

COMMITTENTE:



PROGETTAZIONE:



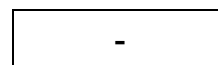
U.O. GEOLOGIA, GESTIONE TERRE E BONIFICHE

PROGETTO DEFINITIVO

**VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA
VARIANTE DI BONORVA - TORRALBA**

**RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED
IDROGEOLOGICA**

SCALA:



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

RR0H 04 D 69 RG GE0001 001 B

Rev.	Descrizione	Redatto	Data	Verificato	Data	Approvato	Data	Autorizzato
A	Emissione definitiva	S. Romano	marzo 2018	F.M. Carli	marzo 2018	T. Paoletti	marzo 2018	F. M. Carli
B	"Emissione a seguito parere CSLPP"	S. Romano	nov. 2018	F.M. Carli	nov. 2018	T. Paoletti	nov. 2018	F. M. Carli

ITALFERR S.p.A.
Dott. Geologo Francesco MARCHESI
UO GEOLOGIA, GESTIONE TERRE E BONIFICHE
Ordine Geologi Lazio n. 79

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>11</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>13</i>
7	INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE.....	14
7.1	EVOLUZIONE GEOLOGICA	15
7.2	CARATTERISTICHE STRATIGRAFICHE.....	17
7.2.1	<i>Basamento metamorfico ercinico</i>	<i>19</i>
7.2.2	<i>Complesso magmatico tardo-paleozoico.....</i>	<i>20</i>
7.2.3	<i>Complesso vulcano-sedimentario tardo-paleozoico.....</i>	<i>20</i>
7.2.4	<i>Complesso sedimentario mesozoico</i>	<i>21</i>
7.2.5	<i>Complesso vulcano-sedimentario cenozoico.....</i>	<i>21</i>
7.2.6	<i>Coperture plio-pleistoceniche</i>	<i>23</i>
7.3	CARATTERISTICHE STRUTTURALI	23
7.3.1	<i>Tettonica paleozoica.....</i>	<i>24</i>
7.3.2	<i>Tettonica meso-cenozoica</i>	<i>24</i>
8	ASSETTO GEOLOGICO LOCALE.....	25

8.1	ASSETTO LITOSTRATIGRAFICO.....	25
8.1.1	<i>Ciclo vulcanico oligo-miocenico</i>	25
8.1.2	<i>Successione marina infra-miocenica.....</i>	29
8.1.3	<i>Ciclo vulcanico plio-pleistocenico</i>	31
8.1.4	<i>Successione continentale quaternaria</i>	34
8.2	ASSETTO STRUTTURALE	36
i.	<i>Assetto giaciturale.....</i>	36
ii.	<i>Strutture distensive</i>	36
9	INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO REGIONALE.....	37
9.1	SUPERFICI DI SPIANAMENTO	37
9.2	MORFOLOGIA FLUVIALE	38
9.3	PROCESSI DI VERSANTE E FENOMENI GRAVITATIVI.....	38
10	ASSETTO GEOMORFOLOGICO LOCALE.....	39
10.1	ELEMENTI IDROGRAFICI.....	39
10.2	ELEMENTI STRUTTURALI E TETTONICI	40
10.3	FORME, PROCESSI E DEPOSITI GRAVITATIVI	41
10.4	FORME, PROCESSI E DEPOSITI DOVUTI ALLE ACQUE CORRENTI SUPERFICIALI	43
10.5	FORME, PROCESSI E DEPOSITI DI ORIGINE VULCANICA	45
B.	FORME POLIGENICHE	46
10.6	FORME ANTROPICHE E MANUFATTI.....	46
11	INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO REGIONALE	47
11.1	COMPLESSI IDROGEOLOGICI	47
11.2	STRUTTURE IDROGEOLOGICHE E IDRODINAMICA DEGLI ACQUIFERI.....	48
11.3	SORGENTI E OPERE DI CAPTAZIONE.....	49
12	ASSETTO IDROGEOLOGICO LOCALE	49
12.1	COMPLESSI IDROGEOLOGICI	49

12.1.1	Complessi delle unità del substrato.....	50
12.1.2	Complessi dei depositi di copertura.....	51
12.2	PROVE DI PERMEABILITÀ.....	52
12.3	MONITORAGGIO PIEZOMETRICO.....	52
12.4	OPERE DI CAPTAZIONE ED EMERGENZE SORGENTIZIE.....	54
12.5	CONDIZIONI DI DEFLUSSO IDRICO SOTTERRANEO.....	56
13	SISMICITÀ DELL'AREA.....	58
13.1	SISMICITÀ STORICA.....	61
13.2	SISMICITÀ ATTUALE.....	65
13.3	PERICOLOSITÀ SISMICA.....	68
13.4	CATEGORIA DI SOTTOSUOLO.....	69
14	CRITICITÀ GEOLOGICHE.....	70
14.1	CRITICITÀ GEOLOGICO-TECNICHE.....	71
14.2	CRITICITÀ GEOMORFOLOGICHE.....	72
14.2.1	Compatibilità Geomorfológica.....	Errore. Il segnalibro non è definito.
14.3	CRITICITÀ IDROGEOLOGICHE.....	87
14.4	SUSCETTIVITÀ ALLA LIQUEFAZIONE.....	89
14.5	PRESENZA DI GAS NATURALI.....	90
15	DESCRIZIONE DEI SETTORI D'INTERVENTO.....	91
15.1	VARIANTE BONORVA-TORRALBA.....	91
15.1.1	Opere all'aperto (km 0+000 – km 0+970).....	91
15.1.2	Viadotto (km 0+970 – km 1+270).....	92
15.1.3	Galleria (km 1+270 – km 2+191).....	93
15.1.4	Viadotto (km 2+191 – km 2+380).....	94
15.1.5	Galleria (km 2+380 – km 3+970).....	94
15.1.6	Opere all'aperto (km 3+970 – km 4+726).....	94

15.1.7 Opere all'aperto (km 4+726 – km 4+874)..... 95

15.1.8 Opere all'aperto (km 4+874– km 6+703)..... 95

2) RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI..... 95

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 Bonorva-Torralba.

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 Bonorva-Torralba”
ADEGUAMENTO PROGETTO PRELIMINARE 2006**

Codifica elaborato	Descrizione elaborato	Scala
RR0G 02 R69 N4 GE0001 001A	Carta geologica – Geomorfologica e profilo geologico	1:10000/1000
RR0G 02 R69 N4 GE0002 001A	Carta idrogeologica e profilo idrogeologico	1:10000/1000

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

Codifica elaborato	Descrizione elaborato	Scala
RR0H 04 D69 SG GE0005 001 A	Indagini geognostiche sondaggi, stratigrafie e prove in sito	-
RR0H 04 D69 IG GE0005 002 A	Integrazione indagini geofisiche	-

4 ALLEGATI

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

Codifica elaborato	Descrizione elaborato	Scala
RR0H 04 D69 RH GE0001 001 A	Rapporto di campagna - stop geologici	-
RR0H 04 D69 RH GE0001 002 A	Rilievo geomeccanico	-
RR0H 04 D69 N5 GE0001 001 A	Carta geologica con elementi di geomorfologia	1:5000
RR0H 04 D69 F5 GE0001 001-2 A	Profilo geologico	1:5000/500
RR0H 04 D69 N5 GE0002 001 A	Carta idrogeologica e profilo idrogeologico	1:5000
RR0H 04 D69 F5 GE0002 001-2 A	Profilo idrogeologico	1:5000/500
RR0H 04 D69 N6 GE0001 001 A	Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico Galleria Monte Martis Imbocco lato sud	1:2000/200
RR0H 04 D69 N6 GE0001 002 A	Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico Galleria Monte Martis Imbocco lato nord	1:2000/200
RR0H 04 D69 N6 GE0001 003 A	Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico Galleria Giave Imbocco lato sud	1:2000/200
RR0H 04 D69 N6 GE0001 004 A	Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico Galleria Giave Imbocco lato nord	1:2000/200
RR0H 04 D69 N6 GE0001 005 A	Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico Finestra 1	1:2000

5 LOCALIZZAZIONE GEOGRAFICA

L'area di studio si colloca nella porzione nord-occidentale della Sardegna e si rinviene in corrispondenza del tracciato ferroviario della linea San Gavino – Sassari – Olbia. La tratta di progetto corrispondente alla variante di Bonorva si sviluppa per una lunghezza di circa 6.7 km e interessa il territorio dei comuni di Bonorva e Giave, in provincia di Sassari (SS).

Con riferimento alla Carta Topografica d'Italia edita dall'Istituto Geografico Militare Italiano (I.G.M.I.), l'area di studio corrispondente alla variante di Bonorva è individuabile all'interno del Foglio 193 (Bonorva) in scala 1:100000, nella Tavoletta 193-II-NO (Bonorva), in scala 1:25000 e, con riferimento alla Carta Tecnica Regionale della Regione Sardegna, nelle sezioni 480100 e 480140, in scala 1:10000.

Dal punto di vista orografico il tracciato di progetto relativo alla variante di Bonorva impegna settori di territorio posti a quote comprese tra circa 356 m s.l.m. (località Nuraghe 'Oes) e 617 m s.l.m. circa in corrispondenza del versante orientale di Pianu Rocca Forte (635 m s.l.m.) mentre le quote progettuali variano da 356 m s.l.m. a 449 m s.l.m. circa.

Dal punto di vista morfologico l'area di studio relativa a Bonorva si caratterizza per la presenza di un altopiano basaltico su cui sorge il centro abitato di Giave e che ha il suo culmine in Pianu Rocca Forte (635 m s.l.m.) e per l'esistenza di piccoli e pronunciati rilievi di origine vulcanica che si ergono dalle aree più pianeggianti.

Il principale corso d'acqua dell'area di studio relativa a Bonorva è costituito dal Rio Mannu, posto più a nord-est, mentre gli altri elementi idrografici sono rappresentati, da sud a nord, dal Riu de Serras, Riu Tres Nuraghes, Riu Borta, Riu Uttieri e Riu Mannu.

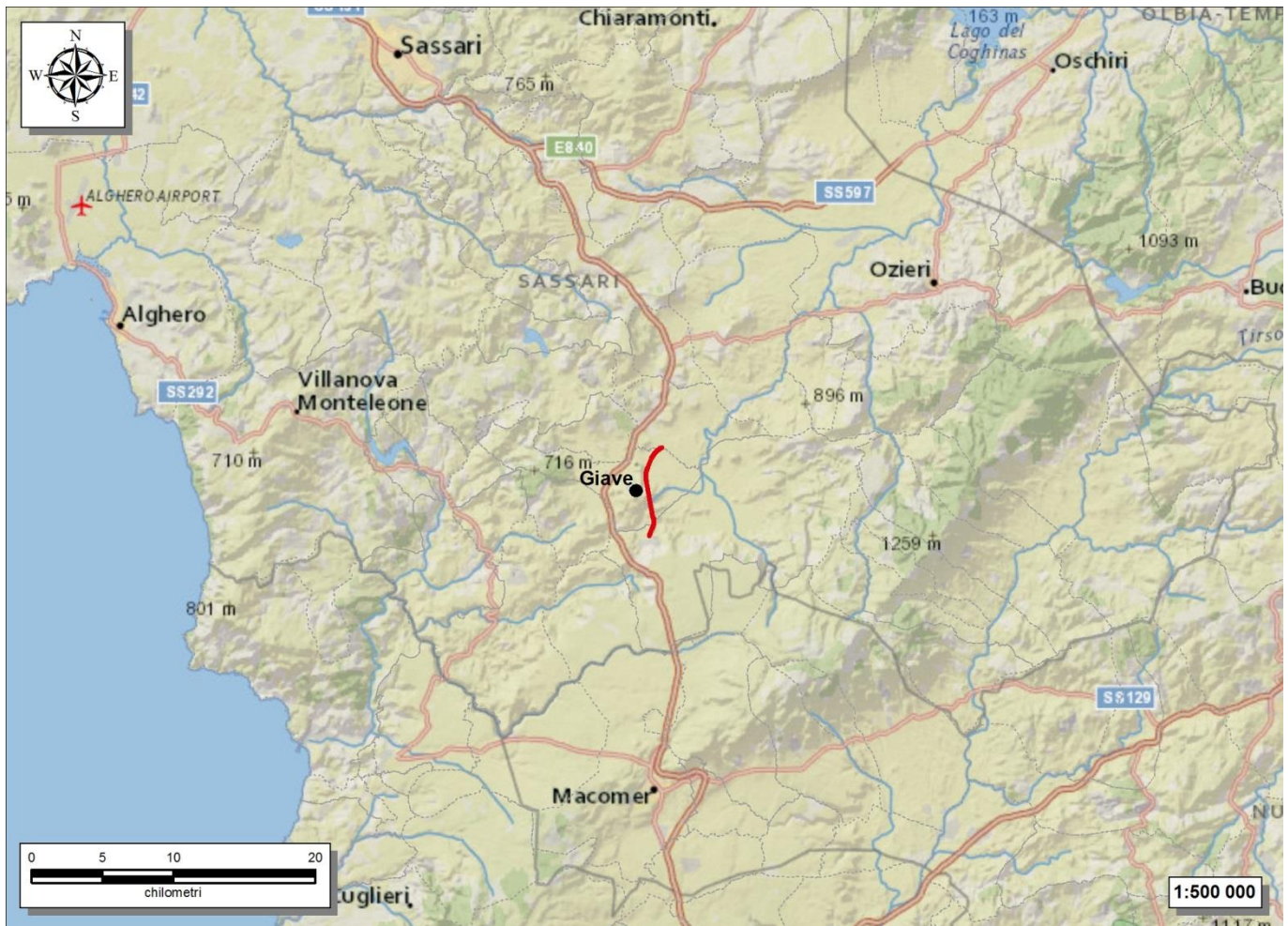


Figura 1 – Corografia in scala 1:750000 dell’area di studio geologico con individuazione della tratta ferroviaria in progetto (in rosso).

6 CAMPAGNA DI INDAGINE

Nel corso dello studio sono state consultate e analizzate tutte le indagini geognostiche disponibili e 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 dell’*iter* progettuale sino ad oggi espletato sono state eseguite due distinte campagne di indagini geognostiche, nel corso delle quali sono state realizzate sia indagini dirette che indirette. Complessivamente sono state analizzate le seguenti indagini di sito:

- n. 8 sondaggi a rotazione e carotaggio continuo strumentati con piezometro;
- n. 1 sondaggio a distruzione non attrezzato;
- n. 8 stendimenti sismici a rifrazione.

Il numero totale dei campioni di roccia e terreno prelevati è di 37, mentre quello delle prove SPT effettuate nei fori di sondaggio è di 3.

6.1 Indagini geognostiche

Nei paragrafi e nelle tabelle seguenti è riportata una sintesi delle indagini geognostiche relative alla variante Bonorva-Torralba, tra i km 0+000 e 6+708.

6.1.1 Sondaggi geognostici

Si seguito vengono elencati i sondaggi geognostici eseguiti nell'ambito di ogni singola 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 <i>m</i> <i>s.l.m.</i>	Strumentazione	Profondità <i>m</i>	Campioni	SPT	Lefranc/ Lugeon	Dilatometriche	Pressiometriche
DHRR41G03	3+404	1479731	4478126	495.5	Piezometro	50.0	5	2	1	0	0
Totale							5	2	1	0	0

Tabella 1 – Sintesi dei sondaggi geognostici realizzati nel corso della campagna di indagine RR4100R -2006, elencati in ordine di progressiva chilometrica (pk).

Sigla	pk	Longitudine	Latitudine	Quota <i>m</i> <i>s.l.m.</i>	Strumentazione	Profondità <i>m</i>	Campioni	SPT	Lefranc/ Lugeon	Dilatometriche	Pressiometriche
S1_BO	1+134	1480370	4475935	417.0	Piezometro	40.0	5	0	2	2	0
S6_BO	2+340	1480173	4476507	488.0	Piezometro	70.0	5	0	2	2	0
S5_BO	1+730	1480003	4477095	435.0	Piezometro	40.0	6	0	2	2	0
S7_BO	3+816	1479846	4478568	411.0	Piezometro	40.0	5	1	1	2	0
S7bis_BO	3+816	1479844	4478568	411.0	Non attrezzato	10.0	0	0	1	0	0
S8_BO	3+881	1479844	4478634	405.0	Piezometro	30.0	6	0	2	2	0
S9_BO	5+011	1479994	4479735	377.0	Piezometro	40.0	5	0	2	2	0
Totale							32	1	12	12	0

Tabella 2 - Sintesi dei sondaggi geognostici realizzati nell'ambito della presente campagna indagini, 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 geoelettriche eseguite nell'ambito di ogni singola 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+125	1480359	4475927	Rifrazione	117.5
2a	2+266	1480165	4477052	Rifrazione	117.5
2b	2+381	1480165	4477169	Rifrazione	94.0
3a	3+622	1480097	4478420	Rifrazione	94.0
3b	3+676	1480062	4478468	Rifrazione	190.0
9bis	4+564	1479869	4479304	Rifrazione	141.0
9	4+993	1479816	4479776	Rifrazione	141.0
9_ter	4+788	1479901	4479533	Rifrazione	117.5

Tabella 3 - Sintesi delle indagini geoelettriche di superficie realizzate nell'ambito della presente campagna indagini, 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. 58 stop geologici, tutti riportati sulla cartografia geologica di riferimento (RR0H 04 D69 N5 GE0001 001 e RR0H 04 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 04 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
Bo01	-	1480095	4474616	IPD
Bo02	-	1479946	4474750	IPD

N° stazione geologica	pk	Longitudine	Latitudine	Unità geologica
Bo03	0+015	1480146	4474838	IGR
Bo04	0+050	1479873	4474959	IPD
Bo05	0+124	1480126	4474957	IPD
Bo06	0+231	1480808	4474792	IGR
Bo07	0+549	1480992	4475038	IPD
Bo08	0+613	1480211	4475447	IGR
Bo09	0+942	1480715	4475703	IPD
Bo10	1+012	1480338	4475813	IGR
Bo11	1+067	1480389	4475867	IPD
Bo12	1+180	1480400	4475985	b
Bo13	1+243	1480362	4476046	IGR
Bo14	1+335	1479825	4476038	IGR
Bo15	1+607	1479860	4476322	IGR
Bo16	1+785	1479578	4476449	PRR
Bo17	1+987	1479944	4476724	IGR
Bo18	1+993	1479822	4476707	PRR
Bo19	1+994	1479826	4476709	PRR
Bo20	2+085	1479960	4476827	PRR
Bo21	2+090	1479985	4476837	IGR
Bo22	2+110	1479758	4476815	CMS/PRR
Bo23	2+221	1479766	4476929	CMS
Bo24	2+262	1480121	4477037	IGR
Bo25	2+271	1479757	4476978	PRR/CMS
Bo26	2+264	1480187	4477052	IGR
Bo27	2+324	1480178	4477112	IGR
Bo28	2+355	1479713	4477055	CMS
Bo29	2+357	1480071	4477125	IGR
Bo30	2+595	1479814	4477319	MBO
Bo31	2+596	1479664	4477291	BST
Bo32	3+113	1479902	4477862	MBO
Bo33	3+331	1479649	4478037	CMS
Bo34	3+365	1479650	4478071	CMS
Bo35	3+433	1479916	4478191	MBO
Bo36	3+460	1479908	4478217	CMS
Bo37	3+528	1480680	4478433	IGR

N° stazione geologica	pk	Longitudine	Latitudine	Unità geologica
Bo38	3+643	1479860	4478394	PRR
Bo39	3+710	1479868	4478464	a
Bo40	3+742	1480103	4478541	PRR
Bo41	3+749	1480152	4478558	a
Bo42	3+829	1479478	4478517	CMS
Bo43	3+851	1479853	4478604	IGR
Bo44	3+844	1479437	4478527	MBO
Bo45	3+846	1479465	4478535	MBO
Bo46	4+122	1480860	4478920	IGR
Bo47	4+367	1480746	4479058	IGR
Bo48	4+585	1479408	4479409	CMS
Bo49	4+752	1479641	4479561	a
Bo50	4+772	1479533	4479610	BRV
Bo51	4+739	1480132	4479428	b2
Bo52	4+612	1481273	4479108	IGR
Bo53	5+001	1479994	4479724	BST
Bo54	5+002	1480259	4479625	BST
Bo55	5+545	1479807	4480389	BST
Bo56	5+644	1480652	4480140	BST
Bo57	-	1481054	4481039	BST
Bo58	-	1480935	4481149	BST

Tabella 4 – 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. 8 stop geostrutturali, tutti riportati sulla cartografia geologica di riferimento (RR0H 04 D69 N5 GE0001 001 e RR0H 04 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 04 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
Bo06	0+231	1480808	4474792	IGR
Bo10	1+012	1480338	4475813	IGR
Bo13	1+243	1480362	4476046	IGR
Bo24	2+262	1480121	4477037	IGR
Bo30	2+595	1479814	4477319	MBO
Bo32	3+113	1479902	4477862	MBO
Bo33	3+331	1479649	4478037	CMS
Bo58	-	1480935	4481149	BST

Tabella 5 – 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).

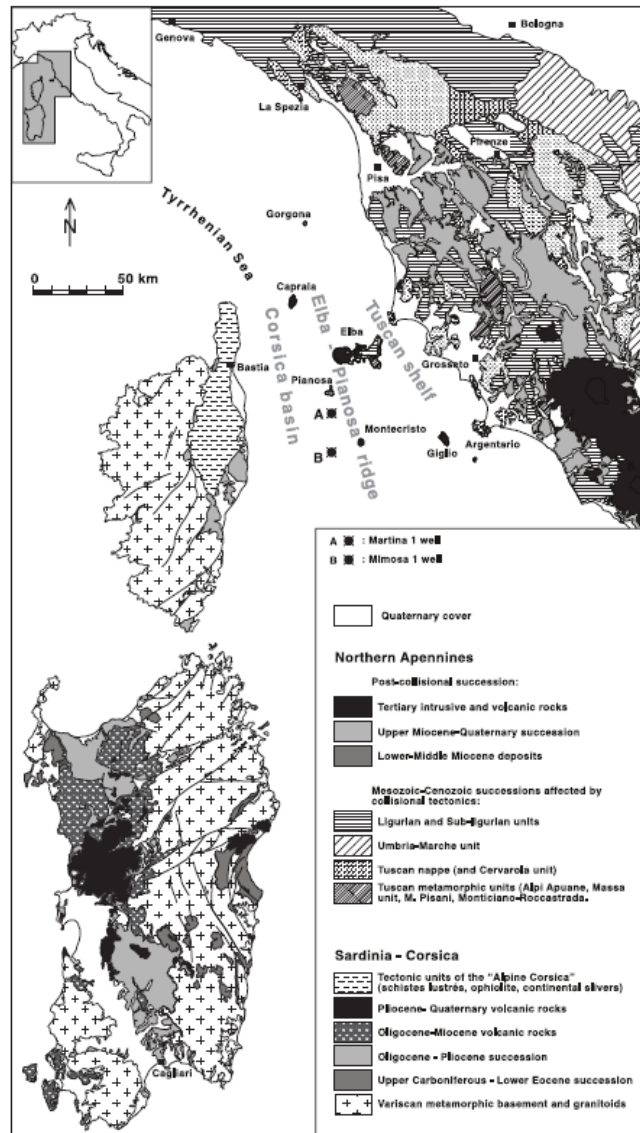


Figura 2 – Schema stratigrafico-strutturale dell'Appennino settentrionale, del Blocco Sardo-Corso e del Bacino Tirrenico settentrionale (da Carmignani et al. 2004).

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 prevalenze di *facies* francamente granitiche (Ghezzo et al. 1972; Di Simplicio et al. 1974; Orsini 1976; Barca et al. 2016).

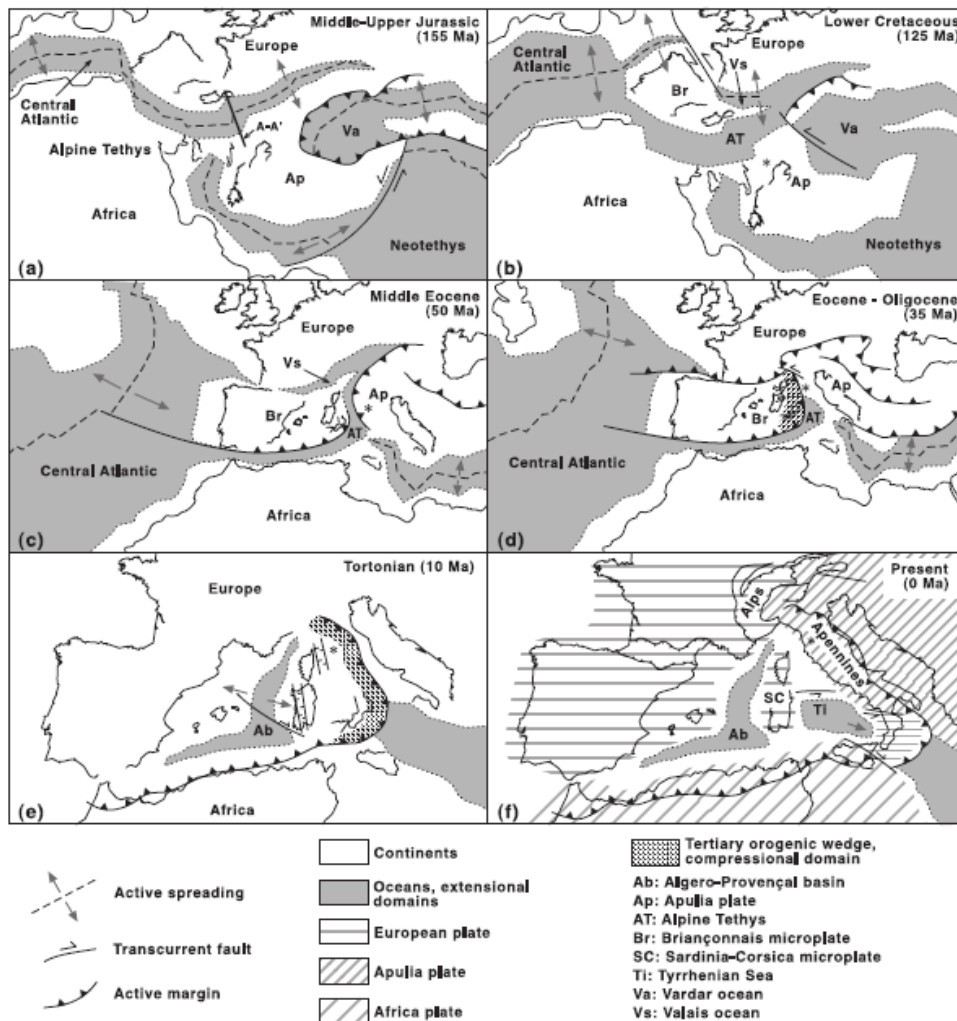


Figura 3 – Evoluzione geologica del Mediterraneo occidentale e del Blocco Sardo-Corso (da Carmignani et al. 2004).

