



REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA

PROVINCE DI NUORO E SASSARI



COMUNE DI BITTI



COMUNE DI BUDDUSO'



PROGETTO PER LA REALIZZAZIONE DEL PARCO EOLICO "BITTI - TERENCESS"

Potenza complessiva 37,2 MW

PROGETTO DEFINITIVO DELL'IMPIANTO, DELLE OPERE CONNESSE E DELLE INFRASTRUTTURE INDISPENSABILI

SIA-R.3

Studio di Impatto Ambientale
QUADRO AMBIENTALE

COMMITTENTE

**GREEN
ENERGY
SARDEGNA 2**

S.r.L.

**Piazza del Grano 3
39100 Bolzano, Italia**

GRUPPO DI LAVORO

Ing. Giorgio Floris: Coordinatore e progettista opere civili, elettriche e sottostazione

Geom. Michele Iai: Collaborazione progettazione parte civile, elettrica e sottostazione

Geom. Francesco Troncia: rilievi, elaborazioni grafiche e progettazione catastale

Dott. Geol. Fausto Pani: relazione paesaggistica - Sia - studio geologico
simulazioni fotografiche

Dott. Maurizio Medda: relazione faunistica e piano di monitoraggio faunistico

Dott. For. Carlo Poddi: relazione pedo agronomica e vegetazionale

Dott. For. Carlo Poddi: relazione impatto acustico ante operam e bassa frequenza

Dott.ssa Archeo. Giuseppina Manca di Mores: relazione archeologica

Ing. Vincenzo Pinna: calcoli strutturali

Ing. Michele Losito, consulente scientifico Prof. Gianluca Gatto:
relazione sui principali ponti radio nell'area del parco

Ce.Pi.Sar.: piano monitoraggio chiroterri

SCALA:

FIRME

Rev.	Descrizione	Redatto	Verificato	Approvato	Data
00	Prima emissione				Luglio 2020
01	Integrazioni MIBACT DG ABAP Serv.V prot.31225 data 27/10/2020 e DG Ambiente della RAS prot.95596 data 19/11/2020				01/10/2021



REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA

Comuni di Bitti (Nuoro), Onanì (Nuoro) e Buddusò (Sassari)

GREENENERGYSARDEGNA2

Green Energy Sardegna 2 Srl

Piazza del Grano 3, Bolzano, P.IVA e Cod. Fisc. 02993950217

PROGETTO DEL PARCO EOLICO “BITTI-TERENASS”, DELLE OPERE CONNESSE E DELLE INFRASTRUTTURE INDISPENSABILI

STUDIO DI IMPATTO AMBIENTALE PARTE III

QUADRO AMBIENTALE PARTE I



INDICE

1	GEOLOGIA, IDROGEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA.....	5
1.1	INQUADRAMENTO CARTOGRAFICO.....	5
1.2	CARATTERI GEOLOGICI GENERALI.....	6
1.3	COMPLESSI METAMORFICI CONNESSI CON LA COLLISIONE ERCINICA.....	10
1.3.1	COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO PREVALENTEMENTE IN FACIES ANFIBOLITICA.....	10
1.3.2	Micascisti e paragneiss	11
1.3.3	Ortogneiss granodioritici e granitici.....	11
1.3.4	Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica (39) e con sovraimpronta di alta temperatura	12
1.3.5	Anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica.....	12
1.4	COMPLESSO MIGMATITICO ERCINICO	12
1.4.1	Migmatiti	12
1.4.2	Ortogneiss e anfiboliti.....	13
1.5	IL COMPLESSO INTRUSIVO ERCINICO.....	13
1.5.1	corteo filoniano.....	17
1.6	COPERTURE TARDO-PALEOZOICHE E MESO-CENOZOICHE.....	17
1.6.1	SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA.....	17
1.6.2	SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE.....	18
1.7	LA TETTONICA	19
1.8	CARATTERI IDROLOGICI ED IDROGEOLOGICI	22
1.8.1	IL SISTEMA IDROGRAFICO DELL'AREA.....	22
1.8.2	INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO	22
1.9	CARATTERI GEOMORFOLOGICI DELL'AREA	25
1.9.1	LE FORME ED I PROCESSI NEL TERRITORIO DI INDAGINE.....	27
1.9.2	CARATTERI MORFOLOGICI.....	30
1.9.3	COMPATIBILITÀ GEOMORFOLOGICA.....	30
1.10	CARATTERI GEOLITologici COMPLESSIVI DELL'AREA DEL PROGETTO.....	31
1.11	UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE.....	32
1.12	CONTESTO GEOLITologico E CARATTERISTICHE DEI SEDIMI DEL PARCO EOLICO.....	33
1.13	CARATTERISTICHE DEL SEDIME DEGLI ELEMENTI DI PROGETTO	34
1.13.1	INDAGINI GEOGNOSTICHE SVOLTE.....	34
1.13.2	STRATIGRAFIE DELLE TRIVELLAZIONI A CAROTAGGIO	36
1.14	MODELLO GEOLOGICO DI SITO.....	41
1.14.1	MODELLO GEOLOGICO DI SITO 1	41
1.14.2	MODELLO GEOLOGICO DI SITO 2	41
1.15	RELAZIONE SISMICA: SISMICITA' STORICA.....	42
1.16	LE BASI DATI DISPONIBILI – CPTI15 – DBMI15.....	42
1.16.1	Differenze tra le versioni 1.5 e 2.0 di CPTI15.....	42
1.16.2	Estensione della copertura temporale fino al 31.12.2017	42
1.17	CARATTERIZZAZIONE SISMOGENETICA.....	46
1.18	DEFINIZIONE DELLA CATEGORIA DEL SUOLO DI FONDAZIONE.....	46
1.19	CLASSIFICAZIONE SISMICA DELL'AREA	47
1.20	PERICOLOSITÀ SISMICA DEL SITO.....	48
1.21	PARAMETRI DI SISMICITÀ LOCALE.....	50



1.22	CARATTERISTICHE GEOTECNICHE.....	51
1.22.1	SEDIME DEI GENERATORI.....	51
1.22.2	SEDIME DELLA SOTTOSTAZIONE DI CONNESSIONE	52
1.23	MODELLO GEOTECNICO DEL SITO	53
1.23.1	MODELLO GEOTECNICO DI SITO 1 (area generatori).....	53
1.23.2	MODELLO GEOTECNICO DI SITO 2 (sottostazione).....	54
1.24	IL SITO DELLA SOTTOSTAZIONE	55
1.24.1	CONSIDERAZIONI GEOTECNICHE.....	55
1.24.2	CEDIMENTI.....	55
1.24.3	STABILITA' DEL PENDIO	55
1.25	IL SITO DEI GENERATORI EOLICI	56
1.26	SEZIONI ESPLICATIVE	58
1.26.1	CONSIDERAZIONI GEOTECNICHE.....	59
1.26.2	CEDIMENTI.....	60
1.26.3	STABILITA' DEL PENDIO	60
2	ASPETTI PEDOLOGICI AGRONOMICI E FORESTALI	61
2.1	INQUADRAMENTO CLIMATICO.....	62
2.2	INQUADRAMENTO FITOCLIMATICO.....	64
2.3	CARTA DELL'USO DEL SUOLO	67
2.3.1	LA LEGENDA DELLA CARTA.....	67
2.3.2	MODELLO DEI DATI.....	67
2.4	LA COPERTURA VEGETALE	70
2.4.1	METODOLOGIA DI LAVORO GENERALE.....	71
2.4.2	DESCRIZIONE SINTETICA DELLE CATEGORIE FISIONOMICHE PRINCIPALI	71
2.4.3	LA LEGENDA E LE TIPOLOGIE DI VEGETAZIONE	72
2.4.4	IL PIANO FORESTALE AMBIENTALE REGIONALE.....	76
2.5	LE UNITA' DELLE TERRE	78
2.5.1	PRINCIPALI CARATTERI DEI SUOLI RILEVATI.....	78
2.5.2	UNITA' DI PEDOPAESAGGIO E SUOLI	80
2.5.3	TABELLA DI CLASSIFICAZIONE DELLE UNITA' DI TERRA.....	82
2.6	LA LAND CAPABILITY	84
2.6.1	METODOLOGIA DELLA LAND EVALUATION	84
2.6.2	LA CLASSIFICAZIONE DEL TERRITORIO SECONDO LE CLASSI DI CAPACITA' D'USO.....	86
2.6.3	COMMENTO SUI RISULTATI DELLA LAND CAPABILITY	88
2.7	MISURE DI MITIGAZIONE E COMPENSAZIONE AMBIENTALE	89
3	LA FAUNA.....	90
3.1	Caratteristiche del profilo e dell'ecosistema faunistico presenti nell'area di intervento	90
3.2	Metodologia di analisi.....	94
3.3	Caratterizzazione territoriale ed ambientale generale dell'area di indagine faunistica	95
3.4	Verifica circa la presenza/assenza di aree tutelate.....	96
	Siti di Importanza Comunitaria secondo la Direttiva Habitat 92/43.....	96
	Zone di Protezione Speciale secondo la Direttiva Uccelli 147/2009 (79/409)	96
	Aree Protette (Parchi Nazionali, Riserve Naturali ecc..) secondo la L.N. Quadro 394/91 e secondo la L.N. 979/82 (Aree Marine Protette, ecc...)	96



D.G.R. n.40/11 del 07.08.2015 – Individuazione delle aree e dei siti non idonei all’installazione degli impianti da fonti di energia eolica.....	96
Localizzazione di Aree IBA (ImportantBirdAreas) quali siti di importanza internazionale per la conservazione dell’avifauna.....	96
Aree Protette (Parchi Regionali, Riserve Naturali, Monumenti Naturali ecc..) secondo la L.R. Quadro 31/89.....	96
Istituti Faunistici secondo la L.R. 23/98 “Norme per la tutela della fauna selvatica e dell’esercizio dell’attività venatoria” (Oasi di Protezione Faunistica, Zone Temporanee di Ripopolamento e Cattura)	97
3.5 Verifica della presenza certa e/o potenziale di alcune specie di interesse conservazionistico e gestionale tramite la consultazione della Carta delle Vocazioni Faunistiche della Regione Sardegna.....	104
3.6 Verifica della presenza di specie di interesse conservazionistico tramite la consultazione di Atlanti specifici della fauna sarda (anfibi e rettili)	110
3.7 Verifica della presenza di zone umide (laghi artificiali, corsi e specchi d’acqua naturali e/o artificiali) nell’area di intervento e/o nell’area vasta quali aree importanti per lo svernamento o la sosta di avifauna migratrice.....	115
3.8 Verifica importanza ecosistemica dell’area di interventi progettuale dalla Carta della Natura della Sardegna.....	117
3.9 Elenco delle specie faunistiche presenti nell’area di indagine.....	122
3.9.1 Classe uccelli.....	122
3.9.2 Classe mammiferi	126
3.9.3 Classe rettili	128
3.9.4 Classe anfibi	128
3.10 Distribuzione delle specie faunistiche nell’area di indagine.....	129
3.11 Caratteristiche ambientali degli habitat faunistici rilevati	131
3.11.1 Allegato fotografico	131



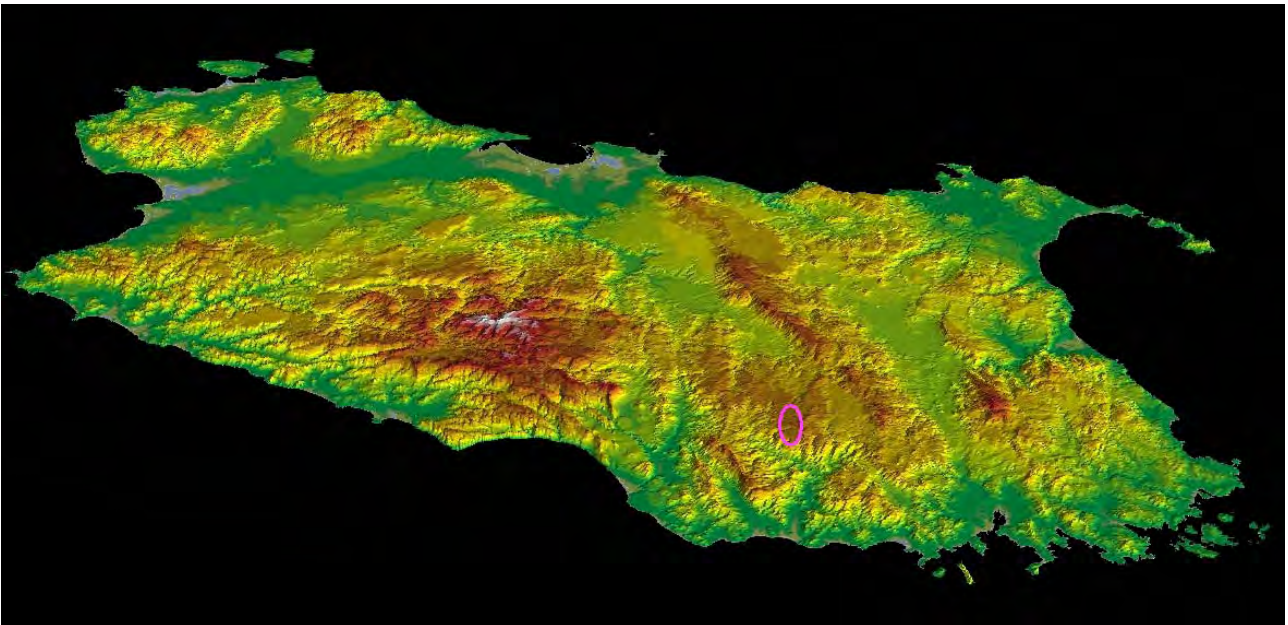
1 GEOLOGIA, IDROGEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA

1.1 INQUADRAMENTO CARTOGRAFICO

Il territorio interessato dal progetto del Parco Eolico “Bitti-Terenass” è costituito da un’area peneplanata posta a cavallo dello spartiacque tra Posada - Tirso, si estende ad Est, verso il lago del Posada e verso Ovest verso la valle tettonica che accoglie il Tirso come sortisce dal massiccio di Benetutti-Nule e Buddusò.

Il territorio è caratterizzato dalla presenza di 4 grandi domini:

- il sistema del penepiano ercinico;
- il sistema dei versanti verso la fossa occidentale ed il Goceano;
- il sistema dei versanti orientali verso Onani-Lodè.



Simulazione 3d – Il sistema del rilievo della Sardegna con la posizione del Parco Eolico da SE



1.2 CARATTERI GEOLOGICI GENERALI

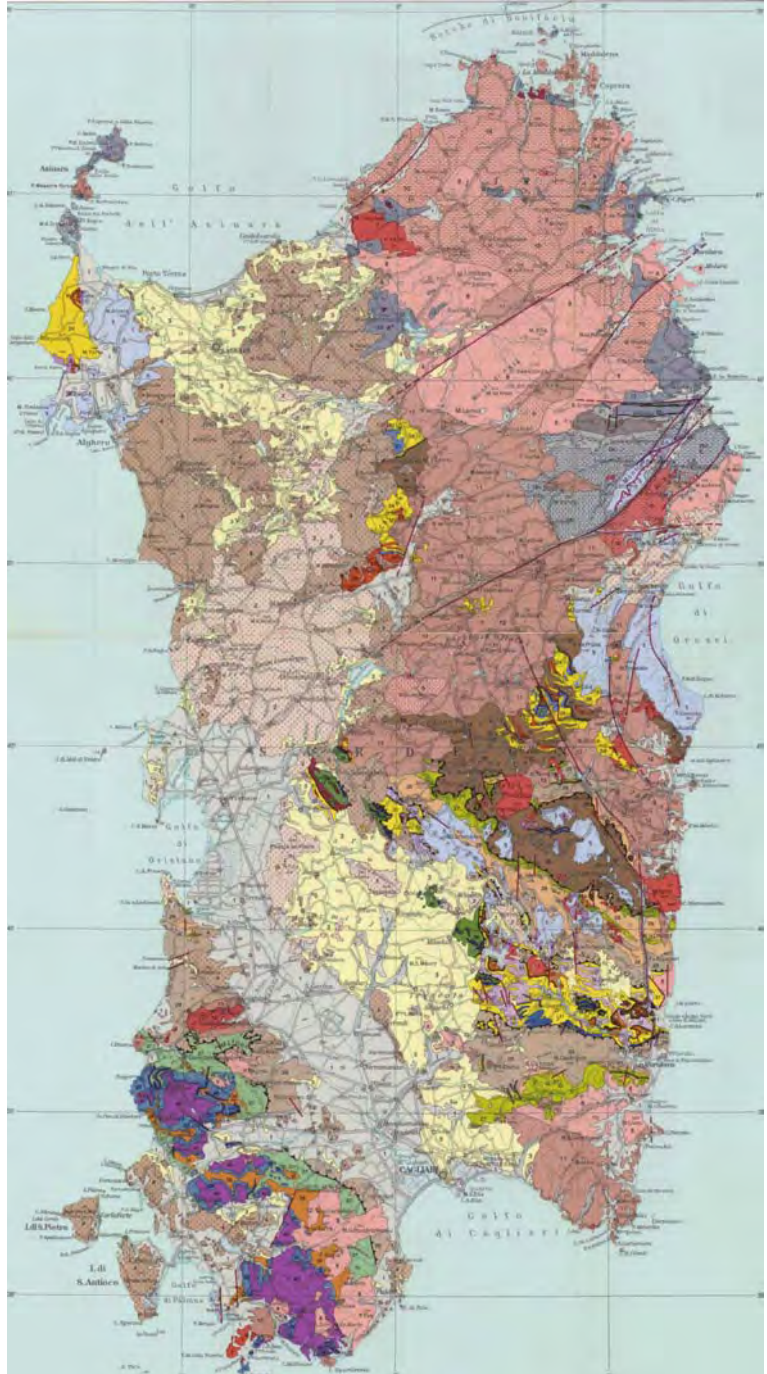
La Sardegna (Carmignani et alii) è divisa in tre macro complessi geologici che affiorano per estensioni equivalenti:

- il basamento metamorfico ercinico; (in viola, grigio, verde e bruno)
- il complesso intrusivo tardo-ercinico; (rosa in varie tinte)
- le successioni sedimentarie e vulcanico tardo-erciniche, mesozoiche e cenozoiche (colori rimanenti).

