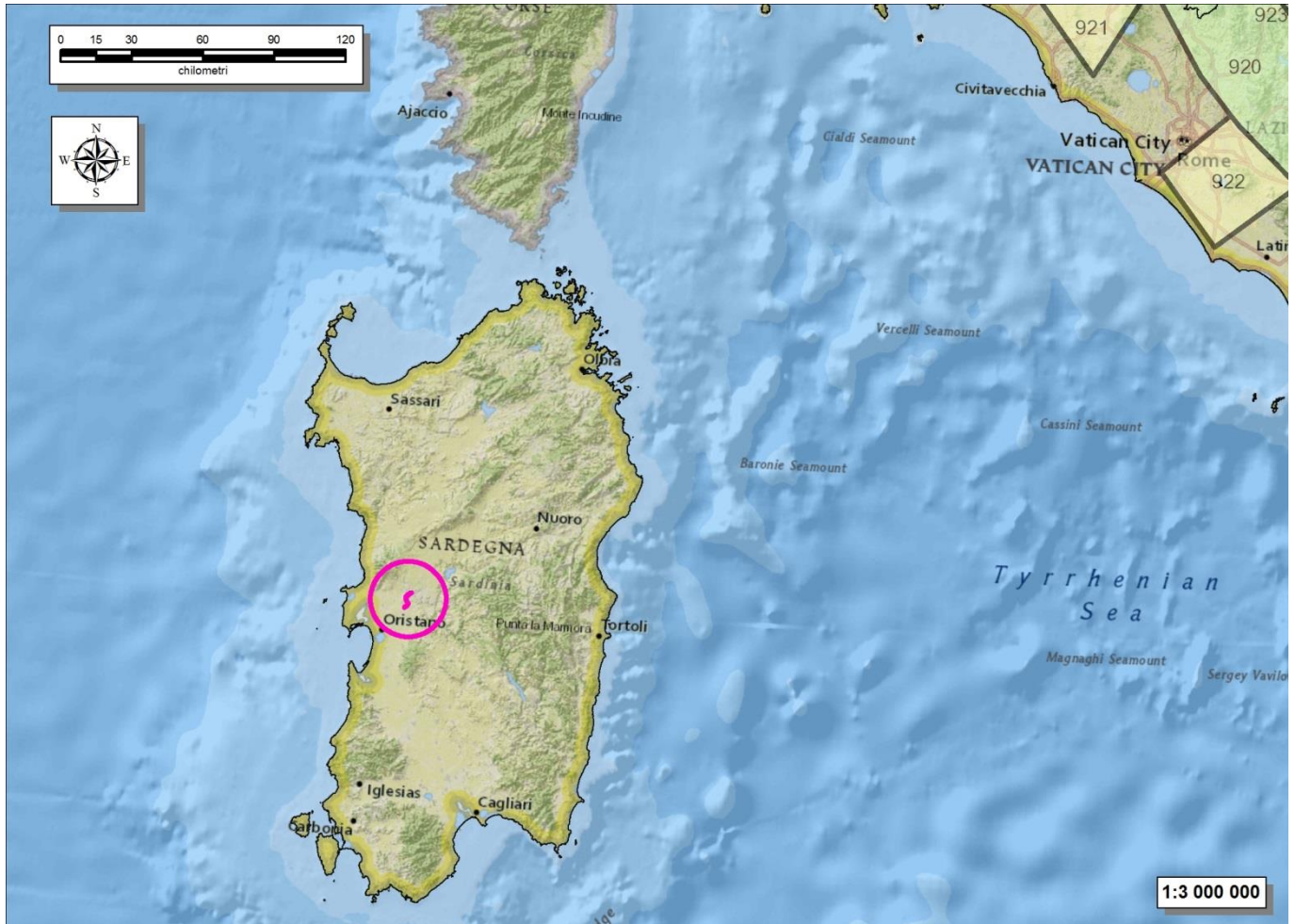


Figura 11 –Stralcio della zonazione sismogenetica ZS9 della Sardegna (da Meletti & Valensise 2004, http://www.pcn.minambiente.it/arcgis/services/Zone_sismogenetiche_ZS9); in colore magenta è indicato il tracciato ferroviario di interesse progettuale.

13.1 Sismicità storica

Nonostante il catalogo sismico (CPTI15) copra un intervallo tempo di oltre 2000 anni, molti degli eventi registrati nell'area in esame si sono concentrati nell'arco di quattro secoli, tra il 1616 e il 2000, anche per via della maggiore accuratezza e della completezza dei documenti storici rinvenuti. L'ultimo terremoto di una certa intensità, infatti, è stato quello del 2000, con una Magnitudo momento pari a 4.77. In Tabella 9 sono riportati, in ordine temporale, i parametri sismici relativi ai principali terremoti registrati nell'area della Sardegna.

A prova del fatto che la Sardegna non è esente da una certa sismicità si riportano le seguenti notizie storiche: un sisma si verificò alle tre del pomeriggio del 4 giugno 1616, come riportato dalla testimonianza del priore di Selargius, dove il terremoto fu avvertito molto sensibilmente: “[...] 1616, vuy alls 4 de juni 1616 di sa presente, après dinar a les 3 hores ha vingut un terramotu que batas, les cases parexian que ne caian y la terra tremulava de tal manera que les persones y totes les cases tremulavan [...]”; lo stesso priore riferisce che un ulteriore terremoto fu avvertito a Selargius un anno dopo, alle cinque pomeridiane del 24 giugno 1617: “[...] 1617. Vuy als 24 de juny

die de Saint Juan y di sa presente del any 1617 a la cinch horas après dinar ha vingut altre terramotu de la matexa manera que està notat lo de damunt si be dura mes poch [...]”(Cabizzosu et al., 2003).

Data	Ora	Area epicentrale	I (Mcs)	I _o	M _w
04/06/1616	00:00	Sardegna meridionale	D	6-7	4.91
17/08/1771	18:00	Sardegna meridionale	HF	5	4.43
13/11/1948	09:52	Mar di Sardegna	D	6	4.72
26/04/2000	13:37	Tirreno centrale	5	-	4.77

**Tabella 9 – Parametri sismici relativi ai principali terremoti storici dell'area sarda (<http://emidius.mi.ingv.it/DBMI15>).
Legenda: I= intensità massima, I_o= intensità epicentrale, M_w= Magnitudo momento.**

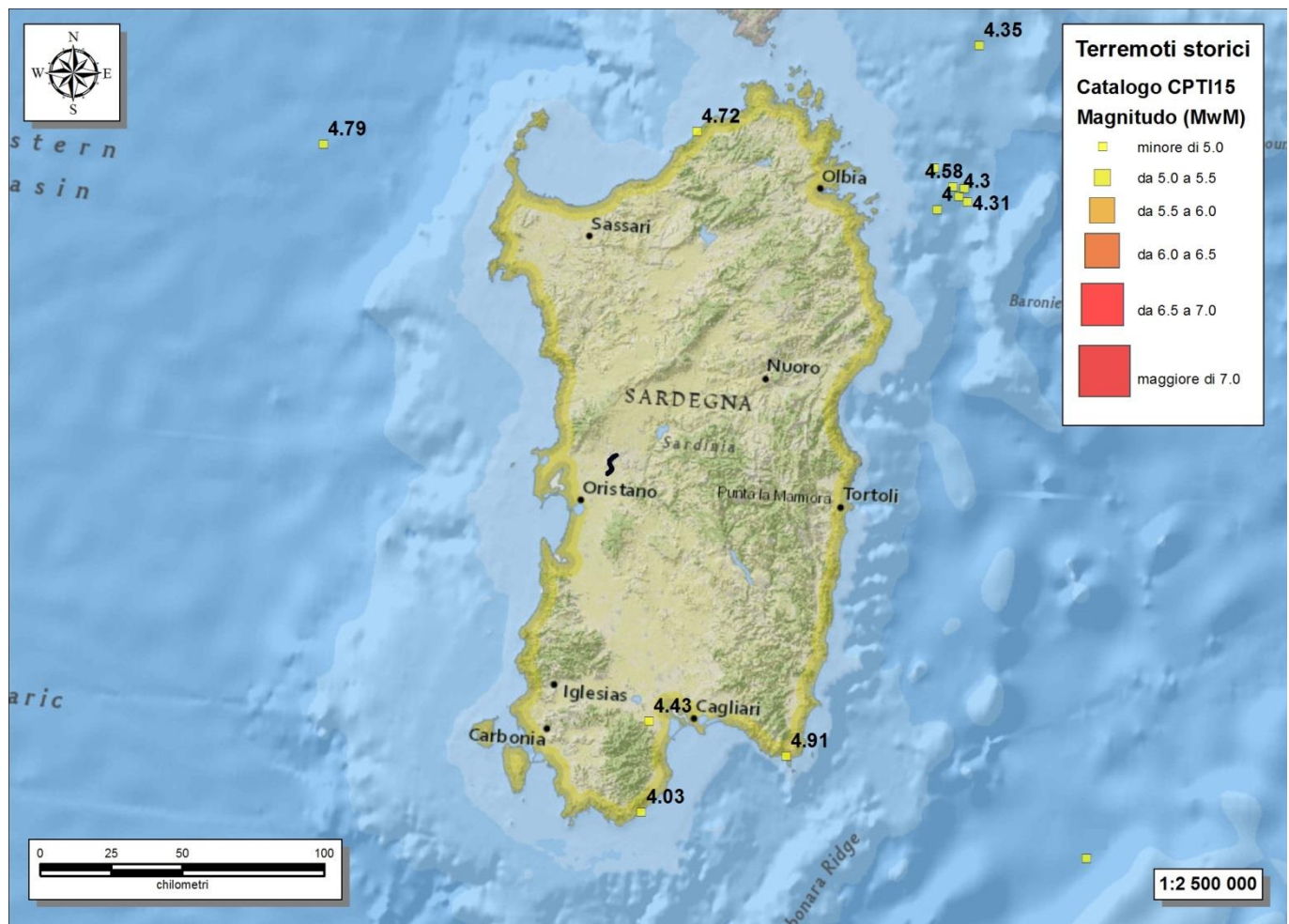


Figura 12 – Ubicazione dei principali terremoti storici che hanno interessato l’area di studio (da catalogo CPTI15). In colore nero è riportata la tratta ferroviaria in progetto.

Il 18 giugno 1970 un terremoto di magnitudo Mw 4.8 (CPTI15) localizzato nel Mare di Sardegna, alcune decine di chilometri a nord-ovest di Porto Torres, viene avvertito distintamente anche lungo le coste liguri e in Costa Azzurra. Sette anni più tardi, il 28 agosto 1977, è la volta di un terremoto di magnitudo Mw 5.4 localizzato in mare,

un centinaio di km a sud-ovest di Carloforte, che viene avvento in tutta la Sardegna meridionale. Più di recente, il 26 aprile 2000, due forti scosse (la maggiore di magnitudo Mw 4.8) localizzate nel Tirreno centrale, poche decine di km a est di Olbia, sono avvertite in gran parte dell'isola suscitando spavento lungo la costa nord-orientale, in particolare a Olbia e Posada (tratto da <https://ingvterremoti.wordpress.com/2016/06/04/i-terremoti-nella-storia-cagliari-adi-4-juny-terremotus-factus-est-1616/>).