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 (Ghezzo & 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 BONORVA-TORRALBA					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 04	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. B	FOGLIO 17 di 104

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.

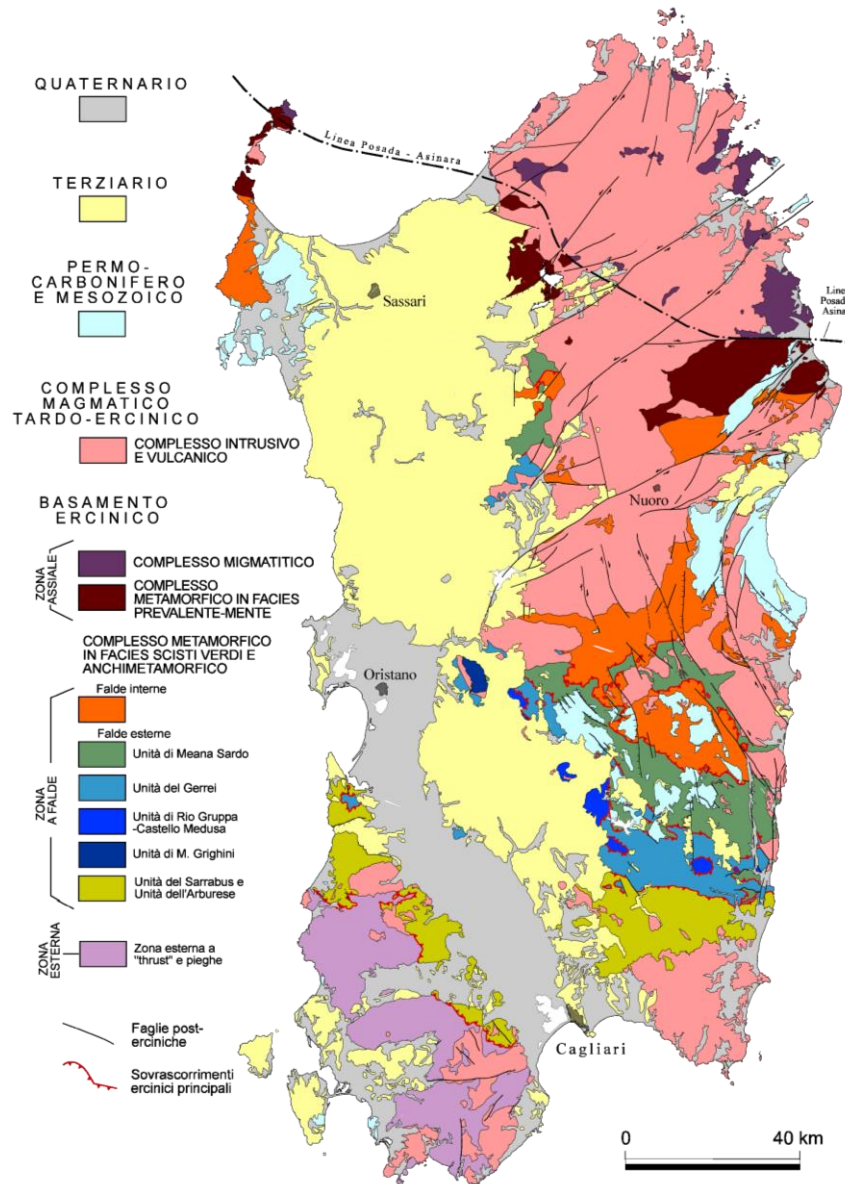


Figura 4 – Schema stratigrafico-strutturale della Sardegna, con relativa legenda (da Carmignani et al. 2001).

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).

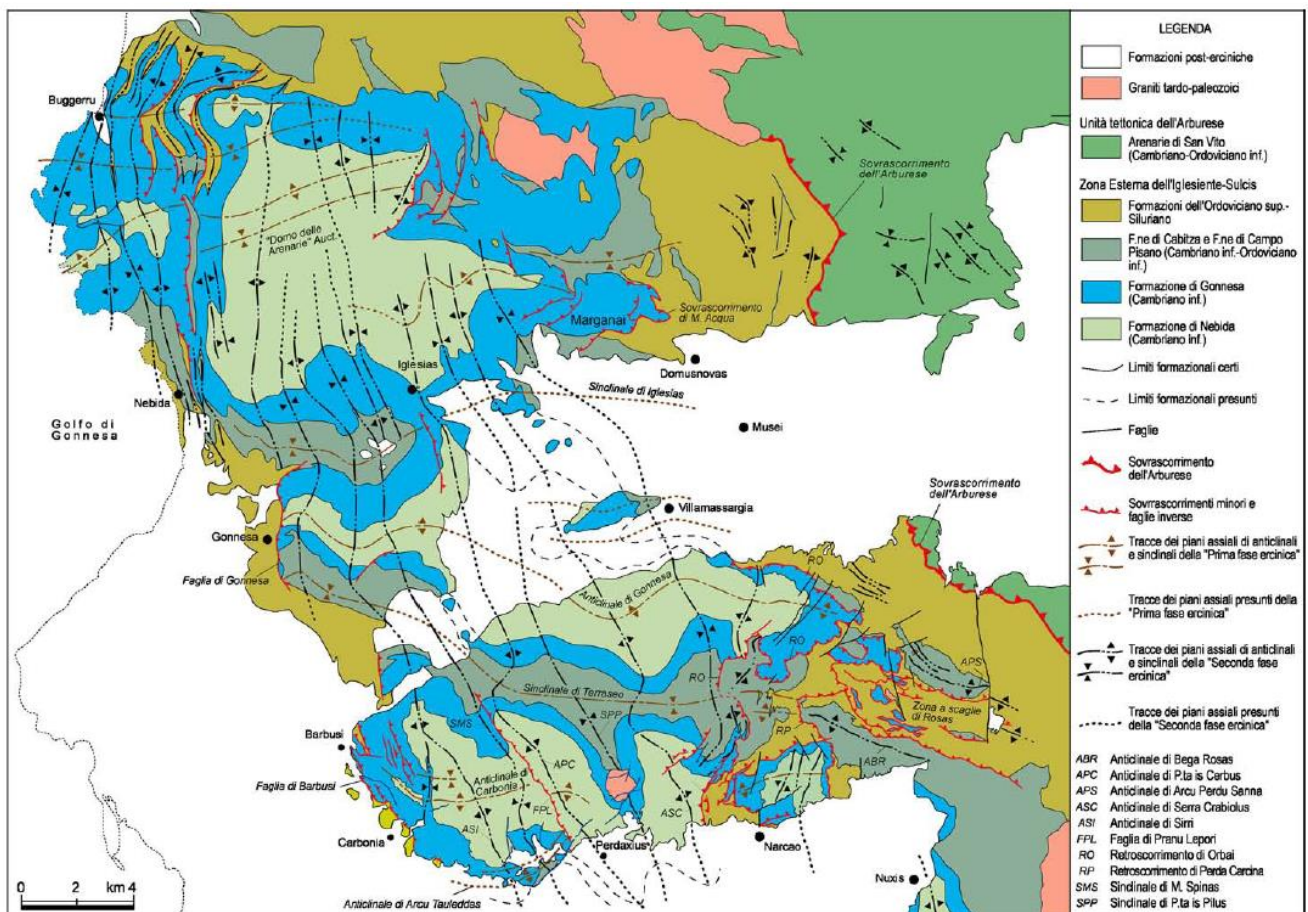


Figura 5 – Schema geologico-strutturale del basamento metamorfico del Sulcis-Iglesiente (da Carmignani et al. 1982).

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 BONORVA-TORRALBA					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 04	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. B	FOGLIO 20 di 104

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-orogonica, 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 sincinematici 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 metamorfiti 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 calcareo 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 Brianzonese 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).

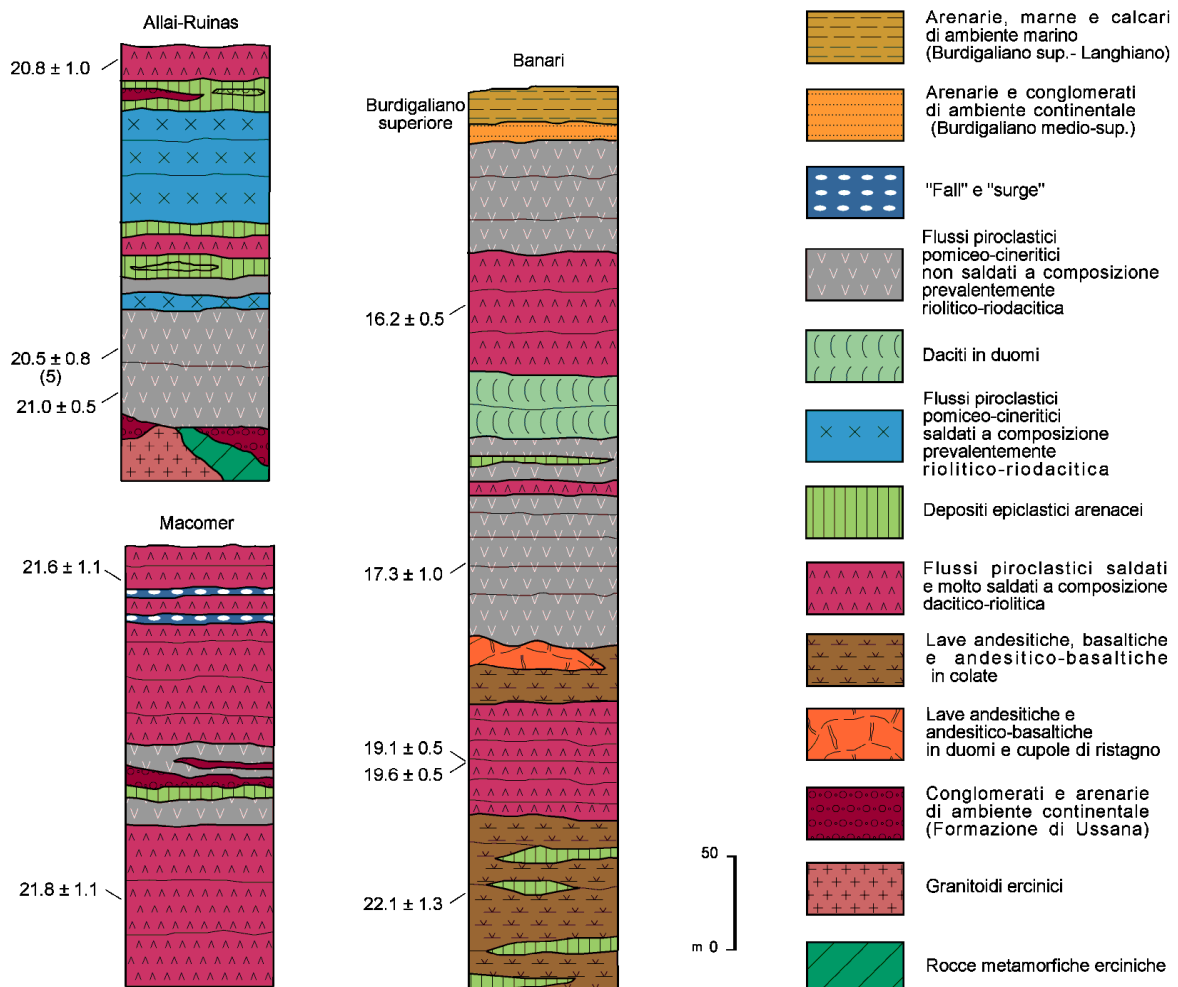


Figura 6 – Colonne stratigrafiche schematiche delle successioni vulcaniche oligo-mioceniche (da Lecca et al. 1997).

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.

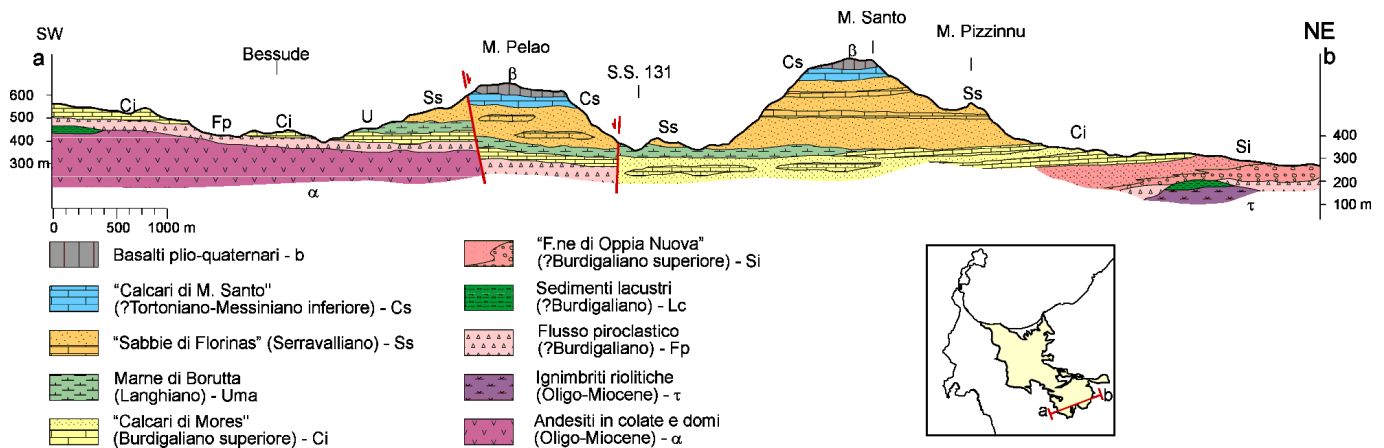


Figura 7 – Sezione geologica della successione sedimentaria miocenica del Logudoro (da Funedda et al. 2000).

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).

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 meso-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 tettonico-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 BONORVA-TORRALBA					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 04	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. B	FOGLIO 25 di 104

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 e sedimentarie di substrato che a successioni clastiche di copertura. In particolare, le perimetrazioni e le descrizioni geologico-strutturali delle unità individuate nell'area derivano da un'integrazione tra le informazioni riportate in letteratura ed i dati raccolti dal rilevamento geologico di superficie e dalle numerose indagini geognostiche a disposizione.

8.1.1 Ciclo vulcanico oligo-miocenico

Tale ciclo è rappresentato da tre distinte unità vulcaniche infra-cenozoiche, ampiamente affioranti nei settori centrali e meridionali della zona di studio. Le unità più antiche sono composte da ignimbriti e piroclastiti a

composizione riolitica e riodacitica, mentre l'unità più recente è costituita da depositi piroclastici a composizione prevalentemente riolitica.

8.1.1.1 Ignimbriti e piroclastiti riodacitiche

La presente formazione affiora diffusamente nel settore meridionale dell'area di studio, a sud di Riu Uttieri, in corrispondenza della parte bassa dei rilievi collinare che caratterizzano l'area. Si tratta di tufi di colore grigio e grigio-verdastro, marrone e grigio-giallastro per alterazione (**IPD**), a granulometria da fine a grossolana, da mediamente a ben cementati, massivi o in strati molto spessi, con abbondanti cristalli di plagioclasio, feldspato e mica; immersi nella massa di fondo si rinvengono passaggi di ceneri grossolane di colore grigio scuro e litici lavici nerastri con dimensioni centimetriche, da scarsi a discretamente abbondanti.



Foto 1 - Affioramento delle Ignimbriti e piroclastiti riodacitiche (IPD) nel settore meridionale dell'area di studio, in località Tres Nuraghes, a NNW del centro abitato di Bonorva.

Tali litotipi poggiano in contatto stratigrafico discordante su unità non affioranti nell'area e risultano ricoperti dai termini litologici delle Ignimbriti riolitiche (**IGR**). L'unità è formata da depositi vulcanici di colata ignimbratica con uno spessore massimo maggiore di 80 m ed è riferibile all'intervallo Oligocene superiore - Miocene inferiore.

8.1.1.2 Ignimbriti riolitiche

Questa formazione affiora ampiamente nei settori centrali e meridionali della zona di studio, a sud di Riu Uttieri, lungo gran parte delle dorsali morfologiche che caratterizzano l'area. Si tratta di tufi di colore azzurro e grigio-verdastro, giallastro e grigio chiaro per alterazione (**IGR**), a granulometria da fine a grossolana, da mediamente a ben cementati, massivi o in strati da spessi a molto spessi, con abbondanti cristalli di plagioclasio, feldspato e mica; immersi nella massa di fondo si rinvengono diffuse pomici grigie e litici lavici nerastri con dimensioni da centimetriche a decimetriche, da scarsi a molto abbondanti.



Foto 2 - Affioramento delle Ignimbriti riolitiche (**IGR**) nel settore centrale dell'area di studio, in località Sos Baddigios, lungo il fianco settentrionale di Riu Borta.

Tali termini litologici poggiano in contatto stratigrafico discordante su termini delle Ignimbriti e piroclastiti riolacitiche (**IPD**) e sono ricoperti sia dai depositi vulcanoclastici dalle Piroclastiti riolitiche (**PRR**) che dai termini lavici dei Basalti alcalini e transizionali (**BST**). La successione è formata da depositi vulcanici di colata ignimbritica con uno spessore massimo è di circa 95 m ed è interamente ascrivibile al periodo Oligocene superiore - Miocene inferiore.

8.1.1.3 Piroclastiti riolitiche

Questi depositi affiorano diffusamente nel settore centrale dell'area di studio, in corrispondenza dei rilievi collinari presenti tra il Riu Uttieri a nord e località Sos Badigios. 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 rinvengono passaggi di tufi litoidi di colore grigio chiaro, a granulometria medio-fine, in strati da medi a molto spessi.



Foto 3 - Affioramento delle Piroclastiti riolitiche (PRR) nel settore centro-occidentale dell'area di studio, lungo la strada di collegamento tra Giave e Bonorva, in località Funtana Su Pedrighinosu.

Questi terreni poggiano in contatto stratigrafico discordante sui litotipi delle Ignimbriti riolitiche (**IGR**), mentre sono ricoperti dai termini litologici della Formazione di Mores (**CMS**). L'unità è formata da depositi vulcanici di flusso piroclastico con uno spessore massimo di circa 65 m ed è riferibile al Burdigaliano.

8.1.2 Successione marina infra-miocenica

Tale successione è rappresentata da due distinte unità sedimentarie infra-cenozoiche, localmente affioranti in corrispondenza delle porzioni sommitali dei rilievi presenti in tutta l'area di studio. L'unità più antica è composta da termini calcarenitici di piattaforma e scarpata superiore, mentre l'unità più recente è costituita da arenarie e sabbie di bacino e base scarpata.

8.1.2.1 Formazione di Mores

La formazione in esame affiora in tutta l'area di studio, lungo le parti medio-alte dei rilievi collinari presenti tra il centro abitato di Bonorva e il fondovalle di Riu Cavu Abbas. Si tratta di calcareniti di colore grigio e grigio-biancastro (**CMS**), in strati da sottili a spessi, in alternanza con biocalcareniti grigie, in strati da spessi a molto spessi; a luoghi si rinvengono passaggi di arenarie e arenarie calcaree di colore grigio-giallastro, in strati da sottili a medi, più frequenti verso l'alto stratigrafico.



Foto 4 - Affioramento della Formazione di Mores (CMS) nel settore centrale dell'area di studio, lungo la strada di collegamento tra Giave e Bonorva, in corrispondenza del versante sud-orientale del rilievo di Cuccuru de Monte.

Tali depositi poggiano in contatto stratigrafico discordante sulle Piroclastiti riolitiche (**PRR**) e risultano stratigraficamente ricoperti dai terreni arenaceo-sabbiosi della Formazione di Borutta (**MBO**). La successione è formata da depositi marini di piattaforma e scarpata superiore, con uno spessore massimo di circa 40 m ed è ascrivibile al Burdigaliano superiore.

8.1.2.2 Formazione di Borutta

Tale formazione affiora nel settore centrale e sud-orientale dell'area di interesse progettuale, in corrispondenza delle porzioni sommitali dei rilievi più importanti ed estesi. Si tratta di arenarie fini e siltiti di colore nocciola e giallastro (**MBO**), in strati da sottili a medi, in alternanza con sabbie e sabbie limose giallastre, in strati da medi a spessi, con abbondanti frammenti di bivalvi ed echinidi; a luoghi si rinvencono intercalazioni di marne e marne arenacee di colore grigio, in strati da medi a spessi, e passaggi di arenarie calcaree grigio-biancastro, più frequenti verso il basso stratigrafico.



Foto 5 - Affioramento della Formazione Borutta (MBO) nel settore centrale dell'area di studio, in corrispondenza della trincea antropica presente lungo strada di collegamento tra Giave e Bonorva.

Questi terreni poggiano in continuità stratigrafica sui depositi carbonatici della Formazione di Mores (CMS) e sono ricoperti dai termini vulcanici dei Basalti alcalini e transizionali (BST). L'unità è formata da depositi marini di bacino e base scarpata, con uno spessore massimo di circa 80 m, ed è interamente riferibile al Langhiano.

8.1.3 Ciclo vulcanico plio-pleistocenico

La successione in esame è rappresentata da due distinte unità vulcaniche tardo-cenozoiche, diffusamente affioranti nei settori centrali e settentrionali della zona di studio. L'unità più antica è composta da basalti a composizione prevalentemente alcalina, mentre l'unità più recente è costituita da brecce vulcaniche connesse alla strutturazione dell'apparato vulcanico di Monte Annaru.

8.1.3.1 Basalti alcalini e transizionali

La presente formazione affiora diffusamente nella porzione settentrionale dell'area di studio, tra i comuni di Giave e Torralba, e nel settore centrale della stessa, in corrispondenza della porzione sommitale del rilievo di Cuccuru de Monte. È composta da 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 6 - Affioramento dei Basalti alcalini e transizionali (BST) nella zona settentrionale dell'area di studio, in sinistra idrografica di Riu Mannu.

Questi litotipi poggiano in contatto stratigrafico discordante sui termini litologici della Formazione di Borutta (**MBO**) e delle Ignimbriti riolitiche (**IGR**), mentre sono ricoperti dai depositi plio-pleistocenici delle Breccie vulcaniche (**BVR**). Questa formazione è formata da depositi vulcanici di colata o espandimento lavico con uno spessore massimo è di circa 100 m ed è ascrivibile al Pliocene – Pleistocene.

8.1.3.2 Brecce vulcaniche

Tale unità affiora unicamente nel settore centro-settentrionale dell'area di interesse progettuale, a nord di Giave, in corrispondenza dell'edificio vulcanico di Monte Annaru. Si tratta di brecce vulcaniche e lapilli di colore grigio scuro e rossastro (**BRV**), con dimensioni da centimetriche a decimetriche, da incoerenti a debolmente cementati, in matrice cineritica dello stesso colore, da scarsa ad abbondante; a luoghi si rinvencono passaggi di lave a composizione basaltica di colore grigio e rossastro, massive o in colate, con struttura da compatta a vacuolare.



Foto 7 - Affioramento delle Brecce vulcaniche (BRV) nel settore centro-settentrionale dell'area di studio, in corrispondenza del versante orientale di Monte Annaru.

Tali terreni poggiano in contatto stratigrafico discordante sui litotipi di Basalti alcalini e transizionali (**BST**) e non sono ricoperti da unità geologiche di substrato affioranti nell'area. La successione è composta da depositi vulcanici di caduta con locali livelli di colata o espansione lavico, con uno spessore massimo di circa 80 m, ed è riferibile al periodo Pliocene – Pleistocene.

8.1.4 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.

8.1.4.1 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, da sub-arrotondate ad arrotondate (**b**), 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 grossi blocchi (**a1**), Depositi di versante (**a**) e Coltri eluvio-colluviali (**b2**). In generale, si tratta di depositi in *facies* di canale fluviale, argine, conoide alluvionale e piana inondabile con uno spessore massimo di circa 6 m e sono ascrivibili all'Olocene.

8.1.4.2 Depositi di versante a grossi blocchi

Tali terreni affiorano diffusamente in tutta la zona di studio, soprattutto in corrispondenza delle scarpate morfologiche più acclivi connesse alla sovrapposizione di termini lavici e carbonatici su depositi cineritici sciolti o poco cementati. Sono composti da ghiaie poligeniche ed eterometriche, da angolose a sub-angolose (**a1**), in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio, marrone e rossastro, da scarsa ad abbondante, con diffusi blocchi poligenici di dimensioni da decimetriche a metriche; a luoghi si rinvengono passaggi di sabbie e sabbie limose di colore grigio e giallastro, a struttura indistinta, con abbondanti ghiaie poligeniche da angolose a sub-angolose.

I suddetti depositi ricoprono i termini litologici di substrato presenti lungo i versanti e risultano parzialmente eteropici ai coevi Depositi alluvionali recenti e attuali (**b**), Depositi di versante (**a**) e Coltri eluvio-colluviali (**b2**). Tali litotipi sono composti da depositi di versante e di falda detritica con uno spessore massimo di circa 8 m e sono interamente riferibili all'Olocene.