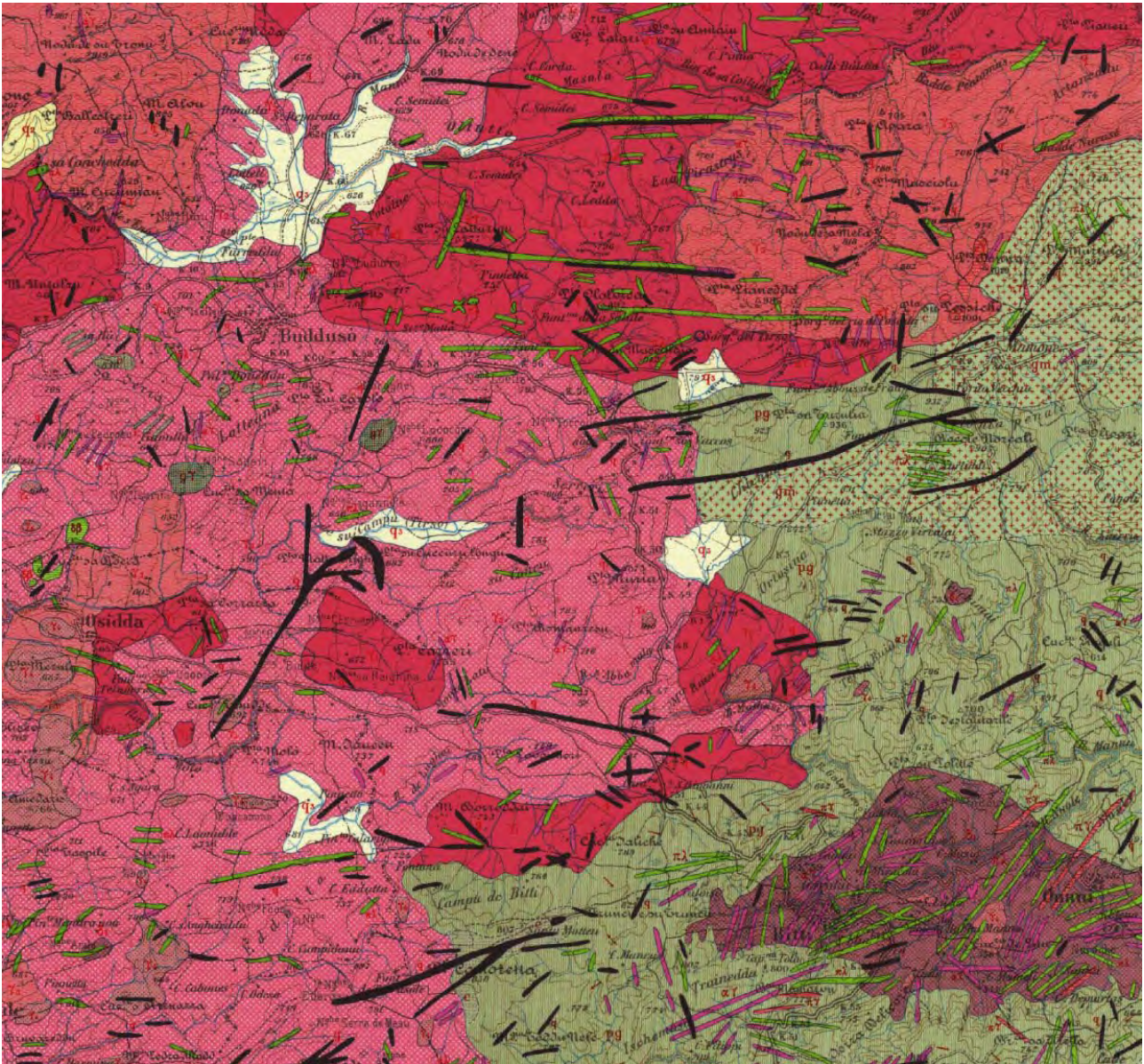
Il basamento paleozoico sardo è un segmento della Catena Ercinica sud-europea, considerata, dalla maggior parte degli autori, una catena collisionale con subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione a partire dal siluriano, collisione continentale con importante ispessimento crostale, metamorfismo barroviano (datato a 339-350 Ma - DEL MORO et alii, 1991) e magmatismo durante il Devoniano superiore e il Carbonifero (MATTE, 1986; CARMIGNANI et alii, 1994).

La geometria collisionale della Catena Ercinica, in Sardegna, è ancora ben riconoscibile. Per Carmignani et alii (1992; 1994) il margine armoricano, sovrascorso, è rappresentato dal Complesso Metamorfico di Alto Grado che affiora nella Sardegna Settentrionale, mentre il margine del Gondwana, subdotto, è rappresentato da un Complesso Metamorfico di Basso e Medio grado strutturato in un edificio a falde. Questo edificio a falde, secondo Carmignani et alii (1979) è caratterizzato da una zoneografia barroviana progradata, mentre Franceschelli et alii, (1989) lo suddividono in Falde Interne e Falde Esterne, che affiorano nella Sardegna centrale e sudorientale.

I due complessi sono separati dalla Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano frammenti di crosta oceanica con paragenesi relitte di ambientazione eclogitica (CAPPELLI et alii, 1992).



Schema strutturale dell'area da Carmignani ed alii (Mem. Des. Della Carta Geol. D'Italia)



La carta geologica alla scala 1:100.000 della unica stesura di semidettaglio esistente

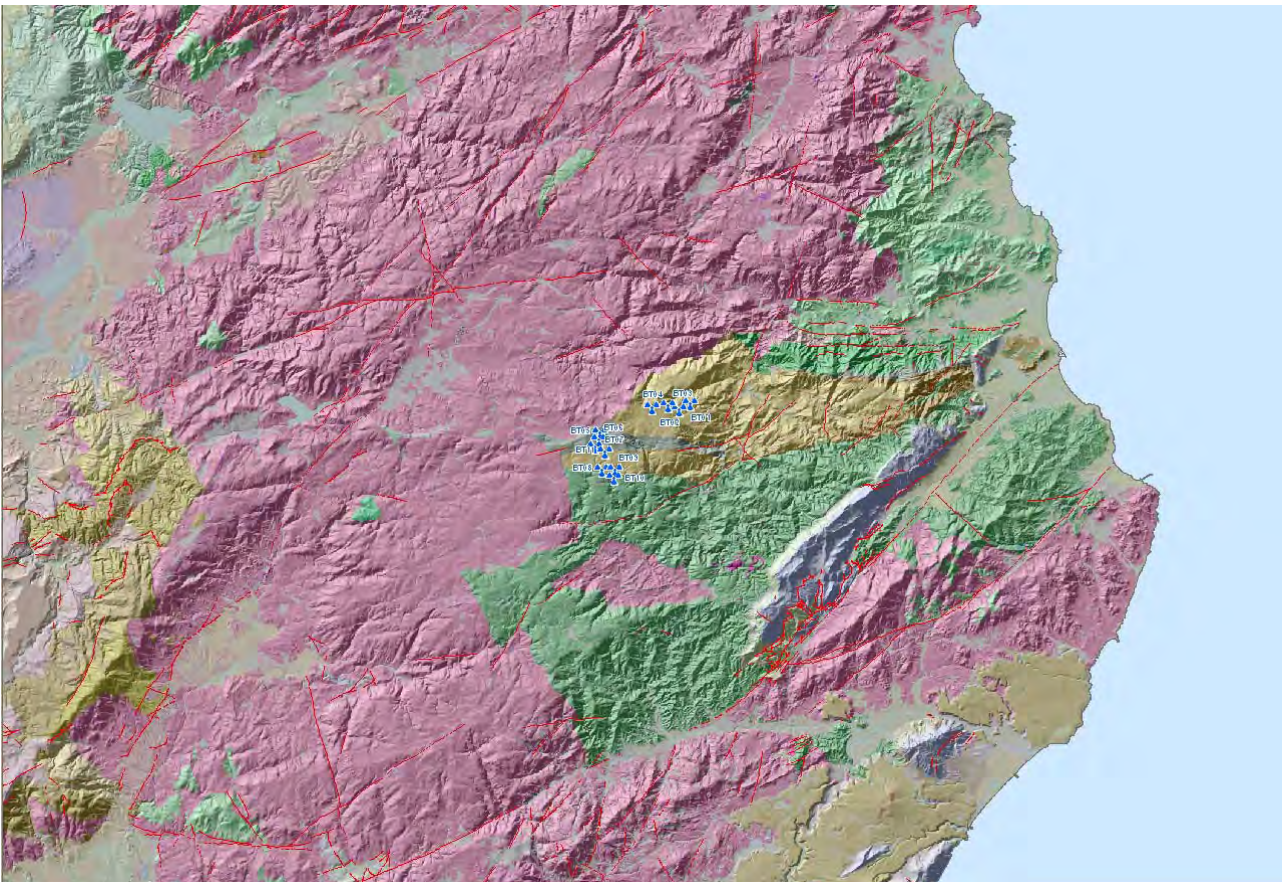
I due complessi sono separati dalla Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano frammenti di crosta oceanica con paragenesi relitte di ambientazione eclogitica (CAPPELLI et alii, 1992).

Successivamente a tale strutturazione collisionale, nel tardo-ercinico segue un'evoluzione caratterizzata dal collasso gravitativo della catena e da rilascio termico (metamorfismo di alto T/P). Nelle aree del Mediterraneo occidentale i processi estensionali legati al collasso dell'orogene ercinico sono attivi da 320 fino ad almeno 280 Ma (e.g. Massiccio Centrale e Montagna Nera: ECHTLER & MALAVEILLE, 1990; Pirenei: GIBSON, 1991). In Sardegna e Corsica l'evoluzione tardo-ercinica della catena, caratterizzata da una dinamica essenzialmente estensionale e/o trans-tensile, è dominata da processi esumativi attivi, come minimo, a partire da 308 Ma (età minima di chiusura della muscovite in migmatiti del complesso metamorfico di alto grado: MACERA et alii, 1989) e coincide con la messa in posto di gran parte delle plutoniti che formano il Batolite Sardo-Corso. Essa si esprime anche con diffuse manifestazioni vulcaniche e sub-vulcaniche in campi filoniani (ATTORI & TRAVERSA, 1986; VACCAIO, 1990) e con la genesi di bacini intracratonici stefaniano-autuniani.



Mappa – L'area del Parco Eolico compresa nella Carta Geologica al 1:250.000

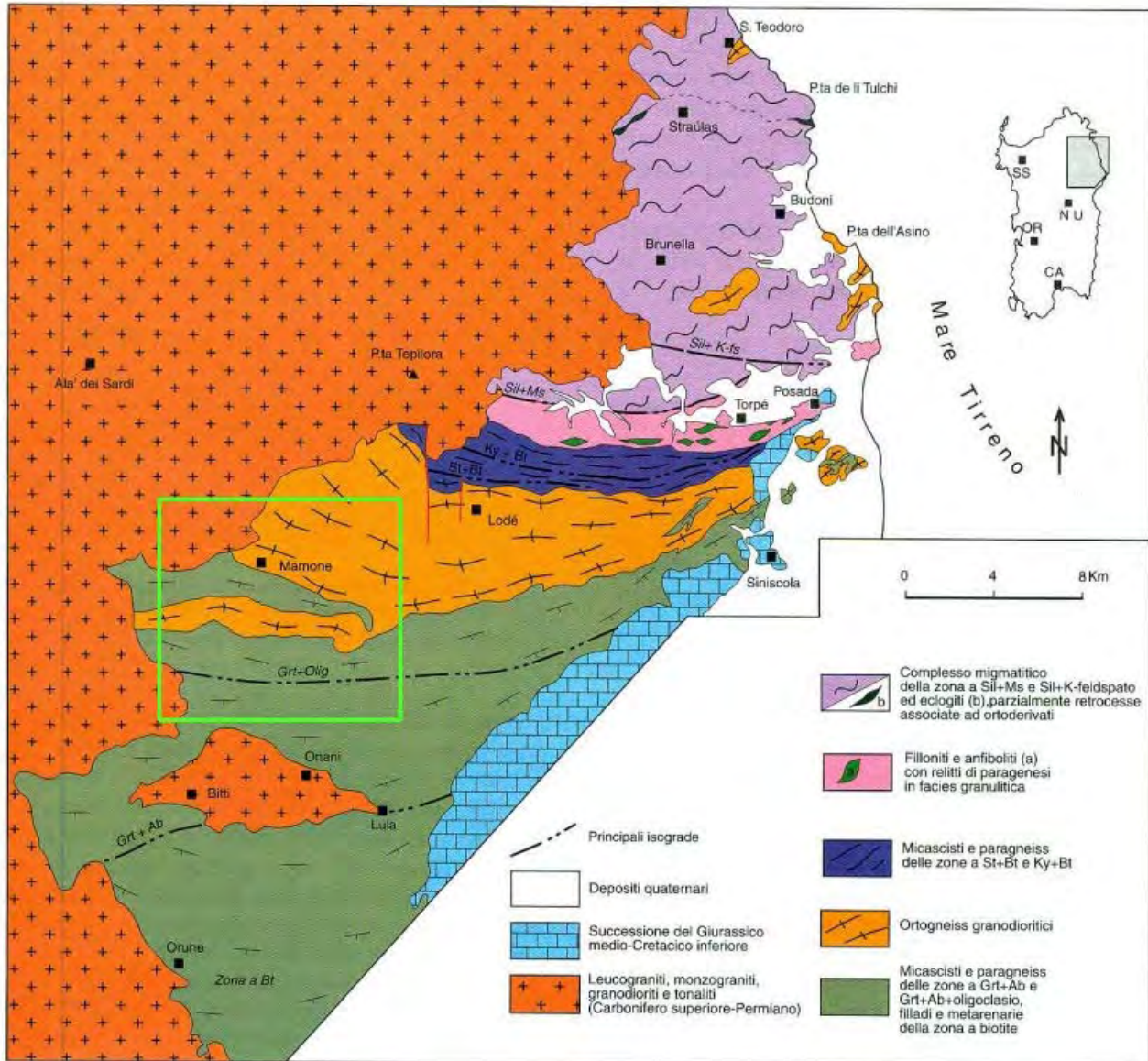
Successivamente, nel Permiano più tardo e poi nel Triassico inferiore un nuovo ciclo magmatico ad affinità alcalina post-orogena (BONIN, 1980), ancora associato a sedimentazione continentale, caratterizza il blocco sardo-corso.



La geologia sovrapposta al modello del suolo per evidenziare correlazione tra forme e litologia



Questo magmatismo in Sardegna è rappresentato da manifestazioni sub-vulcaniche ed effusive (BALZELLI et alii, 1987; CORTESOGNO & GAGGERO, 1999). Esso non può essere riferito al collasso della Catena Ercinica ma piuttosto alla riorganizzazione delle placche legata alla fase di rifting che, manifestatasi con trasgressioni marine fin dal Triassico superiore, porterà all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese (CORTESOGNO et alii, 1998).