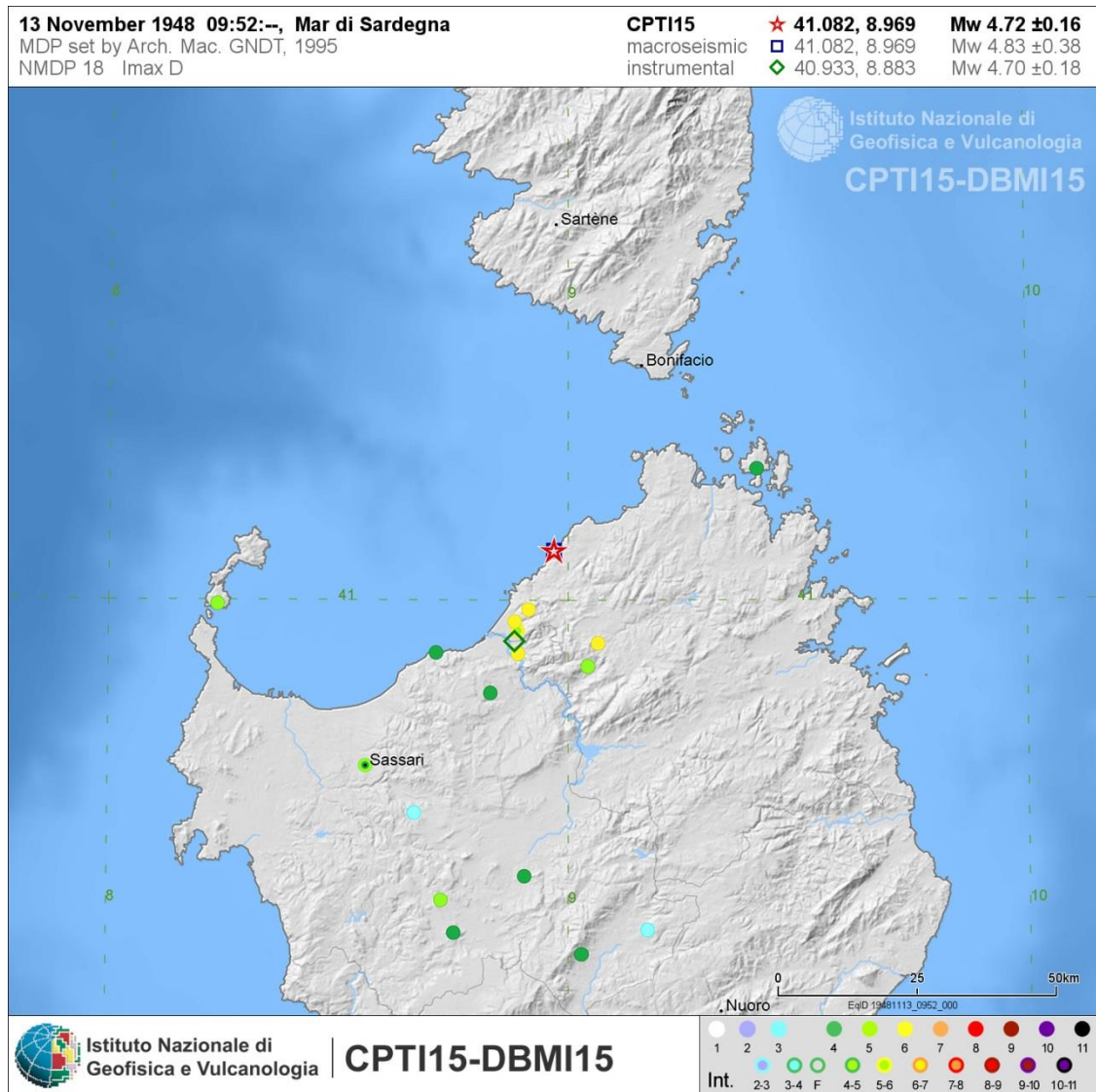


Figura 13 – Distribuzione del danneggiamento prodotto dal terremoto di magnitudo 4.72 del 1948 (Mar di Sardegna).

Quindi, come si può notare anche dai dati contenuti nel Catalogo Parametrico dei Terremoti italiani (CPTI15), l'area in questione è stata interessata da alcuni eventi sismici di una certa intensità, come ad esempio quello del 1616 di magnitudo 4.91 (Sardegna meridionale) o del 1948 di magnitudo 4.83 (Mar di Sardegna). Nelle tabelle seguenti sono elencati gli eventi sismici riportati nel Database Macrosismico Italiano pubblicato dall'INGV (versione DBMI15) al fine di documentare la storia sismica dei centri abitati di Paulilatino e Solarussa in provincia di Oristano (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di Paulilatino

[40.083, 8.765]

Numero eventi: 1

Effetti	In occasione del terremoto del:				
I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
N-F	2000 04 26 13 37 46.78	Tirreno centrale	265		4.77

Tabella 10 - Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Paulilatino (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); I_o intensità massima (MCS); M_w magnitudo momento; Ax Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

Storia sismica di Solarussa

[39.954, 8.673]

Numero eventi: 1

Effetti	In occasione del terremoto del:				
I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
N-F	2000 04 26 13 37 46.78	Tirreno centrale	265		4.77

Tabella 11 - Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Solarussa (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); I_o intensità massima (MCS); M_w magnitudo momento; Ax Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

13.2 Sismicità attuale

L'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n° 3274 del 20/03/2003 (e successive modifiche ed integrazioni) – *“Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di Normative tecniche per le costruzioni in zona sismica”* disciplinava la classificazione sismica dei comuni d'Italia. Secondo tale normativa, i comuni di Bauladu, Paulilatino e Solarussa ricadono in **Zona sismica 4**, ossia aree che potrebbero essere interessate da eventi sismici molto deboli dove le possibilità di danni sismici sono basse.

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.

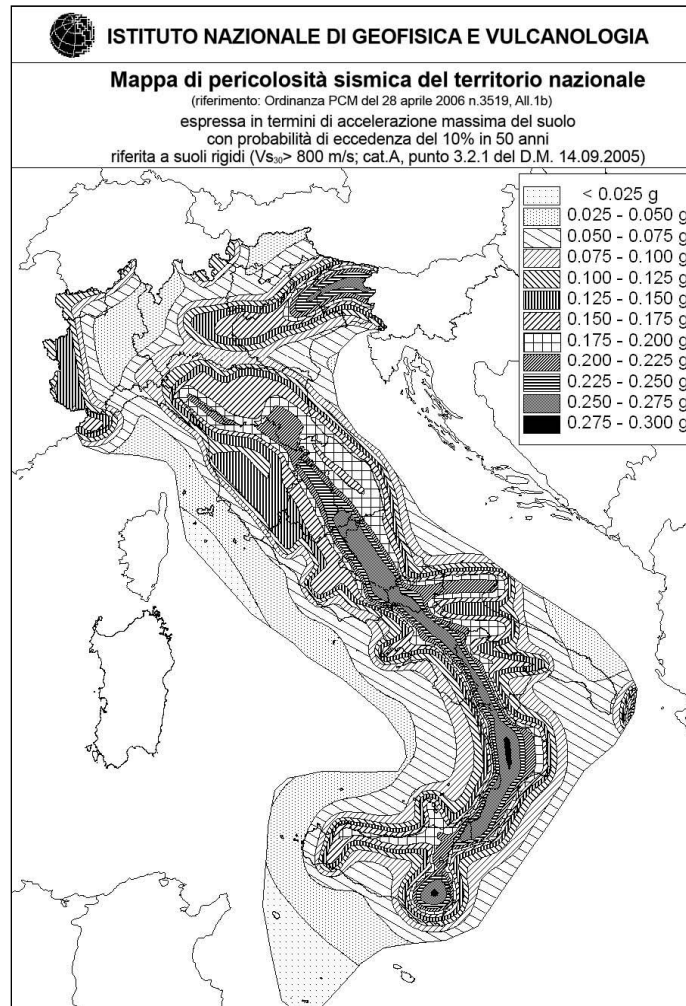


Figura 14 – Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale, espressa in termini di accelerazione massima del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (da INGV 2006).

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.

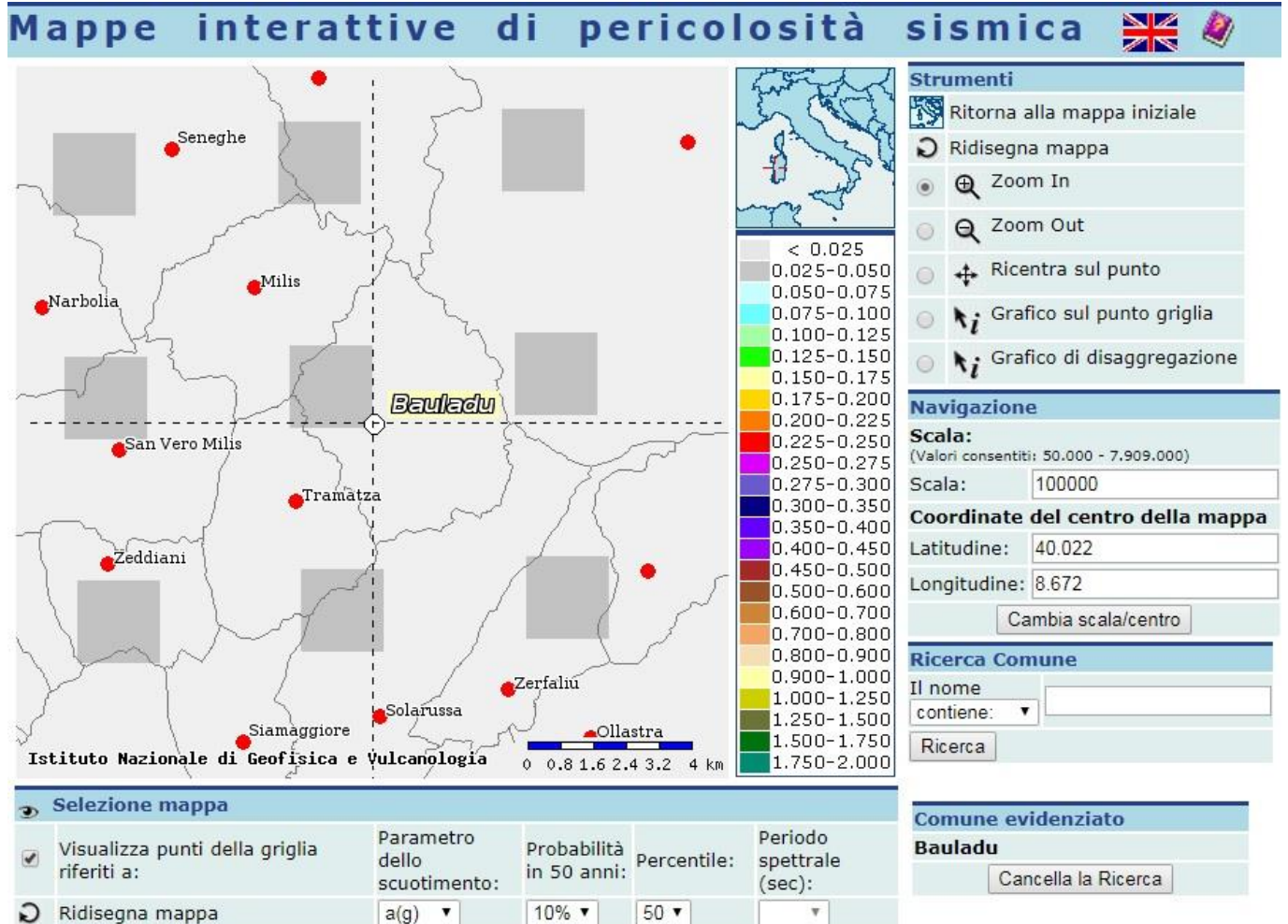


Figura 15 – Mappa interattiva di pericolosità sismica per l’area di interesse; i colori della legenda indicano le diverse accelerazioni del suolo (<http://esse1-gis.mi.ingv.it>).