8.1.4.3 Depositi di versante

Tali terreni si rinvengono ampiamente in tutta l'area di studio, alla base dei rilievi e delle scarpate morfologiche più acclivi ed estese. Si tratta di ghiaie poligeniche ed eterometriche, da angolose a sub-angolose (**a**), in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa di colore grigio, marrone e rossastro, generalmente abbondante; a luoghi si rinvengono passaggi di sabbie e sabbie limose di colore grigio e giallastro, a struttura indistinta, con abbondanti ghiaie poligeniche da angolose a sub-angolose.



Foto 8 - Affioramento dei Depositi di versante (a) nel settore centrale dell'area di studio, a NE di Giave, in località Funtana Su Tulchi.

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**), Depositi di versante a grossi blocchi (**a1**) e alle Coltri eluvio-colluviali (**b2**). L'unità è essenzialmente costituita da depositi di versante e di falda detritica con uno spessore massimo di circa 5 m ed è riferibile all'Olocene.

8.1.4.4 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.

	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA VARIANTE BONORVA-TORRALBA					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 04	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. B	FOGLIO 36 di 104

Tali terreni ricoprono tutti i termini litologici più antichi presenti nell'area e risultano localmente eteropici ai coevi Depositi alluvionali recenti e attuali (**b**), Depositi di versante a grossi blocchi (**a1**) e Depositi di versante (**a**). L'unità è formata da depositi di versante e di alterazione del substrato con uno spessore massimo di circa 5 m e è ascrivibile 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.

i. Assetto giaciturale

Per quanto riguarda l'assetto giaciturale, i termini vulcanici e sedimentari 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 settentrionali, determinato dalla sovrapposizione delle successioni marine infra-mioceniche sui termini cineritici e tufacei delle successioni vulcaniche oligo-mioceniche.

Fanno eccezione le lave basaltiche plio-pleistoceniche che ricoprono tramite una superficie erosiva tutti i termini litologici più antichi. Tali litotipi presentano, infatti, un assetto tabulare chiaramente discordante coi termini vulcanici e sedimentari più antichi, che risultavano già completamente formati e parzialmente interessati da strutture tettoniche al momento della messa in posto delle colate laviche.

Le giaciture delle diverse successioni vulcanoclastiche sono generalmente molto articolate e poco evidenti, a meno dei termini cineritici che risultano spesso fittamente stratificati. Le giaciture delle successioni carbonatiche e silicoclastiche infra-mioceniche, al contrario, sono chiaramente visibili in tutti i settori di affioramento delle stesse, soprattutto ai margini delle dorsali morfologiche più estese. Le strutture plicative, invece, sono generalmente rare e limitate alle fasce di deformazioni delle principali faglie dirette ad alto angolo.

ii. 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 interessano sia le successioni vulcanoclastiche oligo-mioceniche che i depositi marini infra-miocenici e le colate basaltiche plio-pleistoceniche. I piani di taglio sono generalmente ad alto angolo e talora praticamente sub-verticali, soprattutto nel caso delle strutture che tagliano i termini basaltici.

Gli elementi da tettonica distensiva si rinvengono in tutta l'area di studio e, in generale, presentano andamenti circa NW-SE, SW-NE, WNW-ESE, NNE-SSW 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.

Nel settore più meridionale dell'area di studio, le principali strutture distensive sono rappresentate dalle faglie dirette che tagliano i termini vulcanoclastici oligo-miocenici, ad asse SW-NE e NW-SE, e dalla faglia diretta che taglia trasversalmente il rilievo di Monte So Rodi, ad asse NW-SE. Nel tratto più settentrionale della zona di

intervento, invece, le principali strutture distensive sono rappresentate dalle faglie normali che bordano il rilievo collinare presente ad est di Giave, a direzione SW-NE, SSW-NNE e WNE-ESE.

9 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO REGIONALE

Dal punto di vista morfologico, la zona di intervento ricade in corrispondenza del margine settentrionale dell'Altopiano della Campeda. Tale altopiano è situato nei settori nord-occidentali dell'isola sarda e, in generale, risulta separato dall'Altopiano di Abbasanta 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 alle 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).

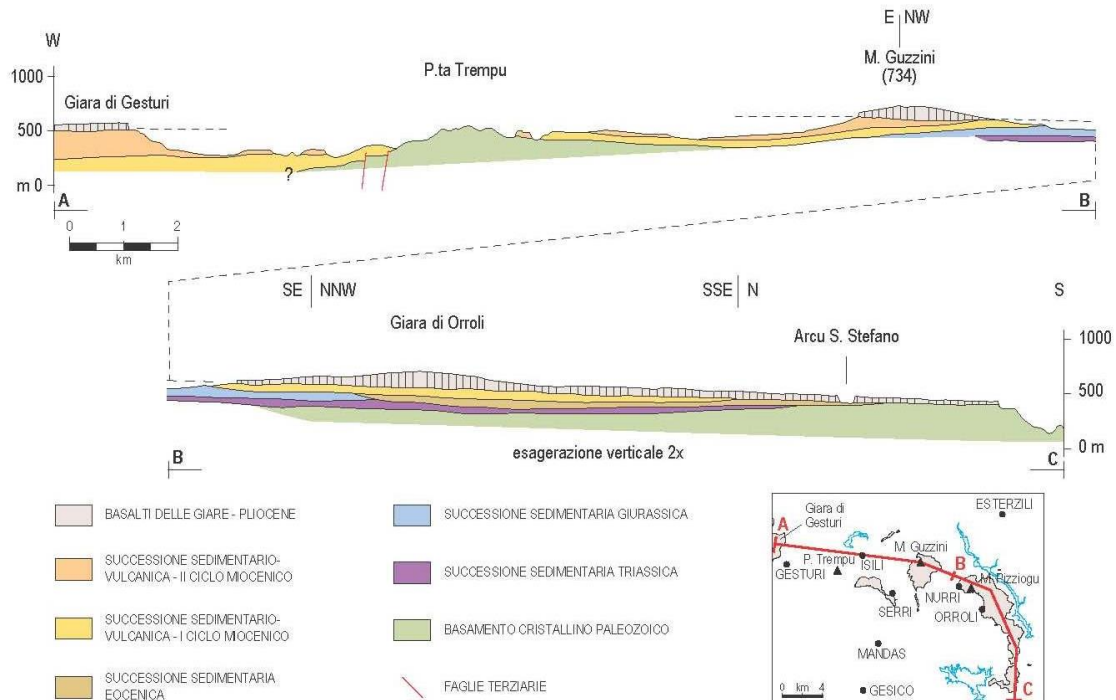


Figura 8 – Sezione geologica schematica attraverso le giare basaltiche dell'area di Mandas, che evidenzia la presenza della estesa superficie di spianamento al di sotto delle colate plio-pleistoceniche (da Funedda et al. 2012).

	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA					
	VARIANTE BONORVA-TORRALBA					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 04	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. B	FOGLIO 38 di 104

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 superficiali 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, anche se risultano

	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA VARIANTE BONORVA-TORRALBA					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 04	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. B	FOGLIO 39 di 104

decisamente più frequenti nella zona di Bonorva, dove tali litotipi risultano sovrapposti a depositi arenaceo-sabbiosi più erodibili.

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.

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 rinvengono 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 abbastanza 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. I principali corsi d'acqua dell'area sono rappresentati da Riu Mannu, immissario in sinistra idrografica del più importante Rio Mannu di Mores, che si sviluppa nei settori settentrionali della zona di studio in direzione circa W-SE, e da Riu de Serras immissario in destra idrografica del più importante Riu Matta Giuanna, che si sviluppa nei settori meridionali dell'area di studio in direzione circa NNE-SSW. Ad essi si aggiungono diversi corsi d'acqua secondari a carattere stagionale.

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 vulcano-sedimentari del substrato e i depositi piroclastici sciolti ad essi interposti.

Nelle aree di affioramento dei termini vulcanico-sedimentari lapidei e pseudo-lapidei, 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 o moderatamente cementati, al contrario, la morfogenesi selettiva ha portato allo sviluppo di forme più morbide e meno evidenti, contraddistinte da pendii poco acclivi ed estesi.

Infine, gli elementi strutturali connessi con la tettonica estensionale e trascorrente ad alto angolo sono chiaramente visibili in tutta l'area di studio, soprattutto ai margini delle dorsali morfologiche più estese. 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 le porzioni sommitali dei rilievi presenti nella zona di studio.



Foto 9 - Vista panoramica del versante settentrionale del rilievo collinare a est di Giave, in cui è possibile apprezzare la sovrapposizione di successioni vulcaniche e sedimentarie con diverso grado di competenza.

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 estese e presentano generalmente un'intensità ridotta.



Foto 10 - Fenomeno di *spreading* attivo presente lungo la strada di collegamento tra Giave e Bonorva, dovuto alla sovrapposizione di blocchi calcarei estremamente competenti su depositi piroclastici sciolti.

I movimenti franosi *s.s.* si rinvengono prevalentemente nella porzione centrale e centro-meridionale dell'area di studio, lungo i margini del rilievo collinare su cui sorge il centro abitato di Giave. Si tratta di tre fenomeni di *spreading* con stato attivo e di un colamento di modeste dimensioni con stato quiescente e distribuzione costante. I fenomeni presentano spessori delle masse in deformazione mediamente 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 calcarenitici e arenacei ad essi sovrapposti.



Foto 11 - Scarbate morfologiche interessate da fenomeni di crollo in roccia nei settori centrali della zona di studio, lungo il margine meridionale del rilievo collinare su cui sorge il centro abitato di Giave.

Ad essi si aggiungono numerosi fenomeni di crollo di roccia lungo le scarpate con stato attivo. I suddetti fenomeni presentano volumi delle masse instabili sempre molto ridotti, generalmente inferiori a 1 m^3 . 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 S. Ena e Sunigo, il Riu Borta, il Riu Uttieri e Riu Mannu e il Riu Cabu Abbas. 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 rinvengono 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.



Foto 12 - Vista panoramica dell'alveo attuale del Riu Mannu, nei settori nord-occidentali dell'area di intervento, incassato all'interno dei termini basaltici plio-pleistocenici.

Lungo i versanti e in corrispondenza delle parti alte dei bacini imbriferi, si rinvengono 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 dalla presenza di estesi espandimenti lavici, a composizione andesitica, andesitico-basaltica e basaltica, e di spesse successioni piroclastiche e ignimbritiche, a composizione riolitica e riodacitica. Tali corpi costituiscono gran parte del substrato geologico dell'area e rappresentano l'ossatura delle dorsali morfologiche impegnate dalle opere in progetto.



Foto 13 – Porzione affiorante del *neck* vulcanico presente a NE di Giave, lungo la dorsale morfologica che congiunge il centro abitato con l'edificio vulcanico dei Monte Annaru.

Oltre ai suddetti depositi, l'attività vulcanica plio-pleistocenica è testimoniata da diversi elementi geomorfologici presenti nella porzione più settentrionale dell'area di studio. Immediatamente a sud del fondovalle di Riu Mannu si rinviene l'edificio vulcanico del Monte Annaru, costituito da breccie vulcaniche e lapilli incoerenti o debolmente cementati con uno spessore massimo di circa 80 m. Tale struttura risulta attualmente inattiva ed è caratterizzata da una caldera sub-circolare quasi completamente smantellata lungo il fianco occidentale.



Foto 14 - Vista panoramica dell'edificio vulcanico inattivo di Monte Annaru, immediatamente a sud del fondovalle del Riu Mannu.

Lungo la dorsale morfologica che congiunge il centro abitato di Giave con l'edificio vulcanico di Monte Annaru, in località Pedra Mendanza, si rinviene invece un *neck* vulcanico costituito da lave basaltiche intensamente fratturate. Questa struttura rappresenta i resti di un condotto vulcanico secondario quasi completamente eroso, che taglia completamente le successioni vulcanoclastiche e sedimentarie infra-cenozoiche del substrato.

b. 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.

10.6 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. Essi sono pertanto localizzati prevalentemente in

	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA VARIANTE BONORVA-TORRALBA					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 04	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. B	FOGLIO 47 di 104

corrispondenza dei centri abitati di Bonorva e Giave, oltre che lungo la linea ferroviaria esistente e le strade che collegano i due insediamenti.

In corrispondenza delle principali infrastrutture a rete si rinvengono 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 della Campeda 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 sedimentarie e 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; Barca et al. 2016):

- **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 medio-alta:** al complesso in questione sono riferiti i termini calcarei e arenaceo-sabbiosi delle successioni marine infra-mioceniche (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016). Tali litotipi presentano spessori modesti e, quindi, sono sede di falde freatiche di scarsa rilevanza, sia frazionate che a deflusso unitario (Pertusati et al. 2002; 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 e le breccie vulcaniche plio-pleistoceniche che ricoprono in discordanza i termini vulcano-sedimentari più antichi (Barca et 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 diverse emergenze sorgentizie presenti ai margini dei rilievi (Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016).
- **Complesso dei terreni a permeabilità bassa:** a questo complesso sono associati i termini tufacei olio-miocenici, che costituiscono la parte più bassa della sequenza stratigrafica in esame (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016). I suddetti depositi presentano spessori piuttosto rilevanti ma, a causa della ridotta permeabilità degli stessi, sono sede di falde idriche sotterranee di modesta rilevanza (Pertusati et al. 2002; 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 sotterranea 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 delle dorsali morfologiche che costituiscono l'Altopiano della Campeda sono formate da successioni ignimbritiche, calcaree e arenacee, localmente ricoperte da espandimenti lavici a composizione basaltica e andesitico-basaltica del ciclo plio-pleistocenico. A queste si intercalano locali livelli piroclastici sciolti di esiguo spessore, che risultano particolarmente evidenti nei settori centrali dell'area di studio. I diversi termini litologici del substrato costituiscono acquiferi misti e fessurati piuttosto eterogenei, sia in termini di trasmissività che di permeabilità (Pertusati et al. 2002; Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016).

Tali acquiferi sono sede di diverse falde freatiche concentrate nelle porzioni più fratturate ed alterate degli ammassi, che alimentano le locali emergenze sorgentizie presenti ai margini delle dorsali (Funedda et al. 2012; Barca et al. 2016). Le falde sono localmente frazionate o separate dagli orizzonti litoidi più compatti e meno permeabili, generalmente costituiti da banconi di tufo ben cementato e poco fratturato. 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).

	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA VARIANTE BONORVA-TORRALBA				
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 04	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. B FOGLIO 49 di 104

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-plestitocenici, 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 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 Bonorva sono stati individuati sette 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 quattro dei sette 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 cinque distinti complessi idrogeologici, costituiti da sequenze sedimentarie infra-mioceniche, di natura calcarenitico-arenacea e arenaceo-sabbiosa, e da successioni vulcaniche oligo-mioceniche e plio-pleistoceniche, di natura sia lavica che piroclastica.

12.1.1.1 Complesso tufaceo ignimbrítico

Al presente complesso sono associati i termini tufacei e ignimbríticos delle unità **IGR** e **IPD**. È quindi formato da tufi a granulometria da fine a grossolana (**CTI**), da mediamente a ben cementati, massivi o in strati da spessi a molto spessi, con abbondanti cristalli; immersi nella massa di fondo si rinvengono passaggi di ceneri grossolane, pomici e litici lavici con dimensioni da centimetriche a decimetriche, da scarsi a molto abbondanti.

Costituiscono acquiferi misti di modesta trasmissività, moderatamente eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche sotterranee di modesta rilevanza, localmente frazionate dagli orizzonti litoidi più compatti e meno fratturati. La permeabilità, per porosità e fessurazione, è variabile da molto bassa a bassa. A questo complesso è quindi possibile attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-8}$ e $1 \cdot 10^{-6}$ m/s.

12.1.1.2 Complesso piroclastico cineritico

A tale complesso è riferita l'unità piroclastica **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 medi 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.

12.1.1.3 Complesso calcarenitico-arenaceo

A questo complesso sono associati i termini calcarenitici e arenacei dell'unità **CMS**. Si tratta di calcareniti in strati da sottili a spessi (**CCA**), in alternanza con biocalcareniti in strati da spessi a molto spessi; a luoghi si rinvengono passaggi di arenarie e arenarie calcaree in strati da sottili a medi, più frequenti verso l'alto stratigrafico.

Costituiscono acquiferi fessurati di modesta trasmissività, moderatamente eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche di scarsa rilevanza, contenute nelle porzioni più carsificate e fessurate dell'ammasso. La permeabilità, per fessurazione e carsismo, è variabile da bassa a media. A questo complesso è quindi possibile attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-6}$ e $1 \cdot 10^{-4}$ m/s.

12.1.1.4 Complesso arenaceo-sabbioso

A tale complesso sono riferiti i litotipi arenaceo-sabbiosi dell'unità **MBO**. Litologicamente è formata da arenarie fini e siltiti in strati da sottili a medi (**CAS**), in alternanza con sabbie e sabbie limose in strati da medi a spessi, con abbondanti frammenti fossili; a luoghi si rinvencono intercalazioni di marne e marne arenacee in strati da medi a spessi e passaggi di arenarie calcaree, più frequenti verso il basso stratigrafico.

Costituiscono acquiferi misti di discreta trasmissività, piuttosto eterogenei ed anisotropi; sono sede di falde idriche di scarsa rilevanza, sia frazionate che 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.

12.1.1.5 Complesso vulcanico lavico

Al complesso in questione sono associate le colate laviche e le breccie vulcaniche delle unità **BST** e **BVR**. Si tratta di lave a composizione 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 con locale fessurazione colonnare; a luoghi si rinvencono breccie vulcaniche e lapilli con dimensioni da centimetriche a decimetriche, da incoerenti a debolmente cementati, in matrice cineritica da scarsa ad abbondante.

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 bassa a media. A questo complesso è quindi possibile attribuire un coefficiente di permeabilità k variabile tra $1 \cdot 10^{-6}$ e $1 \cdot 10^{-4}$ 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

Al presente complesso sono riferiti i depositi alluvionali recenti e attuali dell'unità **b**. Si tratta di ghiaie poligeniche ed eterometriche (**CAR**), da sub-arrotondate ad arrotondate, in matrice sabbiosa e sabbioso-limosa generalmente abbondante; a luoghi si rinvencono 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 tale complesso si può quindi 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

A questo complesso è costituito dai terreni di copertura delle unità **b2**, **a** e **a1**. 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 da scarsa ad abbondante, con locali blocchi poligenici di dimensioni da decimetriche a metriche; 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 è quindi possibile 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
DHRR41G03	L1	Lugeon	32.0 - 37.0	3.68E-09	CVL

Tabella 6 - Prospetto sintetico delle prove di permeabilità realizzate nel corso della campagna di indagine RR4100R - 2006, con indicazione del complesso idrogeologico di appartenenza.

Sigla	Prova	Tipologia	Profondità <i>m</i>	Permeabilità <i>m/s</i>	Complesso idrogeologico di riferimento
S1_BO	L1	Lugeon	5.0 - 7.4	8.27E-08	CTI
S1_BO	L2	Lugeon	14.0 - 17.9	8.34E-09	CTI
S5_BO	L1	Lugeon	3.0 - 5.8	2.03E-08	CTI
S5_BO	L2	Lugeon	9.0 - 11.8	1.93E-08	CTI
S6_BO	L1	Lugeon	43.0 - 48.0	4.66E-09	CTI
S6_BO	L2	Lugeon	53.0 - 57.2	3.98E-09	CTI
S7_BO	L1	Lugeon	18.0 - 23.0	3.04E-09	CTI
S7bis_BO	L1	Lugeon	5.0 - 8.0	2.25E-08	CTI
S8_BO	L1	Lugeon	3.0 - 7.5	7.95E-08	CTI
S8_BO	L2	Lugeon	10.0 - 12.8	7.05E-09	CTI
S9_BO	L1	Lugeon	5.0 - 8.0	1.32E-07	CVL
S9_BO	L2	Lugeon	10.0 - 13.0	4.83E-08	CVL

Tabella 7 - 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.

Il monitoraggio delle strumentazioni piezometriche installate nei fori di sondaggio è tutt'oggi in corso di esecuzione. 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 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.	Quote falda da p.c.
S1_BO	Tubo aperto cieco: 0.0 - 6.0 finestrato: 6.0 - 38.0 cieco: 38.0 - 40.0	03/2018	391.95	-6,24
		04/2018	411.65	-5,35
		05/2018	415.97	-1,03
		06/2018	415.75	-1,25
		07/2018	415.35	-1,65
		08/2018	414.90	-2,10
		09/2018	413.55	-3,45
S5_BO	Tubo aperto cieco: 0.0 - 3.0 finestrato: 3.0 - 37.0 cieco: 37.0 - 40.0	10/2018	415.05	-1,95
		03/2018	432.85	-2,15
		04/2018	433.25	-1,75
		05/2018	434.47	-0,53
		06/2018	434.18	-0,82
		07/2018	433.55	-1,45
		08/2018	433.10	-1,90
S6_BO	Tubo aperto cieco: 0.0 - 36.0 finestrato: 36.0 - 66.0 cieco: 66.0 - 70.0	09/2018	432.80	-2,20
		10/2018	433.55	-1,45
		03/2018	461.00	-26,95
		04/2018	459.30	-28,70
		05/2018	458.87	-29,13
		06/2018	458.75	-29,25
		07/2018	458.70	-29,30
S7_BO	Tubo aperto cieco: 0.0 - 6.0 finestrato: 6.0 - 36.0 cieco: 36.0 - 40.0	08/2018	458.60	-29,40
		09/2018	458.50	-29,50
		10/2018	459.25	-28,75
		03/2018	410.00	-0,86
		04/2018	403.91	-7,09
		05/2018	410.05	-0,95

Sigla	Piezometro	Data	Quota falda m s.l.m.	Quote falda da p.c.
		06/2018	409.92	-1,08
		07/2018	408.45	-2,55
		08/2018	407.35	-3,65
		09/2018	406.65	-4,35
		10/2018	408.35	-2,65
S8_BO	Tubo aperto cieco: 0.0 - 3.0 finestrato: 3.0 - 21.0 cieco: 21.0 - 30.0	03/2018	398.95	-5,56
		04/2018	399.88	-5,12
		05/2018	400.33	-4,67
		06/2018	400.16	-4,84
		07/2018	399.95	-5,05
		08/2018	399.70	-5,30
		09/2018	399.35	-5,65
		10/2018	399.90	-5,10
S9_BO	Tubo aperto cieco: 0.0 - 3.0 finestrato: 3.0 - 30.0 cieco: 30.0 - 40.0	03/2018	369.70	-7,29
		04/2018	369.83	-7,17
		05/2018	373.62	-3,38
		06/2018	373.45	-3,55
		07/2018	373.10	-3,90
		08/2018	372.75	-4,25
		09/2018	372.30	-4,70
		10/2018	372.85	-4,15

Tabella 8 - Dati di monitoraggio piezometrico condotto sulle strumentazioni installate nei fori di sondaggio della presente campagna indagine, utilizzati nello studio di ricostruzione della falda, in rosso è evidenziata la misura massima rilevata, mentre in blu la minima.

Nel mese di marzo 2018 è stato avviato il monitoraggio della falda attraverso la lettura mensile dei piezometri installati nei fori di sondaggio che ha permesso di stimare il livello di falda riportato nella relazione. La campagna di monitoraggio piezometrico è stata pianificata per una durata di 18 mesi, dunque è in corso di svolgimento e sarà protratta fino al mese di settembre 2019. I livelli di falda riportati nei profili geologici ed idrogeologici riportati in allegato allo studio risultano coerenti con l'intero set di dati disponibili ad oggi.

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. 3 pozzi realizzati per il prelievo delle acque dal sottosuolo, ad uso prevalentemente irriguo/allevamento. 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 04 D69 N5 GE0002 001).

Sigla	Longitudine	Latitudine	Quota <i>m s.l.m.</i>	Profondità <i>m</i>	Falda <i>m da p.c.</i>	Destinazione d'uso
P1BO	1480922	4475039	568.6	-	-	irriguo
P2BO	1480063	4478606	340.0	-	-	irriguo
P3BO	1479976	4478650	345.0	-	-	irriguo

Tabella 9 - Sintesi dei pozzi censiti lungo la variante Bonorva-Torralba.



P1BO



P2BO



P3BO

Foto 15 – Punti d'acqua censiti nella presente fase progettuale “Velocizzazione linea ferroviaria S. Gavino - Sassari – Olbia”.

Inoltre, sono state censite due emergenze sorgentizie captate (S1BO e S2BO). 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 in scala 1:5000 in allegato alle presenti note di sintesi (RR0H 04 D69 N5 GE0002 001).

Sigla	Longitudine	Latitudine	Quota m s.l.m.	Portata l/min
S1BO	1480428	4475933	410.0	-
S2BO	1480400	4475985	410.0	-

Tabella 10 - Sintesi delle sorgenti censite nella presente fase progettuale “Velocizzazione linea ferroviaria S. Gavino - Sassari – Olbia”.



S1BO



S2BO

Foto 16 - 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. 12.3 - Monitoraggio piezometrico).

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 rinvengono 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 termini vulcanoclastici del Complesso tufaceo ignimbrico (CTI) costituiscono degli acquiferi misti di una certa importanza, prevalentemente a causa della notevole estensione latero-verticale dei depositi. In generale, sono sede di falde idriche sotterranee di modesta rilevanza, globalmente a deflusso unitario ma localmente frazionate dagli orizzonti litoidi più compatti e meno fratturati.

I litotipi vulcanoclastici sciolti del Complesso piroclastico cineritico (**CPC**) rappresentano degli acquiferi misti di una certa importanza 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.

Nonostante la discreta permeabilità che li caratterizza, i termini lapidei del Complesso calcarenitico-arenaceo (**CCA**) costituiscono degli acquiferi fessurati di ridotta rilevanza dal punto di vista idrogeologico, prevalentemente a causa della ridotta estensione degli stessi. Sono sede di falde idriche di scarsa rilevanza, contenute nelle porzioni più carsificate e fessurate dell'ammasso, talora in comunicazione idraulica con i corpi idrici sotterranei dei complessi idrogeologici ad essi giustapposti.