Schema strutturale dell'area da Carmignani ed alii (Mem. Des. Della Carta Geol. D'Italia)

Dopo l'Orogenesi ercinica altri settori di crosta strutturata in questo evento sono incorporati nella catena pirenaica, nelle Alpi e nell'Appennino, mentre il settore di crosta che attualmente costituisce il Blocco Sardo-Corso non è coinvolto in importanti eventi orogenici; mancano quindi le successioni alloctone di dominio oceanico che costituiscono l'edificio a falde della Corsica Alpina.

In Sardegna affiorano esclusivamente successioni mesozoiche comuni ai domini europei più esterni, caratterizzate da piattaforme carbonatiche di mare poco profondo; esse sono coinvolte insieme a successioni sedimentarie e vulcaniche cenozoiche pre-burdigaliane in un'importante



tettonica a carattere trascorrente che si manifesta tra l'Oligocene e l'Aquitano. Tale tettonica, con le sue manifestazioni transpressive e transtensive, viene messa in relazione alla collisione, cui è legato l'Appennino settentrionale, tra il blocco Sardo-Corso e l'Adria (CARMIGNANI et alii, 1994b; OGGIANO et alii, 1995; CARMIGNANI et alii 1995).

1.3 COMPLESSI METAMORFICI CONNESSI CON LA COLLISIONE ERCINICA

Come anzidetto, l'evoluzione stratigrafica preercinica (?Precambriano-Carbonifero inferiore) è delineabile con sufficiente chiarezza solo nella Sardegna centro-meridionale, prevalentemente nella Zona esterna e nelle Falde esterne. Andando verso NE, metamorfismo e deformazione aumentano e diventa sempre più difficile l'attribuzione stratigrafica delle metamorfiti. Nelle Baronie, dove le metamorfiti di medio grado presentano la maggiore continuità di affioramento, il grado metamorfico aumenta rapidamente verso NE; in una fascia larga circa cinquanta chilometri si passa infatti dalla facies a scisti verdi a quella anfibolitica e alle migmatiti. Da SW verso NE sono state distinte le zone a clorite, a biotite, a granato, a staurolite + biotite, cianite + biotite, sillimanite + muscovite e sillimanite + K-feldspato. Questa zoneografia è caratteristica di un metamorfismo di tipo barroviano.

Nel complesso migmatitico, come lungo la Linea Posada-Asinara, relitti di paragenesi di alta pressione sono conservati nelle anfiboliti (41) e testimoniano un'evoluzione polimetamorfica per almeno una parte di questo basamento. Nella zona più settentrionale (Gallura) gli affioramenti di metamorfiti sono isolati entro la massa dei granitoidi che diventano il litotipo dominante.

In questo paragrafo descriveremo: il Complesso intrusivo del Carbonifero superiore-Permiano e le metamorfiti di medio e alto grado della Zona interna della catena.

Secondo la ricostruzione geodinamica di CARMIGNANI et alii (1994b), il Complesso migmatitico deriva dalla crosta continentale armoricana, sovrascorsa sul margine Gondwaniano subdotto nel quale sono stati riconosciuti:

- a) il cuneo di accrezione (Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica);
- b) le coperture del margine paleozoico del Gondwana precedentemente descritte (Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e anchimetamorfico, suddiviso in Falde interne, Falde esterne e Zona esterna).

I due margini sono separati da un'importante zona milonitica: la Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano relitti di crosta oceanica.

1.3.1 COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO PREVALENTEMENTE IN FACIES ANFIBOLITICA

Tutta la zona interna della Catena ercinica sud europea è caratterizzata dal sovrascorrimento di basamenti precambriani di alto grado, con metamorfismo plurifaciale e relitti di paragenesi eclogitiche e granulitiche (innermost cristalline nappes: MATTE, 1983), su unità di grado metamorfico più basso (BURG & MATTE, 1978). Il sovrascorrimento si realizza in regime duttile anche con inversione delle isograde del metamorfismo barroviano nelle unità sottoscorrenti (BURG et alii, 1984). Nel contatto tettonico sono spesso implicati relitti di crosta oceanica (RMEIRO et alii, 1964; BAYER & MATTE, 1979). In Sardegna il Complesso migmatitico ercinico ed il Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica sono separati dalla Linea Posada-Asinara: una fascia milonitica, costituita da micascisti, paragneiss in facies anfibolitica e quarziti, che attraversa tutta la Sardegna settentrionale dalla foce del fiume Posada fino all'Isola dell'Asinara.

Come le suture oceaniche altrove descritte nella zona assiale della Catena ercinica europea, anche la Linea Posada-Asinara è caratterizzata per tutta la sua lunghezza da corpi di anfiboliti



derivate da basalti di crosta oceanica, con relitti di metamorfismo di alta pressione. I corpi principali affiorano nella valle del Posada, nella bassa Gallura e all'Isola dell' Asinara.

Queste anfiboliti contengono relitti di ambientazione granulitica (GHEZZO et alii, 1979; GHEZZO & ORSINI, 1982) e, nella bassa Gallura, di ambientazione eclogitica (OGGIANO & DI PISA, 1992). In termini di elementi maggiori tutte le anfiboliti mostrano composizioni simili a quelle riportate per le tholeiiti oceaniche e le concentrazioni degli elementi con alta forza di campo (HFSE) indicano che i prato liti delle anfiboliti derivano da basalti ad affinità MORB.

Anche i pattern delle terre rare indicano una fusione parziale di una sorgente di tipo MORB impoverita, seguita da frazionamento. Un'isocrona Sm/Nd ha fornito per i protoliti un'età di circa 950 Ma e un rapporto iniziale $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ di 0,51167 (CAPPELLI et alii, 1992). La forte anomalia magnetica (CASSANO et alii, 1979) che marca tutta la Linea Posada-Asinara (fig. 50) potrebbe indicare importanti corpi mafici in profondità e suggerisce che tale lineamento rappresenti una struttura di importanza crostale (CARMIGNANI et alii, 1994b).

La Linea Posada-Asinara ha costituito una "zona di debolezza" persistente fino al Terziario. E' caratterizzata da un'importante metamorfismo retrogrado in facies a scisti verdi coevo con movimenti trascorrenti destri tardo-ercinici che interessano entrambi i complessi che essa mette a contatto (ELTER et alii, 1990; OGGIANO & DI PISA, 1992).

Inoltre, nella valle del Posada lo stesso lineamento è riattivato come faglia trascorrente destra anche nel Terziario (PACI, 1997). Gli originari rapporti tra i due complessi metamorfici conseguenti alla collisione ercinica sono stati quindi modificati a più riprese.

1.3.2 *Micascisti e paragneiss*

Sono attribuiti a questo complesso metamorfiti della zona a $\text{Grt} + \text{Ab}$ e $\text{Grt} + \text{oligoclasio}$, derivate da originarie successioni silicoclastiche.

Si tratta di una importante, monotona successione di quarziti, metarenarie e micascisti. I termini più frequenti sono quelli a dominante fillosilicatica (micascisti a muscovite e biotite) con quantità subordinate di feldspati e quarzo. Seguono, in ordine di abbondanza, i termini metarenacei quarzoso feldspatici con componente fillosilicatica variabile (paragneiss) ed infine i termini quarziticci, talvolta pressoché puri.

1.3.3 *Ortogneiss granodioritici e granitici*

Gli ortogneiss granodioritici ("Ortogneiss di Lodè" Auct.) sono costituiti da orto derivati ben foliati e lineati, con inclusi melanocratici, di composizione gabbrodioritica, isorientati con la foliazione principale. La struttura blastica è costituita da un'associazione di quarzo, plagioclasio di composizione albitico-oligoclastica e subordinato microclino; le miche, rappresentate prevalentemente da biotite, sono organizzate in sottili livelli lepidoblastici anastomizzati intorno a domini a tessitura granoblastica, evidenziando la foliazione gneissica. Sono evidenti strutture indicative di un'importante deformazione milonitica, come livelli di quarzo ricristallizzato dinamicamente, strutture "S-C", porfiroclasti asimmetrici, ecc .. FERRARA et alii (1978) datano queste rocce a 453 ± 10 Ma.

Le facies leucocratiche ("Gneiss occhiadini" Auct.) hanno un'età radio metrica di 441 ± 33 Ma (FERRARA et alii, 1978) e una struttura occhiadina con porfiroclasti di quarzo, K-feldspato e plagioclasio in matrice essenzialmente muscovitico-cloritico-biotitica.

Queste metamorfiti sono state oggetto di numerosi studi a carattere geochimico, petrografico e radiometrico (RICCI, 1972; DI SIMPLICIO et alii, 1974a; DI SIMPLICIO et alii, 1974b; FERRARA et alii, 1978; MEMML et alii, 1982; ELTER et alii, 1990). La formazione deriva da una originaria intrusione composita. La facies dominante è di tipo granodioritico; le facies leucogranitiche ("Gneiss occhiadini" Auct.) sono sviluppate nelle zone periferiche del complesso plutonico.



1.3.4 *Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica (39) e con sovraimpronta di alta temperatura*

Sono micascisti a $Qtz+Pl+Bt+Ms\pm St\pm Ky\pm Grt$, alternati a para gneiss derivati da originari litotipi arenacei e pelitico-arenacei, affioranti in corpi isolati di spessore variabile e quarziti. I minerali indice, la staurolite e specialmente la cianite, sono spesso destabilizzati da processi retro-metamorfici.

In Anglona e nell'Isola dell' Asinara i litotipi sopra descritti hanno una differente evoluzione termobarica. Le paragenesi mineralogiche dominanti sono di alto grado e sono caratterizzate dalla presenza di Al_2SiO_5 quasi sempre accompagnato da cordierite. Questa impronta metamorfica di alto gradiente termico è posteriore all'evoluzione metamorfica di tipo barroviano testimoniata dai frequenti relitti mineralogici di staurolite, granato e plagioclasio. Le associazioni di alto gradiente termico documentano una rapida evoluzione decompressiva di alcune aree del basamento ercinico.

1.3.5 *Anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica*

All'interno dei micascisti precedenti affiorano corpi di anfiboliti derivate dal metamorfismo di basalti ad affinità oceanica (CAPPELLI et alii, 1992).

Sono corpi lenticolari ettometrici, talvolta con scistosità pervasiva parallela a quella dell'incassante, che affiorano nella valle del Posada, presso il Lago del Coghinas, nella bassa Gallura e nell'Isola dell' Asinara (fig. 53 e fig. 55). Queste anfiboliti mostrano caratteri mineralogici complessi che ne rivelano un' evoluzione metamorfica composita.

L'associazione mineralogica dominante comprende anfibolo, plagioclasio e granato. Frequenti strutture simplettitiche ad albite e clinopirosseno saliti co sono riconoscibili e sono probabili testimoni della destabilizzazione di pirosseno onfacitico di cui alcuni granuli sono conservati all'interno del granato (OGGIANO & DI PISA, 1992). Altre evidenze, quali strutture coronitiche di titanite intorno a rutilo ed ilmenite e plagioclasio attorno a granato (comunemente ritenute tipiche di retrometamorfismo da condizioni di alta pressione in rocce basiche), permettono di interpretare queste anfiboliti come eclogiti retrocesse, la cui evoluzione sembra differente da quella delle retro-eclogiti segnalate da MILLER et alii (1976) e FRANCESCHELLI et alii (1998).

1.4 COMPLESSO MIGMATITICO ERCINICO

1.4.1 *Migmatiti*

Il Complesso migmatitico affiora a N della Linea Posada-Asinara entro i granitoidi. I protoliti sono con ogni probabilità precambriani. Secondo CARMIGNANI et alii (1994b) il Complesso migmatitico costituisce una falda cristallina sovrascorsa, durante la collisione ercinica, sulle metamorfite di medio grado che affiorano lungo la Linea Posada-Asinara.

La litologia dominante è costituita da migmatiti che mostrano una certa eterogeneità di tipologie tessiturali e composizionali (metatessiti, diatessiti, ecc.). Le metatessiti comprendono rocce che mostrano una più o meno pronunciata differenziazione selettiva in domini composizionali. Questa si manifesta con la formazione di leucosomi disposti in alternanza discontinua (da millimetrica a decimetrica) con melanosomi e paleosomi (La terminologia qui adottata per illustrare i caratteri tessiturali delle migmatiti è quella proposta da JOHANNES, 1988). I leucosomi hanno composizione trondhjemitoide (contengono per lo più quarzo e plagioclasio, raro è il feldspato alcalino) ed hanno struttura granoblastica, spesso orientata. I melanosomi sono composti da biotite, quarzo, plagioclasio, sillimanite, granato, muscovite. Queste strutture di tipo stromatico sono da attribuire a processi di smistamento in solidus, cioè non dovuti a fusione parziale in clima



anatettico, e sono piuttosto frequenti (FERRARA et alii, 1978; OGGIANO & DI PISA, 1988; PALMERI, 1992).

I processi responsabili di una tale strutturazione vengono ricondotti ad una molteplicità di fattori, tra i quali quelli legati a meccanismi di pressure solution sembrano i più efficaci (SA WYER & BARNES, 1988).

Le diatessiti sono rappresentate da rocce in cui è evidente una mobilitazione anatettica. Tra esse si osservano strutture agmatitiche, nebulitiche, a schlieren, che indicano un grado pronunciato di mobilitazione, come pure strutture di tipo stromatico discontinuo, testimoni di processi di fusione parziale essenzialmente in situ.

Abbondante è lo sviluppo di feldspato alcalino che, assieme a plagioclasio e quarzo, costituisce la paragenesi fondamentale dei leucosomi. La composizione modale e le strutture di cristallizzazione rinvenibili al loro interno porta a considerarli corrispondenti a termini di minimum melt crostale a spese di protoliti ricchi in componente arenacea, come potrebbe essere suggerito dalla composizione isotopica iniziale dello stronzio calcolata a 300 Ma (età minima presunta per il processo anatettico) di alcuni di essi ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} \sim 0,7105; 0,7108$; DEL MORO et alii, 1996). Il carattere tessiturale di maggior rilievo all'interno delle diatessiti è la compresenza di leucosomi a composizione trondhjemitoidi, del tutto simili a quelli rinvenuti all'interno delle metatessiti, e di leucosomi a composizione granitica di natura anatettica. I rapporti di antecedenza osservabili sul terreno indicano chiaramente che i leucosomi trondhjemitoidi sono precedenti a quelli analettici a composizione granitica (OGGIANO & DI PISA, 1988).

1.4.2 Ortogneiss e anfiboliti

All'interno del Complesso migmatitico sono stati distinti ortogneiss e corpi mafici e ultramafici.

Gli orto gneiss hanno caratteri composizionali e tessiturali molto vari; si va da gneiss monzogranitici, con relitti di grossi individui di K-feldspato in cui ancora si osservano relitti di tessiture occhiate (Porto Ottiolu, Golfo Aranci: Gallura, P.ta Scorno: Isola dell'Asinara, fig. 59), a gneiss granodioritici (diga del Liscia, Gallura, Tanaunella: Baronie, ecc.). L'ortogneiss di Tanaunella, in virtù di un'età Rb/Sr di 458 ± 31 Ma, è stato assimilato agli ortogneiss ordoviciani conosciuti sia nella zona esterna che nel complesso in facies anfibolitica (DI SIMPLICIO et alii, 1974a).

Le mafiti ed ultramafiti (38) costituiscono corpi ettometrici all'interno delle migmatiti e mostrano un'evoluzione plurifaciale con uno stadio precoce di alta temperatura e pressione intermedio-alta (granulitico- eclogitico). I corpi mafici con relitti di metamorfismo granulitico, come quelli di Montigiù Nieddu in Gallura (GHEZZO et alii, 1979) e di P.ta Scorno all'Isola dell' Asinara (CASTORINA et alii, 1996), sono interpretati come corpi basici stratificati intrusi in crosta inferiore. Altre anfiboliti con relitti eclogitici (p.tà de li Tulchi: Gallura, MILLER et alii, 1976) potrebbero derivare da tholeiiti continentali e testimoniare una fase di rifting del Paleozoico inferiore (RICCI & SABATINI, 1978).

1.5 IL COMPLESSO INTRUSIVO ERCINICO

Annullando i movimenti della deriva miocenica della Sardegna, le strutture fondamentali del basamento paleozoico sardo trovano la loro prosecuzione nei Mauri (WESTPHAL et alii, 1976), nella Montagna Nera e nel Massiccio Centrale Francese (ARTHAUD & MATTE, 1977).

Il basamento metamorfico è costituito sia da Falde Esterne che da Falde Interne, le seconde sono presenti nella parte settentrionale dell'Isola.