All’attuale stato delle conoscenze e del progresso scientifico è possibile, attraverso l’applicazione *WebGIS*, consultare in maniera interattiva le mappe di pericolosità sismica (cfr. Figura 15). Nello specifico, per l’area di studio i valori di accelerazione al suolo (con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni) sono compresi all’incirca nell’intervallo $0.025-0.050 a_g$ (accelerazione massima del suolo).

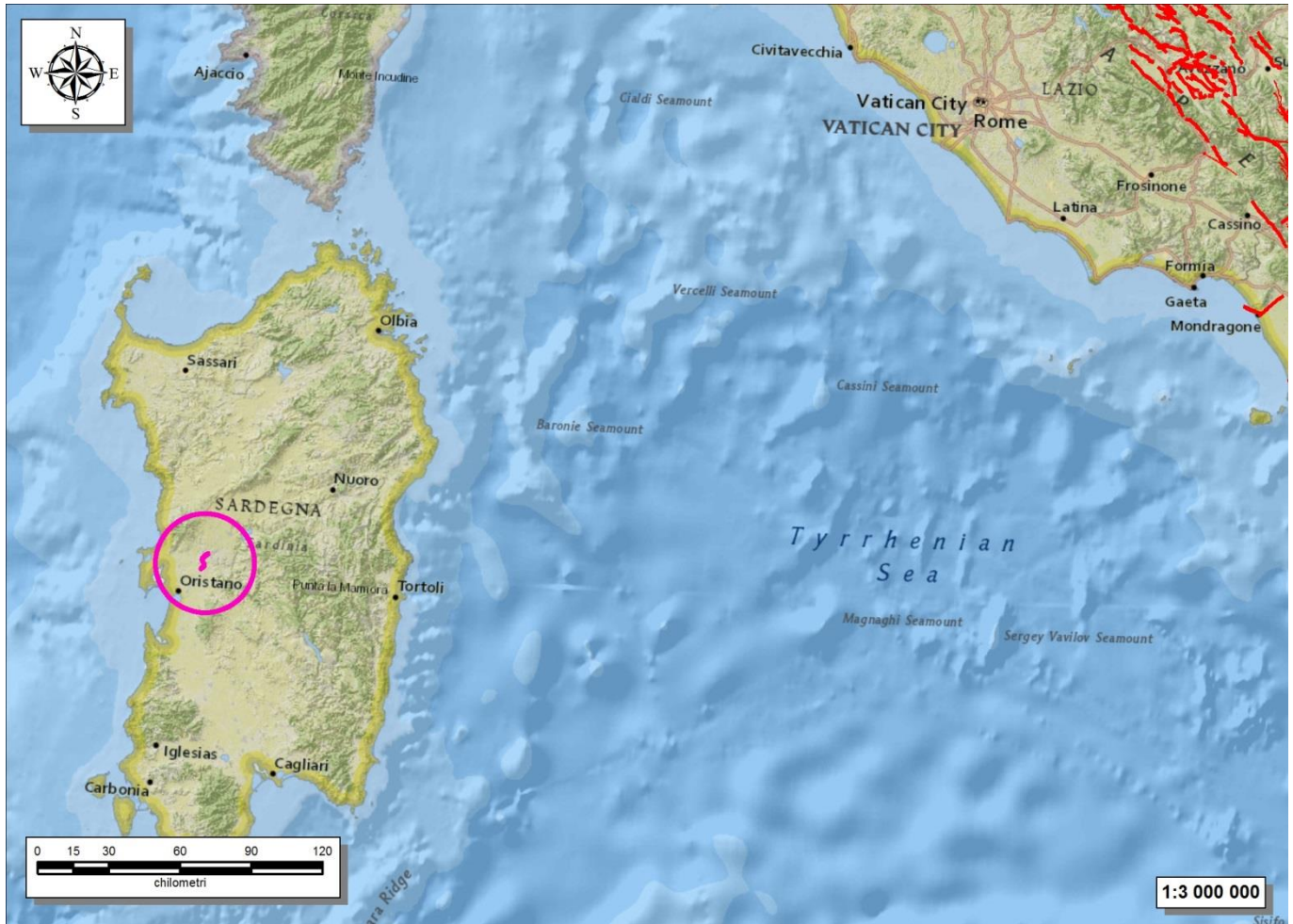


Figura 16 – Stralcio cartografico dell'area di studio con indicazione della tratta ferroviaria di progetto (in magenta) e delle faglie capaci (in rosso) (<http://sgi.isprambiente.it/ArcGIS/rest/services/servizi/ithaca/MapServer>).

Infine, il database del progetto ITHACA (*Italy HAZard from CAPable faults*) non riporta la presenza di alcuna faglia capace nell'area di studio, ovvero di elementi tettonici attivi che potenzialmente possono creare deformazioni in superficie e produrre fenomeni dagli effetti distruttivi per le opere antropiche.

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.

All'indomani della riclassificazione sismica del territorio nazionale scaturita dal progetto S1 dell'INGV-DPC, si dispone di parametri sismici di riferimento aggiornati e di maggior dettaglio rispetto alla classificazione macrosismica nazionale cui faceva riferimento il D.M. LL.PP. 16 gennaio 1996 (Norme Tecniche per le Costruzioni in zone sismiche). La rappresentazione di sintesi delle caratteristiche sismologiche e sismogenetiche del territorio è contenuta nella "Mappa di Pericolosità Sismica" dell'Italia, che costituisce oggi la base di riferimento per la valutazione delle azioni sismiche di progetto sul sito in esame secondo le nuove Norme Tecniche per le Costruzioni (D.M. Infrastrutture 14 gennaio 2008).

Con riferimento al D.M. Infrastrutture 14 gennaio 2008, sono stati determinati i parametri sismici di progetto per la realizzazione delle opere previste. In particolare, sulla base delle Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni NTC08, per tutto il territorio della Sardegna si assumono i parametri spettrali contenuti nella tabella 2 dell'allegato Isole. I parametri forniti di seguito, in funzione di quanto previsto delle Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni del 2008, 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.

T_R anni	a_g g	F_0 -	T_C s
30	0.186	2.61	0.273
50	0.235	2.67	0.296
72	0.274	2.70	0.303
101	0.314	2.73	0.307
140	0.351	2.78	0.313
201	0.393	2.82	0.322
475	0.500	2.88	0.340
975	0.603	2.98	0.372
2475	0.747	3.09	0.401

Tabella 12 - Parametri di riferimento del moto sismico in superficie per i differenti periodi di ritorno (T_R) considerati validi per tutto il territorio della Sardegna (da NTC2008).

13.4 Categoria di sottoluolo

I parametri forniti, in funzione di quanto previsto delle Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni del 2008, 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 Nuova Normativa Tecnica per le Costruzioni prevede, relativamente alla caratterizzazione sismica di un sito (D.M. 14/01/2008 – Capitoli 3.2 e 7.11), la determinazione del valore $V_{S,30}$, inteso come velocità media di propagazione delle onde di taglio (S) entro i primi 30 m di profondità, al di sotto del piano di fondazione.

Sulla scorta dei dati a disposizione, tale determinazione è stata effettuata attraverso indagini di tipo geofisico, quali prove *down-hole* e prospezioni sismiche MASW, che forniscono indicazioni dirette relativamente al valore di $V_{S,30}$. Si riportano nel seguito le categorie di sottosuolo previste dalla normativa vigente:

- **A:** ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di $V_{S,30}$ superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie uno strato di alterazione, con spessore massimo pari a 3 m;
- **B:** rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con

la profondità e da valori di $V_{S,30}$ compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero $N_{SPT,30} > 50$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} > 250$ kPa nei terreni a grana fina);

- **C:** depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti, con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da graduale miglioramento con la profondità e da valori di $V_{S,30}$ compresi tra 180 e 360 m/s (ovvero $15 < N_{SPT,30} < 50$ nei terreni a grana grossa e $70 < c_{u,30} < 250$ kPa nei terreni a grana fina);
- **D:** depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti, con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di $V_{S,30}$ inferiori a 180 m/s (ovvero $N_{SPT,30} < 15$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} < 70$ kPa nei terreni a grana fina);
- **E:** terreni dei sottosuoli di tipo C o D per spessore non superiore a 20 m, posti sul substrato di riferimento (con $V_{S,30} > 800$ m/s).

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

- **S1:** depositi di terreni caratterizzati da valori di $V_{S,30}$ inferiori a 100 m/s (ovvero $10 < c_{u,30} < 20$ kPa), che includono uno strato di almeno 8 m di terreni a grana fina di bassa consistenza, oppure che includono almeno 3 m di torba o di argille altamente organiche;
- **S2:** depositi di terreni suscettibili di liquefazione, di argille sensitive o qualsiasi altra categoria di sottosuolo non classificabile nei tipi precedenti.

In particolare, nell'ambito del presente studio le categorie di sottosuolo per l'area di intervento sono state definite in funzione di n. 1 prova *Down-Hole* appositamente realizzata durante la presente fase progettuale. In Tabella 13 si riporta una sintesi della prova effettuata, contenente i valori di $V_{S,30}$ determinati, la categoria di sottosuolo corrispondente e una sintesi dell'assetto litostratigrafico in corrispondenza della prova.

Sigla	Tipologia	Lunghezza m	Vs30 m/s	Categoria di sottosuolo	Unità geologiche
S2_BA	Down-Hole	30	1232	A	BST/AND

Tabella 13 - Sintesi dei risultati delle prove sismiche realizzate nell'ambito della presente campagna indagini.

In relazione a quanto emerso dalle analisi geofisiche condotte e all'assetto litostratigrafico tipico dei settori di intervento, per tutta l'area di studio si suggerisce l'adozione di una **Categoria di sottosuolo A** (*Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi*).

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 geologico-tecniche

Dal punto di vista geologico, i principali elementi di criticità per le opere in progetto sono connessi con il locale assetto stratigrafico-strutturale dell'area e con la sismicità attuale della Sardegna. Per questo secondo aspetto, in

particolare, si rimanda a quanto riportato nel Capitolo 13 “Sismicità dell’area”, dove sono descritte in maniera dettagliata tutte le caratteristiche sismogenetiche dell’area ed i principali elementi di pericolosità dal punto di vista sismico.

Per quanto concerne l’assetto litostratigrafico locale, i principali elementi di criticità geologica sono connessi con la presenza di depositi di copertura fortemente eterogenei, sia dal punto di vista litologico che per quanto concerne le caratteristiche fisico-meccaniche. Tali terreni, di genesi prevalentemente alluvionale e detritico-colluviale, presentano infatti un comportamento meccanico generalmente scadente, fortemente eterogeneo e di certa inaffidabilità geotecnica, tale da consigliarne la bonifica preventiva ai fini dell’individuazione del piano di posa delle strutture fondali e dei rilevati ferroviari.