I depositi silicoclastici del Complesso arenaceo-sabbioso (**CAS**), come i precedenti, rappresentano degli acquiferi misti di ridotta rilevanza, sempre in virtù della ridotta estensione latero-verticale degli stessi. Nel complesso, sono sede di falde idriche sotterranee di scarsa rilevanza, sia frazionate che a deflusso unitario, in parziale comunicazione idraulica con la falda del Complesso calcarenitico-arenaceo.

I termini lapidei del Complesso vulcanico lavico (**CVL**) costituiscono degli acquiferi fessurati di discreta rilevanza, prevalentemente a causa della notevole estensione latero-verticale dei litotipi in questione. Nel settore di piana a nord di Giave sono sede di una falda freatica concentrata nelle porzioni più fratturate ed alterate dell'ammasso, in parziale comunicazione idraulica con l'alveo del Riu Mannu.

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.

Di conseguenza, per quanto concerne la circolazione idrica superficiale, le caratteristiche dei complessi idrogeologici appena descritti (**CAR** e **CDC**) sono tali per cui non si ritiene necessario uno studio di maggiore dettaglio, né tantomeno si ritiene necessaria l'installazione di piezometri alternativi al tubo aperto, dal momento che, viste le caratteristiche granulometriche dei terreni, i piezometri installati risultano de tutto adeguati all'attuale contesto idrogeologico.

L'assetto idrogeologico locale è quindi influenzato dalla presenza di diverse falde idriche sotterranee contenute all'interno delle successioni vulcaniche e sedimentarie del substrato. Tali falde si estendono sia all'interno delle dorsali morfologiche interessate dalle opere in sotterraneo che all'interno delle depressioni alluvionali e tettoniche. Le falde più profonde presentano un carattere chiaramente perenne e risultano alimentate sia dalle precipitazioni meteoriche che dal deflusso idrico sotterraneo delle strutture idrogeologiche limitrofe.

In relazione ai dati idrogeologici disponibili, le ricostruzioni della superficie piezometrica sono state effettuate unicamente per i settori di imbocco delle opere in sotterraneo e in corrispondenza delle aree impluviali più meridionali. In tali zone la falda è posta a profondità mediamente comprese tra i 1 e 6 m circa dal p.c., a meno dei settori di imbocco meridionale della Galleria Martis, dove si approfondisce fino a 15 m circa dal p.c. Il deflusso

segue generalmente l'andamento della superficie topografica, anche se risulta talora influenzato dalla presenza di elementi strutturali e zone di deformazione tettonica.

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).

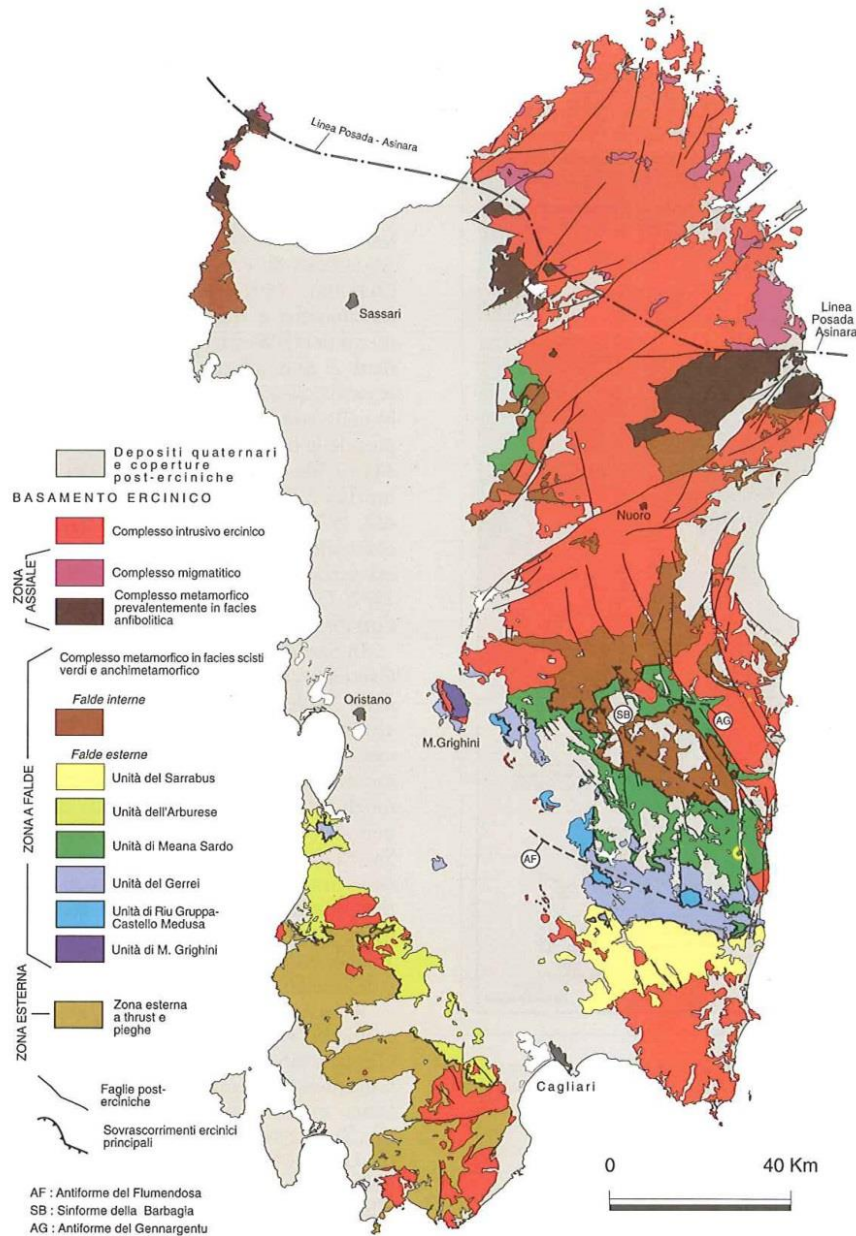


Figura 9 – Schema dei principali elementi strutturali del basamento ercinico sardo (da Carmignani et al. 2001).

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.

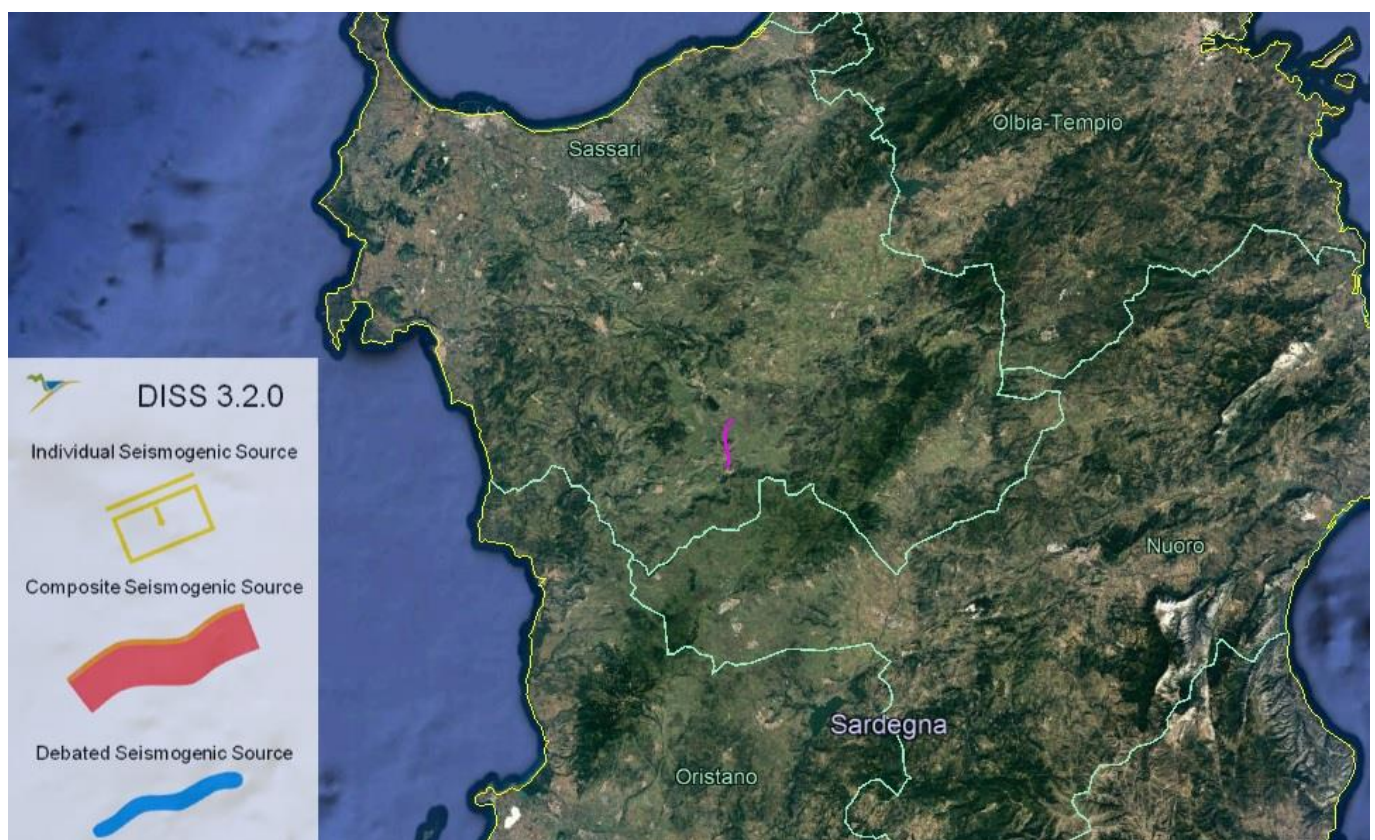


Figura 10 – Localizzazione delle potenziali sorgenti di terremoti con $M > 5.5$ nell'area di studio (da DISS Working Group 2015, *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS)*, versione 3.2.0., <http://diss.rm.ingv.it/diss/>).

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.

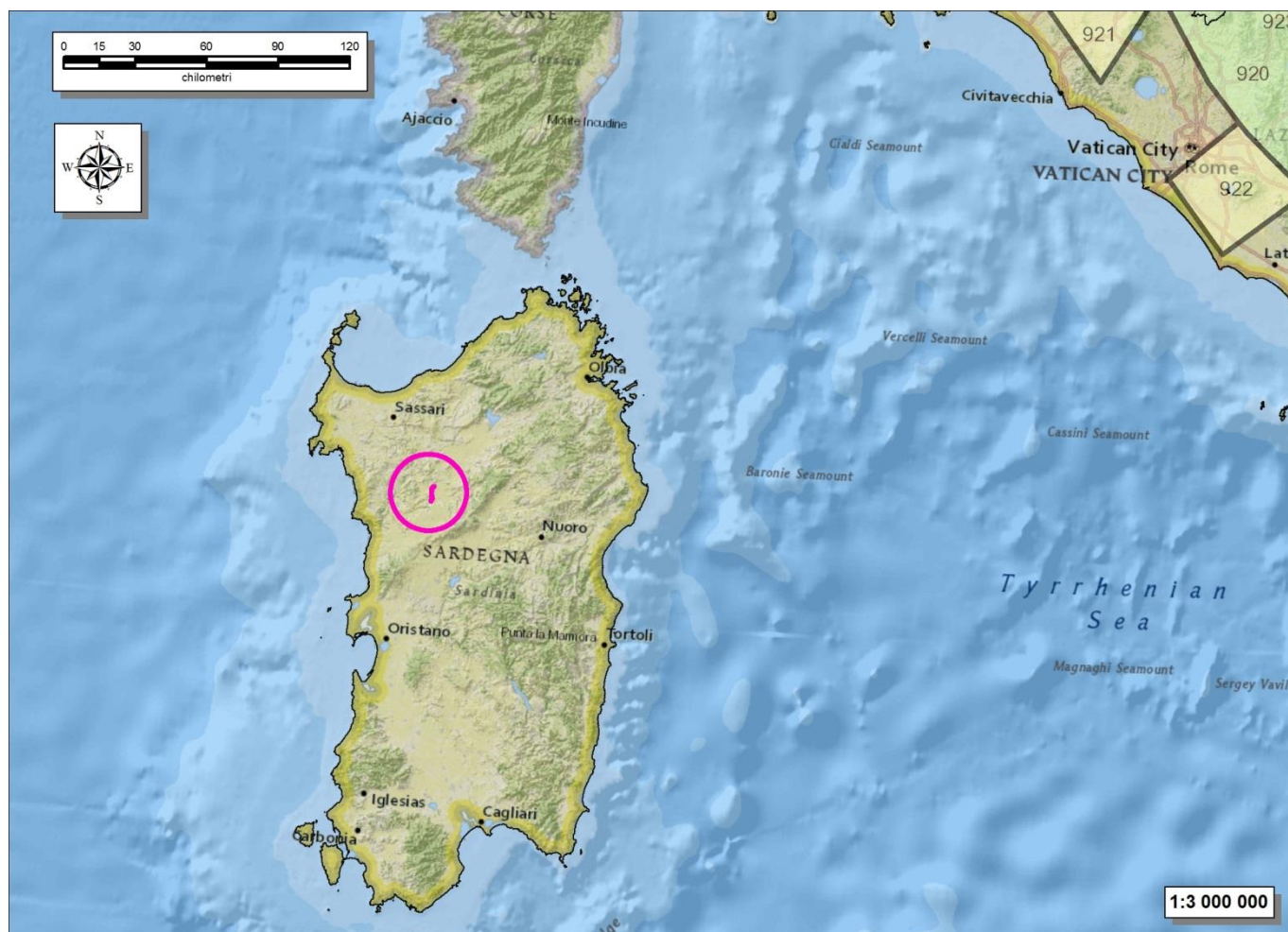


Figura 11 –Stralcio della zonazione sismogenetica ZS9 della Sardegna (da Meletti & Valensise 2004, http://www.pcn.minambiente.it/arcgis/services/Zone_sismogenetiche_ZS9); in colore magenta è indicato il tracciato ferroviario di interesse progettuale.

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 11 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 aprés 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 11 – 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.

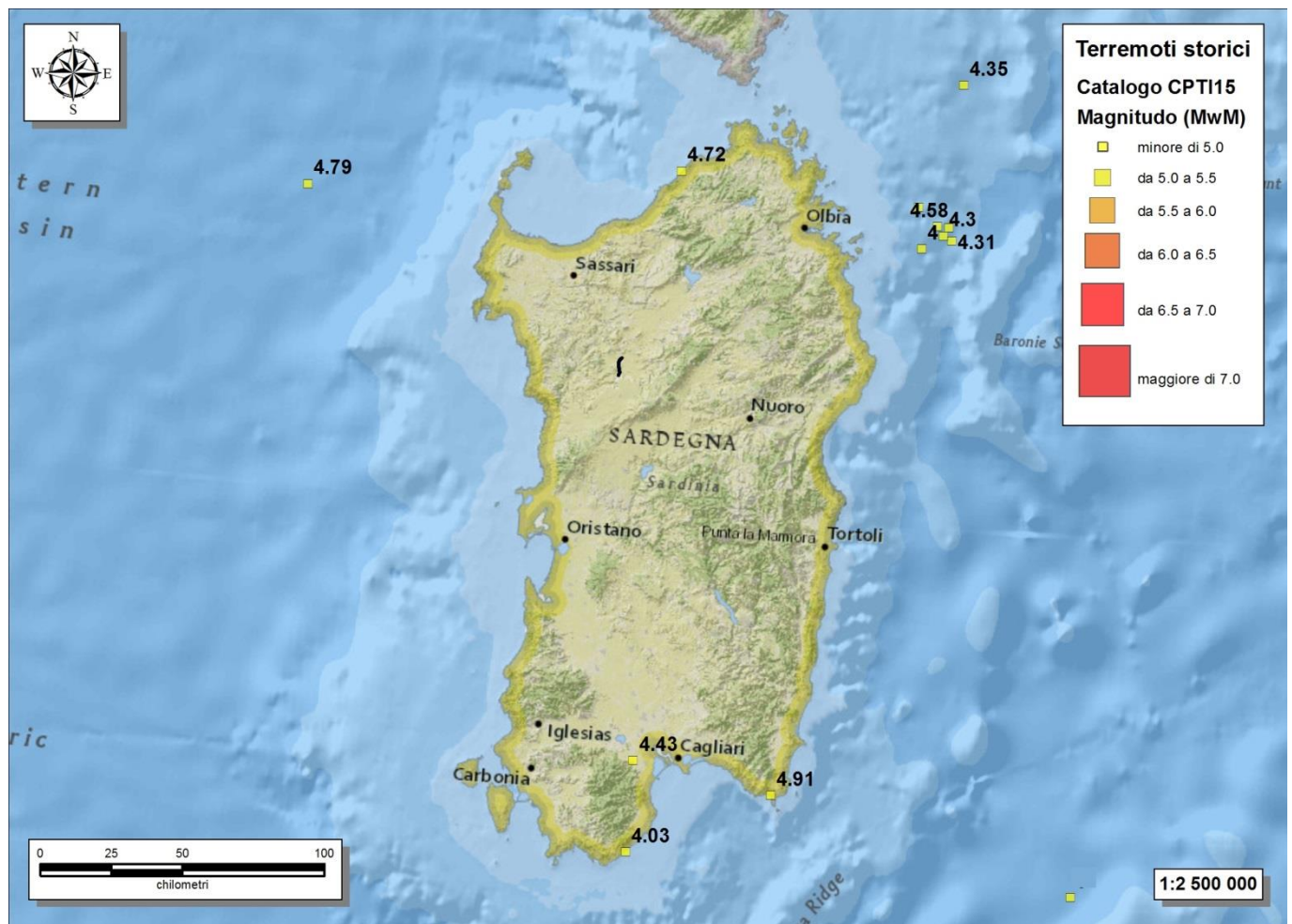


Figura 12 – Ubicazione dei principali terremoti storici che hanno interessato l’area di studio (da catalogo CPTI15). In colore nero è riportata la tratta ferroviaria in progetto.

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 avvertito 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/>).

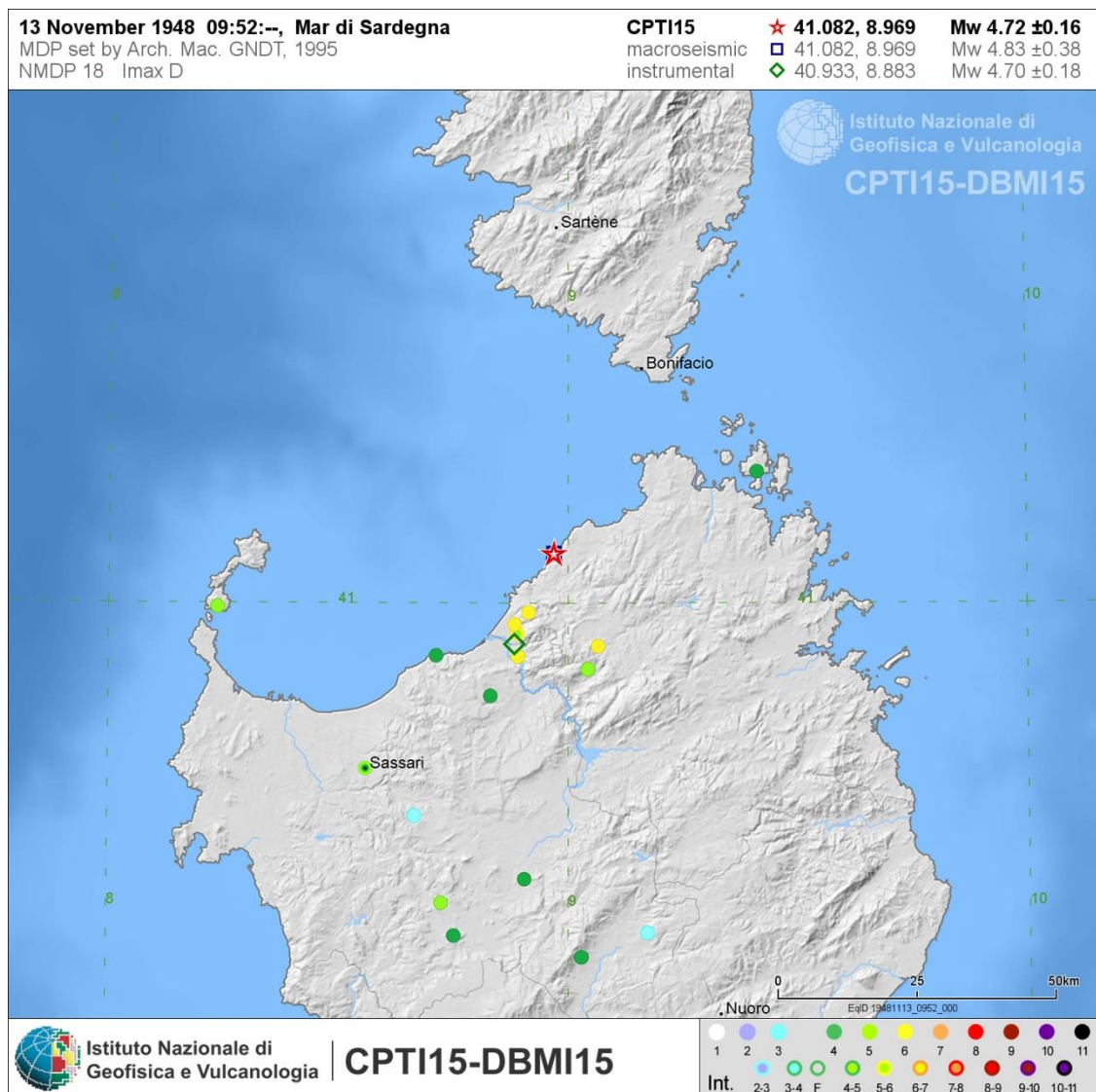


Figura 13 – Distribuzione del danneggiamento prodotto dal terremoto di magnitudo 4.72 del 1948 (Mar di Sardegna).

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 Bonorva e Giave in provincia di Sassari (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di Bonorva

[40.418, 8.768]

Numero eventi: 1

Effetti	In occasione del terremoto del:				
I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
3-4	2000 04 26 13 37 46.78	Tirreno centrale	265		4.77

Tabella 12 - Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Bonorva (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); Io intensità massima (MCS); Mw magnitudo momento; Ax Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

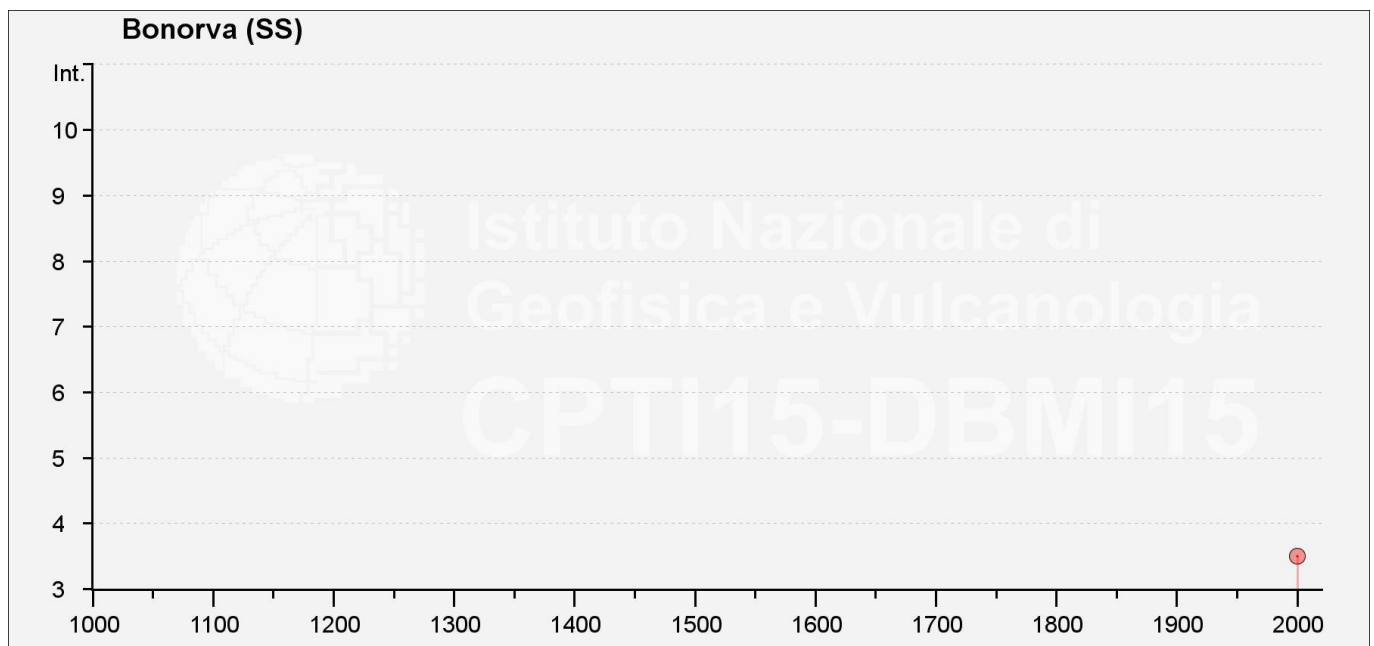


Figura 14 – Grafico illustrante la storia sismica di Bonorva. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

Storia sismica di Giave

[40.451, 8.752]

Numero eventi: 2

Effetti	In occasione del terremoto del:				
I [MCS]	Data	Ax	NMDP	Io	Mw
4	1948 11 13 09 52	Mar di Sardegna	18	6	4.72
3-4	2000 04 26 13 37 46.78	Tirreno centrale	265		4.77

 ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA VARIANTE BONORVA-TORRALBA					
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 04	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. B

Tabella 13 - Sintesi dei principali terremoti storici che hanno interessato il centro abitato di Giave (da Database Macrosismico Italiano, DBMI15). Legenda: I intensità al sito (MCS); I_o intensità massima (MCS); M_w magnitudo momento; Ax Area epicentrale; NMDP numero di osservazioni macrosismiche del terremoto.