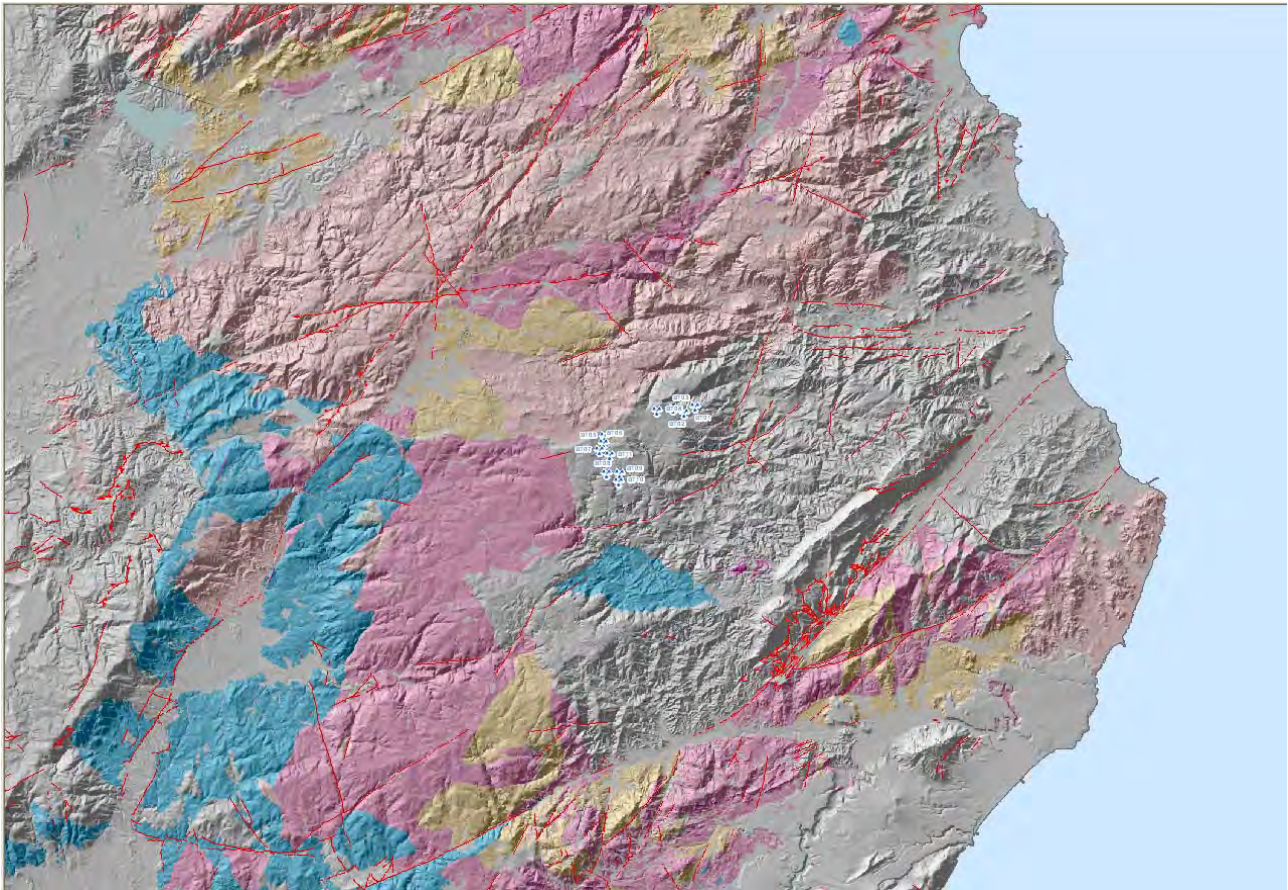
I granitoidi tardo-ercinici costituiscono circa un quarto della Sardegna ed insieme con le intrusioni granitoidi della Corsica, formano il Batolite Sardo-Corso. Questo è il Batolite più importante della Catena Ercinica Europea, esteso per una lunghezza di 400 Km ed una larghezza di oltre 50, che si è messo in posto in un intervallo di tempo di circa 60 Ma, nel Viséano – Namuriano per i granitoidi della Corsica settentrionale (Rossi et alii, 1988), e nel Permiano Inf. per i massicci



leucomonzogranitici come quelli di Buddusò (CASTORINA & PETRINI, 1989) e Tempo Pausania (DEL MORO et alii, 1996). Il lungo intervallo di tempo della messa in posto del batolite ha determinato cambiamenti nel quadro geodinamico che hanno determinato una elevata variabilità delle caratteristiche geotermiche e strutturali del complesso.

Nel Batolite Sardo-Corso, infatti vengono distinte due associazioni principali: una magnesio-potassica di età viseana-namuriana, presente nella Corsica settentrionale, e una calcalcalina, riferibile al Carbonifero superiore-Permiano inferiore, che praticamente costituisce la quasi totalità dei granitoidi della Corsica meridionale e della Sardegna (ORSINI, 1980; COCHERIE, 1985; ROSSI & COCHERIE, 1991). A queste si aggiunge un'attività magmatica post-orogena a carattere alcalino anorogenco del Permiano medio-Triassico inferiore ben documentata solo in Corsica e che a rigore dovrebbe essere considerata post-batolite.

Secondo Rossi & Cocherie (1991) le tre associazioni presenti nel Batolite Sardo-Corso sono caratterizzate da età e profondità di messa in posto decrescenti, procedendo dall'associazione calcalcalina magnesio-potassica a quella alcalina post-orogena.



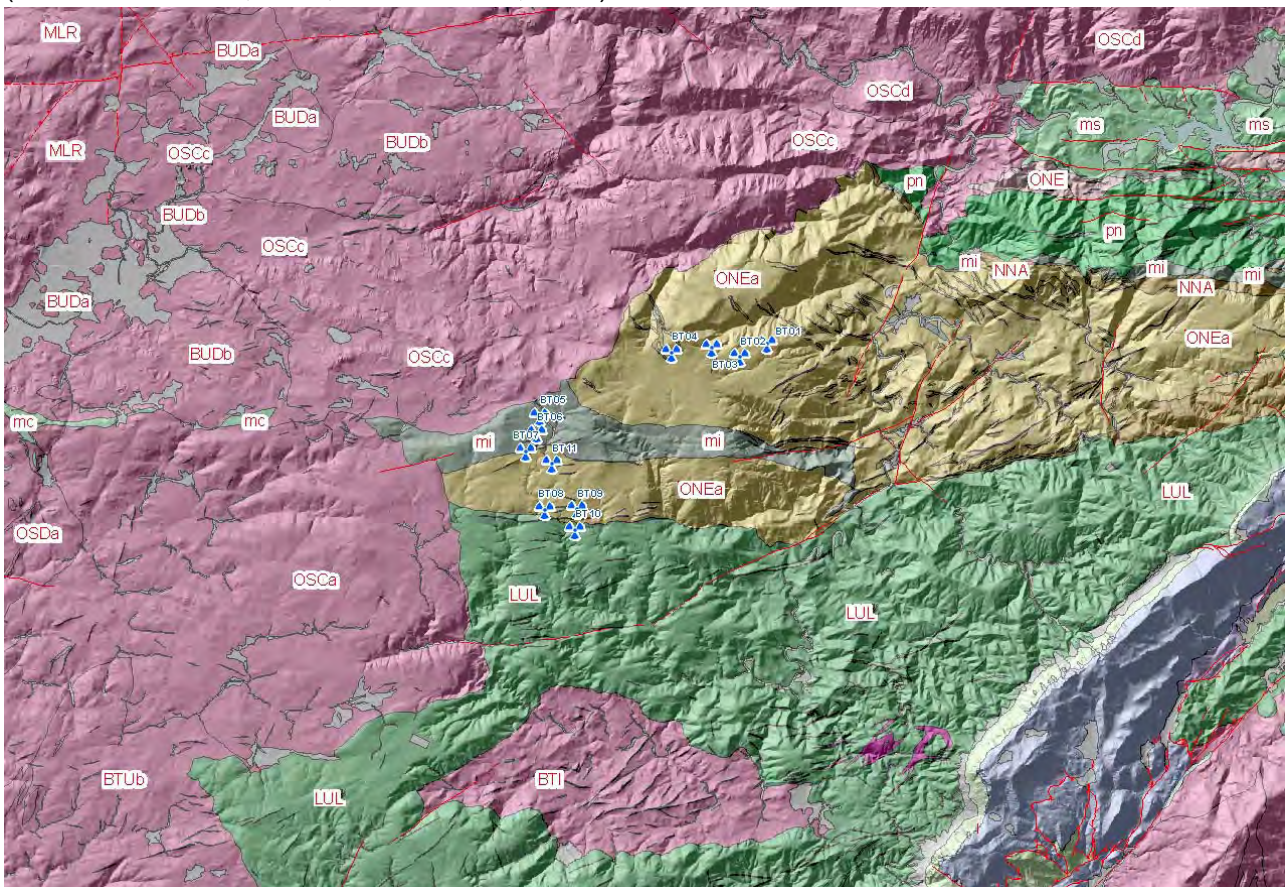
Mapa – Le intrusioni maggiormente basiche (tonaliti e gabbri in azzurro) sono le più antiche come messa in posto, seguite dalle facies granodioritiche (in rosa intenso), monzogranitiche (in giallo-arancio) fino ai leucograniti (in rosa chiaro)

Per la prima associazione di età namuriana (335-340 Ma), sono state stimate profondità corrispondenti 5-6 Kb; per la seconda, con età di messa in posto collocate tra 313 e 280 Ma (COCHERIE, 1985), sono stimate profondità di messa in posto a livelli anchi-epizonali, come nella Sardegna meridionale, oppure in crosta di origini più profonde ma già esumata e parzialmente erosa (CORTESOGNO et alii, 1998); come nella Bassa Gallura (Sardegna settentrionale), dove i monzograniti del massiccio di Tempio Pausania intrudono anche sedimenti e vulcano-sedimenti di età permo-carbonifera (DEL MORO et alii, 1996).



Per quanto concerne i rapporti tra la messa in posto dei vari plutoni e la tettonica ercinica, Grezzo & Orsini (1982) hanno distinto tra plutonici sin-,tardo- e post-tettonici, in riferimento all'ultima fase deformativa ercinica, ritenuta da questi autori ancora compressiva e, quindi, collocata all'interno della dinamica collisionale della catena. Solo le età radiometriche e le strutture esibite dai granitoidi appartenenti all'associazione magnesio-potassica della Corsica settentrionale sono compatibili con una messa in posto durante un regime collisionale ercinico ancora attivo.

In Sardegna, dove è presente solo l'associazione calcareo-calcalina, le età radiometriche, i rapporti tra filiazioni interne alle intrusioni e la strutturazione generale della catena, suggeriscono che l'assetto deformativo rilevato all'interno delle intrusioni, talvolta acquisito in condizioni di solid state flow da parte delle intrusioni, sia da mettere in relazione a zone di taglio transtensive successive all'impilamento delle falde, come nel Monte Serpeddi e Settefratelli (CARMIGNANI et alii, 1985), o comunque a zone di taglio connesse con una tettonica decompressiva, come nella Bassa Gallura (OGGIANO & DI PISA, 1988; MACERA et alii, 1989).



Mapa - La geologia dell'area con le quattro formazioni principali che interessano il sedime di progetto

In definitiva la messa in posto del batolite sardo è da ricondurre alla tettonica estensionale legata al collasso gravitativo della catena ercinica. Tale tettonica in Sardegna è sicuramente attiva a partire da almeno 307 Ma, cioè dalle più antiche età di chiusura isotopica Rb-Sr delle muscoviti dei graniti analettici della Bassa Gallura (la cui genesi è legata al regime esumativi della catena; MACERA et alii, 1989), e prosegue fino almeno all'Autuniano. Ad essa è ricondotto il metamorfismo regionale di alta T/P che si manifesta in alcuni settori della catena nel Nord-Sardegna (DI PISA & OGGIANO, 1987b; DEL MORO et alii, 1991; DI PISA et alii, 1993), lo sviluppo di bacini stefano-autuniani ed il vulcanismo calcareo-calcalino del Permiano. Gran parte del platonismo calcareo-calcalino del batolite sardo deve perciò ritenersi coevo alle vulcaniti ed ai sedimenti (almeno della loro parte basale) presenti nei bacini stefano-autuniani. In definitiva tali vulcaniti possono presentare la



manifestazione effusiva del magmatismo essenzialmente intrusivo del batolite (ROSSI et alii, 1993; DEL MORO et alii, 1996).

E' evidente che la connotazione sin-tettonica (sensu GREZZO & ORSINI, 1982) delle intrusioni vada più semplicemente ricondotta al quadro cinematica (comunque estensionale) esistente durante la loro messa in posto. Tale quadro, oltre che nel tempo, può variare anche nello spazio, per cui intrusioni coeve possono mostrare tessiture fortemente foliate oppure isotrope a seconda dei loro rapporti spaziali con zone di taglio. Per questo motivo nella distinzione delle diverse unità intrusive si è preferito non assegnare al "fabric" interno delle plutonici particolari significati in relazione alla storia tettonica ercinica, distinguendo solo i granitoidi foliati che esibiscono filiazioni acquisite in condizioni reologiche che variano dal submagmatic flow al solid state flow. Quasi tutte le altre intrusioni mostrano una più o meno marcata orientazione acquisita in condizioni di magmatic flow (CERCHI & MUSUMECI, 1992).

Per ciò che concerne i caratteri composizionali, il carattere calcalcalino dell'associazione granitoide sarda è stato messo in evidenza da tempo ((DI SIMPLICIO et alii, 1974; ORSINI, 1980; BRALIA et alii, 1981; GREZZO & ORSINI, 1982; POLI et alii, 1989). Il complesso delle intrusioni mostra una grande eterogeneità petrografia che varia da quarzodioriti fino a leucomonzograniti due miche, definendo trends da calcalcalino-trondhjemitici a calcalcalino-monzogranitici, in accordo con quelli definiti da Lameyre & Bowden (1982). La serialità calcalcalina è indicata anche da alcuni caratteri minero-petrografici come la biotite ferrifera con tendenza evolutiva verso altri tenori in Fe + Mn, l'anfibolo di tipo ferro-orneblenda a tendenza tchermakitica, il plagioclasio zonato con zonature tipo patchy-zoning (Orsini, 1980). Le proporzioni dei vari termini dell'associazione calcalcalina, secondo la valutazione di Orsini (1980) sono così schematizzabili:

- granitoidi di composizione intermedia con SiO₂ 60-65% (tonalità e granodioriti), 7% del totale d'affioramento;
- granitoidi di composizione acida con SiO₂ 60-75% (granodioriti e monzograniti), occupanti una superficie pari al 60% del totale dell'affioramento;
- granitoidi super-acidi con SiO₂ 75-78% (monzograniti e alaskiti, leucograniti s.l.), occupanti circa il 33% dell'affioramento;
- masse basiche occupanti una superficie totale < di 1%.

Il secondo gruppo di granitoidi, con carattere metalluminoso, è quello che presenta maggiore disomogeneità; più omogenei sono i leucomonzograniti, tra i quali non sono rare le intrusioni peralluminose.

Nel settore del Parco Eolico i granitoidi affiorano estesamente in tutto il territorio ed in particolare in modo continuo nel settore orientale.

I rapporti di campagna suggeriscono la precoce messa in posto, a livelli altocrosta, come piccoli filoni-strato suborizzontali e/o piccoli laccoliti, di una sequenza tonalitico-granodioritica che mostra strette affinità con la sequenza precoce riconosciuta nell'Arburese e nel Sàrrabus (zona Burcei - M. Narba).

Essa si trova a diretto contatto con il basamento metamorfico e risulta smembrata da una sequenza prevalentemente granodioritica, articolata in più corpi plutonici che di norma mostrano una marcata struttura orientata per flusso magmatico.

I leucograniti sono successivi a tutto il complesso plutonico e producono localmente effetti termometamorfici sulle granodioriti incassanti.

Lo schema di messa in posto di tipo basico==>acido, insieme alla presenza di una precoce sequenza tonalitico-granodioritica a diretto contatto con il basamento paleozoico, suggeriscono l'ipotesi di una periodica risalita di liquidi contenenti un'abbondante frazione fenocristallina attraverso fratture transtensive, con movimento rotazionale dei prismi e spostamento laterale delle masse già parzialmente consolidate.



Questo schema è molto simile a quello evidenziato nei complessi plutonici presenti nella parte frontale dell'edificio a falde (Arburese e Sàrrabus; BROTZU & MORBIDELLI, 1974; SECCHI, 1987; BROTZU *et alii*, 1994).

1.5.1 corteo filoniano

Tutto il batolite è intersecato da un corteo filoniano acido e basico caratterizzato da un ampio spettro composizionale e da complessi rapporti con le rocce incassanti. Le orientazioni prevalenti dei filoni variano progressivamente da direzioni mediamente NE-SW nella Sardegna settentrionale, a direzioni N-S fino a NNW-SSE in quella meridionale.