Per quanto detto, i suddetti terreni non garantiscono alcun tipo di tenuta lungo i fronti di scavo, neanche nel breve periodo e soprattutto se esposti agli agenti atmosferici. Nel caso di opere realizzate in settori di affioramento di spesse coltri di copertura detritico-colluviali, quindi, dovranno essere previste delle specifiche analisi di carattere geotecnico volte alla definizione delle effettive condizioni di stabilità di eventuali tagli o scarpate, in particolare in corrispondenza delle zone di imbocco delle opere in sotterraneo.

Un elemento di potenziale criticità geologica per le opere in progetto è rappresentato dai numerosi allineamenti strutturali e tettonici, che interessano buona parte dei termini litologici presenti lungo il tracciato ferroviario in esame. Come detto, tali elementi sono rappresentati faglie dirette o transensive ad alto angolo, generalmente con rigetti dell’ordine di pochi metri ma spesso associate ad ampie fasce di deformazione tettonica.

Il complesso assetto strutturale e stratigrafico del settore d’intervento si riflette direttamente sulle caratteristiche di resistenza e deformabilità degli ammassi rocciosi impegnati dalle opere in progetto, che risultano in genere piuttosto fratturati a causa degli *stress* tettonici subiti. Tale condizione è evidenziata sia dalle risultanze delle indagini geognostiche condotte durante la presente fase progettuale che dai numerosi rilievi geomeccanici appositamente eseguiti sui fronti rocciosi.

In generale, i termini andesitici più antichi risultano più fratturati ed alterati, in quanto interessati da un maggior numero di eventi tettonici. Per tali materiali i valori di RMR_b risultano variabili tra 43 e 69, mentre quelli di GSI sono compresi tra 38 e 64. In prossimità dei principali allineamenti tettonici o in corrispondenza di vere e proprie faglie, i valori di entrambi i parametri sono mediamente più bassi di quelli registrati in porzioni di ammasso integre, dove lo stato di fratturazione è sensibilmente inferiore.

I litotipi basaltici più recenti, al contrario, sono meno fratturati ed alterati dei precedenti, in quanto solo parzialmente interessati dalla tettonica estensionale che ha caratterizzato l’isola nel tardo-cenozoico. Per questi materiali i valori di RMR_b risultano variabili tra 45 e 67, mentre quelli di GSI sono compresi tra 40 e 62. Anche in questo caso si registra una diminuzione dei suddetti parametri in prossimità delle principali strutture tettoniche, anche se la variabilità degli stessi è leggermente inferiore rispetto a quella dei termini andesitici a causa delle minori fasi deformative subite.

Tali considerazioni trovano pieno riscontro nei rilievi strutturali condotti sulle carote di sondaggio, che mostrano un quadro fessurativo simile a quello dei rilievi di superficie. Nonostante la presenza di locali elementi strutturali e zone di deformazione tettonica, gli ammassi rocciosi investigati presentano caratteristiche geomeccaniche variabili da discrete a buone e tendenzialmente migliori in profondità.

Infine, sulla scorta di tutti i dati bibliografici disponibili, non sono state individuate faglie attive all’interno dei settori di territorio interessati dalla realizzazione delle opere in progetto.

14.2 Criticità geomorfologiche

Sotto il profilo geomorfologico, l'area di studio non presenta elementi di particolare criticità per le opere in progetto, in relazione alle caratteristiche dei litotipi presenti che limitano fortemente lo sviluppo di fenomeni erosivi o di dissesto di particolare rilevanza e intensità.

14.2.1 Piano di Assetto Idrogeologico (PAI) – Pericolosità da frana

Quanto detto trova parziale riscontro nelle cartografie tematiche del Piano stralcio di Assetto Idrogeologico dell'Autorità di bacino Regione della Sardegna (2015). Infatti nel PAI Sardegna non sono presenti areali di pericolosità da frana nel settore di intervento.

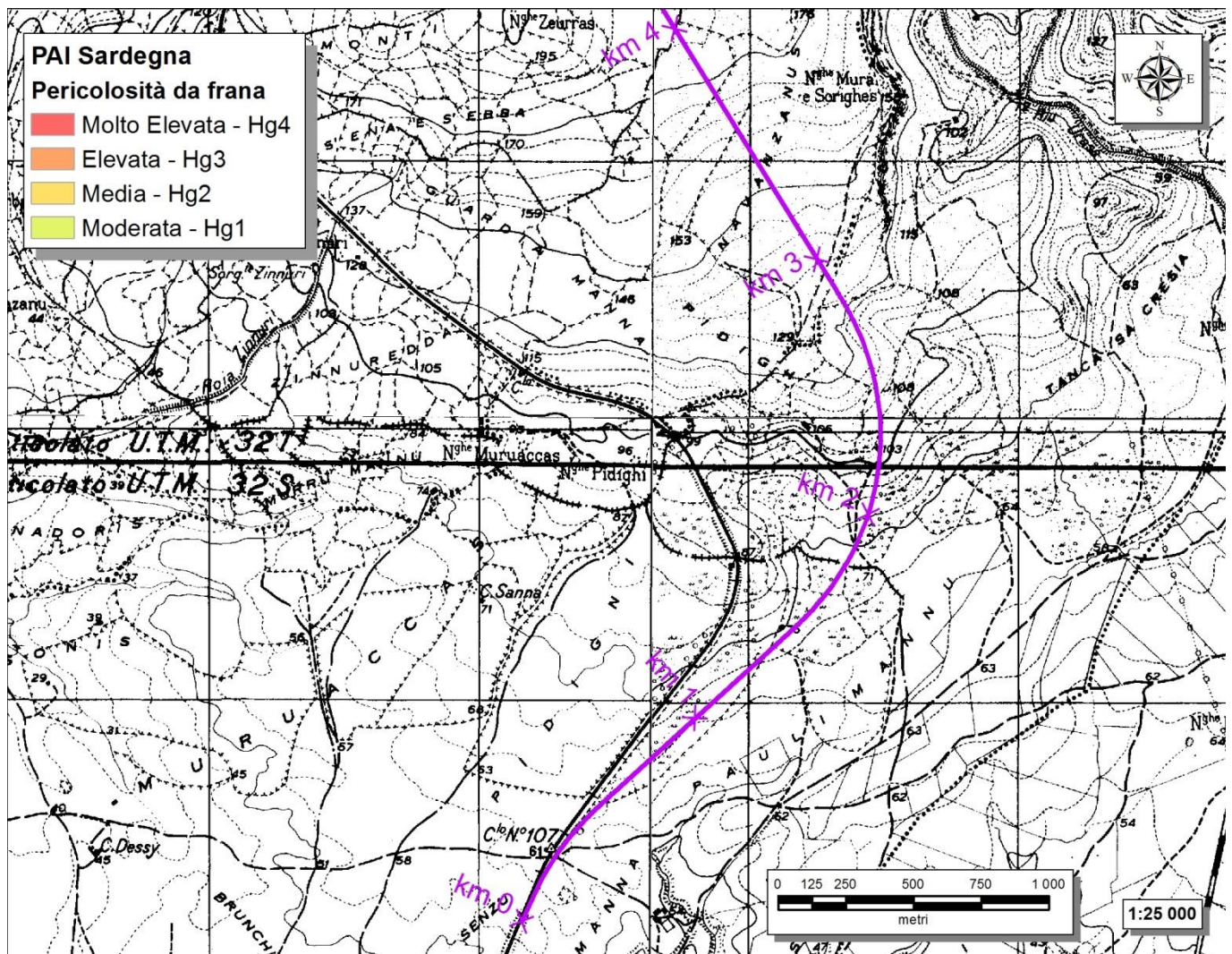


Figura 17 - Stralcio della carta della pericolosità del Piano di Assetto Idrogeologico Regione della Sardegna, con individuazione del tracciato di progetto tra 0+483-4+000 km.

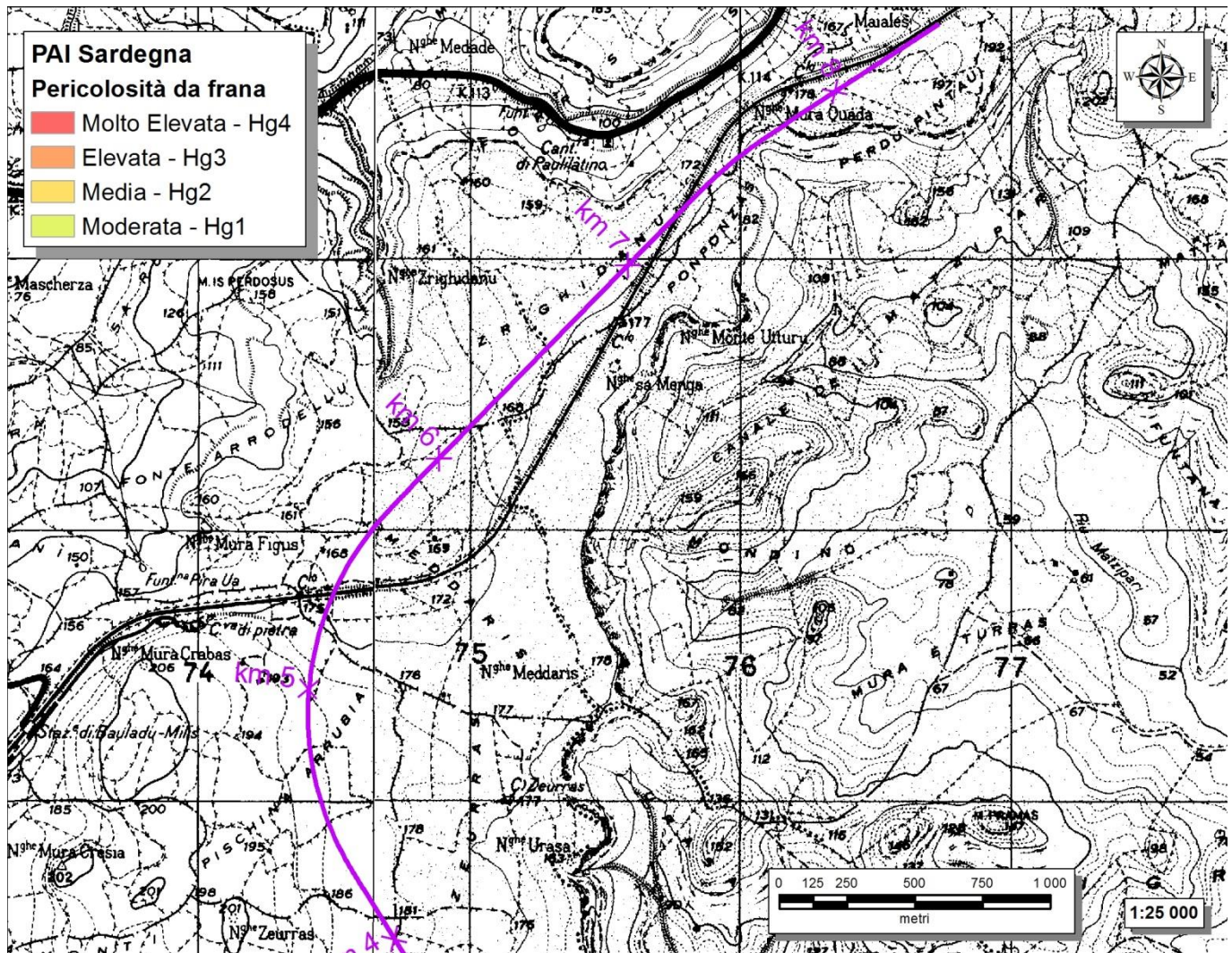


Figura 18 - Stralcio della carta della pericolosità del Piano di Assetto Idrogeologico Regione della Sardegna, con individuazione del tracciato di progetto tra 4+000-8+453 km.