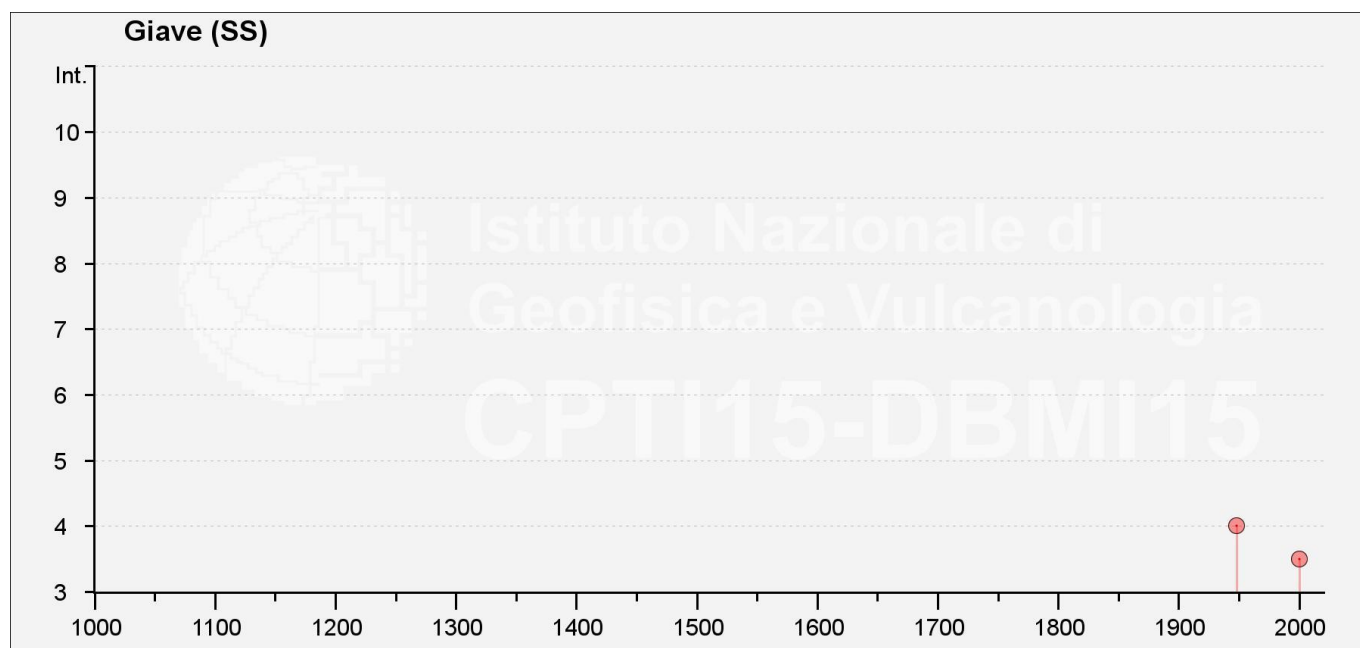


Figura 15 – Grafico illustrante la storia sismica di Giave. Sulle ascisse sono riportati i riferimenti temporali espressi in anni, sulle ordinate le intensità sismiche (I) degli eventi rilevati (da <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>).

13.2 Sismicità attuale

L'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n° 3274 del 20/03/2003 (e successive modifiche ed integrazioni) – “*Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di Normative tecniche per le costruzioni in zona sismica*” disciplinava la classificazione sismica dei comuni d'Italia. Secondo tale normativa, i comuni di Bonorva e Giave 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.

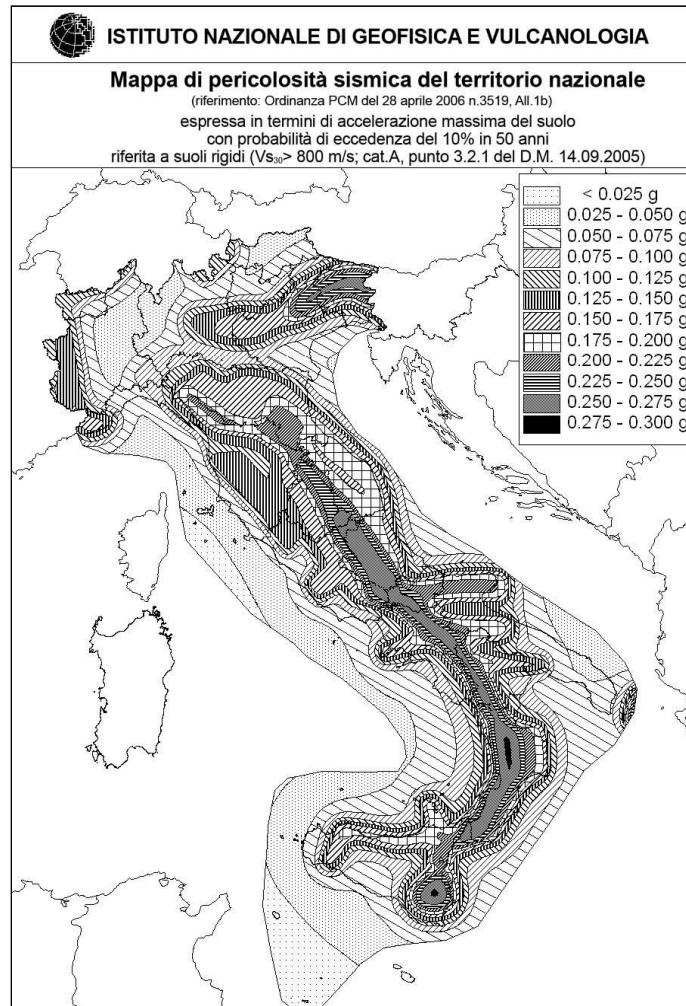


Figura 16 – Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale, espressa in termini di accelerazione massima del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (da INGV 2006).

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.

Mappe interattive di pericolosità sismica  

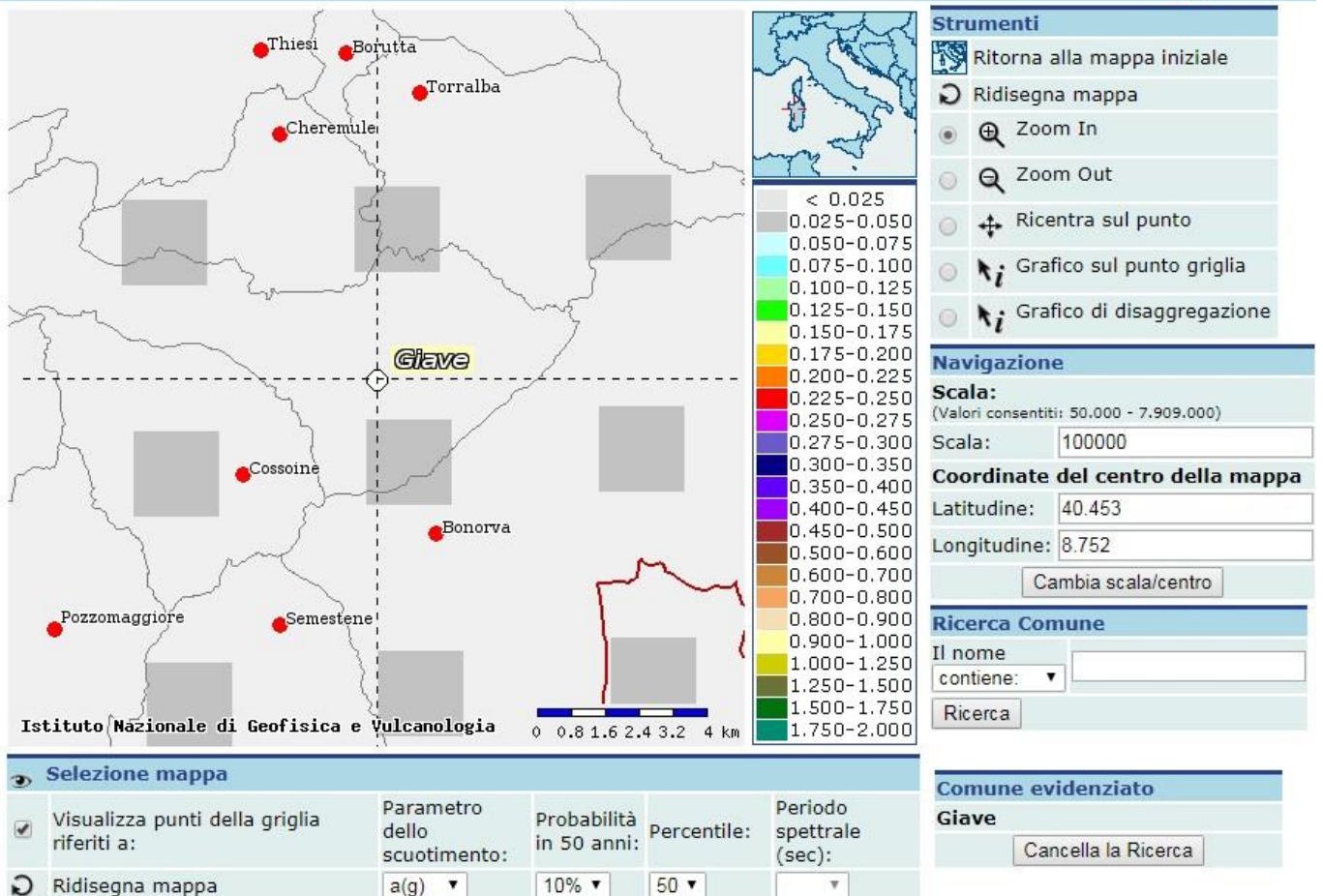


Figura 17 – Mappa interattiva di pericolosità sismica per l’area di interesse; i colori della legenda indicano le diverse accelerazioni del suolo (<http://esse1-gis.mi.ingv.it>).

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 17). 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).

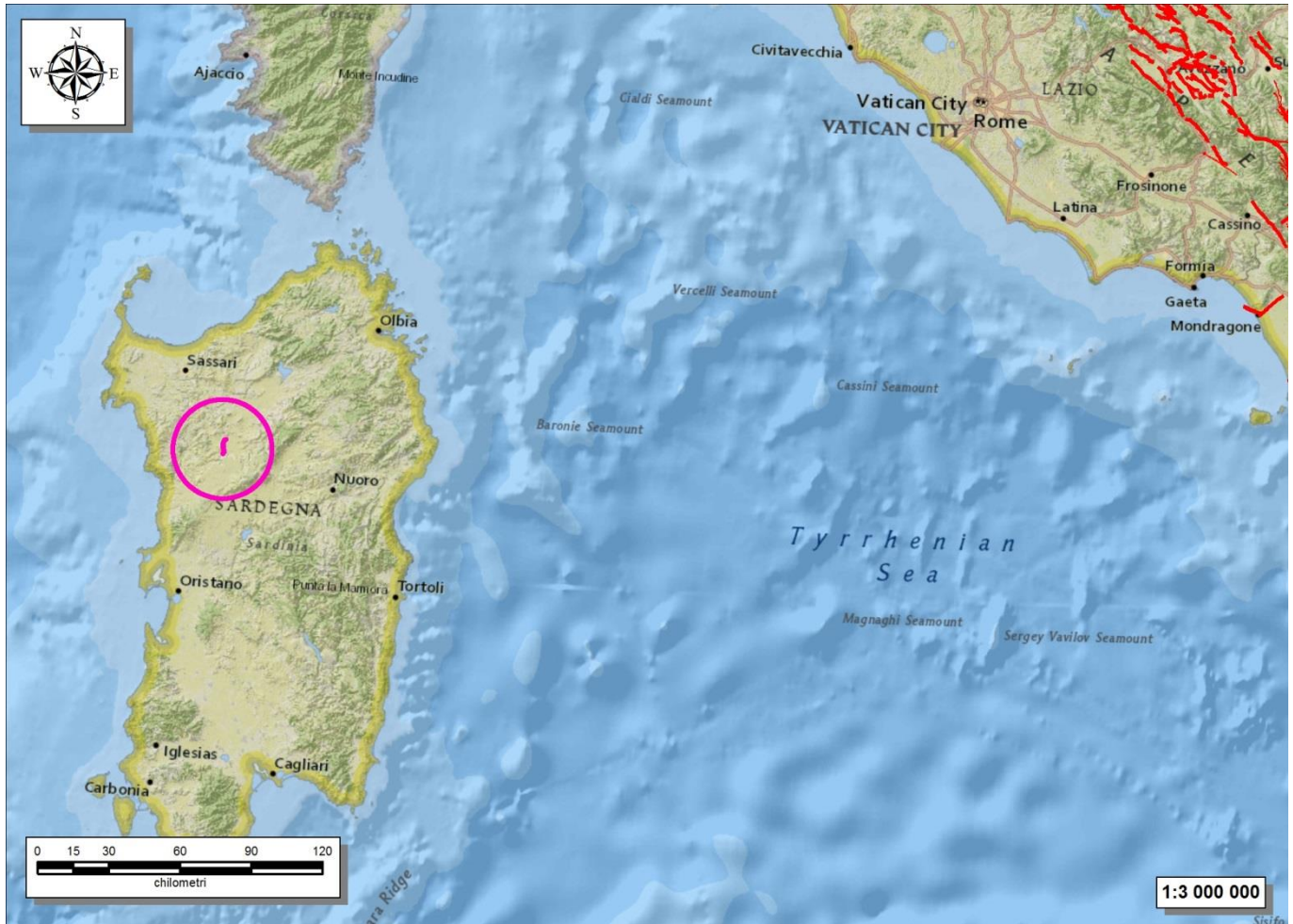


Figura 18 – Stralcio cartografico dell'area di studio con indicazione della tratta ferroviaria di progetto (in magenta) e delle faglie capaci (in rosso) (<http://sgi.isprambiente.it/ArcGIS/rest/services/servizi/ithaca/MapServer>).

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 14 - 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 sottosuolo

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 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.

Nell'ambito del presente studio, le categorie di sottosuolo per l'area di intervento sono state definite in funzione delle n. 3 prove sismiche a rifrazione appositamente realizzate durante la presente fase progettuale. In Tabella 15 si riporta una sintesi delle prove effettuate, 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
1	Rifrazione	117.5		A	a1/b/IPD/IGR
2a	Rifrazione	117.5		A	a1/b/IGR
9	Rifrazione	141.0		A	b2/BST

Tabella 15 - 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 ulteriore 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. Come detto, tali elementi sono rappresentati faglie dirette o transtensive 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 tufacei del substrato risultano moderatamente alterati e fessurati, secondo quattro sistemi principali di giunti. I valori di RMR_b sono variabili tra 54 e 71, mentre quelli di GSI sono compresi tra 49 e 66. In prossimità dei principali allineamenti tettonici i valori di entrambi i parametri sono mediamente più bassi di quelli registrati in porzioni di ammasso integre, anche se in relazione alla modesta entità delle deformazioni subite tali variazioni sono generalmente piuttosto contenute.

Allo stesso modo, i termini basaltici plio-pleistocenici sono caratterizzati da un modesto grado di alterazione e fratturazione, sempre secondo quattro sistemi di giunti principali. Per tali materiali i valori di RMR_b risultano variabili tra 57 e 71, mentre quelli di GSI sono compresi tra 52 e 66. Come per i termini tufacei, anche per i basalti plio-pleistocenici le deformazioni indotte dai principali allineamenti tettonici sono piuttosto basse e scarsamente incidenti sullo stato di fessurazione dell'ammasso.

I litotipi arenacei e carbonatici infra-miocenici, invece, si presentano decisamente più alterati e fessurati dei precedenti, anche se interessati da un minor numero di sistemi di giunti pervasivi. Per tali materiali i valori di RMR_b risultano variabili tra 38 e 60, mentre quelli di GSI sono compresi tra 33 e 55. Il maggior stato di fratturazione è generalmente dovuto non solo agli elementi tettonici che tagliano l'ammasso, ma anche ai processi

deformativi che interessano i margini dei rilievi dove le suddette successioni risultano sovrapposte a termini piroclastici prevalentemente sciolti o poco cementati.

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 è caratterizzata dalla presenza di movimenti di versante essenzialmente connessi all'assetto geologico-strutturale dell'area e all'evoluzione geomorfologica recente.

Nei settori di stretto interesse progettuale in relazione agli interventi previsti sono localmente presenti, infatti, dissesti riconducibili a movimenti franosi *s.s.* (crolli e frane complesse). Si tratta, generalmente, di fenomeni poco estesi e piuttosto superficiali, che coinvolgono generalmente le coltri pedologiche e le porzioni più alterate del substrato geologico locale.

Per quanto riguarda i settori in cui il progetto prevede la realizzazione di opere all'aperto e gli imbocchi delle gallerie sono stati individuati gli elementi morfologici di seguito sintetizzati:

- tra i km 0+935 e 1+160, le opere in progetto interferiscono sia con zone di distacco che zone di accumulo di materiale detritico. I suddetti fenomeni presentano stato attivo e volumi delle masse instabili sempre molto ridotti, generalmente inferiori a 1 m³. I fenomeni di crollo si sviluppano su di un versante con esposizione a E - ENE, con pendenze medie comprese tra 50 - 90%. Le zone di innesco/distacco sono individuabili nella parte medio-alta del rilievo, in una fascia altimetrica compresa tra 455 e 430 m s.l.m.. Invece, i settori di transito e arresto dei blocchi e detriti si distribuiscono prevalentemente nella porzione medio basse delle fasce di versante, comprese tra quota 435 e 419 m s.l.m., e localmente si estendono verso valle fino al locale fondovalle posto a quota di circa 412 m s.l.m.; tali settori sono contraddistinti generalmente dalla presenza di coperture detritiche (cfr. sezioni geologiche e stralci planimetrici di seguito riportati Figura 19, Figura 20 e Figura 21) (cfr. elaborati: RR0H 04 D69 N5 GE0001 001 A, Carta geologica con elementi di geomorfologia scala 1:5000). Tali fenomeni pertanto presentano delle traiettorie che potrebbero coinvolgere direttamente le opere all'aperto e, benché siano caratterizzati da una ridotta intensità dei fenomeni e da modesti volumi delle masse instabili, in relazione alle specifiche caratteristiche morfodinamiche e alla cinematica estremamente rapida potrebbero rappresentare degli elementi di potenziale criticità.

SEZIONE V1

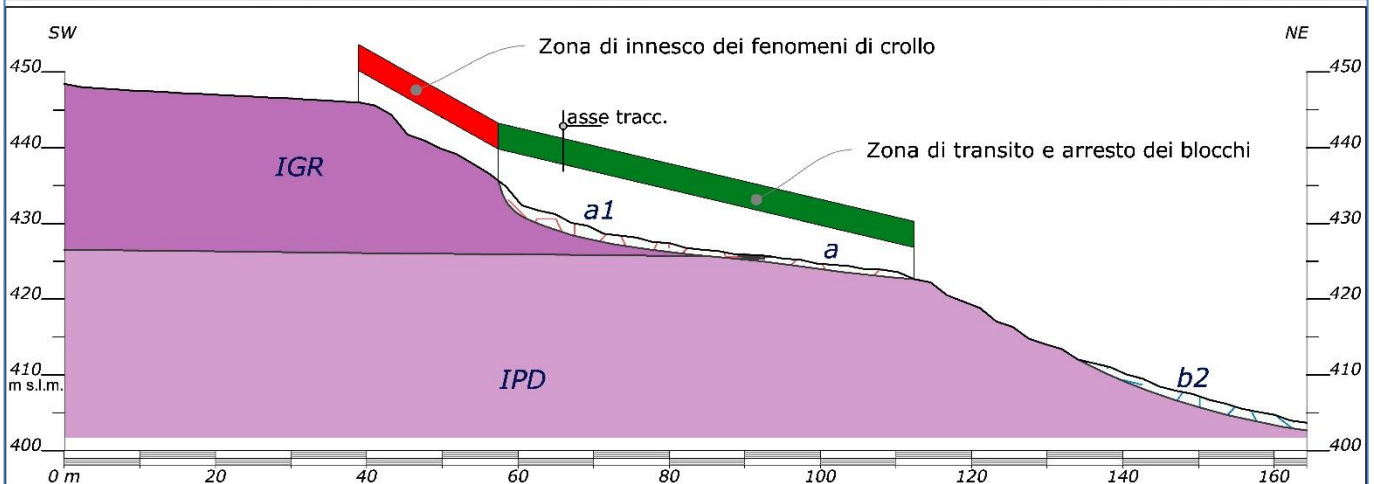
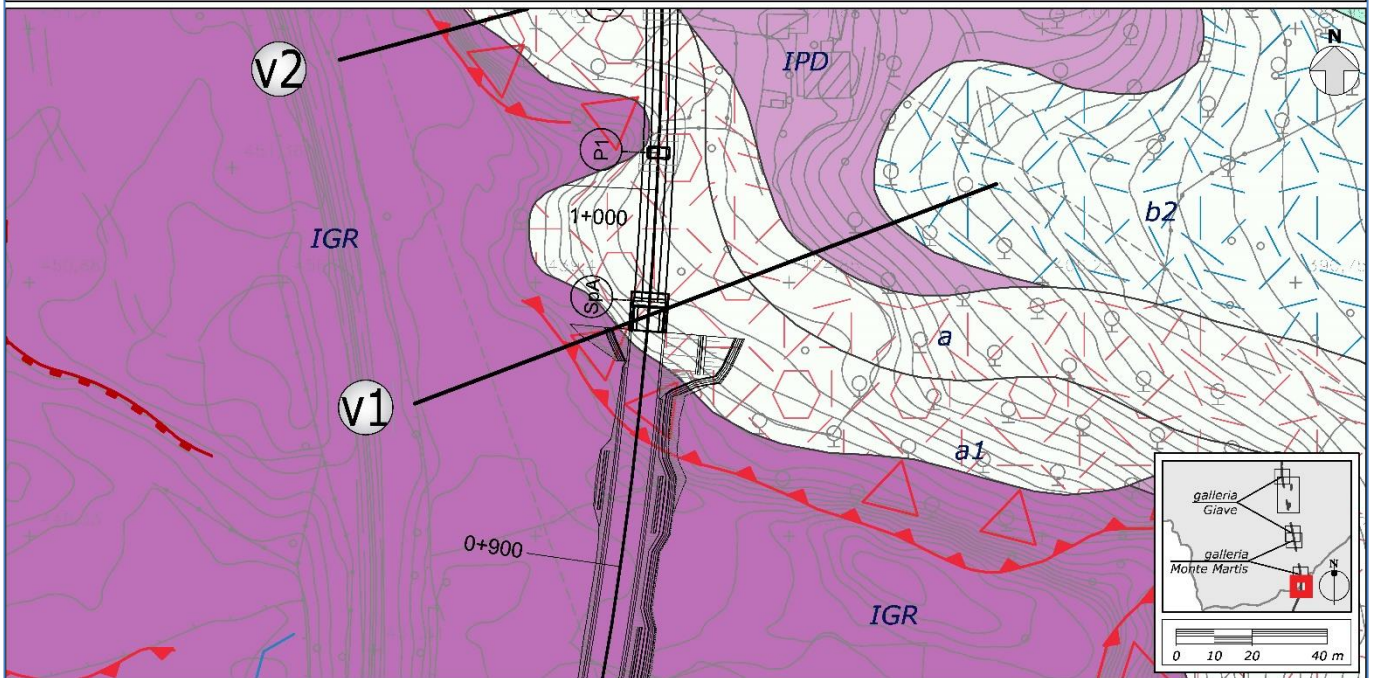


Figura 19 –stralcio della carta geologica con elementi di geomorfologia e sezione geologica con indicazione dei dissesti, tra viadotto km 0+935 - 1+000.

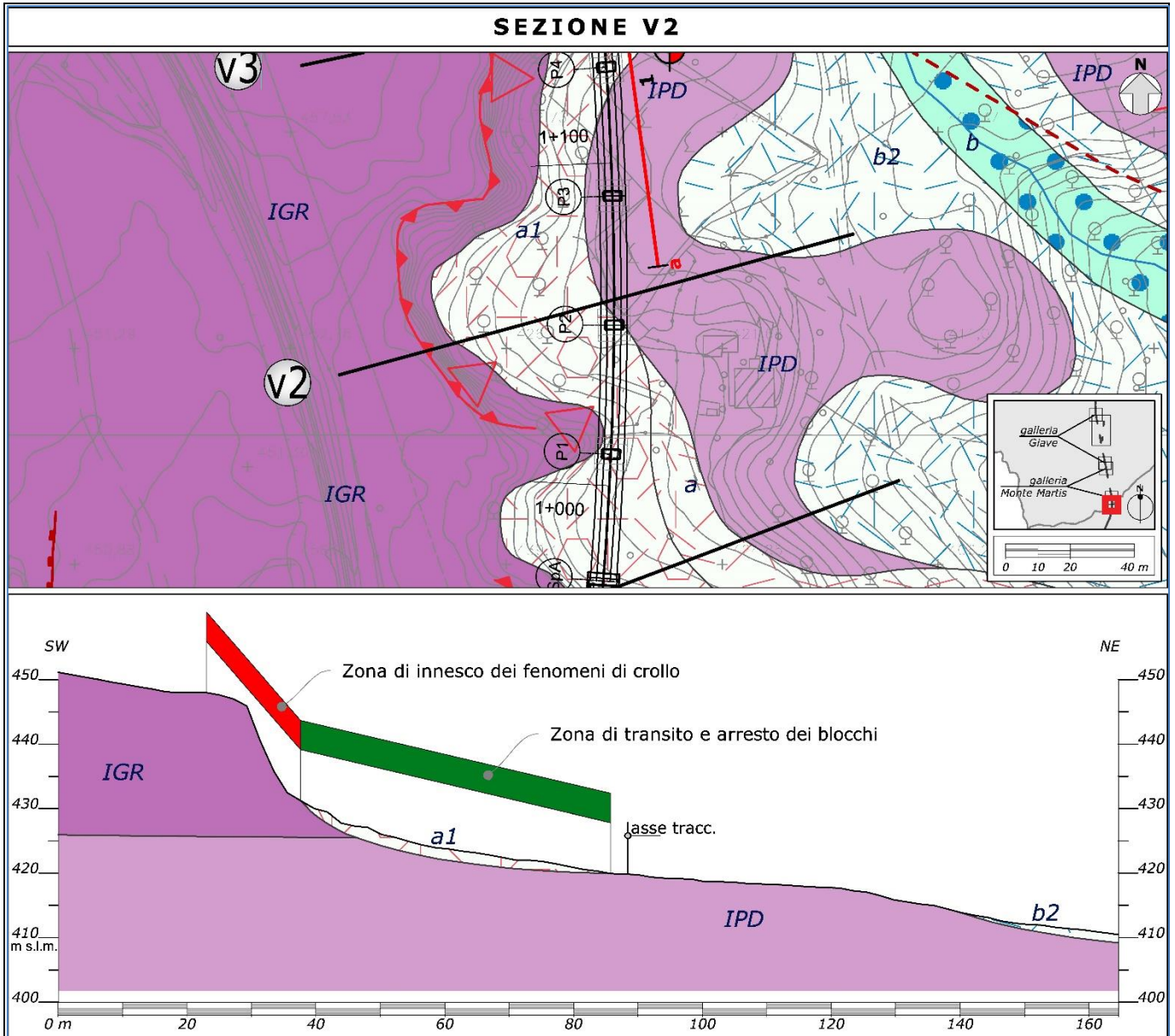


Figura 20 –stralcio della carta geologica con elementi di geomorfologia e sezione geologica con indicazione dei dissesti viadotto tra km 1+000 - 1+100.