GHEZZO & ORSINI (1982) descrivono sinteticamente il complesso filoniano del basamento sardo. I principali tipi petrografici riconosciuti sono: filoni basici ad affinità calcalalina e shoshonitica (BECCALUVA *et alii*, 1981), filoni lamprofirici, filoni camptonitici (BALDELLI *et alii*, 1987), e filoni a composizione da intermedia ad acida, per lo più associati alle plutoniti del batolite e probabilmente ad esse geneticamente collegati.

ATZORI & TRAVERSA (1986) distinguono i seguenti gruppi di filoni: (a) filoni calcalalini (a composizione da andesite basaltica a riolite); (b) basalti ad affinità tholeitica e transizionale; (c) rioliti a carattere peralluminoso; (d) basalti alcalini, hawaii e mugeariti.

1.6 COPERTURE TARDO-PALEOZOICHE E MESO-CENOZOICHE

1.6.1 SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA

Successioni vulcano-sedimentarie tardo-paleozoiche giacciono in netta discordanza angolare sul basamento metamorfico in molte parti dell'Isola, in bacini di età stefaniano-permiani sviluppatasi durante la fase distensiva post-collisionale, contemporaneamente all'esumazione delle metamorfite ed alla messa in posto del batolite e del suo corteo filoniano (CARMIGNANI *et alii*, 1992).

Il ciclo inizia localmente (Iglesiente, Sardegna SW) con sedimenti stefaniani (COCOZZA, 1967; DEL RIO & PITTAU, 1998) e forse del Westfaliano D (FONDI, 1979), ma nei bacini della Sardegna centro-orientale i termini più antichi sono generalmente ritenuti autuniani (CASSINIS *et alii*, 1999, e bibliografia). In Nurra, GASPERI & GELMINI (1980) hanno distinto i depositi autuniani (Formazione di Punta Lu Caparoni) dal resto della sovrastante successione detritica permo-triassica; questi autori correlano i primi, dal punto di vista lito e crono-stratigrafico, con tutti i depositi riferibili al Permiano inferiore della Sardegna centrale e sud-orientale. Dal punto di vista biostratigrafico le flore fossili autuniane presenti nella Formazione di Punta Lu Caparoni (PECORINI, 1962; GASPERI & GELMINI, 1980) sono confrontabili con quelle rinvenute durante il rilevamento a Perdasdefogu e in affioramenti limitrofi (RONCHI & SARRIA, 1996; RONCHI *et alii*, 1998).

In alcune aree della Sardegna orientale, in particolare in Ogliastra, sono presenti tre bacini: Perdasdefogu, Escalaplano e M. Ferru. Quest'ultimo rappresenta essenzialmente un bacino magmatico, mentre i primi sono costituiti da depositi continentali fluvio-lacustri con associate vulcaniti prevalentemente acide, depositi in limitate depressioni tettoniche del basamento.

Analoghe successioni si ritrovano, sullo zoccolo ercinico di buona parte dell'Europa meridionale (CASSINIS *et alii*, 1995, 1999; SCHOLLE *et alii*, 1995a; e bibliografie).

La composizione delle vulcaniti è variabile da riolitica ad andesitica. Queste rocce si sono messe in posto sia come lave che come piroclastiti e brecce vulcaniche; sono inoltre presenti corpi subvulcanici di composizione prevalentemente riolitica (Porfidi quarziferi *Auct.*). Questa attività vulcanica è generalmente collegata al grande complesso calcalalino prevalentemente intrusivo che chiude il ciclo orogenico ercinico; le età radiometriche mostrano peraltro che diversi granitoidi e filoni di porfidi granitici sono coevi alla sedimentazione ed all'attività vulcanica dei bacini stefano-permiani.



Movimenti tettonici, alla fine del Permiano, hanno più o meno fortemente dislocato i depositi tardo-ercinici, con basculamenti di blocchi che hanno portato la superficie di trasgressione e gli strati sovrastanti ad inclinazioni fino a 70° (Boi *et alii*, 1989).

1.6.2 SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE

Nel Mesozoico l'Isola non è interessata da importanti fasi deformative. Fino al Giurassico inferiore la Sardegna costituiva un alto strutturale in parte a lungo emerso, probabilmente una propaggine del Dominio Brianzone delle Alpi occidentali (BARBERI & CHERCHI, 1980, 1980, e bibliografia). Su questo alto strutturale la trasgressione è avvenuta in maniera completa solo nel Dogger, quando si è stabilita una vasta piattaforma carbonatica, i cui resti sono presenti anche nell'area, ove ricoprono in discordanza sia il basamento paleozoico sia le successioni stefano-permiana e triassica.

Dove la successione mesozoica è più completa (Nurra, Sulcis) è documentata una lacuna, talvolta associata a discordanza angolare, che comprende il Cretacico medio (Fase Austriaca). Alla fine del Cretacico si ha nuovamente un'emersione che sembra interessare tutta l'Isola; la lacuna comprende quasi tutto il Paleocene (Fase Laramica).

Depositi trasgressivi dell'Eocene inferiore sono ben rappresentati nella Sardegna meridionale ed anche nell'area. Con l'Eocene medio-superiore in tutta l'Isola tornano a ristabilirsi condizioni di continentalità (Fase Pirenaica) che perdurano per l'intero Oligocene.

Al passaggio Oligocene-Miocene il blocco sardo-corso ha funzionato da retropaese della catena nord-appenninica ((ALVAREZ & COCOZZA, 1974; CARMIGNANI *et alii*, 1994, 1995, 1994, 1995). Sia la "Corsica ercinica" che la Sardegna settentrionale sono interessate da una importante tettonica trascorrente che, attenuata, arriva ad interessare anche la zona.

In Sardegna di solito le trascorrenti seguono discontinuità del basamento ereditate dalla tettonica ercinica (PASCI, 1995, e bibliografia), con interferenze che determinano un loro andamento non rettilineo. Questa geometria di faglie non rettilinee provoca zone di transpressione in cui le successioni mesozoiche possono essere piegate e raddoppiate, o il basamento può essere carreggiato sulle coperture, e zone di transtensione con sviluppo di bacini *pull-apart* colmati da depositi prevalentemente continentali dell'Oligocene superiore-Aquitano, con innesco dell'attività piroclastica del ciclo calcalino (OGGIANO *et alii*, 1995; ASSORGIA *et alii*, 1995).

Durante il Miocene inferiore e medio, contemporaneamente alla rotazione del blocco sardo-corso (Burdigaliano; ALVAREZ & COCOZZA, 1974) ed all'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno settentrionale, si sviluppa tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara un sistema di fosse con sedimentazione prevalentemente marina, a cui sono intercalati notevoli spessori di vulcaniti a chimismo variabile da basaltico a riolitico e con chiara affinità calcalina. L'età radiometrica dei prodotti magmatici, compresa tra 30 e 14 Ma, con un netto massimo di frequenza intorno a 19 Ma (BECCALUVA *et alii*, 1985, 1989), è in buon accordo con i dati stratigrafici.

La successione è suddivisa in numerose formazioni pre-, sin- e post-rift (CHERCHI & MONTADERT, 1982a,b; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; CHERCHI, 1985) di ambiente da continentale a lacustre, a marino, sempre con forti apporti terrigeni.

Nella parte orientale dell'Isola sono attribuiti all'Oligocene superiore – Miocene inferiore dei depositi fluviali che, con spessori molto modesti, affiorano anche nel settore.

A partire dal Miocene superiore e nel Plio-Quaternario tutta l'Isola è interessata da un'importante tettonica distensiva (MARINI & MURRU, 1983) a cui sono legate estese manifestazioni vulcaniche prevalentemente basiche e ad affinità alcalina, transizionale e tholeitica, messe in relazione con l'apertura del Tirreno centro-meridionale.

Questa tettonica è ben documentata anche nell'area di studio da sistemi di faglie normali orientate da N-S a NW-SE (nella zona settentrionale), responsabili anche del modellamento del margine continentale centro-orientale dell'Isola.



1.7 LA TETTONICA

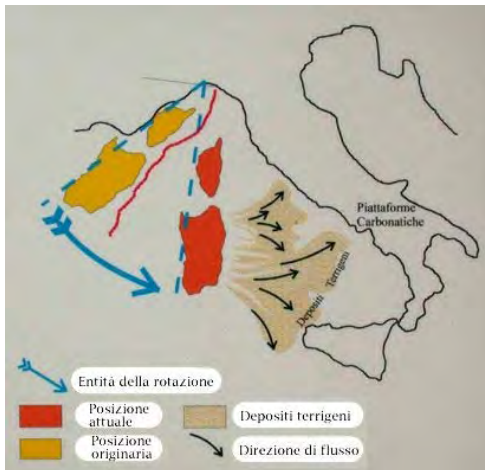
I tempi nei quali sono avvenuti i fenomeni geologici e tettonici che hanno portato all'attuale configurazione dell'area centro-mediterranea sono misurabili in milioni di anni.

200 milioni di anni fa America, Africa ed Europa erano riunite in un unico continente (Pangea). Intorno a 180 milioni di anni fa ebbe luogo il distacco tra Africa ed America settentrionale. Questo evento, che portò all'apertura dell'Oceano Atlantico centrale, fu seguito intorno ad 80 milioni di anni fa dal distacco dell'Europa dal Nordamerica e dalla conseguente apertura dell'Atlantico settentrionale. Con il distacco dell'Europa dall'America settentrionale cominciò il moto di

convergenza tra Europa ed Africa. I margini continentali di queste due placche entrarono in collisione circa 50 milioni di anni fa.

Intorno a 30 milioni di anni fa cominciò la rotazione del Blocco Sardo-Corso con il suo distacco dalla costa meridionale della Francia e l'apertura del Mediterraneo occidentale.

Successivamente, intorno ad 8 milioni di anni fa cominciò ad aprirsi il bacino tirrenico alle spalle dell'Appennino e dell'Arco Calabro che nel corso della loro formazione avanzarono progressivamente verso l'attuale Valpadana e verso gli attuali mari Adriatico e Ionio.

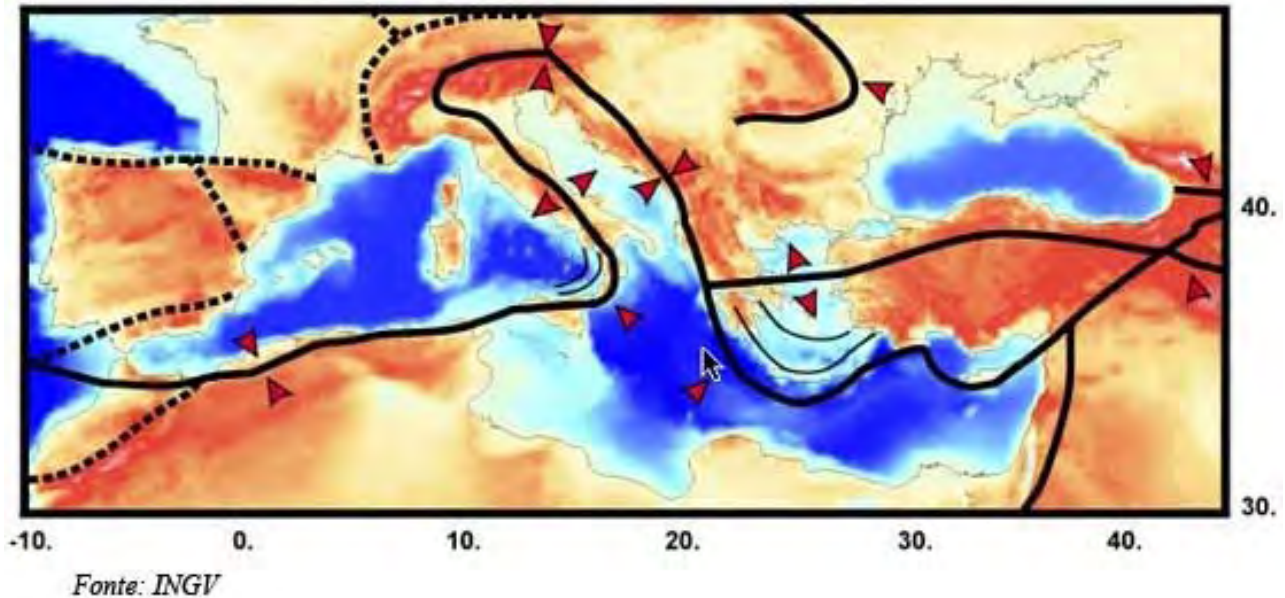


Mappa – La rotazione del blocco sardo - corso

Le velocità che descrivono il moto relativo tra la placca africana e la placca europea variano da qualche centimetro per anno a frazioni di centimetro per anno. Le velocità di "scarrucolamento all'indietro" dei margini di placca nelle zone di subduzione e le velocità di apertura dei bacini post-collisionali possono essere più elevate, ma di regola non superano i 5-6 centimetri per anno nell'area centro-mediterranea.

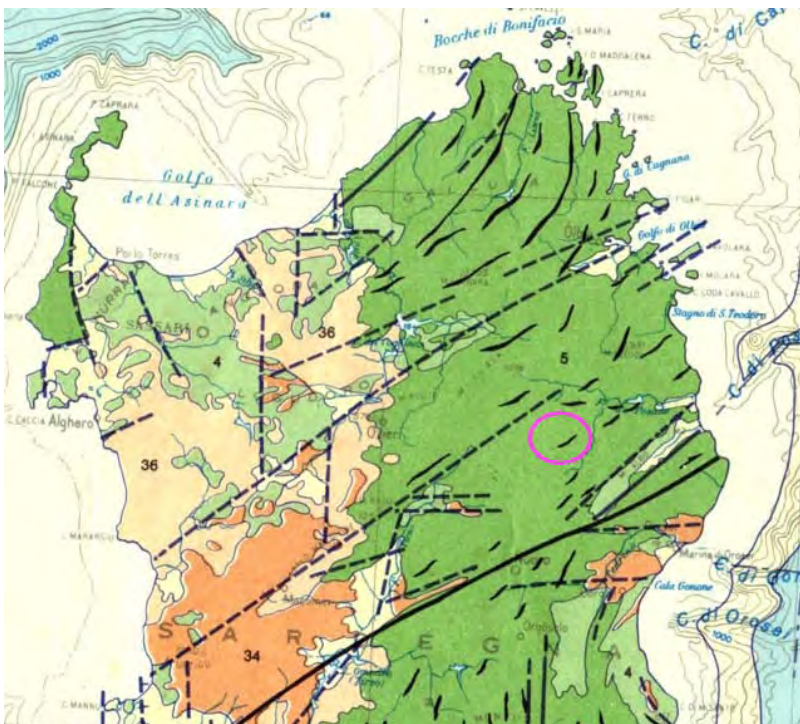
In particolare, nel settore geologico algero-provenzale, un processo di rotazione di blocchi litosferici (sfencasma ligure) ha portato alla formazione di nuova crosta oceanica e alla rotazione di ca. 35° in senso antiorario del blocco sardo-corso che è così passato da una posizione di continuità con l'area europeo-provenzale all'attuale posizione d'isolamento all'interno dell'area mediterranea.

Tale posizione, raggiunta nel Miocene inferiore (20 milioni di anni fa circa), da allora risulta sostanzialmente stazionaria.