14.3 Criticità idrogeologiche

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

Buona parte dei corpi idrogeologici individuati rappresentano, nello schema di circolazione idrica dell'area, degli acquiferi di importanza più o meno significativa, a seconda delle locali caratteristiche di permeabilità dei litotipi e della estensione latero-verticale dei depositi.

I litotipi vulcanici lavici costituiscono acquiferi fessurati di buona trasmissività, piuttosto eterogenei ed anisotropi. Sono sede di falde idriche sotterranee di discreta rilevanza, generalmente a deflusso unitario, e di piccole falde a carattere stagionale. Le direzioni di deflusso sono, ovviamente, piuttosto variabili e direttamente influenzate dal locale stato di alterazione e/o fessurazione dell'ammasso oltre che dalla presenza di elementi tettonici quali faglie e fratture. La permeabilità, principalmente per fessurazione, è variabile da molto bassa a bassa e determina una diffusa circolazione di acque in superficie, che alimenta un elevato numero di manifestazioni sorgentizie di scarsa rilevanza.

I termini vulcanici cineritici rappresentano degli acquiferi di modesta rilevanza dal punto di vista idrogeologico, sia per la discreta trasmissività che per l'estensione generalmente ridotta degli stessi. In generale, sono sede di falde sotterranee con carattere prevalentemente stagionale. Tali acquiferi sono caratterizzate da un deflusso idrico sotterraneo generalmente unitario, ma a luoghi frazionato dalla presenza di orizzonti litoidi più compatti e meno fratturati. Le direzioni di deflusso sono quasi sempre piuttosto variabili e disomogenee, in quanto direttamente controllate dallo stato di fratturazione e alterazione dei materiali.

I sedimenti alluvionali grossolani sono sede di falde idriche sotterranee di modesta rilevanza per la ridotta trasmissività. Costituiscono dei sistemi idrogeologici particolarmente articolati e complessi, in quanto direttamente influenzati dalle forti variazioni granulometriche dei terreni costituenti l'acquifero. Sono sede di corpi idrici sotterranei in parte separati ed in parte interconnessi, con caratteristiche di falde libere o semiconfinare caratterizzate da una superficie libera posta a pochi metri di profondità dal piano campagna. Tali acquiferi risultano alimentati, in buona sostanza, dagli apporti superficiali e profondi dei principali corsi d'acqua dell'area, anche se non sono da escludere possibili scambi idrici sotterranei con gli acquiferi giustapposti lateralmente e verticalmente.

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

Gli acquiferi presenti nel settore di studio non sono oggetto di sfruttamento intensivo o di rilevanza strategica, ma va comunque segnalata la presenza di sporadici pozzi ad uso idropotabile e irriguo. In relazione a tale contesto di riferimento la progettazione degli interventi dovrà consentire di minimizzare l'impatto sugli acquiferi, sia in fase di cantierizzazione sia in fase di esercizio, e in particolare nei settori di fondovalle dove la vulnerabilità degli acquiferi risulta più elevata in relazione alla ridotta soggiacenza.

14.4 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.

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 basate sia sugli studi bibliografici di maggior rilievo a livello internazionale, che sulle procedure di analisi dettate dalle Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni del 2008.

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

- 1) eventi sismici attesi di magnitudo M inferiore a 5;
- 2) accelerazioni massime attese al piano campagna in assenza di manufatti (condizioni di campo libero) minori di 0.1 g;
- 3) profondità media stagionale della falda superiore a 15 m dal p.c., per piano campagna sub-orizzontale e strutture con fondazioni superficiali;
- 4) 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;
- 5) distribuzione esterna ai fusi granulometrici indicati da normativa, distinti in funzione del coefficiente di uniformità U_c .

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

Relativamente alla resistenza penetrometrica dei terreni, le verifiche sono state condotte in relazione alle prove SPT realizzate nei fori di sondaggio durante le fasi di perforazione. Tali prove hanno evidenziato la presenza di terreni sempre piuttosto addensati, con valori di resistenza penetrometrica normalizzata quasi sempre superiori al limite previsto da normativa. Fa eccezione un solo orizzonte di brecce laviche di ridotto spessore individuato nel sondaggio S5_BA, che risulta comunque posto ben al di sopra del livello di falda e caratterizzato da una abbondante frazione ghiaiosa.

Dal punto di vista granulometrico e tessiturale, invece, i dati geologici a disposizione evidenziano la presenza di terreni poco o nulla suscettibili di liquefazione. Tutti i depositi continentali quaternari presenti nei settori di intervento sono infatti caratterizzati dalla presenza di una elevata frazione ghiaiosa o ciottolosa, che li pone ben al di sopra dei fusi granulometrici potenzialmente suscettibili di liquefazione secondo la normativa (NTC 2008). Allo stesso modo, anche i termini litologici del substrato risultano essere non suscettibili di tali fenomeni a causa dell'elevato stato di addensamento e cementazione che li caratterizza.

In relazione a quanto esposto in precedenza, quindi, i terreni intercettati dalle opere in progetto risultano chiaramente non suscettibili di possibili fenomeni di liquefazione. Tale condizione è legata, in particolare, sia all'elevato grado di addensamento dei materiali che a locali fenomeni di cementazione chimica e all'abbondante frazione ghiaiosa e ciottolosa presente all'interno di tali terreni.

14.5 Presenza di gas naturali

Nella realizzazione di opere in sotterraneo, assume particolare rilevanza la valutazione del rischio connesso con la presenza di gas naturali nel sottosuolo. Tra questi, il più comune è il metano che, se miscelato con aria e in concentrazioni comprese tra il 4.5% e il 16.0% di volume, risulta altamente esplosivo. Tale miscela aria-metano è più nota con il termine "*grisou*" ed è caratterizzata dall'essere completamente inodore e incolore. Pertanto, lo scavo di gallerie in terreni geologicamente favorevoli alla presenza di metano va condotto con grande cautela e applicando specifiche precauzioni.

Per tali motivi è stata condotta una accurata ricerca bibliografica degli studi esistenti, al fine di individuare eventuali formazioni potenzialmente grisuose. Lo studio condotto non ha fornito informazioni circa la presenza di gas nel sottosuolo in nessuna delle successioni stratigrafiche intercettate dalle opere in progetto.

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

Nel seguito, si fa quindi esplicito riferimento a quanto riportato nelle apposite cartografie tematiche ed al profilo longitudinale ricostruito lungo l'asse del tracciato ferroviario. In particolare, per quanto concerne le unità geologiche presenti nei vari settori di interesse, si riportano direttamente i nomi e le sigle contenute nelle diverse 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 della presente campagna di indagine.

15.1 Variante Bauladu

Alla variante Bauladu del progetto per la "*Velocizzazione linea ferroviaria S. Gavino - Sassari - Olbia*" appartengono i diversi tratti di tracciato compresi tra il km 0+550 e il km 8+506.

Di seguito vengono descritti da Sud a Nord, i diversi tratti relativi alla variante del tracciato ferroviario in questione, opportunamente distinti in funzione della tipologia di opere in progetto e delle principali caratteristiche geologico-strutturali dell'area.

15.1.1 Rilevato (km 0+550 – km 1+703)

Il tratto in questione si colloca nella porzione più meridionale dell'area di studio, a quote comprese tra i 59.2 ed i 73.4 m circa s.l.m. Il tracciato in esame attraversa per gran parte del suo sviluppo i termini litologici della formazione dei Basalti alcalini e transizionali (**BST**), con uno spessore massimo nel tratto iniziale di circa 14 m. Tali depositi poggiano sui termini litologici delle Andesiti e andesiti basaltiche (**AND**) che affiorano direttamente nel settore finale del tratto. I litotipi presenti risultano localmente ricoperti dai terreni delle Coltri eluvio-colluviali (**b2**), con spessore generalmente ridotto, di circa 1.3 m nel tratto iniziale e inferiore al metro nel tratto finale.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono presenti elementi di particolare criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, è possibile ipotizzare un livello piezometrico all'interno dei termini litologici delle Andesiti e andesiti basaltiche, a quote variabili tra i 36.7 e i 45.4 m s.l.m..

15.1.2 Viadotto (km 1+703 – km 1+950)

Il tratto in esame si colloca nella porzione meridionale dell'area di studio, a quote comprese tra i 70.3 ed i 75.1 m circa s.l.m. Il tracciato in esame attraversa i termini litologici delle Andesiti e andesiti basaltiche (**AND**) che affiorano direttamente nel settore finale del tratto. I litotipi presenti risultano ricoperti nel tratto iniziale dai terreni delle Coltri eluvio-colluviali (**b2**), con uno spessore modesto, variabile tra 0.6 e 2.5 m.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono presenti elementi di particolare criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, si sottolinea la possibile presenza di una falda libera all'interno dei termini litologici delle Andesiti e andesiti basaltiche, a quote prossime al piano campagna e variabili tra i 45.4 e i 49.9 m s.l.m..

15.1.3 Opere all'aperto (km 1+950 – km 2+214)

Il tratto in questione si colloca nella porzione centro-meridionale del settore di studio, a quote comprese tra i 75.1 ed i 94.5 m circa s.l.m. Il tracciato in esame attraversa inizialmente i termini litologici delle Andesiti e andesiti basaltiche (**AND**), i quali passano in contatto stratigrafico verso l'alto ai termini litologici della formazione dei Basalti alcalini e transizionali (**BST**).



Foto 11 – Vista panoramica del tratto iniziale del settore in esame.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono presenti elementi di particolare criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, si sottolinea la possibile presenza di una falda libera all'interno dei termini litologici delle Andesiti e andesiti basaltiche, a quote variabili tra i 49.9 e i 58.3 m s.l.m..

15.1.4 Galleria (km 2+214 – km 6+040)

Il tratto in questione si colloca nella porzione centrale del settore di studio, a quote del piano ferro comprese tra i 90.6 ed i 151.5 m circa s.l.m, dove è prevista la realizzazione della galleria Altopiano Bauladu. Il tracciato in esame attraversa per gran parte del suo sviluppo i termini litologici della formazione dei Basalti alcalini e transizionali (**BST**), in contatto stratigrafico verso il basso sui termini litologici delle Andesiti e andesiti basaltiche (**AND**). In particolare, tali litotipi risultano interessati da una faglia trastensiva sinistra intercettata dalla galleria in esame all'altezza del km 4+850 circa. I litotipi presenti risultano localmente ricoperti dai termini delle Coltri eluvio-colluviali (**b2**), con uno spessore modesto, variabile tra circa 1.0 m e 2.9 m.



Foto 12 – Vista panoramica del settore di imbocco della galleria naturale nel tratto in esame.

In generale, l'ammasso roccioso basaltico direttamente interessato dalla realizzazione dell'opera in sottoterraneo presenta delle discrete caratteristiche geomeccaniche. Esso infatti si presenta moderatamente alterato e mediamente fratturato, con valori di RMR_b variabili tra 45 e 67 e valori di GSI compresi tra 40 e 62. Le porzioni più profonde e meno alterate presentano ovviamente delle caratteristiche geomeccaniche migliori, mentre i valori più bassi di RMR_b e GSI si registrano in corrispondenza degli imbocchi e della faglia transtensiva che interessa la galleria all'altezza del km 4+850 circa.