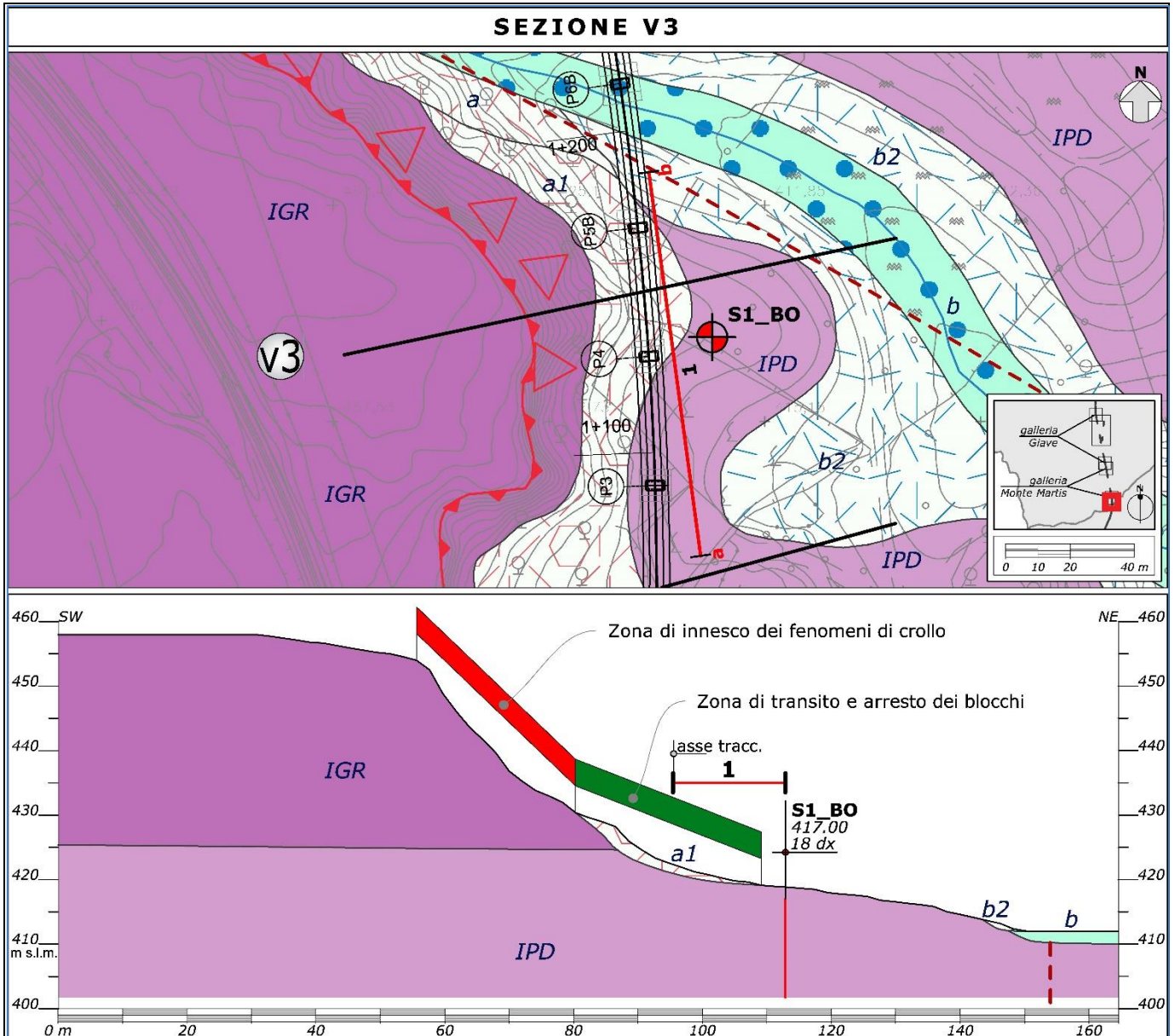


Figura 21 –stralcio della carta geologica con elementi di geomorfologia e sezione geologica con indicazione dei dissesti viadotto tra km 1+100-1+260.

- l'imbocco sud della Galleria Monte Martis risulta interessato da locali crolli di roccia lungo la scarpata di degradazione presente all'altezza del km 1+266. I suddetti fenomeni presentano stato attivo e volumi delle masse instabili sempre molto ridotti, generalmente inferiori a 1 m³. I fenomeni di crollo si sviluppano su di un versante con esposizione a S, con pendenze medie comprese tra 35 e 45 %. Le zone di innesco/distacco sono individuabili nella parte alta del rilievo, in una fascia altimetrica compresa tra 450 e 430 m s.l.m.. Invece, i settori di transito e arresto dei blocchi e detriti si distribuiscono verso valle fino al locale fondovalle posto a quota 413 m s.l.m. e sono segnalate dalla presenza di coltri detritiche (cfr. sezioni

geologiche e stralci planimetrici di seguito riportati Figura 22 e Figura 23) (cfr. elaborati cartografici: RR0H 04 D69 N5 GE0001 001 A Carta geologica con elementi di geomorfologia scala 1:5000, RR0H 04 D69 N6 GE0001 001 A Carta geologica con elementi di geomorfologia e profili geologico Galleria Monte Martis Imbocco lato sud scala 1:2000/200). Tali fenomeni pertanto presentano delle traiettorie che potrebbero coinvolgere direttamente le opere d'imbocco e, benché siano caratterizzati da una ridotta intensità dei fenomeni e da modesti volumi delle masse instabili, in relazione alle specifiche caratteristiche morfodinamiche e alla cinematica estremamente rapida, potrebbero rappresentare degli elementi di potenziale criticità.

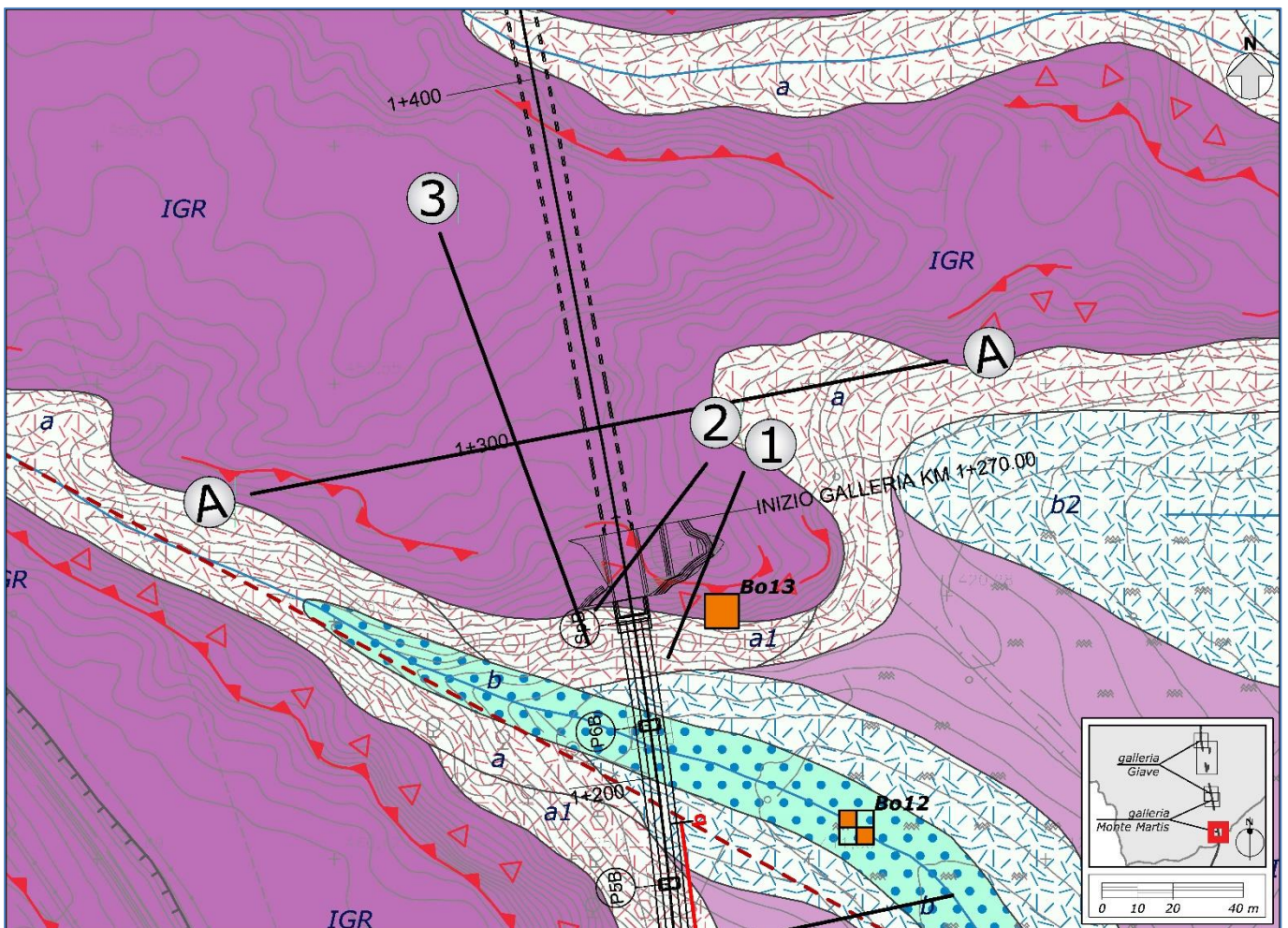


Figura 22–stralcio della carta geologica con elementi di geomorfologia galleria Monte Martis imbocco sud.

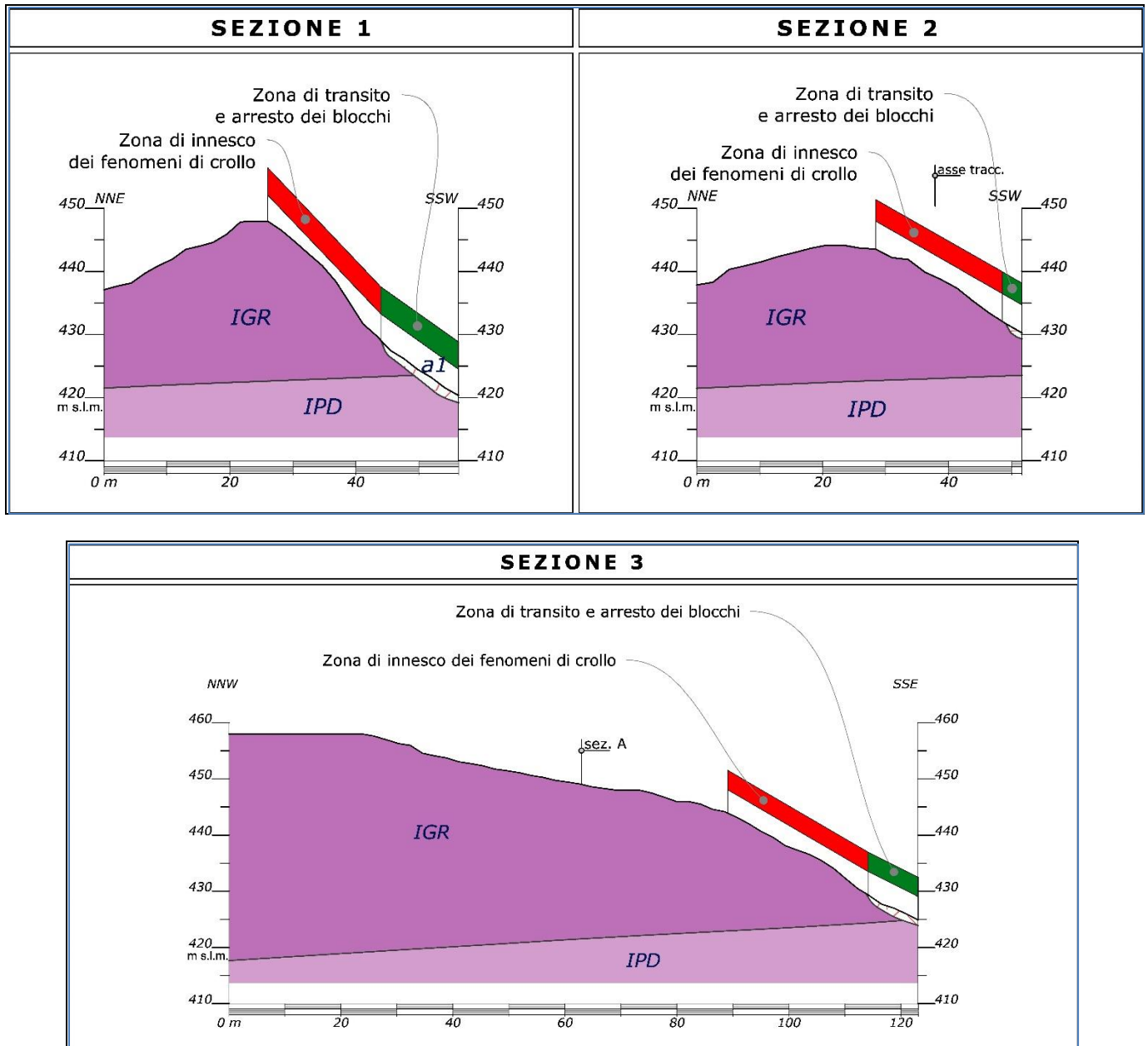


Figura 23–sezioni geologiche con indicazione dei dissesti, galleria Monte Martis imbocco sud.

- Il versante a monte dell'imbocco nord della Galleria Monte Martis, km 2+200, risulta interessato da locali crolli di roccia con stato attivo e traiettorie che potrebbero coinvolgere direttamente le opere in esame, vista anche la presenza di una scarpata di degradazione all'altezza del km 2+188. I suddetti fenomeni presentano volumi delle masse instabili sempre molto ridotti, generalmente inferiori a 1 m³. I fenomeni di crollo si sviluppano su di un versante con esposizione a NNW, con pendenze medie maggiori di 45-50% e settori con incrementi fino al 65-70%. Le zone di innesco/distacco sono individuabili prevalentemente nelle fasce medio alte dei versanti, altimetricamente comprese tra le quote 460 e 420 m s.l.m.. Invece, i settori di transito e arresto dei blocchi e detriti si distribuiscono verso valle fino al locale fondovalle posto

a quota 404 m s.l.m. e sono segnalate dalla presenza di coltri detritiche (cfr. sezioni geologiche e stralci planimetrici di seguito riportati Figura 24, Figura 25 e Figura 26) (cfr. elaborati cartografici e sezioni geologiche di dettaglio: RR0H 04 D69 N5 GE0001 001 A Carta geologica con elementi di geomorfologia scala 1:5000, RR0H 04 D69 N6 GE0001 002 A Carta geologica con elementi di geomorfologia e profili geologico Galleria Monte Martis Imbocco lato nord scala 1:2000/200). Tali fenomeni pertanto presentano delle traiettorie che potrebbero coinvolgere direttamente le opere d'imbocco e, benché siano caratterizzati da una ridotta intensità dei fenomeni e da modesti volumi delle masse instabili, in relazione alle specifiche caratteristiche morfodinamiche e alla cinematica estremamente rapida potrebbero rappresentare degli elementi di potenziale criticità.

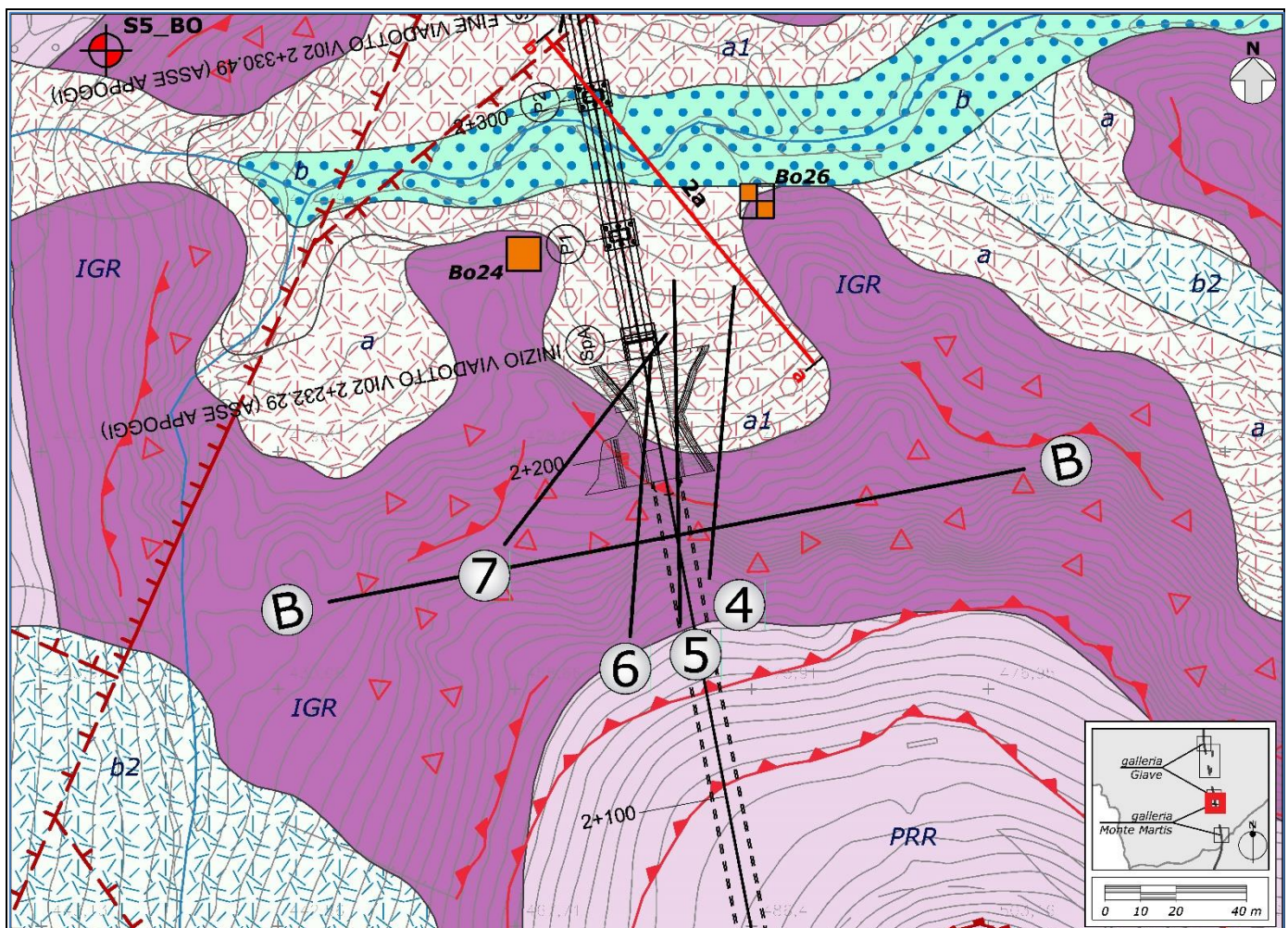
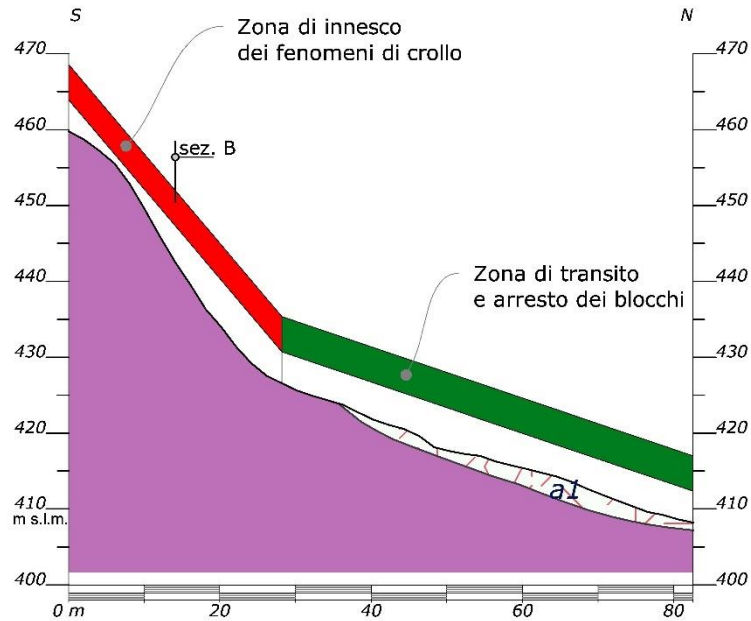


Figura 24—stralcio della carta geologica con elementi di geomorfologia galleria Monte Martis imbocco nord.

SEZIONE 4



SEZIONE 5

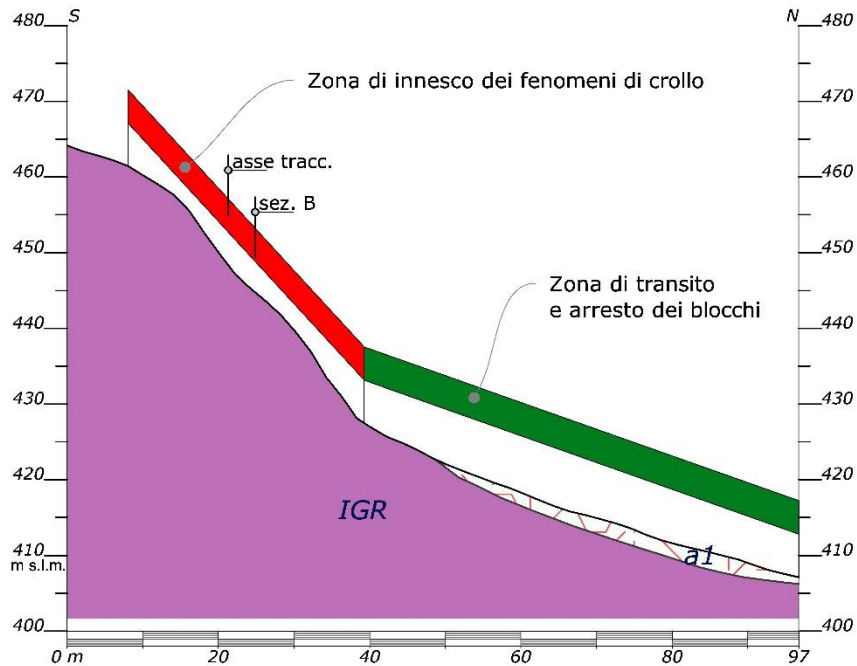
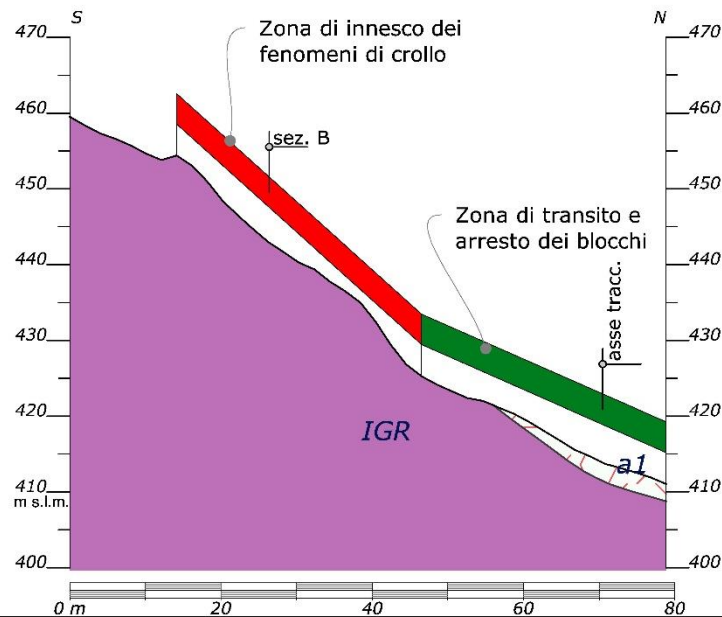


Figura 25– sezioni geologiche con indicazione dei dissesti, galleria Monte Martis imbocco nord (Sez. 4 e 5).

SEZIONE 6



SEZIONE 7

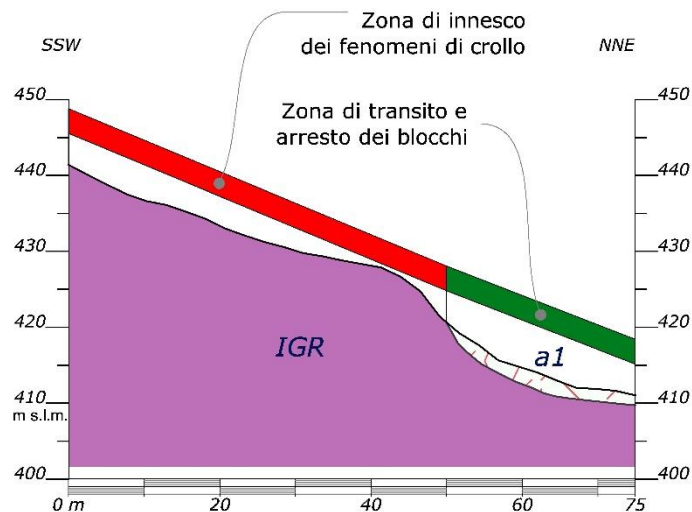


Figura 26– sezioni geologiche con indicazione dei dissesti, galleria Monte Martis imbocco nord (Sez. 6 e 7).