Mappa – Il sistema delle placche nel quale è inserita la Sardegna è il sistema delle compressioni e distensioni cui è sottoposta

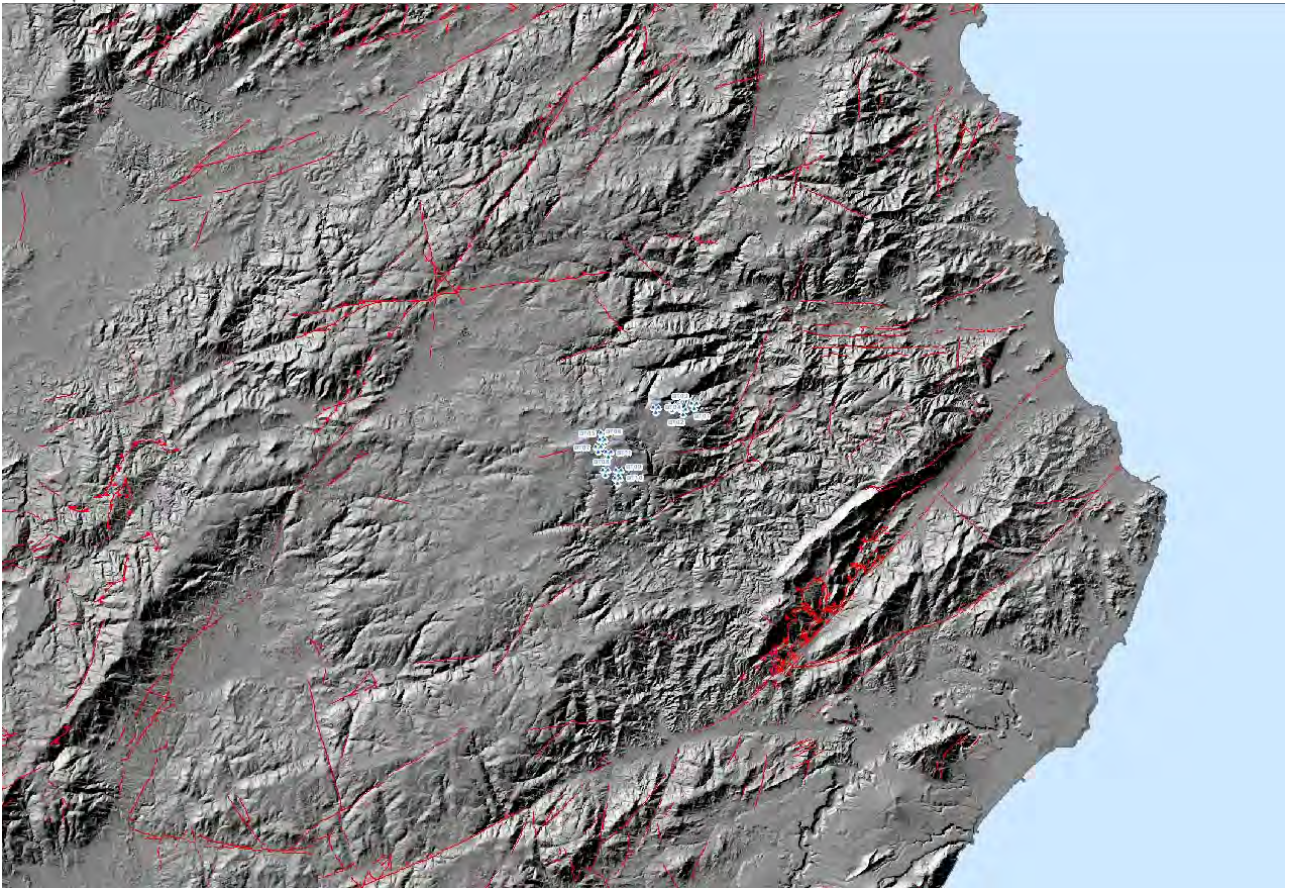
La Collisione continentale tra il margine sud-europeo e l'Adria ha causato in Sardegna e Corsica occidentale e meridionale estese e diffuse faglie trascorrenti con tipiche strutture sia transpressive (con tipiche flower-structures, raddoppio delle coperture mesozoiche e paleogeniche e locali sovrascorrimenti del basamento cristallino paleozoico sulle coperture stesse: ad es. Monte Albo nella Sardegna NE e P.ta Carcina nella Corsica SE) sia transtensive (con sviluppo di bacini transtensivi lungo zone di releasing delle faglie principali: ad es. bacini transtensivi dell'Anglona, di Chilivani, Ottana, ecc.).



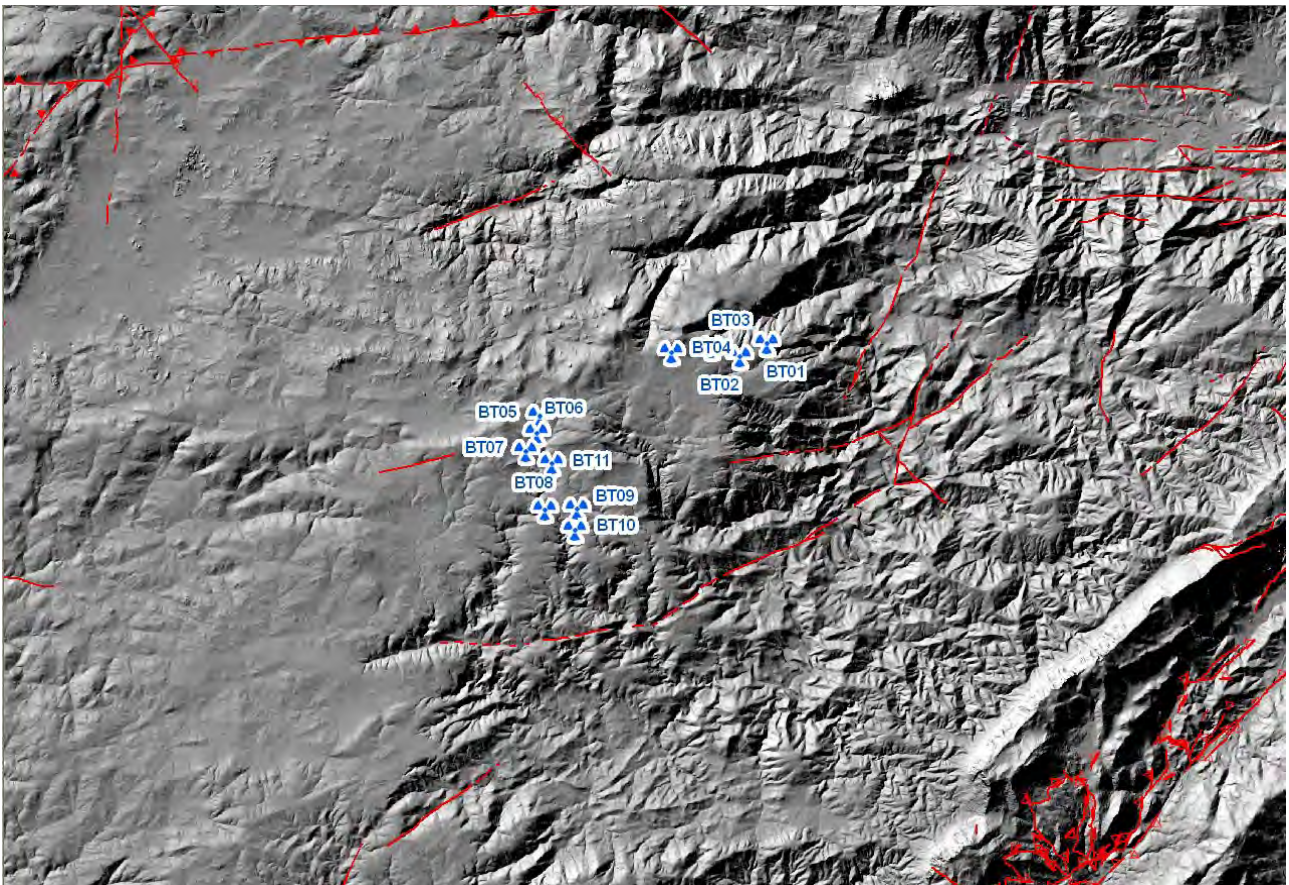
Contemporaneamente all'azione dello sfenocasma ligure venne attivato, in fase post-collisionale, un nuovo processo di subduzione a est del blocco sardo-corso, con l'associata formazione di un arco vulcanico (vulcanismo calcalciano sardo).

Mappa della tettonica del S della Sardegna (da Carmignani et alii, Mem Descr Carta Geol. Strutt. Sardegna op. cit.)

Su scala geologica le modeste velocità di movimento descritte, possono produrre sostanziali modificazioni paleogeografiche, con la creazione di oceani dove prima esistevano continenti o con la costruzione di gigantesche catene di montagne dove prima si estendevano spazi oceanici.



Mappa – La disseminazione delle strutture tettoniche lineari e delle tracce delle superfici di sovrascorrimento in ambito locale mostra come la posizione del Parco Eolico si trovi in ambiti scevri da alcuna problematica

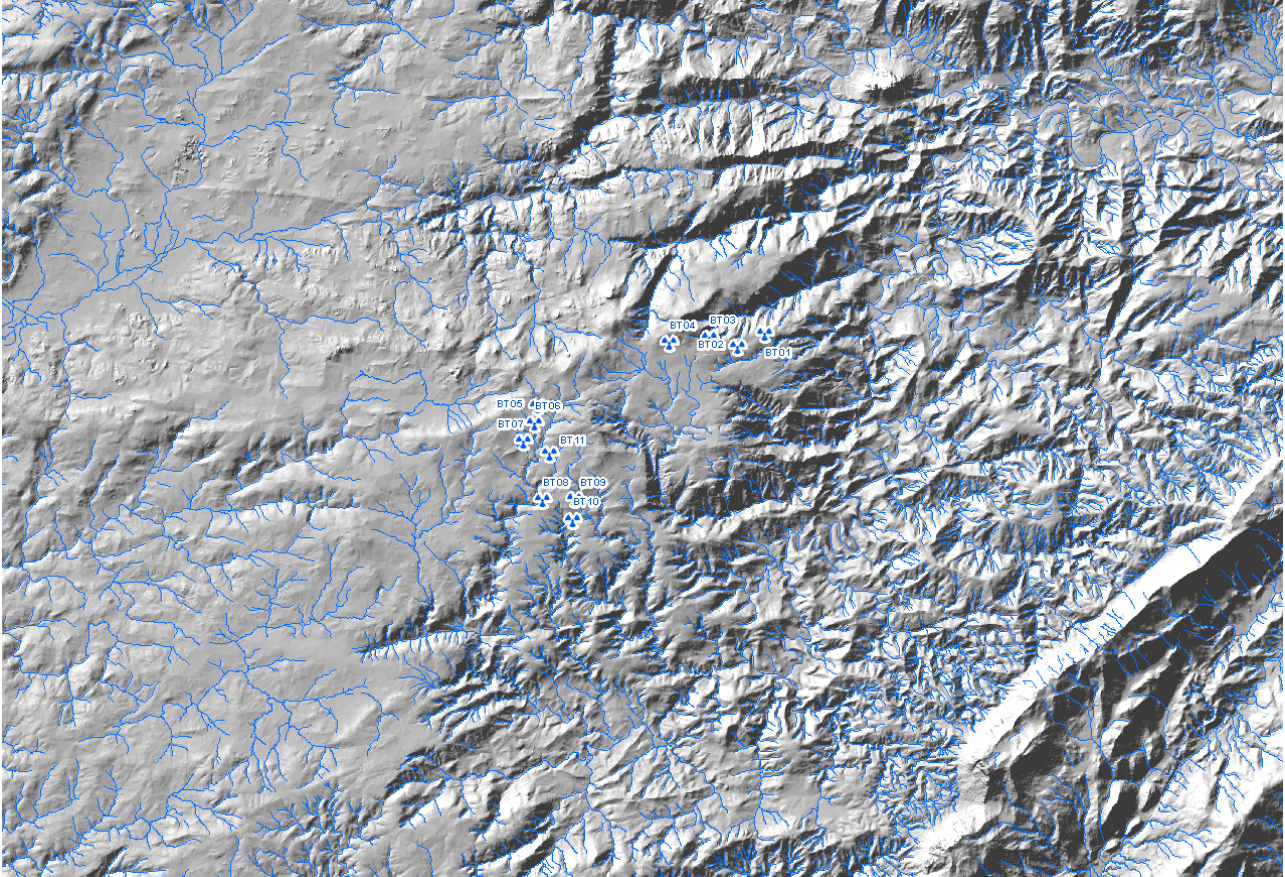




1.8 CARATTERI IDROLOGICI ED IDROGEOLOGICI

1.8.1 IL SISTEMA IDROGRAFICO DELL'AREA

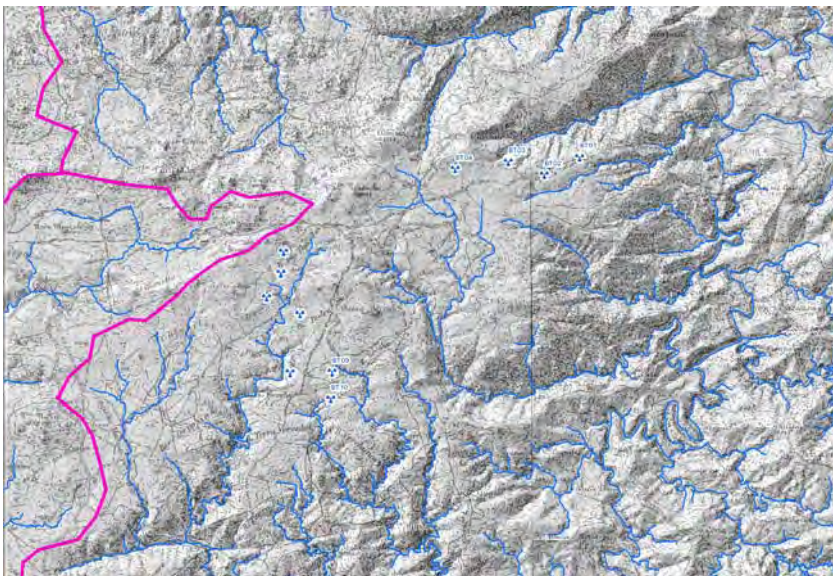
L'idrografia superficiale è generalmente collegata con le caratteristiche del substrato geologico. Il reticolo idrografico presente è legato alla evoluzione ed in particolare alla reincisione del pianoro.



Mappa – Il reticolo idrografico insistente sull'area del Parco Eolico (reticolo idrografico – RAS)

1.8.2 INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO

Il settore in oggetto è parte dell'Horst tettonico che fa da contraltare alla fossa Sarda, ed è il risultato dell'abbassamento del settore della Fossa, che lo ha lasciato isolato a dominare gran parte della dorsale orientale della Sardegna.



Mappa – Posizione del Parco e reticolo idrografico storico (IGM 1900)

Alla fine del paleozoico, l'ingressione marina che preludeva al mare mesozoico, ha spianato interamente l'area. Degli eventi successivi ad essa, nell'area, non sono rimaste formazioni o litologie alcune. Solo a sud-est, il sistema del Monte Albo testimonia il

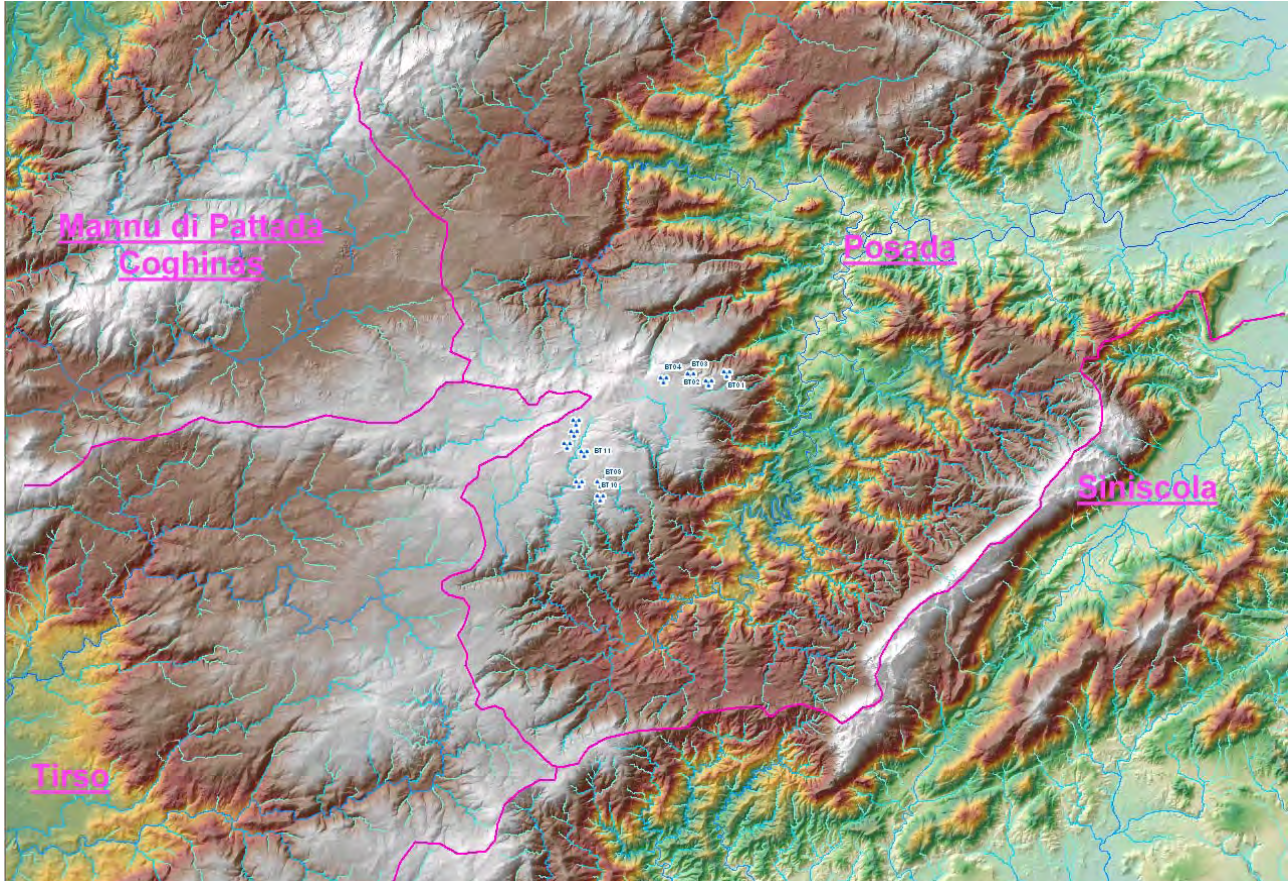


Mesozoico e ad Ovest verso il piede del Goceano, sono presenti depositi detritici e localmente formazioni vulcaniche che testimoniano dell'evoluzione del basamento cristallino e delle sue sofferenze geologiche.