Dal punto di vista geomorfologico, gli imbocchi risultano privi di elementi di potenziale criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la possibile presenza di una falda a superficie libera all'interno dei depositi delle Andesiti e andesiti basaltiche e dei termini litologici dei Basalti alcalini e transizionali, a quote variabili tra 58.3 e 162.9 m s.l.m.. Tale livello piezometrico interessa direttamente il cavo della galleria in progetto nel tratto iniziale e finale.

	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA VARIANTE DI BAULADU					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 01	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. A	FOGLIO 68 di 77

15.1.5 Opere all'aperto (km 6+040 – km 7+640)

Tale tratto si colloca nella porzione settentrionale dell'area di studio, a quote comprese tra i 161.9 ed i 174.5 m circa s.l.m. Il tracciato in esame attraversa per gran parte del suo sviluppo i termini litologici della formazione dei Basalti alcalini e transizionali (**BST**), in contatto stratigrafico verso il basso sui termini litologici delle Andesiti e andesiti basaltiche (**AND**). In particolare, tali litotipi risultano interessati da una faglia diretta, che ribassa i settori settentrionali intercettata all'altezza del km 7+023 circa. I litotipi presenti risultano localmente ricoperti dai termini delle Coltri eluvio-colluviali (**b2**), con uno spessore medio di circa 2 m, e nel tratto finale dai Depositi di versante (**a**) con uno spessore esiguo, variabile tra 0.5 e 1.5 m.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono presenti elementi di particolare criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, invece, è possibile ipotizzare un livello piezometrico all'interno dei termini litologici dei Basalti alcalini e transizionali, a quote variabili tra 134.6 e 149.7 m s.l.m..

15.1.6 Viadotto (km 7+640 – km 7+812)

Il tratto in questione si colloca nella porzione settentrionale dell'area di studio, a quote comprese tra i 158.4 ed i 167.5 m circa s.l.m. Il tracciato in esame attraversa i termini litologici della formazione dei Basalti alcalini e transizionali (**BST**), in contatto stratigrafico verso il basso sui termini litologici delle Andesiti e andesiti basaltiche (**AND**). I litotipi presenti risultano localmente ricoperti dai terreni dei Depositi di versante (**a**), che si rinvergono in corrispondenza dell'area impluviale, con uno spessore massimo di circa 3.2 m che diminuisce lungo il versanti.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono presenti elementi di particolare criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la possibile presenza di una falda libera all'interno dei termini delle Andesiti e andesiti basaltiche, a quote variabili tra 132.7 e 134.6 m s.l.m. decrescente verso la zona meridionale.

15.1.7 Opere all'aperto (km 7+812 – km 8+506)

Il tratto in esame si colloca nella porzione più settentrionale dell'area di studio, a quote comprese tra i 167.5 ed i 190.1 m circa s.l.m. Il tracciato in esame attraversa per gran parte del suo sviluppo i termini litologici della formazione dei Basalti alcalini e transizionali (**BST**), in contatto stratigrafico verso il basso sui termini litologici delle Andesiti e andesiti basaltiche (**AND**). In particolare, tali litotipi risultano interessati da una faglia diretta, che ribassa i settori settentrionali intercettata all'altezza del km 7+934 circa. I litotipi presenti risultano ricoperti nel tratto iniziale dai termini dei Depositi di versante (**a**), con uno spessore esiguo inferiore al metro, mentre nel tratto finale si rinvergono Depositi antropici (**h**), con uno spessore medio di circa 1 m.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono presenti elementi di particolare criticità per le opere in progetto, a meno della presenza di un orlo di scarpata strutturale. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la possibile presenza di una falda libera all'interno dei termini delle Andesiti e andesiti basaltiche, a quote variabili tra 130.5 e 132.7 m s.l.m. decrescente verso la zona meridionale.

16 RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

Alvarez W. (1976) – *A former continuation of the Alps*. Bulletin of the Geological Society of America, **87**, 891-896.

APAT (2007) – *Rapporto sulle frane in Italia: il Progetto IFFI. Metodologia, risultati e rapporti regionali*. Rapporti APAT, **78**, 681 pp.

Arthaud F. & Matte P. (1966) - *Contribution à l'étude de tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: étude microtectonique des séries métamorphiques du Massif des Maures (Var)*. Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Académie des Sciences Serie D, **262**, 436-439.

Arthaud F. & Sauniac S. (1981) - *Une coupe synthétique à travers la chaîne varisque de Sardaigne. Commentaires sur l'évolution tectono-métamorphique*. Bulletin de la Société Géologique de France, **7**, 535-539.

Assorgia A., Passiu P. & Spano C. (1983) - *Contributo alla conoscenza del Terziario e del Quaternario di Capo Frasca (Sardegna occidentale)*. Bollettino della Società Sarda di Scienze Naturali, **23**, 75-98.

Atzori P. & Traversa G. (1986) - *Post-granitic permi-triassic dyke magmatism in eastern Sardinia (Sarrabus p.p., Barbagia, Mandrolisai, Goceano, Baronie and Gallura)*.

Autorità di Bacino della Regione Sardegna (2016) - *Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico della Regione Sardegna*.

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

Barberi F. & Cherchi A. (1980) - *Excursion sur le Mésozoïque et le Tertiaire de la Sardaigne Occidentale*. Livret-guide, C.I.E.S.M., C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, **345**, 127.

Barca S. & Costamagna L.G. (1997) - *Compressive "Alpine" tectonics in Western Sardinia: geodynamic consequences*. Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Académie des Sciences Serie D, **325**, 791-797.

Barca S. & Costamagna L.G. (2000) - *Il bacino paleogenico del Sulcis-Iglesiente (Sardegna SW): nuovi dati stratigrafico-strutturali per un modello geodinamico nell'ambito dell'orogenesi pirenaica*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **119**, 497-515.

Barca S. Melis E., Annino E., Cincotti F., Ulzaga A., Orrù P. & Pintus C. (2005) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000. Foglio 557 Cagliari*. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.

Barca S., Carmignani L., Eltrudis A. & Franceschelli M. (1995) - *Origin and evolution of the Permian-Carboniferous Basin Of Mulargia Lake (South-Central Sardinia, Italy) relates to the late-Hercynian extensional tectonics*. Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris, **321**, 171-178.

Barca S., Corradini C. & Spalletta C. (2000) - *Nuovi dati sull'età dei "Calcari a Climerie" della Sardegna*. Accademia Nazionale Scienze Lettere Arti di Modena, **21**, 25-28.

Barca S., Patta E.D., Murtas M., Pisanu G. & Serra M. (2016) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000. Foglio 528 Oristano*. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.

Beccaluva L., Brotzu P., Macciotta G., Morbidelli L., Serri G. & Travera G. (1987) - *Caenozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Thyrrhenian Area*. In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. (eds), *The Lithosphere in Italy, advances in Earth Science Research*. Atti dell'Accademia Nazionale dei Lincei, **80**, 229-248.

Beccaluva L., Civetta L., Macciotta G.P. & Ricci C.A. (1985) - *Geochronology in Sardinia: results and problems*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrografia, **40**, 57-72.

Bieniawski Z.T. (1978) - *Determining rock mass deformability: experience from case history*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Science and Geomechanics Abstract, **15**, 237-248.

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

Boccaletti M., Guazzone G. & Manetti P. (1977) - *Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo: i bacini marginali*. Memorie della Società Geologica Italiana, **13**, 162-199.

- Boccaletti M., Nicolich R. & Tortorici L. (1990) - *New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **77**, 15-40.
- Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G. & Valensise G. (1995) – *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.c. al 1980*. ING-S.G.A., Bologna, 970 pp., con database su CD-ROM.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Valensise L. & Gasperini P. (2000) – *Catalogue of strong Italian Earthquakes from 461 B.C. to 1997*. Annali di Geofisica, **43**, 609-868.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G. & Gasperini P. (1997) – *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 aC al 1980*. ING-SGA, Bologna.
- Bosellini A. (1991) – *Introduzione allo studio delle rocce carbonatiche*. Italo Bovolenta Editore, Ferrara.
- Bosellini A., Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1989) – *Rocce e successioni sedimentarie*. Unione Tipografico-Editrice Torinese, Torino.
- Brady B.H.G. & Brown E.T. (2006) - *Rock mechanics for underground mining*. Springer Publisher, Dordrecht.
- Bralia A., Ghezzi C., Guasparri G. & Sabatini G. (1981) - *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrografia, **38**, 71-764.
- Bralia A., Ghezzi C., Guasparri G. & Sabatini G. (1981) – *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*. Rendiconti della Società Italiana Mineralogia e Petrografia, **38**, 701-764.
- Brotzu P., Callegari E. & Secchi F.A. (1994) - *The search for the parental magma of the high-K calc-alkaline igneous rock series in the southernmost Sardinia Batholith*. Periodico di Mineralogia, **62**, 253-280.
- Brotzu P., Ferrini V. & Masi U. (1982) - *Stable isotope geochemistry of Hercynian granitoid rocks from Sarrabus Massif (South-eastern Sardinia, Italy)*. Isotope Geosciences, **1**, 77-90.
- Brotzu P., Morbidelli L. & Traversa G. (1978) - *Caratteri petrografici e chimici delle sieniti del Sarrabus meridionale*. Periodico di Mineralogia, **47**, 83-98.
- Bruschi A. (2004) – *Meccanica delle rocce nella pratica geologica ed ingegneristica*. Dario Flaccovio Editore, Palermo.
- Bruschi A. (2010) – *Prove geotecniche in situ. Guida alla stima delle proprietà geotecniche e alla loro applicazione alle fondazioni*. Dario Flaccovio Editore, Palermo.
- Budhu M. (2007) – *Soil mechanics and foundations (2nd edition)*. Wiley, New York.
- Butler B.C.M. & Bell J.D. (1996) – *Lettura e interpretazione delle carte geologiche*. Zanichelli Editore, Bologna.
- Carmignani L., Barca S., Cappelli B., Di Pisa A., Gattiglio M., Oggiano G. & Pertusati P.C. (1992a) – *A tentative geodynamic model for the hercynian basement of Sardinia*. In: Carmignani L. & Sassi F.P.: *Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement*. I.G.C.P. Project No 276, Newsletter, **5**, 61-82.
- Carmignani L., Barca S., Disperati L., Fantozzi P., Funedda A., Oggiano G., & Pasci S., (1994a) – *Tertiary compression and extension in the Sardinia basement*. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, **36**, 141-144.
- Carmignani L., Carosi R., Di Pisa A., Gattiglio M., Musumeci G., Oggiano G., & Pertusati P.C. (1994b) – *The hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta, **7**, 31-47.
- Carmignani L., Carosi R., Disperati L., Funedda A., Musumeci G., Pasci S. & Pertusati P.C. (1992b) – *Tertiary transpressional tectonics in NE Sardinia, Italy*. In: Carmignani L. & Sassi F.P.: *Contributions to the Geology of Italy with special regard to the paleozoic Basements*. I.G.C.P. Project No 276, Newsletter, **5**, 83-96.

Carmignani L., Cocozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C. & Ricci C.A. (1982) - *Lineamenti del basamento sardo*. In: Carmignani L., Cocozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C. & Ricci C.A. (eds), Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide Geologiche Regionali, Società Geologica Italiana, **1**, 11-23.

Carmignani L., Cocozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C. & Ricci C.A. (1987) - *Structural model of the hercynian basement of Sardinia*. Scala 1:500.000 C.N.R. Prog. Fin. Geodinamica - Sottoprogetto Modello Strutturale d'Italia. Tip. L. Salomone.