- le opere in progetto tra le km 2+300 e 2+400, Riu Borta, pur non risultando direttamente interferenti con aree soggette a crolli, si collocano subito a valle di tali zone di distacco, in un settore di accumulo di materiale detritico. I fenomeni di crollo si sviluppano su di un versante con esposizione a SSE, con pendenze medie maggiori del 50% e settori con incrementi fino al 65-70%. Le zone di innesco/distacco sono individuabili

prevalentemente nelle porzioni medio alte dei versanti, individuabili nella fascia altimetrica compresa tra quota 472 e 447 m s.l.m.. Invece, i settori di transito e arresto dei blocchi e detriti si distribuiscono verso valle fino al locale fondovalle posto a quota 404 m s.l.m. e sono segnalate dalla presenza di coltri detritiche (cfr. sezioni geologiche di dettaglio con indicazione puntuale delle aree d'innesco, transito e arresto Figura 27, Figura 28 e Figura 29) (cfr. elaborati cartografici e sezioni geologiche di dettaglio: RR0H 04 D69 N5 GE0001 001 A Carta geologica con elementi di geomorfologia scala 1:5000, RR0H 04 D69 N6 GE0001 002 A Carta geologica con elementi di geomorfologia e profili geologico Galleria Monte Martis Imbocco lato nord scala 1:2000/200). Solo localmente sono presenti scarpate morfologiche poste a quote più basse, tra quota 425 e 420 m s.l.m., in terreni pseudo lapidei che possono dare origine piccoli crolli e o distacchi di blocchi di ridotte dimensioni. Per tali motivi le opere in progetto potrebbero essere coinvolte dalle traiettorie delle masse instabili. In relazione alle specifiche caratteristiche morfodinamiche, tali fenomeni rappresentano degli elementi di potenziale criticità in particolare in relazione alla cinematica estremamente rapida.

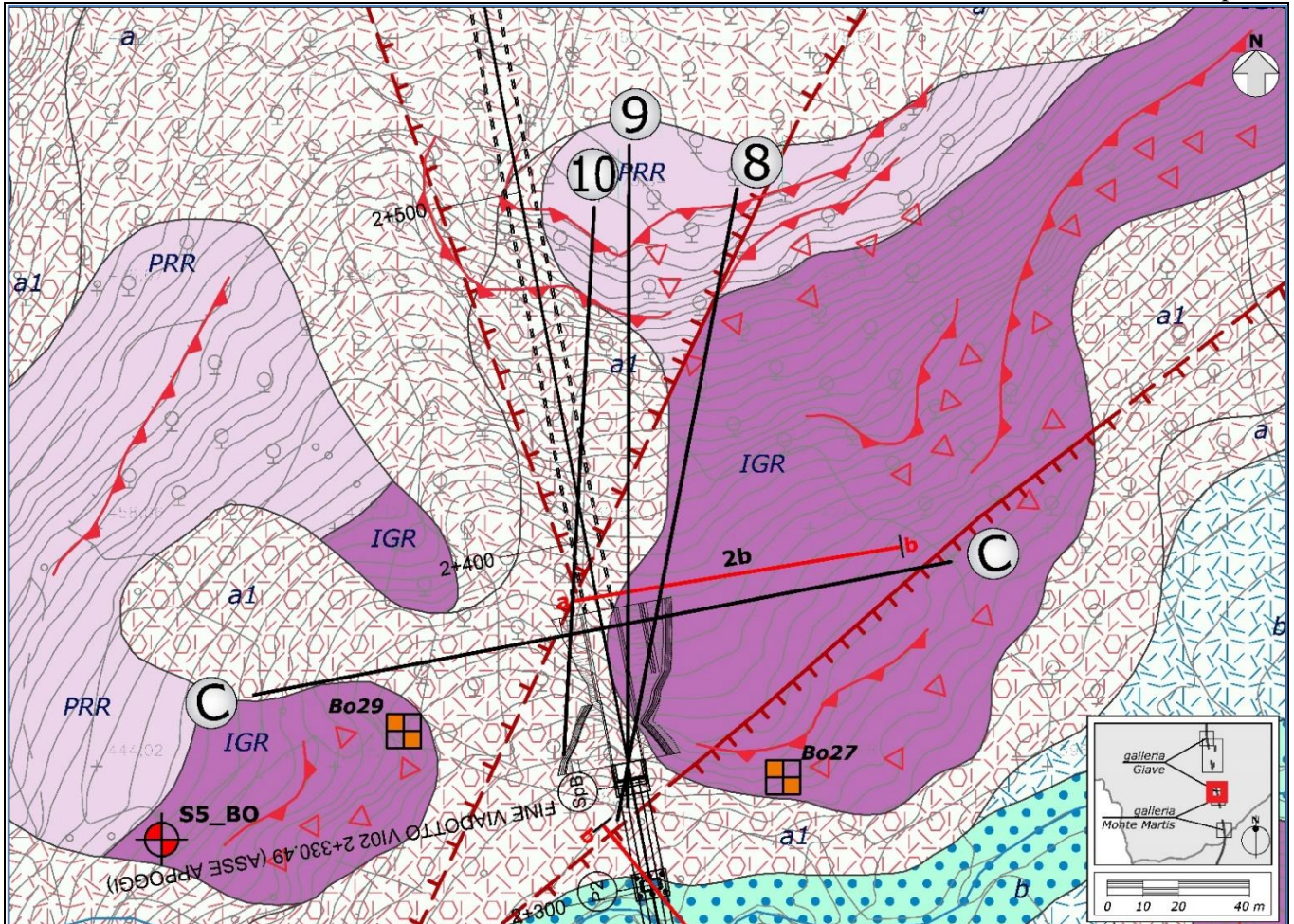
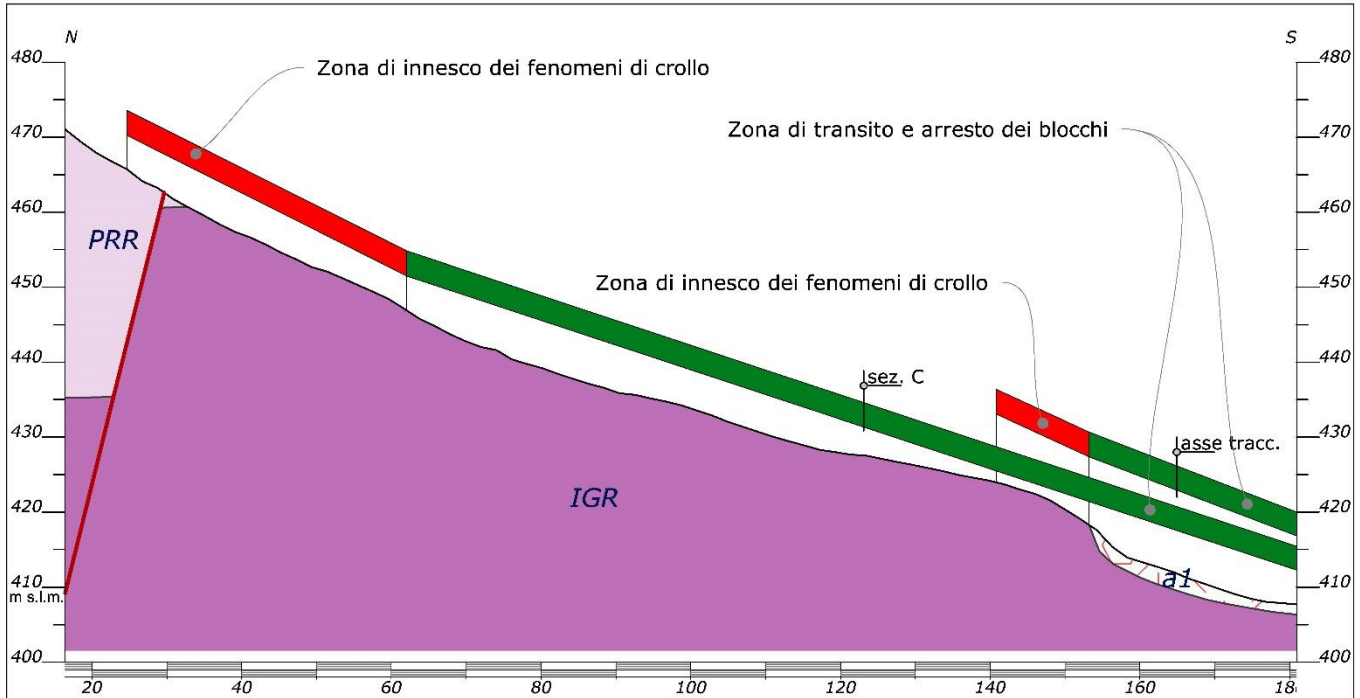


Figura 27–stralcio della carta geologica con elementi di geomorfologia galleria Giave imbocco sud.

SEZIONE 8



SEZIONE 9

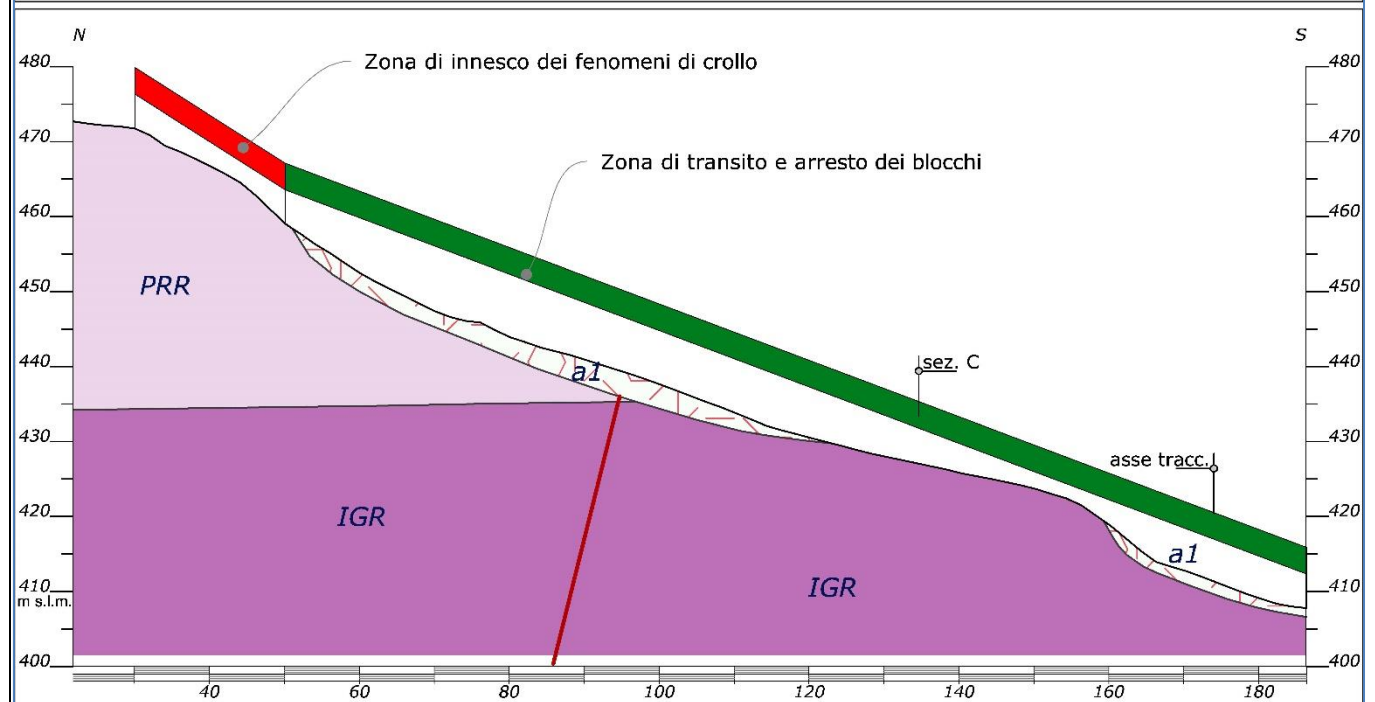


Figura 28– sezioni geologiche con indicazione dei dissesti, galleria Giave imbocco sud (Sez. 8 e 9).

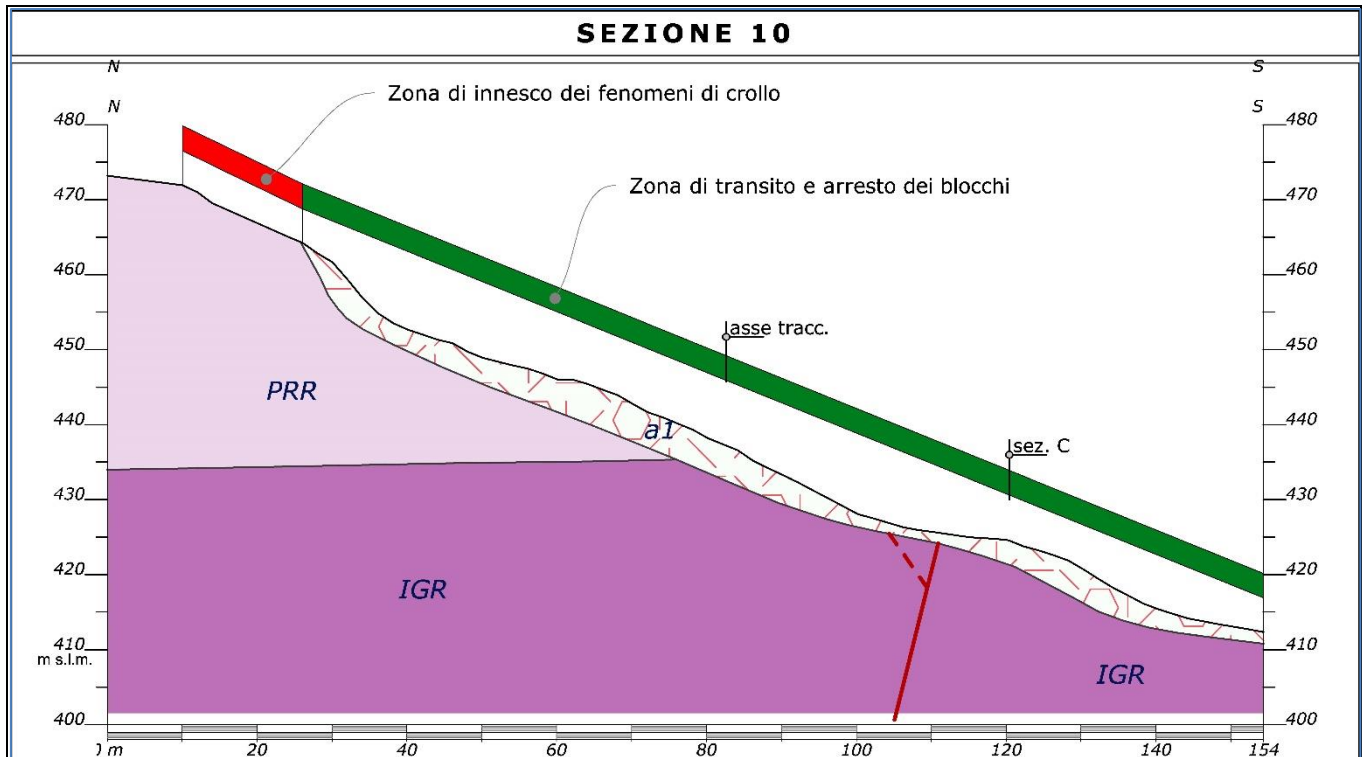


Figura 29– sezioni geologiche con indicazione dei dissesti, galleria Giave imbocco sud (Sez. 10).

- al km 3+970, l'imbocco lato Torralba della Galleria Giave interessa la parte alta di una conoide alluvionale, in destra idrografica di Riu Uttieri. Gli studi condotti attraverso rilievi diretti e analisi fotointerpretative hanno consentito di classificare tale conoide alluvionale come quiescente. Si tratta dunque di forme e processi dovuti alle acque correnti superficiali, con bassa intensità e ridotti tassi di evoluzione. Infatti le verifiche mediante analisi fotointerpretativa, a scala multi-temporale, non hanno evidenziato sostanziali fenomeni di alluvionamento fuori alveo, con trasporto ed accumulo tali da determinare condizioni di criticità per l'intervento.
- le opere all'aperto, all'altezza dei km 3+970 e 4+025, si collocano in prossimità del fianco sinistro della medesima conoide alluvionale descritta in precedenza, in destra idrografica di Riu Uttieri. Come già detto, gli studi condotti attraverso rilievi diretti e analisi fotointerpretative hanno consentito di classificare tale conoide alluvionale come quiescente. Si tratta di dunque di forme e processi dovuti alle acque correnti superficiali, con bassa intensità e ridotti tassi di evoluzione. Infatti le verifiche mediante analisi fotointerpretativa, a scala multi-temporale, non hanno evidenziato sostanziali fenomeni di alluvionamento fuori alveo, con trasporto ed accumulo tali da determinare condizioni di criticità per l'intervento.

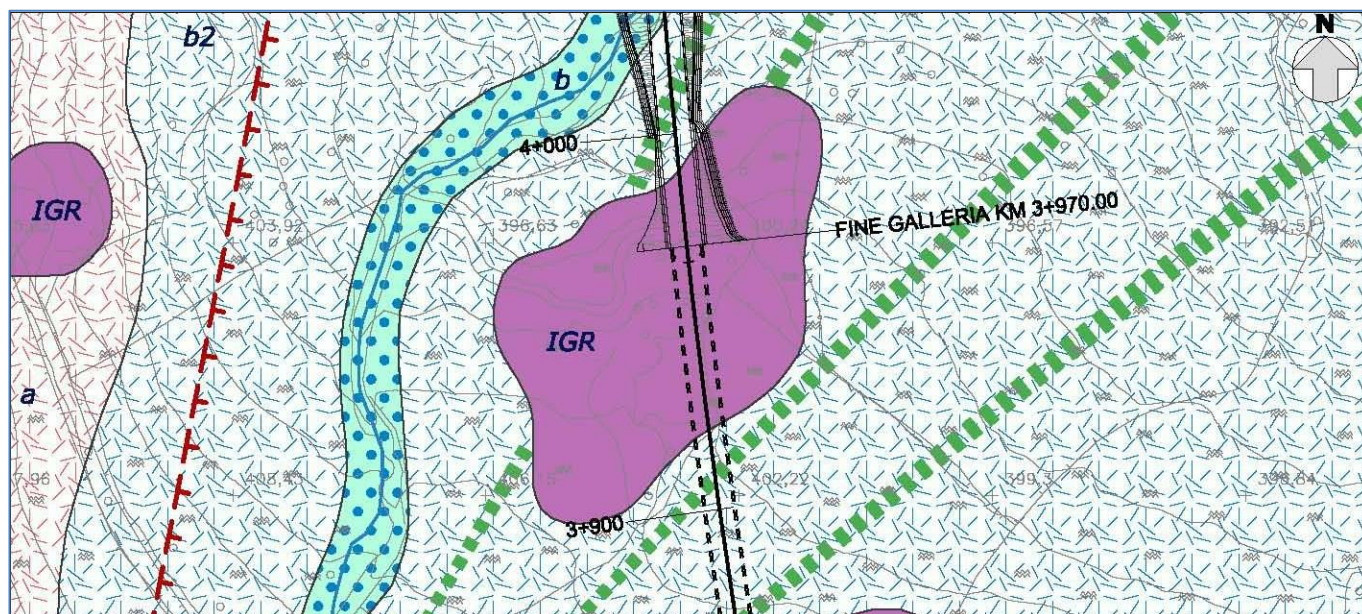


Figura 30 – Stralcio cartografico della “Carta geologica con elementi di geomorfologia” in corrispondenza dell’imbocco nord della Galleria Giave e delle opere all’aperto tra i km 3+970 e 4+025.

Localmente nei settori in cui il progetto prevede la realizzazione di opere in sotterraneo sono stati individuati, analizzati e cartografati fenomeni di crollo poco estesi e piuttosto superficiali che coinvolgono generalmente le porzioni più superficiali ed alterate del substrato geologico locale, senza alcuna interferenza diretta o indiretta con le opere in progetto, che si sviluppano a profondità, superiori ai 100 m, molto maggiori rispetto all’area di possibile influenza di tali fenomeni di dissesto.

14.2.1 Compatibilità geomorfologica

Nel presente capitolo si mettono in evidenza le criticità individuate sulle porzioni di tracciato che interferiscono con settori di territorio perimetrati e/o classificati nelle cartografie “Aree di pericolosità da frana”, ai sensi dell’art. 32 “Discipline delle Aree di pericolosità elevata da frana (Hg3)” e art. 33 “Aree di pericolosità media da frana (Hg2)” delle Norme di Attuazione del PAI Sardegna.

Le cartografie tematiche del Piano di Assetto Idrogeologico dell’Autorità di bacino Regione della Sardegna (2015) hanno messo in evidenza areali di pericolosità da frana nel settore di intervento. Si tratta di areali di pericolosità da frana elevata (Hg3) e media (Hg2), che intercettano il tracciato di progetto, essenzialmente connessi alla presenza di scarpate con locali fenomeni di crollo.

In particolare, gli areali di pericolosità da frana elevata (Hg3), intercettati dalle opere in progetto tra i km 0+900 e 1+270 circa, sono legati a fenomeni di crollo e zone di accumulo di materiale detritico che interessano le opere all’aperto e l’imbocco sud della Galleria Monte Martis, coincidenti con i fenomeni di crollo censiti nel presente studio attraverso rilievi diretti e analisi fotointerpretative e descritti in precedenza (cfr. 14.2 Criticità geomorfologiche, elaborati cartografici e sezioni geologiche di dettaglio: RR0H 04 D69 N5 GE0001 001 A Carta geologica con elementi di geomorfologia scala 1:5000, RR0H 04 D69 N6 GE0001 002 A Carta geologica con elementi di geomorfologia e profili geologico Galleria Monte Martis Imbocco lato nord scala 1:2000/200). Ad ogni modo, la ridotta intensità dei fenomeni, per i modesti volumi delle masse instabili, non determinano livelli di criticità ostativi per le opere in progetto, ma rappresentano un aspetto analizzato negli specifici approfondimenti di

carattere geotecnico (vedi Relazione geotecnica generale delle opere in sotterraneo RR0H04D07RGGN000001A e Relazione geotecnica generale di linee delle opere all'aperto RR0H04D13RBOC0001001B).

Mentre, all'altezza del km 1+500, dove il tracciato di progetto prevede la realizzazione della Galleria Monte Martis, le cartografie ufficiali riportano un areale di pericolosità da frana media (**Hg2**). Tale areale risulta legato principalmente a fenomeni di erosione, piuttosto superficiali, che comunque in relazione alle coperture presenti al di sopra del cavo della galleria non presentano inferenze dirette o indirette con le opere in progetto.

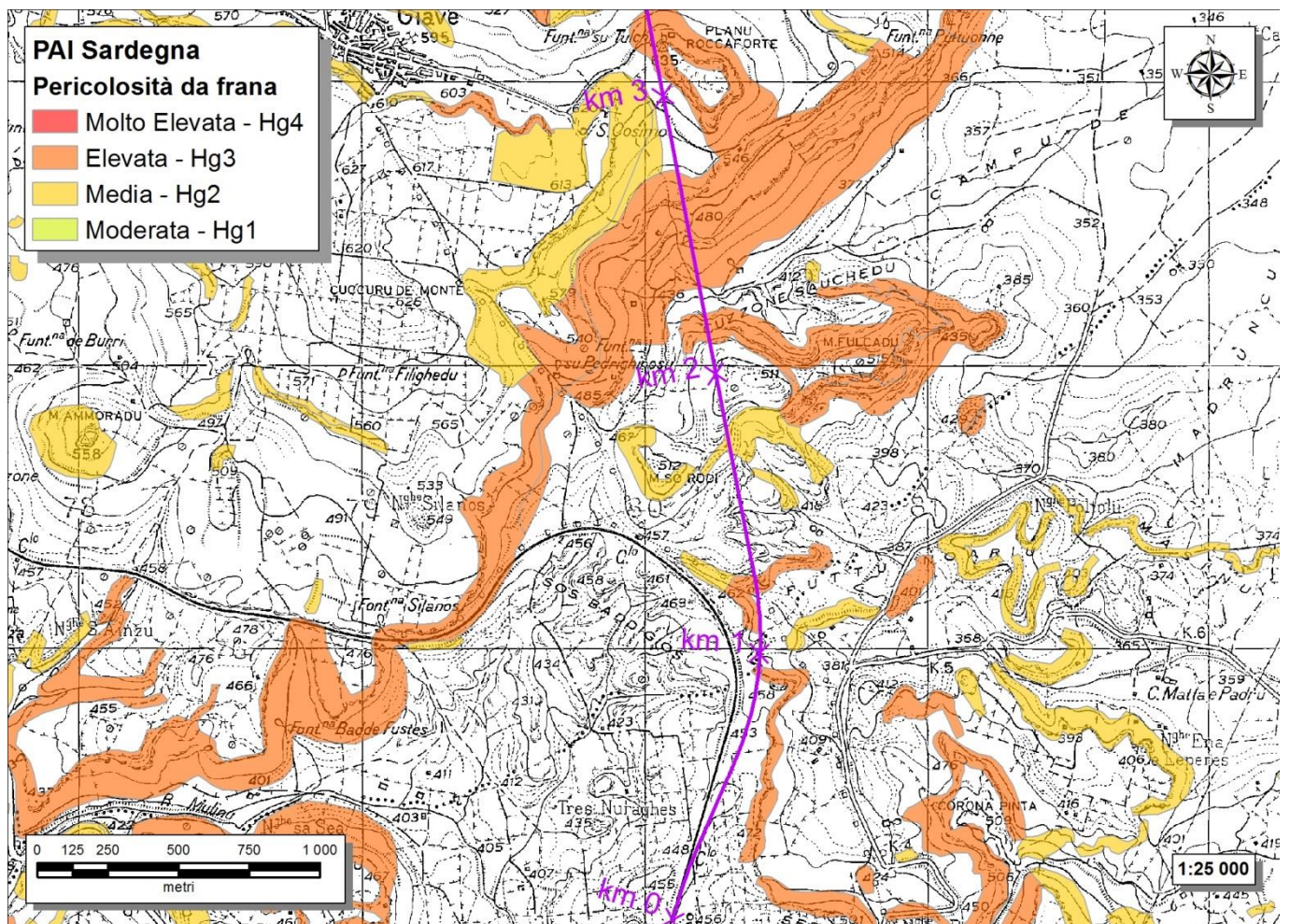


Figura 31 - Stralcio della carta della pericolosità da frana del Piano di Assetto Idrogeologico Regione della Sardegna, con individuazione del tracciato di progetto tra 0+000÷3+000 km.