Tutta l'area interessata dal Parco è assisa sulle formazioni paleozoiche ultrametamorfiche e sulle filladi di Lula, sostanzialmente impermeabile o debolmente permeabile.

Solo i fondovalle ospitano depositi detritici significativi e caratterizzati da una permeabilità per porosità degna di nota.

Il reticolo mostra una forma complessa. In parte troviamo un reticolo sovraimpresso ed in parte un reticolo dendrifforme.



Mappa – Il reticolo idrografico insistente suddiviso per bacini idrografici principali di afferenza ed il Parco Eolico

La complessa geometria delle diverse facies non permette facili e sicure correlazioni stratigrafiche di dettaglio.

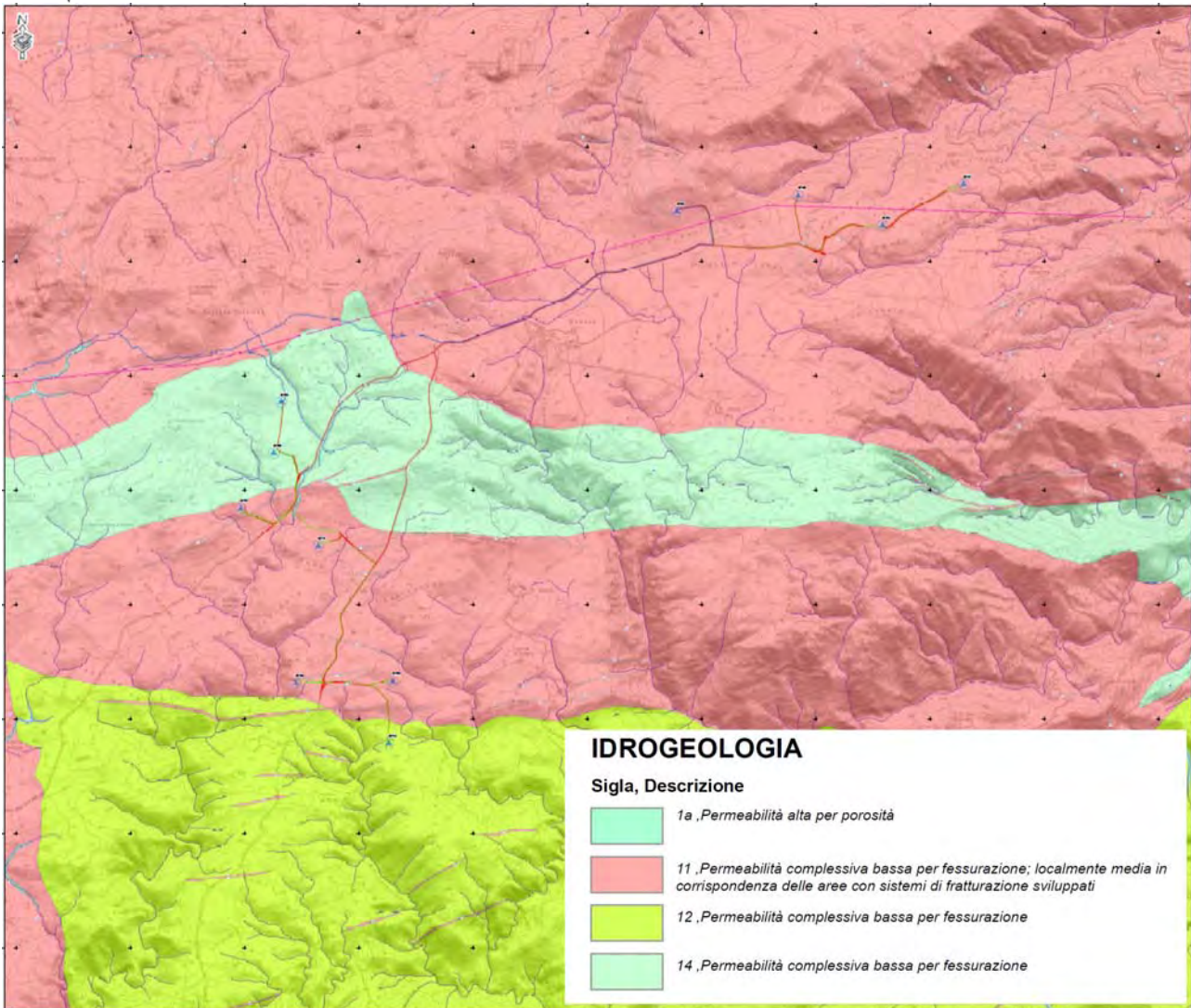
La semplificazione della situazione stratigrafica porta all'individuazione di due unità idrogeologiche caratterizzate da diversa permeabilità:

- Formazioni lapidee o parzialmente alterate metamorfiche paleozoiche

Si tratta, in gran parte di vulcanoclastiti o vulcaniti paleozoiche di età ordoviciana, fratturate anche intensamente, ma quasi prive di trasmissività idraulica orizzontale o verticale significativa

- Le alluvioni recenti

Poco cementate e poco costipate, spesso ghiaiose-sabbiose, presentano nel complesso una permeabilità media che, in funzione della percentuale dei materiali fini presenti, può decrescere o aumentare consistentemente.



Mappa – L'assetto idrogeologico dell'area con le unità idrogeologiche



1.9 CARATTERI GEOMORFOLOGICI DELL'AREA

L'origine dell'attuale assetto geologico, che rappresenta la base per la successiva morfologia quaternaria, è da attribuire, come indicato nel paragrafo "Inquadramento geologico generale", principalmente, a cause tettoniche.

Il settore in oggetto è parte dell'Horst tettonico che fa da contraltare alla fossa Sarda, ed è il risultato è il risultato dell'abbassamento del settore della Fossa, che lo ha lasciato isolato a dominare gran parte della dorsale orientale della Sardegna.

Alla fine del paleozoico, l'ingressione marina che preludeva al mare mesozoico, ha spianato interamente l'area.

Nell'area attorno al settore di progetto non sono presenti formazioni successive alla peneplanazione ercinica, fatti salvi suoli, colluvi e depositi alluvionali nei fondivalle.

Solo a sud-est, il Monte Albo costituisce un riferimento geologico successivo a tale vasto processo di modellazione geomorfologica.

Di contro, tutta l'area interessata dal Parco è costituita dalle metamorfiti e altresì, è ricompreso nel Bacino idrografico del Posada.

Il sito di indagine risulta attualmente morfologicamente e tettonicamente stabile (o quiescente se si preferisce).

Le basi topografiche, morfodigitali e iconografiche, utilizzate in sede di analisi foto interpretativa multi temporale, per consentire un confronto diacronico sono state:

○ FONTI CARTOGRAFICHE TOPOGRAFICHE

- Carta 1:50.000 La Marmora 1834-1839 (raster) (informatizzazione Geostudi)
- Carta 1:25.000 IGM 1890-1930, IGM 1950-1968, IGM 1987-1994 (inf. Geostudi)
- Carta 1:10.000 ETFAS 1952 - 1955 (raster) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 CTR 1968-1970 (raster) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 CTR 1996 - 2000 (vettoriale) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 CTR 2008 GEODB_MP 10k(vettoriale) (fonte R.A.S.)
- Carte 1:2.000 vettoriale di ampie aree (Compucart)
- Carta 1:10.000 DBGT10k(vettoriale) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 DBGT2k (vettoriale) (fonte R.A.S.)

○ FONTI MORFODIGITALI

- DTM a passo 10 m (fonte R.A.S. CNR)
- DTM e DSN a passo 1 m (fonte R.A.S. CNR PSFF)

○ BASI ICONOGRAFICHE

- Immagini satellitari Landsat, SPOT, Quickbird ed Ikonos a varie date dal 1974 al 2017 (fonti varie elaborazione Geostudi)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 1943 RAF (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 1954 IGM (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0.5 m) 1968 CTR (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 1977 ERSAT (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 1998 AIMA (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 2000 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 2003 AGEA (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 2004 Nistri (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,7 m) 2005 IKONOS (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2006 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,2 m) 2008 Ferretti (fonte R.A.S.) solo area costiera
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2010 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2012 (fonte BING)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2013 (fonte Google Earth)



- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2013 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,2 m) 2013 aree urbane Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,2 m) 2016 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2019 (fonte Google Earth)
- Aerofoto Voli vari raddrizzate b/n a 50 cm, 1m o 2 m rettificata (1943, 1954, 1960, 1965, 1968, 1973, 1987 e 1992, 1995, 1996 e 1998) (fonti varie elaborazione Geostudi)
- Immagini Geoeye, Quickbird e Ikonos da Google (dal 2002 al 2019)

Sono state consultate numerose fonti bibliografico-cartografiche, prima analizzate e poi sintetizzate, che vengono elencate di seguito, utilizzate per le valutazioni sulla instabilità. In particolare, sono state consultate :

Progetto Aree vulnerate Italiane (AVI) - Gruppo Nazionale Difesa Catastrofi Idrogeologiche del CNR (GNDCICNR), si tratta di una raccolta di dati storici di piene e frane messe a disposizione per la consultazione al sito internet www.gndci.cnr.it;

Progetto SCAI - Studio sui Centri Abitati Instabili – Gruppo Nazionale Difesa Catastrofi Idrogeologiche del CNR G.N.D.C.I.

Le frane della Sardegna – Sebastiano Crinò – da “L’ingegnere” – Roma, 1930;

Censimenti e catalogazioni o raccolta di notizie effettuati presso Province, Comunità Montane, Comuni limitrofi;

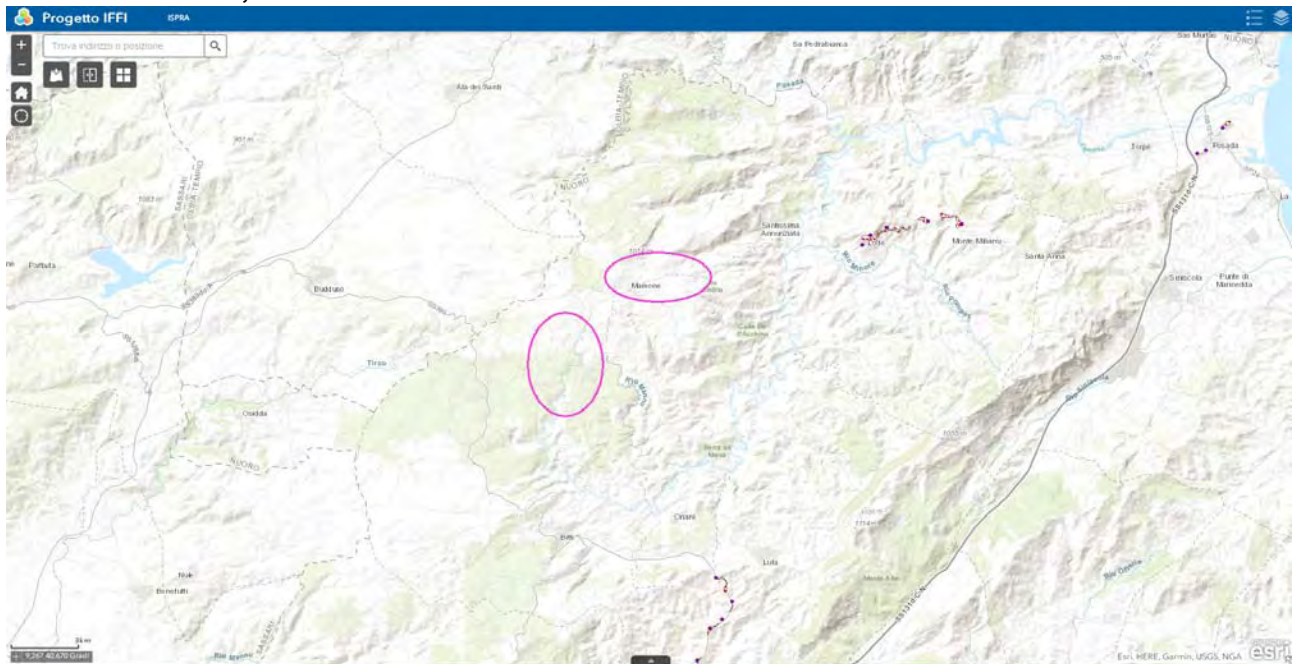
Progetto VAPI – Valutazione delle Piene in Sardegna – Pubblicazione CNR 1418;

Memorie e testimonianze storiche di particolari eventi di piena e di frana storica;

Piano Gestione Rischio Alluvioni PGRA;

Servizio Geologico Nazionale (SGN) in collaborazione con le Regioni e le Province Autonome

Progetto IFFI, Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia, messo a disposizione nel sito dell’ISPRA o IFFI;



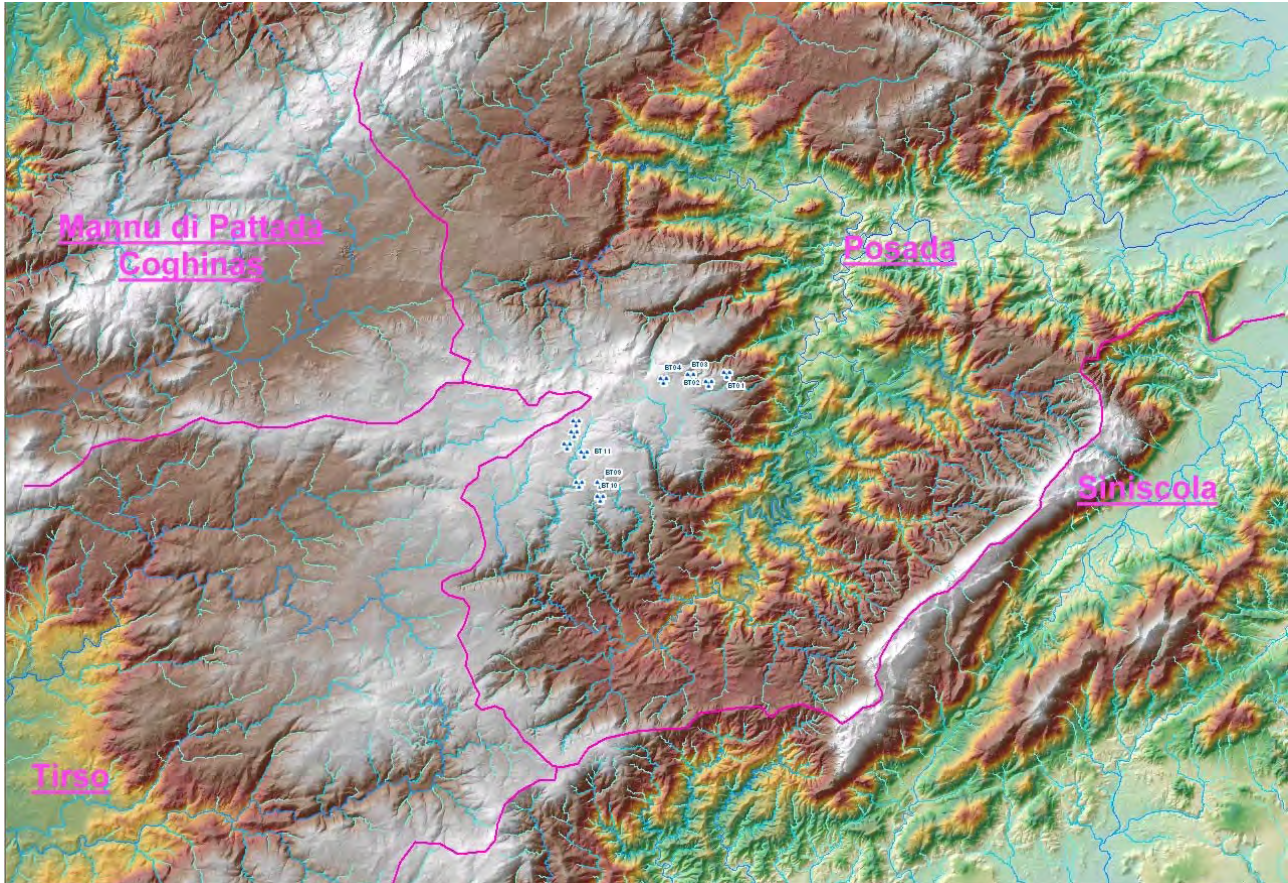
Ortofoto – L’area di progetto e i fenomeni censiti dal progetto IFFI dal sito ufficiale

Il materiale informativo raccolto ha costituito la base di partenza per la conoscenza della vulnerabilità del territorio e della sua sensibilità nei confronti dei fenomeni di dissesto idrogeologico ed ha rappresentato un ulteriore supporto alla definizione delle aree di pericolosità.