Carmignani L., Cocozza T., Minzoni N. & Pertusati P.C. (1978) - *Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a NE del Campidano*. Memorie della Società Geologica Italiana, **19**, 501-510.

Carmignani L., Funedda A., Oggiano G. & Pasci S. (2004) - *Tectono-sedimentary evolution of southwest Sardinia in the Paleogene: Pyrenaic or Apenninic Dynamic?*. Geodinamica Acta, **17**, 275-287.

Carmignani L., Oggiano G., Barca S., Conti P., Salvadori I., Eltrudina A., Funedda A. & Pasci S. (2001) - *Geologia della Sardegna. Note illustrative della Carta geologica della Sardegna alla scala 1:200.000*. Memorie Descrittive Carta Geologica d'Italia, **60**, 283. Istituto Poligrafico Zecca dello Stato, Roma.

Carosi R. & Pertusati P.C. (1990) - *Evoluzione strutturale delle unità tettoniche erciniche nella Sardegna centro-meridionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **109**, 325-335.

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

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

Cassinis G., Cortesogno L., Gaggero L., Pittau P., Ronchi A. & Sarria E.A. (1999) - *Late Paleozoic continental basins of Sardinia*. In Cassinis G.: *The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional reports and general correlations*. Intern. Field Conf-field-trip Guide-book, 116.

Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C. & Amato A. (2006) - *CSI, Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1*. INGV-CNT, Roma. <http://www.ingv.it/CSI/>.

Castiglioni G.B. (1991) - *Geomorfologia (seconda edizione)*. Unione Tipografico-Editrice Torinese, Torino.

Castorina F. & Petrini R. (1992) - *Based Nd-models ages in highly evolved granites: an example from Buddusò intrusion (NE Sardinia, Italy)*. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, **6**, 227-288.

Casula G., Cherchi A., Montadert L., Murru M. & Sarria E.A. (2001) - *The Cenozoic Graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data*. Marine and Petroleum Geology, **18**, 863-888.

Celico P. (1986) - *Prospezioni idrogeologiche*. Liguori Editore, Napoli.

Cestari F. (1996) - *Prove geotecniche in sito*. Italferr Segale, Segrate.

Channell J.E.T. & Tarling D.H. (1975) - *Paleomagnetism and the rotation of Italy*. Earth and Planetary Science Letters, **25**, 177-188.

Cherchi A. & Montadert L. (1982) - *The Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the western Mediterranean basin*. Nature, **298**, 736-739.

Cherchi A. & Montadert L. (1984) - *Il Sistema di rifting oligo-miocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo*. Memorie della Società Geologica Italiana, **24**, 387-400.

Cherchi A. & Schroeder R. (1976) - *Présence de galets du Vraconien supérieur-Cénomaniens basal de provenance ibérique dans le Paléogène continental du Sud-Ouest de la Sardaigne*. Bulletin de la Société Géologique de France, **18**, 1217-1219.

Cherchi A. & Trémolières P. (1984) - *Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leurs implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen*. Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences Serie D, **298**, 889-894.

Cherchi A. (1974) - *Appunti biostratigrafici sul Miocene della Sardegna (Italia)*. Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières, **78**, 433-445.

Cherchi A. (1985) - *Oligo-Miocene Basin*. In: Cherchi A.: *19th European Micropaleontological Colloquium*, Sardinia, October 1-10 1985, AGIP, 87-101.

Cherchi A., Marini A. & Murru M. (1978a) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 216-217 (Capo S. Marco-oristano), 226 (Mandas), 234-240 (Cagliari-S. Efisio), 235 (Villasimius), Sardegna*. Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, C.N.R., P.F. Geodinamica, **155**, 199-226.

Cherchi A., Marini A., Murru M. & Ulzega A. (1978b) - *Movimenti neotettonici nella Sardegna meridionale*. Memorie della Società Geologica Italiana, **19**, 581-587.

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

Cocco (2013) - *Plio-Pleistocene tectonics evolution of southern Sardinia*. Tesi di dottorato in scienze della Terra, Università degli studi di Cagliari.

Cocherie A. (1985) - *Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutonique calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en trace et isotopes du strontium et de l'oxygène)*. Phd thesis, University of Rennes, Doc. B.R.G.M. n. **90**, 246 pp.

Cocozza T. (1967) - *Il Permo-Carbonifero del bacino di San Giorgio (Iglesiente, Sardegna sud-occidentale)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **6**, 607-642.

Coltorti M. & Pieruccini P. (2002) - *The late Lower Pliocene Planation surface and mountain building of the Apennines (Italy)*. In: Dramis F., Farabollini P. & Molin P.: *Large-scale vertical movements and related processes*. Studi Geologici Camerti, **1**, 45-60.

Conti P., Carmignani L., Cerbai N., Eltrudis A., Funedda A. & Oggiano G. (1999) - *From thickening to extension in the Variscan belt - kinematic evidence from Sardinia (Italy)*. Terra Nova, **11**, 93-99.

Cornell C.A. (1968) - *Engineering seismic risk analysis*. Bulletin of Seismological Society of America, **58**, 1583-1606.

Cremonini G. (1994) - *Rilevamento geologico. Realizzazione e interpretazione delle carte geologiche*. Pitagora Editrice, Bologna.

Cruden D.M. & Varnes D.J. (1996) - *Landslide types and processes*. In: Turner A.K. & Schuster R.L. (eds), *Landslide investigation and mitigation*, Special report 247, National Academy of Sciences. 36-75.

D'Amico C., Innocenti F. & Sassi F.P. (1987) - *Magmatismo e metamorfismo*. Unione Tipografico Editrice Torinese, Torino.

Davis W.M. (1899) - *The geographical cycle*. Geography Journal, **14**, 481-504.

Deere D.U. (1964) - *Technical description of rock cores for engineering purpose*. Rock Mechanics and Rock Engineering, **1**, 17-22.

Del Moro A., Di Simplicio P., Ghezzi C., Guasparri G., Rita F. & Sabatini G. (1975) - *Radiometric data and intrusive sequence in sequenze in the Sardinia batholith*. N. Jb. Mineral Abh, 126 (1), 28-44.

Del Moro A., Laurenzi M., Musumeci G. & Pardini G. (1991) - *Rb/Sr and Ar/Ar chronology of the hercynian Mt. Grighini intrusive and metamorphic rocks (central-western Sardinia)*. Plinius, **4**, 121-122.

Del Rio M. & Pittau P. (1998) – *The Upper Carboniferous of the S. Giorgio lacustrine basin (Inglesiente)*. In: Pittau P.: *Palynological researches in Sardinia*. CIMP Symposium, Field-book guide, 99-107.

Di Simplicio P., Ferrara G., Ghezzi C., Guasparri G., Pellizzer R., Ricci C.A., Rita F. & Sabatini G. (1974) - *Notes on the Paleozoic magmatism and metamorphism of Sardinia*. Memorie della Società Geologica Italiana, **13**, 161-164.

Di Simplicio P., Ferrara G., Ghezzi C., Guasparri G., Pellizzer R., Ricci C.A., Rita F. & Sabatini G. (1975) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico nella Sardegna*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrografia, **30**, 979-1068.

Di Vincenzo G. & Ghezzi C. (1992) - *Enclaves in a peraluminous Hercynian granite from central-eastern Sardinia*. In: Carmignani L. & Sassi F.P.: *Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement*. I.G.C.P. No. 276, Newsletter, **5**, 465-467.

Di Vincenzo G., Carosi R. & Palmeri R. (2004) - *The relationship between tectono-metamorphic evolution and argon isotope records in white mica: Constraints from in situ 40Ar/39Ar laser analysis of the Variscan Basement of Sardinia*. Journal of Petrology, **45**, 1013-1043.

Dieni I. & Massari F. (1966) - *Il Neogene ed il Quaternario dei dintorni di Orosei (Sardegna)*. Società Italiana di Scienze Naturali & Museo Cineo, **15**, 91-141.

DISS Working Groupe (2010) – *Database of individual Seismogenic Sources (DISS), version 3.1.1.*, disponibile in internet all'indirizzo <http://diss.rm.ingv.it/diss/index.html>.

Dramis F. & Bisci C. (1997) – *Cartografia geomorfologica. Manuale di introduzione al rilevamento ed alla rappresentazione degli aspetti fisici del territorio*. Pitagora Editrice, Bologna.

Faccenna C., Davy P., Brun J.P., Funicello R., Giardini D., Mattei M. & Nalpas T. (1996) – *The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea*. Geophysical Journal International, **126**, 781-795.

Faccioli E. & Paolucci R. (2005) – *Elementi di sismologia applicata all'ingegneria*. Pitagora Editrice, Bologna.

Fais S., Klingele E.E. & Lecca L. (1996) - *Oligo-Miocene half-graben structure in western Sardinian shelf (western Mediterranean): reflection seismic and aeromagnetic data comparison*. Marine Geology, **133**, 203-222.

Fanucci F., Fierro G., Ulzega A., Gennessaux M., Rehault J.P. & Viaris de Lesegno L. (1976) - *The continental shelf of Sardinia: Structures and sedimentary characteristics*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **95**, 1201-1217.

Finetti I.R., Del Ben A., Fais S., Forlin E., Klingele E., Lecca L., Pipan M. & Prizzon A. (2005) - *Crustal tectono-stratigraphic setting and geodynamics of the Corso-Sardinian Block from new CROP seismic data*. In: Finetti I.R. *Crop Deep seismic exploration of Mediterranean region*. Elsevier, 413-446.

Finetti S. & Morelli C. (1973) – *L'esorazione geofisica dell'area mediterranea circostante il blocco sardo-corso*. In: *Paleografia del terziario sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale*. Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari, **43**, 213-238.

Fondi R. (1979) - *Orme di microsauro nel Carbonifero superiore della Sardegna*. Memorie della Società Geologica Italiana, **20**, 347-356.

Francolini L., Lecca L. & Mazzei R. (1990) – *La presenza del Pliocene inferiore nella piattaforma continentale della Sardegna occidentale*. Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie serie A, **97**, 93-111.

Funedda A., Oggiano G. & Pasci S. (2000) - *The Logudoro basin: a key area for the tertiary tectono-sedimentary evolution of North Sardinia*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **119**, 37-38.

Funedda A., Pertusati P.C., Carmignani L., Uras V., Pisanu G. & Murtas M. (2012) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000. Foglio 540 Mandas*. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.

Galadini F., Meletti C. & Vittori E. (2000) – *Stato delle conoscenze sulle faglie attive in Italia: elementi geologici di superficie. Risultati del progetto 5.1.2. “Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili”*, CNE Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, 1-30.

Gandolfi R. & Porcu A. (1967) - *Contributo alla conoscenza delle microfacies mioceniche delle colline di Cagliari (Sardegna)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **73**, 313-348.

Gasparini P. & Mantovani M.S.M (1984) – *Fisica della terra solida*. Liguori Editore, Napoli.

Gasperi G. & Gelmini R. (1980) - *Ricerche sul Verrucano. 4. Il Verrucano della Nurra (Sardegna nord-occidentale)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **20**, 215-231.

Ghezzi C. & Orsini J.B. (1982) – *Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico sardo-corso in Sardegna*. Carnignani L., Cocozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C. & Ricci C.A.: *Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo*. Guide Geologiche Regionali, Società Geologica Italiana, 165-181.

Ghezzi C., Guasparri G. & Sabatini G. (1972) - *Lineamenti geopetrologici del cristallino sardo. Le plutoniti e la loro successione negli eventi intrusivi*. Mineralogica and Petrographica Acta, **18**, 205-234.