Inoltre, tra il km 2+100 e 3+200 le cartografie ufficiali riportano areali di pericolosità da frana elevata (**Hg3**) coincidenti con i fenomeni di crollo censiti nel presente studio attraverso rilievi diretti e analisi fotointerpretative. Si tratta dei seguenti settori:

- imbocco nord della Galleria Monte Martis che come detto in precedenza risulta interessato da locali crolli di roccia con stato attivo, censiti nel presente studio attraverso rilievi diretti e analisi fotointerpretative e descritti in precedenza (cfr. 14.2 Criticità geomorfologiche, elaborati cartografici e sezioni geologiche di

dettaglio: RR0H 04 D69 N5 GE0001 001 A Carta geologica con elementi di geomorfologia scala 1:5000, RR0H 04 D69 N6 GE0001 002 A Carta geologica con elementi di geomorfologia e profili geologico Galleria Monte Martis Imbocco lato nord scala 1:2000/200, Relazione di compatibilità geologica e geotecnica RR0H 04 D69 RG GE0001 004). In relazione alle specifiche caratteristiche morfodinamiche, tali fenomeni rappresentano degli elementi di potenziale criticità in particolare in relazione alla cinematica estremamente rapida. Ad ogni modo, la ridotta intensità dei fenomeni, per i modesti volumi delle masse instabili, non determinano livelli di criticità ostativi per le opere in progetto, ma rappresentano un aspetto analizzato negli specifici approfondimenti di carattere geotecnico (vedi Relazione geotecnica generale delle opere in sotterraneo RR0H04D07RGGN000001A)

- imbocco sud della Galleria Giave, in tale settore gli studi fotointerpretativi mostrano che l'areale di pericolosità risulta legato alle zone di accumulo dei fenomeni di crollo, la zona di distacco più prossima è stata localizzata a valle dell'imbocco, a circa 60 m a SE dallo stesso imbocco, come già evidenziato nel presente studio attraverso rilievi diretti e analisi fotointerpretative (cfr. 14.2 Criticità geomorfologiche, elaborati cartografici e sezioni geologiche di dettaglio: RR0H 04 D69 N5 GE0001 001 A Carta geologica con elementi di geomorfologia scala 1:5000, RR0H 04 D69 N6 GE0001 002 A Carta geologica con elementi di geomorfologia e profilo geologico Galleria Monte Martis Imbocco lato nord scala 1:2000/200). Ad ogni modo, la ridotta intensità dei fenomeni, per i modesti volumi delle masse instabili, non determinano livelli di criticità ostativi per le opere in progetto, ma rappresentano un aspetto analizzato negli specifici approfondimenti di carattere geotecnico (vedi Relazione geotecnica generale delle opere in sotterraneo RR0H04D07RGGN000001A).
- opere in sotterraneo della Galleria Giave. Gli studi diretti ed indiretti mostrano che l'areale di pericolosità risulta legato principalmente alle zone di accumulo dei fenomeni di crollo, mentre, le zone di distacco si collocano in zone con coperture in calotta piuttosto elevate, superiori a circa 45 m. I fenomeni di crollo presenti coinvolgono le porzioni più superficiali ed alterate del substrato geologico locale e pertanto non presentano inferenze dirette o indirette con le opere in progetto che si sviluppano in sotterraneo.
- Infine, all'altezza del km 3+400 circa, nel settore in cui il progetto prevede la realizzazione della Galleria Giave, le cartografie ufficiali riportano un areale classificato con pericolosità da frana media (Hg2). Tale areale risulta legato principalmente a fenomeni di erosione, piuttosto superficiali, che comunque in relazione alle coperture presenti al di sopra del cavo della galleria, oltre 100 m, non presentano inferenze dirette o indirette con le opere in progetto.

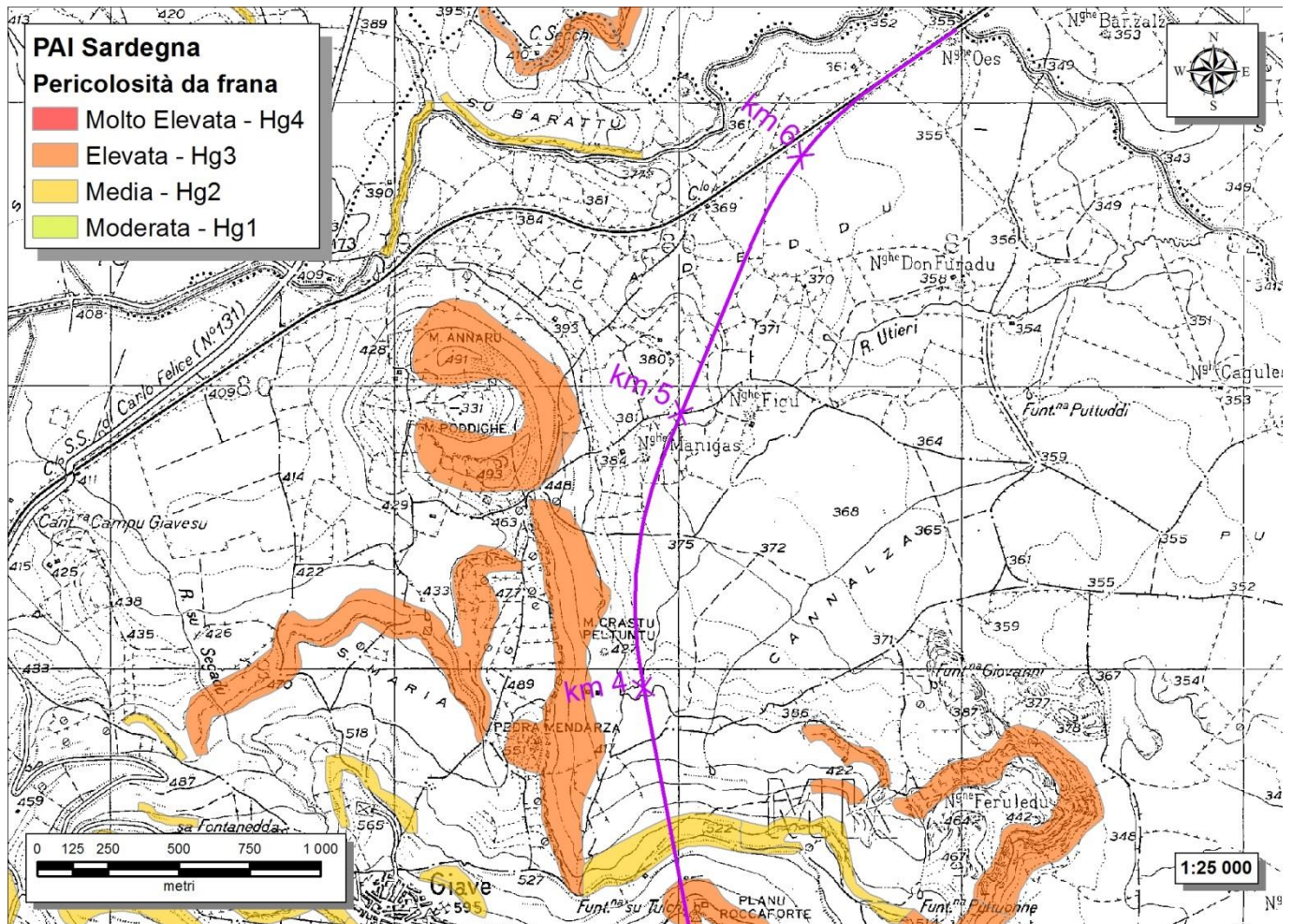


Figura 32 - Stralcio della carta della pericolosità da frana del Piano di Assetto Idrogeologico Regione della Sardegna, con individuazione del tracciato di progetto tra 4+000÷6+709 km.

In riferimento a quanto sopra riportato, gli interventi che verranno realizzati sono stati progettati tenendo conto delle criticità individuate sulle porzioni di tracciato che interferiscono con i settori ricadenti in ambito PAI.

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 l'influenza esercitata sul comportamento meccanico dei termini litologici attraversati; inoltre non sono da escludere 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.

Nonostante la notevole estensione latero-verticale, i depositi tufacei e ignimbrici del substrato costituiscono acquiferi misti di modesta trasmissività, essenzialmente a causa della ridotta permeabilità dei termini litologici che li costituiscono. Sono sede di falde idriche sotterranee di una discreta rilevanza, generalmente a deflusso unitario ma localmente frazionate dagli orizzonti litoidi più compatti e meno fratturati. La permeabilità, per porosità e fessurazione, è variabile da molto bassa a bassa e determina una diffusa circolazione di acque nelle porzioni più superficiali ed fessurate dell'ammasso.

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 sia perenne che 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 litotipi calcarenitici e arenacei infra-miocenici costituiscono degli acquiferi fessurati di modesta trasmissività, moderatamente eterogenei ed anisotropi. A causa della ridotta estensione areale e verticale, tali depositi sono sede di falde idriche sotterranee di scarsa rilevanza, contenute nelle porzioni più carsificate e fessurate dell'ammasso. Le falde sono localmente in comunicazione idraulica con i corpi idrici sotterranei dei complessi idrogeologici limitrofi, mentre le direzioni di deflusso sono direttamente condizionate dalla presenza di elementi strutturali e zone di deformazione tettoniche. La permeabilità è generalmente variabile da bassa a media, anche se direttamente condizionata dallo stato di fratturazione dell'ammasso.

I depositi arenaceo-sabbiosi del substrato, invece, rappresentano degli acquiferi misti di discreta trasmissività, piuttosto eterogenei ed anisotropi. Sono sede di falde idriche sotterranee di scarsa rilevanza, sia frazionate che a deflusso unitario, in parziale comunicazione idraulica con i corpi idrici sotterranei dei complessi idrogeologici ed essi giustapposti. La permeabilità per porosità e fessurazione è generalmente variabile da bassa a media, mentre le direzioni di deflusso sono estremamente variabili e direttamente condizionate sia dall'assetto morfologico superficiale che dallo stato di fratturazione e alterazione dell'ammasso.

Le lave e le breccie vulcaniche costituiscono degli acquiferi fessurati di buona trasmissività, piuttosto eterogenei ed anisotropi. In corrispondenza della depressione strutturale a nord di Giave sono sede di una falda freatica di una certa rilevanza, in parziale comunicazione idraulica con l'alveo del Riu Mannu, mentre nei restanti settori sono sede 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, esclusivamente per fessurazione, è variabile da molto bassa a bassa e risulta mediamente più elevata in corrispondenza dei principali elementi tettonici dell'area.

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 semiconfinate 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.

Nel mese di marzo 2018 è stato avviato il monitoraggio della falda attraverso la lettura mensile dei piezometri installati nei fori di sondaggio che ha permesso di stimare il livello di falda riportato nella relazione. Il monitoraggio sarà protratto fino al mese di settembre 2019.

I piezometri installati sono tutti del tipo Norton a tubo aperto, con tratto fenestrato sempre all'interno delle successioni vulcaniche e sedimentarie del substrato, all'interno del quale la circolazione idrica sotterranea appare più consistente.

Per quanto riguarda la circolazione idrica superficiale, questa interessa principalmente i sedimenti fluviali del Complesso alluvionale grossolano (CAR) e i depositi di copertura del Complesso detritico-colluviale (CDC).

Tali depositi, che si rinvengono principalmente nei settori di fondovalle sono caratterizzati da un ridotto spessore dei termini litologici, con una permeabilità che va da media ad alta, e sono sede di falde freatiche di ridotta rilevanza, per lo più a carattere stagionale.

Le caratteristiche dei complessi idrogeologici appena descritti sono tali per cui non si ritiene necessario uno studio di maggiore dettaglio della circolazione idrica superficiale, né tantomeno si ritiene necessaria l'installazione di piezometri alternativi al tubo aperto, dal momento che, viste le caratteristiche granulometriche dei terreni, i piezometri installati risultano del tutto adeguati all'attuale contesto idrogeologico.

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:

- Rif. [1] eventi sismici attesi di magnitudo M inferiore a 5;
- Rif. [2] accelerazioni massime attese al piano campagna in assenza di manufatti (condizioni di campo libero) minori di 0.1 g;
- Rif. [3] profondità media stagionale della falda superiore a 15 m dal p.c., per piano campagna sub-orizzontale e strutture con fondazioni superficiali;
- Rif. [4] depositi costituiti da sabbie pulite con resistenza penetrometrica normalizzata $(N_1)_{60} > 30$ oppure $q_{c1N} > 180$, 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_{c1N} è il valore della resistenza determinata in prove penetrometriche statiche (*Cone Penetration Test*) normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa;
- Rif. [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.

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.

	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA VARIANTE BONORVA-TORRALBA					
RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 04	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001	REV. B	FOGLIO 91 di 104

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 Bonorva-Torralba

Alla variante Bonorva-Torralba del progetto per la “*Velocizzazione linea ferroviaria S. Gavino - Sassari – Olbia*” appartengono i diversi tratti di tracciato compresi tra il km 0+000 e il km 6+703.

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 Opere all'aperto (km 0+000 – km 0+970)

Il tratto in esame si colloca nella porzione più meridionale della variante in oggetto, a quote comprese tra i 427.1 ed i 559.1 m circa s.l.m. Il tracciato in esame attraversa per gran parte del suo sviluppo i termini litologici della formazione delle Ignimbriti e piroclastiti riodacitiche (**IPD**), nella porzione finale in contatto verso l'alto con Ignimbriti riolitiche (**IGR**). Tali unità risultano variamente dislocate da due importati faglie dirette ad alto angolo ad andamento NNW-SSE e NW-SE circa. Suddetti elementi tettonici interessano il tracciato di progetto all'altezza dei km 0+594 e 0+660 circa, e ribassano i settori nord-orientali dell'area di interesse. Tali terreni risultano localmente ricoperte, nel settore iniziale e centrale, da Depositi eluvio-colluviali (**b2**), di spessore ridotto, mentre nel tratto finale sono presenti Depositi di versante a grossi blocchi (**a1**), di spessore modesto.



Foto 17 – Vista panoramica del tratto iniziale del tratto in esame.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono presenti elementi di particolare criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, non sono presenti dati diretti di monitoraggio piezometrico, anche se è possibile ipotizzare la presenza di una falda a superficie libera all'interno dei termini delle Ignimbriti e piroclastiti riodacitiche (**IPD**).

15.1.2 Viadotto (km 0+970 – km 1+270)

Tale tratto si colloca nella porzione meridionale della zona di studio, dove è prevista la realizzazione di un viadotto, a quote comprese tra i 413.1 ed i 441.3 m circa s.l.m. Il tracciato in esame attraversa principalmente i termini delle Ignimbriti e piroclastiti riodacitiche (**IPD**) e risultano ricoperti, nel tratto iniziale e finale, dai terreni delle Ignimbriti riolitiche (**IGR**). I terreni delle Ignimbriti e piroclastiti riodacitiche (**IPD**) sono dislocati da una faglia sub-verticale di cinematica sconosciuta, intercetta all'altezza del km 1+190 circa. Questi litotipi risultano localmente ricoperti dai terreni dei Depositi di versante a grossi blocchi (**a1**), con uno spessore esiguo variabile tra 0.3 e 3.1 m, e dai terreni delle Coltri eluvio-colluviali (**b2**), lungo i versanti che bordano Riu de Serras, con spessore generalmente ridotto, di circa 1.3 m. Inoltre, in corrispondenza dell'alveo del Riu de Serras si rinvencono i terreni dei Depositi alluvionali recenti e attuali (**b**), con una potenza variabile tra 2.6 e 4.3 m.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono presenti elementi di particolare criticità per le opere in progetto a meno dell'attraversamento del Riu de Serras. Sotto il profilo idrogeologico, si sottolinea la possibile presenza di una falda libera all'interno dei termini litologici delle Ignimbriti e piroclastiti riolacitiche, a quote variabili tra i 391.8 e i 398.3 m s.l.m..

15.1.3 Galleria (km 1+270 – km 2+191)

Il tratto in questione si colloca nel settore centro-meridionale della variante Bonorva-Torralba, dove è prevista la realizzazione di una galleria, con quote del piano ferro comprese tra i 420.8 ed i 435.5 m circa s.l.m.



Foto 18 – Vista panoramica dell'imbocco sud della galleria in esame.

Il tracciato in esame attraversa l'altopiano di Monte So Rodi formato dai litotipi delle Ignimbriti riolitiche (**IGR**), in contatto stratigrafico discordante su termini delle Ignimbriti e piroclastiti riolacitiche (**IPD**) e ricoperti dai depositi vulcanoclastici dalle Piroclastiti riolitiche (**PRR**). Tali litotipi risultano dislocati da una faglia diretta subverticale, ad andamento NW-SE, intercettata all'altezza del km 1+803 circa. Questo elemento tettonico ribassa i settori nord-orientali dell'area di studio.

Dal punto di vista geomorfologico, gli imbocchi risultano interessati da locali crolli di roccia lungo le scarpate con stato attivo. I suddetti fenomeni presentano volumi delle masse instabili sempre molto ridotti, generalmente inferiori a 1 m³, e in relazione alle loro caratteristiche morfodinamiche rappresentano degli elementi di potenziale criticità, descritta ampiamente nel capitolo dedicato (cfr. cap 14.2). Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la possibile presenza di una falda a superficie libera all'interno dei depositi delle Ignimbriti riolitiche, a quote variabili tra 398.3 e 471.7 m s.l.m.. Tale livello piezometrico interessa direttamente il cavo della galleria in progetto nel tratto iniziale e finale.

15.1.4 Viadotto (km 2+191 – km 2+380)

Tale tratto si colloca nella porzione centrale della variante Bonorva-Torralba, dove è prevista la realizzazione di un viadotto, a quote comprese tra i 404.1 ed i 426.3 m circa s.l.m. Il tracciato in esame attraversa, nel tratto iniziale e finale, il substrato geologico dell'area rappresentato dalle Ignimbriti riolitiche (**IGR**), in contatto stratigrafico discordante su termini delle Ignimbriti e piroclastiti riodacitiche (**IPD**). Tali termini litologici risultano dislocati da un'importante faglia diretta, sub-verticale, ad andamento NE-SW, che ribassa i settori sud-orientali dell'area di studio. In corrispondenza dell'alveo del Riu Borta si rinvergono i terreni dei Depositi alluvionali recenti e attuali (**b**), con uno spessore medio di circa 4.7 m. Inoltre, lungo i versanti che bordano Riu Borta si rinvergono lembi di Depositi di versante a grossi blocchi (**a1**), di limitato spessore, variabile tra 1 e 4 m.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono presenti elementi di particolare criticità per le opere in progetto a meno dell'attraversamento di Riu Borta. Sotto il profilo idrogeologico, invece, non sono presenti dati diretti di monitoraggio piezometrico.

15.1.5 Galleria (km 2+380 – km 3+970)

Il tratto in questione si colloca nel settore centrale dell'area di studio interessata dalla variante Bonorva-Torralba, dove è prevista la realizzazione di una galleria, lungo l'altopiano ad est di Giave, con quote del piano ferro comprese tra i 395.8 ed i 418.3 m circa s.l.m.. La galleria in esame attraversa per tutto il suo sviluppo i depositi delle Ignimbriti riolitiche (**IGR**) ricoperte dai depositi vulcanoclastici dalle Piroclastiti riolitiche (**PRR**). Nel tratto iniziale tali litotipi intercettano una faglia diretta ad alto angolo ad andamento NE-SW, che ribassa i settori nord-occidentali dell'area in esame, mentre, nel tratto finale intercettano una faglia diretta ad alto angolo ad andamento WNW-ESE, che ribassa i settori settentrionali dell'area di studio. I litotipi presenti risultano localmente ricoperti dai termini dei Depositi di versante (**a**), dai termini dei Depositi di versante a grossi blocchi (**a1**) e, solo in corrispondenza dell'imbocco nord, dalle Coltri eluvio-colluviali (**b2**), tutti con uno spessore modesto variabile tra circa 0.7 e 4.8 m.

Dal punto di vista geomorfologico, l'imbocco lato Bonorva della galleria nord risulta privo di elementi di potenziale criticità per le opere in progetto, mentre l'imbocco lato Torralba risulta interessato da una conoide alluvionale con stato quiescente, localizzata lungo Riu Uttieri dai versanti a NE di Giave. La ridotta intensità dei fenomeni e i modesti volumi delle masse instabili non determinano livelli di criticità ostativi 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 Ignimbriti riolitiche, a quote variabili tra 400.6 e 432.2 m s.l.m.. Tale livello piezometrico interessa direttamente il cavo della galleria in progetto nel tratto finale.

15.1.6 Opere all'aperto (km 3+970 – km 4+726)

Il tratto in esame si colloca nella porzione centro-settentrionale dell'area di studio, a quote comprese tra i 375.4 ed i 402.6 m circa s.l.m. Il tracciato in esame attraversa, per gran parte del suo sviluppo i termini delle Ignimbriti riolitiche (**IGR**), ricoperti, nel tratto finale, dai termini lavici dei Basalti alcalini e transizionali (**BST**). I litotipi

	VELOCIZZAZIONE LINEA SAN GAVINO - SASSARI - OLBIA VARIANTE BONORVA-TORRALBA				
	RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA ED IDROGEOLOGICA	COMMESSA RR0H	LOTTO 04	CODIFICA D69RG	DOCUMENTO GE 00 01 001

presenti risultano ricoperti, per gran parte del tratto in esame, da lembi di Coltri eluvio-colluviali (**b2**), con uno spessore modesto, variabile tra circa 0.2 e 4.6 m. Solo in corrispondenza dell'alveo del Riu Uttieri si rinvencono i terreni dei Depositi alluvionali recenti e attuali (**b**), con uno spessore variabile tra 2.1 e 3.5 m.

Dal punto di vista geomorfologico, non sono presenti elementi di particolare criticità per le opere in progetto. Sotto il profilo idrogeologico, a meno dell'attraversamento dell'alveo di Riu Uttieri, all'altezza del km 4+023. Sotto il profilo idrogeologico, invece, si sottolinea la presenza di una falda a superficie libera all'interno dei depositi delle Ignimbriti riolitiche e dei Depositi alluvionali recenti e attuali, a quote variabili tra 374.7 e 400.6 m s.l.m..

15.1.7 Opere all'aperto (km 4+726 – km 4+874)

Il tratto in esame si colloca nella porzione settentrionale dell'area di studio, a quote comprese tra i 373.8 ed i 375.4 m circa s.l.m. Il tracciato in esame attraversa, per gran parte del suo sviluppo i termini lavici dei Basalti alcalini e transizionali (**BST**), in contatto stratigrafico discordante sui termini litologici delle Ignimbriti riolitiche (**IGR**). All'altezza del km 4+872 circa è presente una faglia diretta sub-verticale, ad asse circa NW-SE, che ribassa i settori nord-orientali, con un rigetto di circa 20 m. I litotipi presenti risultano ricoperti, per tutto lo sviluppo del tratto in esame, da lembi di Coltri eluvio-colluviali (**b2**), con uno spessore variabile tra circa 3.1 e 4.9 m.

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 presenza di una falda a superficie libera dei Basalti alcalini e transizionali, a quote variabili tra 370.4 e 374.7 m s.l.m..

15.1.8 Opere all'aperto (km 4+874– km 6+703)

Il tratto in esame si colloca nella porzione settentrionale dell'area di studio, a quote comprese tra i 356.3 ed i 377.8 m circa s.l.m. Il tracciato in esame attraversa, per gran parte del suo sviluppo i termini lavici dei Basalti alcalini e transizionali (**BST**), in contatto stratigrafico discordante sui termini litologici delle Ignimbriti riolitiche (**IGR**), che si rinvencono ad oltre 33.9 m dal p.c.. Tali termini litologici risultano dislocati da un'importante faglia diretta, sub-verticale, ad andamento NE-SW, che ribassa i settori nord-orientali dell'area di studio. I litotipi presenti risultano localmente ricoperti, da lembi delle Coltri eluvio-colluviali (**b2**), con uno spessore variabile tra circa 1.0 e 3.1 m.

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 presenza di una falda a superficie libera all'interno dei Basalti alcalini e transizionali, a quote variabili tra 368.2 e 370.4 m s.l.m..

2) 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'Academie 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-metamorphique*. 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'Academie 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 traspressional 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., Coccozza 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., Coccozza 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 Apls 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*. Italggrafica 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-Cénomanién 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'Académie 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 (Iglesiente)*. 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, Nessletter, **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*. Carmignani 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.

Masle J. & Rehaut J.P. (1990) – *A revised stratigraphy of the Tyrrhenian sea: implications for the basin evolution*. In: Kastens K.A. & Masle 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 région de la Nurra*. In: Cherchi A.: Groupe Française du Crétacé. Sardinia 72-124.

Orsini J.B. (1976) - *Les granitoides hercyniennes corso-sarde. Mise en évidence 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 chaîne 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 transcurent 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 peneplaine 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.