Ghiglieri G., Oggaino G., Fidelibus M.D., Alemayehu T., Barbieri G. & Vernier A. (2009) - *Hydrogeology of the Nurra Region, Sardinia (Italy): basement-cover influences on groundwater occurrence and hydrogeochemistry*. Hydrogeology Journal, **17**, 447-466.

Gonzalez de Vallejo L.I. (2005) – *Geoingegneria*. Pearson Education Italia, Milano.

Goodman R.E. (1989) – *Introduction to rock mechanics*. John Wiley & Sons.

Gruppo di Lavoro CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna.

Hallam A. (1985) – *Interpretazione delle facies e stratigrafia*. Pitagora Editrice, Bologna.

Hoek E. & Brown E.T. (1997) - *Practical estimates of rock mass strength*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, **34**, 1165-1186.

Hoek E. & Marinos P. (2000) - *GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation*. In M.C. Ervin (ed), Proceedings of International Conference on Geotechnical and Geological Engineering, Melbourne 2000.

Hoek E. (1983) - *Strength of jointed rock masses*. Géotechnique, **33**, 187-223.

Hoek E., Carranza-Torres C.T. & Corkum B. (2002) - *Hoek-Brown failure criterion - 2002 edition*. In H.R.W. Bawden, J. Curran, M. Telsenicki (eds), Mining Innovation and Technology; Proceedings of the 5th North American Rock Mechanics Symposium, Toronto 2002.

Hoek E., Carter T.G. & Diederichs M.S. (2013) - *Quantification of the Geological Strength Index chart*. American Rock Mechanics Association, 13-672.

Hsu K.J., Cita M.B. & Ryan W.B.F. (1972) - *The origin of the Mediterranean evaporites*. In: Ryan W.B.F., Hsu K.J. et al. *Initial reports of the deep sea drilling project*, **13**, 1203-1231.

Hsü K.J., Cita M.B. & Ryan W.B.F. (1972) – *The origin of the Mediterranean evaporates*. In: Ryan W.B.F. & Hsü H.J. *Initial reports of the deep sea drilling project*, **13**, 1203-1231.

Hudson J.A. & Harrison J.P. (2000) - *Engineering rock mechanics. An introduction to the principles*. Elsevier, Amsterdam.

Hungr O., Leroueil S. & Picarelli L. (2014) - *The Varnes classification of landslide types, an update*. Landslides, **11**, 167-194.

Hutchinson J.N. (1985) – *Mass movements*. In: Fair Bridge R.W. (ed), *Encyclopaedia of geomorphology*, 688-695.

Hutchinson J.N. (1988) – *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. *Proceedings of 5th International Symposium on Landslides*, 10-15.

ISRM (1978) – *Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses*. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **15**, 319-368.

ISRM (1979) – *Suggested methods for determining the uniaxial compressive strength and deformability of rock materials*. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **16**, 135-140.

ISRM (1993) – *Metodologie per la descrizione quantitativa delle discontinuità nelle masse rocciose*. *Rivista Italiana di Geotecnica*, **2**, 151-197.

Lambe T.W. & Whitman R.V. (1997) – *Meccanica dei terreni*. Dario Flaccovio Editore, Palermo.

Lancellotta R. (2004) – *Geotecnica (terza edizione)*. Zanichelli Editore, Bologna.

Lanzo G. & Silvestri F. (1999) – *Risposta sismica locale. Teoria ed esperienze*. Hevelius Edizioni, Benevento.

Lecca L. (2000) – *La piattaforma continentale della Sardegna occidentale. Nota Preliminare*. *Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari*, **70**(1), 49-70.

Lecca L., Carboni S., Erba E., Muller C., Pisano S., Secchi F. & Tilocca G. (1987) - *Campagna Oceanografica "Margini Continentali Sardi 1985": resoconto e risultati preliminari*. *Rendiconti della Società Geologica Italiana*, **40**, 61-64.

Lecca L., Lonis R., Luxoro S., Melis E., Secchi F. & Brotzu P. (1997) - *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. *Periodico di Mineralogia*, **66**, 7-61.

Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Conte S., Rocchetti E. (2016) - *DBMI15, the 2015 version of the Italian Macroseismic Database*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi: <http://doi.org/10.6092/INGV.IT-DBMI15>.

Marinos V. (2014) - *Tunnel behaviour and support associated with the weak rock masses of flysch*. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, **6**, 227-239.

Marinos V., Marinos P. & Hoek E. (2005) - *The geological strength index: applications and limitations*. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **64**, 55-65.

Masclé J. & Rehault J.P. (1990) – *A revised stratigraphy of the Tyrrhenian sea: implications for the basin evolution*. In: Kastens K.A. & Masclé J. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **107**, 617-636.

Matte P. (1986) - *La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère*. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 9-24.

Meletti C. & Montaldo V. (2007) – *Stime di pericolosità sismica per diverse probabilità di superamento in 50 anni: valori di ag*. Progetto DPC-INGV S1.

Meletti C. & Valensise G. (2004) – *Zonazione sismogenetica ZS9 – App.2 al Rapporto Conclusivo*. Gruppo di Lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Meletti C., Patacca E. & Scandone P. (2000) – *Construction of a seismo-tectonic model: The case of Italy*. *Pure and Applied Geophysics*, **157**, 11-35.

Morbidelli (2003) – *Le rocce e i loro costituenti*. Bardi Editore, Roma.

Oggiano G. & Di Pisa A. (1988) - *I graniti peralluminiferi sin-tettonici nell'area di Aggius-trinità d'Agultu e loro rapporti con le metamorfiti di alto grado della Bassa Gallura (Sardegna Settentrionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **107**, 471-480.

Oggiano G., Pasci S. & Funedda A. (1995) - *Il bacino di Chilivani-Barchidda: un esempio di struttura transtensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **114**, 465-475.

Oggiano G., Sanna G. & Temussi I. (1987) - *Caractères géologiques, géologiques et géochimiques de la bauxite de la region de la Nurra*. In: Cherchi A.: Groupe Française du Crétacé. Sardinia 72-124.

Orsini J.B. (1976) - *Les granitoides hercyniennes corso-sarde. Mise en evidence de deux associations magmatique*. Bulletin de la Société Géologique de France, **18**, 1203-1206.

Orsini J.B. (1980) - *Le batholite Corso-Sarde: anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaine varisque française*. PhD Thesis, Université de Aix-Marseille.

Pala A., Pecorini G., Porcu A. & Serra S. (1982) - *schema geologico strutturale della Sardegna*. In: *Ricerche geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al graben del Campidano*. CNR - Progetto Finalizzato Energetica - Sottoprogetto Energia Geotermica, **10**, 7-24.

Pasci S. (1995) - *La tettonica terziaria della Sardegna centro-settentrionale*. PhD Thesis, Università di Cagliari.

Pasci S. (1997) - *Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia*. Bulletin de la Société Géologique de France, **168**, 301-312.

Pasci S., Oggiano G. & Funedda A. (1998) - *Rapporti tra tettonica e sedimentazione lungo le fasce trascorrenti cenozoiche della Sardegna centro-settentrionale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **117**, 443-453.

Pasquarè G., Abbate E., Castiglioni G.B., Merenda M., Mutti E., Ortolani F., Parotto M., Pignone R., Polino R. & Sassi F.P. (1992) - *Carta geologica d'Italia 1:50.000, Guida al Rilevamento*. Quaderni serie III, **1**, 203 pp.

Pecorini G. & Pomesano Cherchi A. (1969) - *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Memorie della Società Geologica Italiana, **8**, 421-451.

Pecorini G. (1972) - *La traggessione pliocenica nel Capo San Marco (Oristano, Sardegna occidentale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **91**, 365-372.

Peng S. & Zhang J. (2007) - *Engineering geology for underground rocks*. Springer Publisher, Dordrecht.

Pertusati P.C., Sarria E., Cherchi G. P., Carmignani L., Barca S., Benedetti M., Chighine G., Cincotti F. & Oggiano G. (2002) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000. Foglio 541 Jerzu*. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale.

Postpischl D. (1985) - *Catalogo dei forti terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica.

Ricci C.A. & Sabatini G. (1978) - *Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica, and Provence*. Neues Jahrbuch für Mineralogie, **1**, 23-38.

Ricci Lucchi F. (1980) - *Sedimentologia*. Cooperativa Libreria Universitaria Edi-trice, Bologna.

Riga G. (2007) - *La liquefazione dei terreni. Analisi, valutazione, calcolo*. Dario Flaccovio Editore, Palermo.

Ryan W.B.F. & Cita M.B. (1978) - *The nature and distribution of Messinian erosional surface*. Marine Geology, **27**, 193-230.

Scesi L., Papini M. & Gattinoni P. (2003) - *Geologia applicata*. Casa Editrice Ambrosiana, Milano.

Scholle P.A., Peryt T.M. & U.-S D.S. (1995) – *The Permian of Northern Pangea. Volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. Springer Verlag, 261.

Secchi F.A., Brotzu P. & Callegari E. (1991) - *The Arburese igneous complex (SW Sardinia, Italy) an example of dominant igneous fractionation leading to peraluminous cordierite bearing leucogranites ad residual melts*. *Chemical Geology*, **92**, 213-249.

Servizio Geologico d'Italia (1961) – *Carta geologica d'Italia: Foglio 193 (Bonorva)*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

Servizio Geologico d'Italia (1988) – *Carta geologica d'Italia: Foglio 206 (Macomer)*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

Servizio Geologico d'Italia (1989) – *Carta geologica d'Italia: Foglio 217 (Oristano)*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

Tanzini M. (2001) – *Gallerie: Aspetti geotecnici nella progettazione e costruzione*. Dario Flaccovio Editore, Palermo.

Tanzini M. (2002) – *L'indagine geotecnica*. Dario Flaccovio Editore, Palermo.

Tilia Zuccari A. (1969) - *Relazione stratigrafica sul pozzo Oristano 2 (Riola Sardo), Sardegna occidentale*. Bollettino della Società Geologica Italiana, **88**, 183-215.

Tomasini S., Poli G. & Halliday A.N. (1995) - *The role of sediment subduction and crustal growth in Hercynian plutonism: isotopic and trace element evidence from the Sardinia-Corsica batholith*. *Journal of Petrology*, **36**, 1305-1332.

Tucker M.E. (1996) – *Rocce sedimentarie. Guida alla descrizione sugli affioramenti rocciosi*. Dario Flaccovio Editore, Palermo.

Vaccaro C., Atzori P., Del Moro A., Oddone M., Traversa G. & Villa I.M. (1991) - *Geochronology and Sr isotope geochemistry of late-Hercynian dykes from Sardinia*. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **71**, 221-229.

Valensise G. & Pantosti D. (2001) – *The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: a review*. *Journal of Seismology*, **5**, 287-306.

Vallario A. (1992) – *Frane e territorio. Le frane nella morfogenesi dei versanti e nell'uso del territorio*. Liguori Editore, Napoli.

Vardabasso S. (1951) – *Le penneplaine hercynienne da la Sardaigne du centre est. Essai Paléogéographique*. *Revue De Géographie De Lyon*, 131-139.

Vardabasso S. (1962) - *Questioni paleogeografiche relative al Terziario antico della Sardegna*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **3**, 655-673.

Varnes D.J. (1978) – *Slope movement types and processes*. Special Report 176, National Academy of Sciences, Washington.