1.9.1 LE FORME ED I PROCESSI NEL TERRITORIO DI INDAGINE

Il settore del Parco Eolico é posto sulla peneplanazione ercinica del massiccio cristallino, interamente a quote superiori ai 750 m s.l.m.m..



Mappa – Il Parco eolico in progetto e la sua posizione nel bacino del Posada, a est dello spartiacque che lo separa dal Tirso e a sud del Mannu di Pattada

La sua posizione, sul pianoro, lo configura interamente all'interno del sub – Bacino del Posada – Cedrino n° 5, ed esattamente nel bacino idrografico del Posada, ad est dello spartiacque che lo separa dal Tirso e a sud del Mannu di Pattada.

Il settore di studio si estende interamente sulle formazioni cristalline del paleozoico.

Tenuto conto della energia del rilievo, nel settore orientale, i processi morfogenetici attivi più significativi sono quelli fluviali, di dilavamento diffuso e concentrato e quelli relativi all'attività antropica, mentre nel settore montano, i processi dominanti sono quelli fluviali e di versante.

Di seguito vengono elencati i principali elementi morfologici riscontrati.

Forme strutturali

- Superfici di spianamento
- Orli di scarpata di depositi coerenti a giacitura sub orizzontale

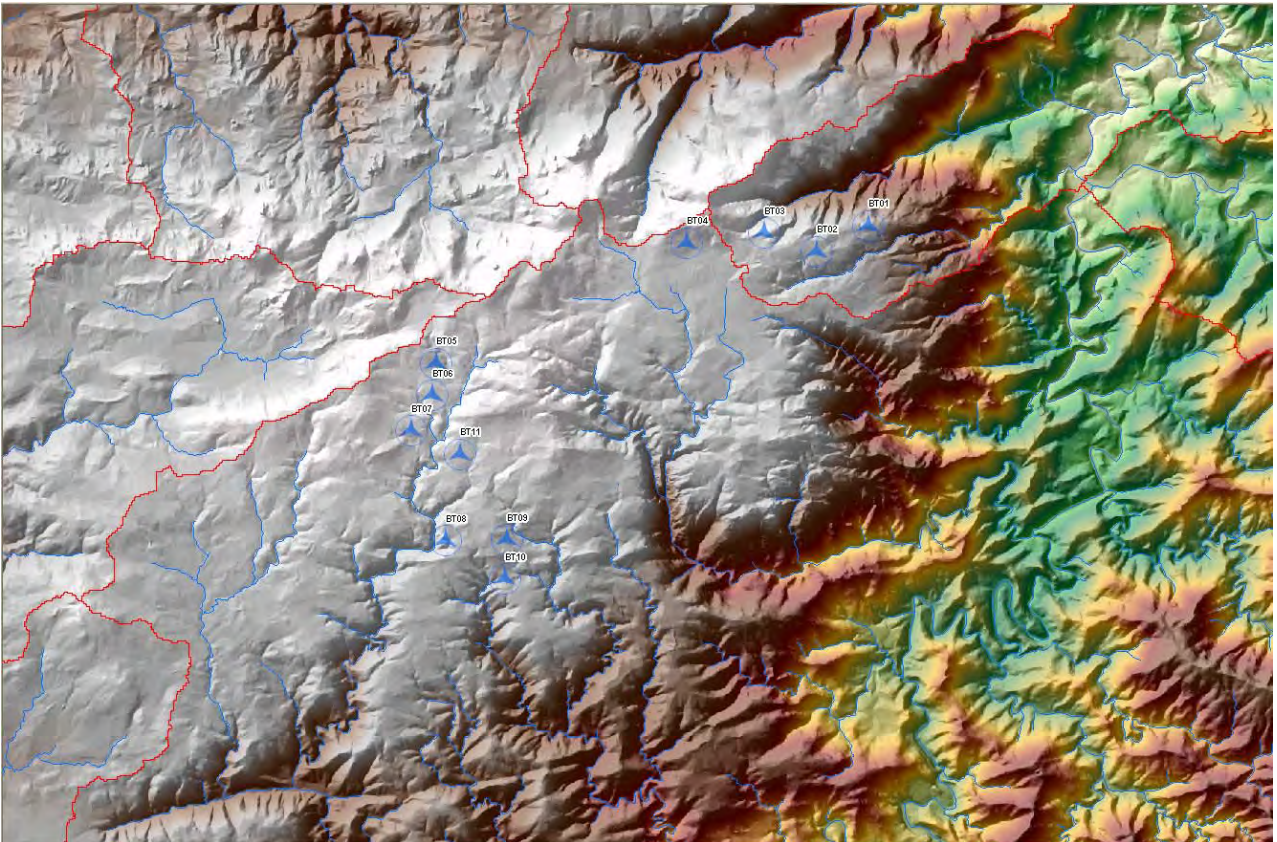
Forme fluviali e di versante dovute al dilavamento

- Superfici di terrazzo
- Orlo di terrazzo
- Solchi da ruscellamento concentrato
- Superfici con dilavamento concentrato
- Forme di dilavamento diffuso
- Aree depresse a drenaggio limitato

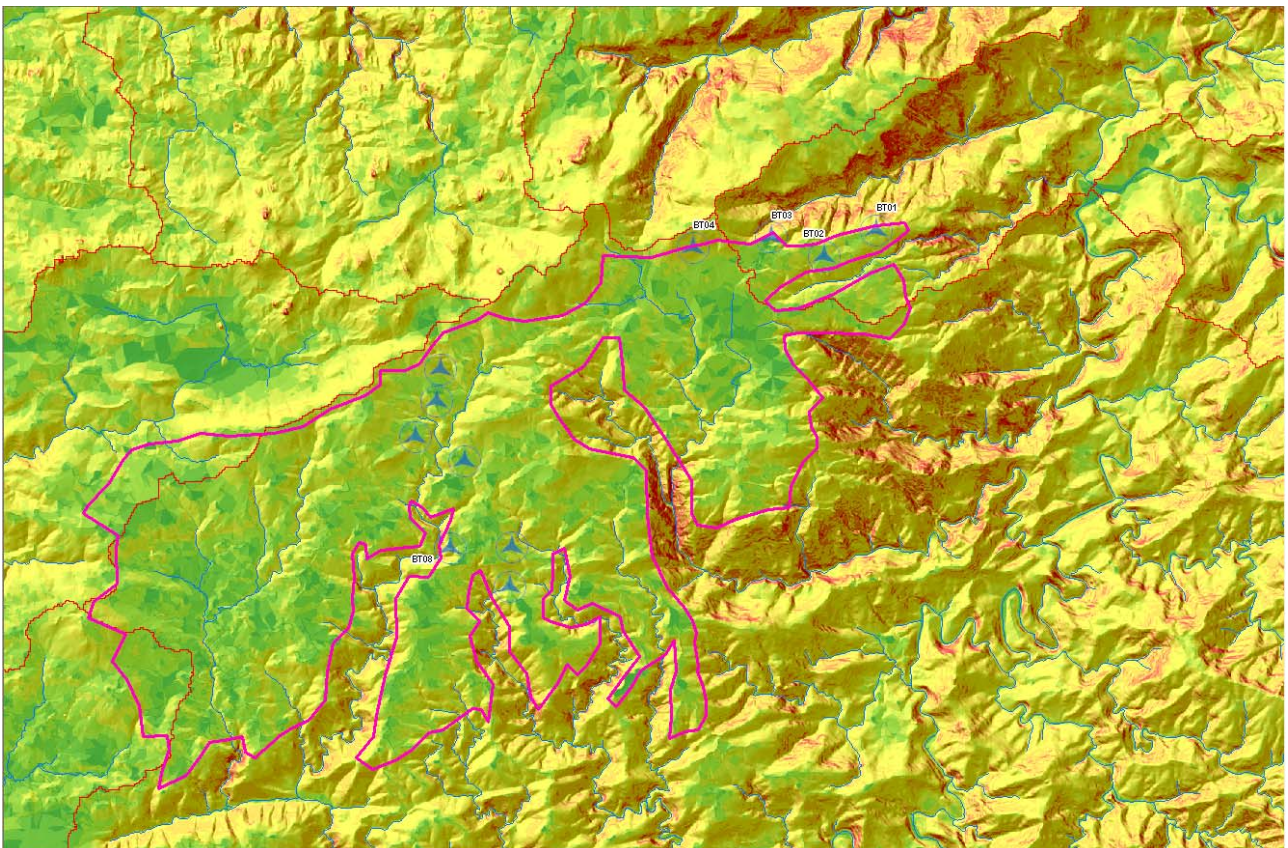


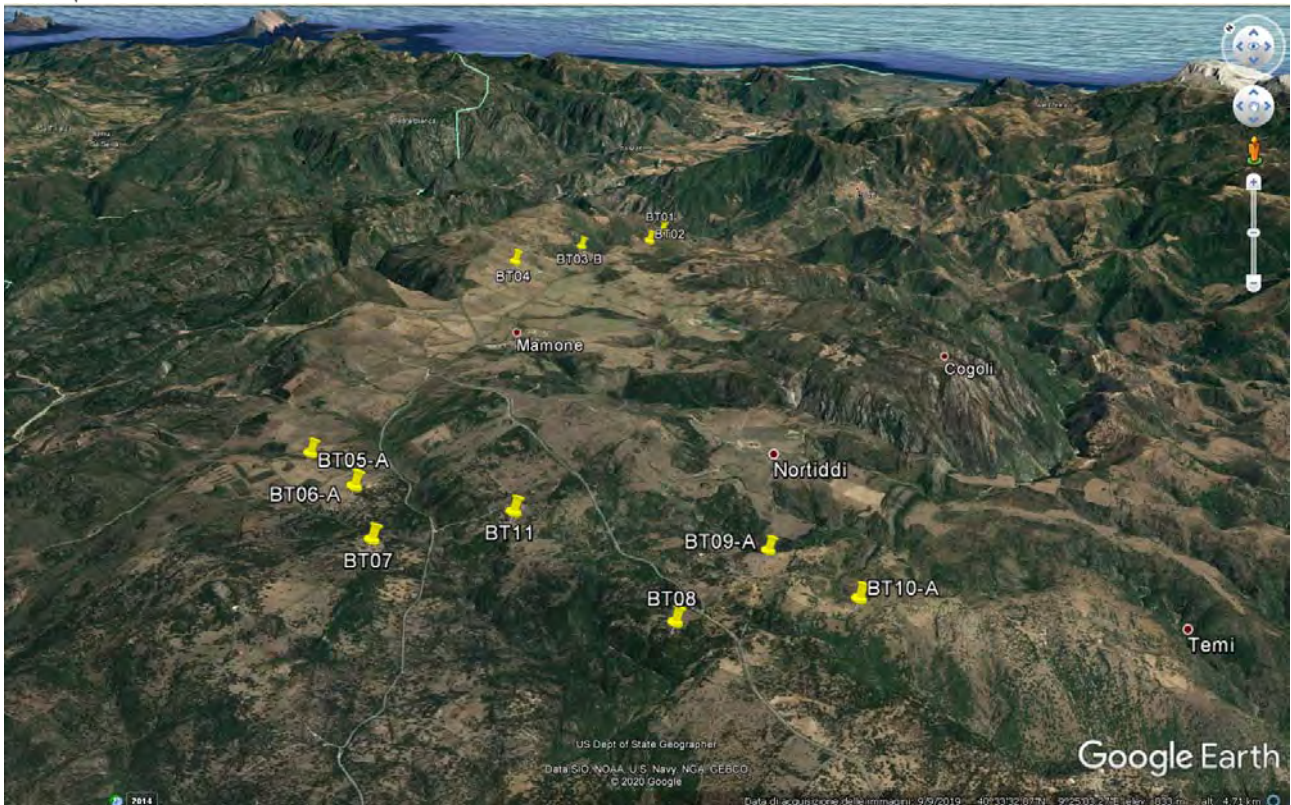
Forme e processi antropici

- Scarpata antropica h<5



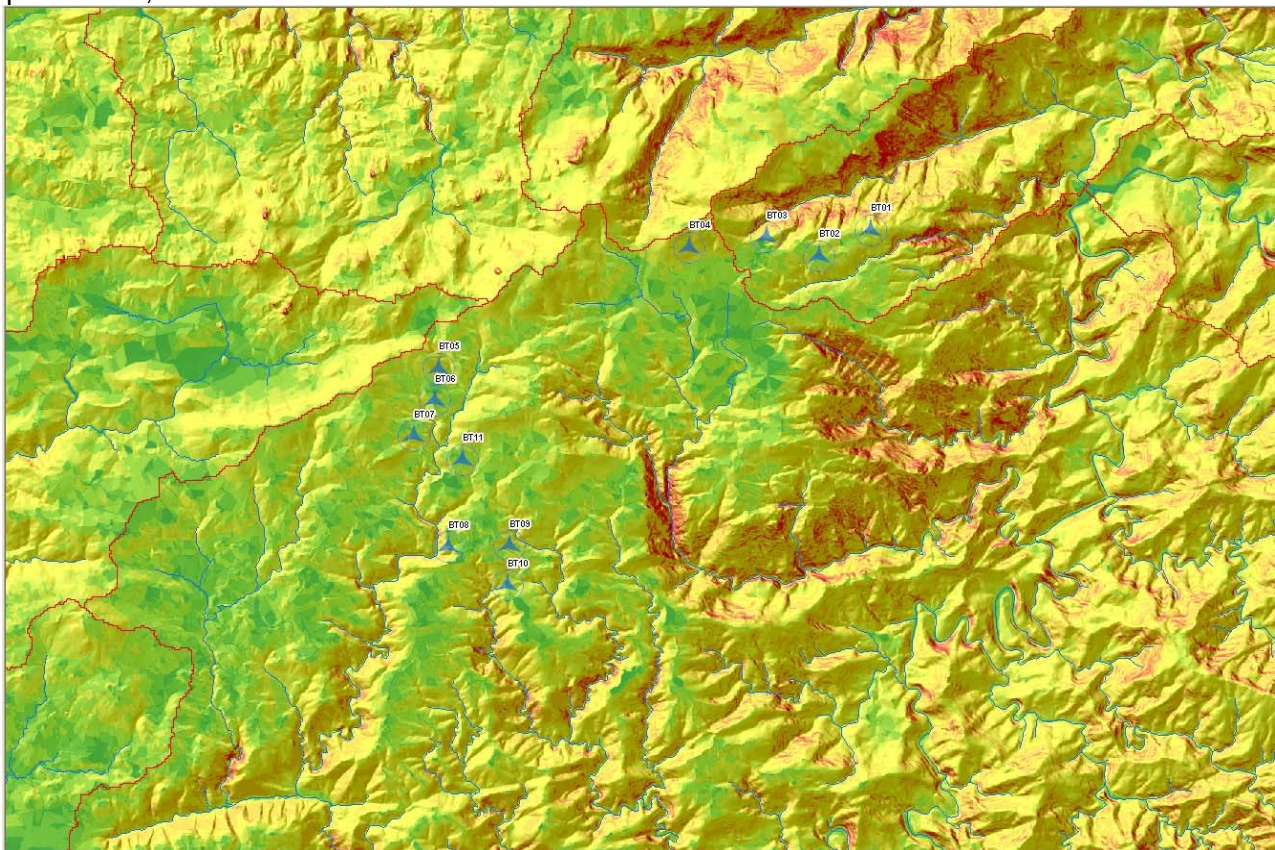
Mapa – Altimetria dell'area di progetto (sopra) e acclività (sotto) con la perimetrazione dei lembi del pianoro (penepiano ercinico)





Da Earth Google – Il settore del pianoro attorno a Mamone ed il Parco in progetto

In particolare Il Parco Eolico poggia sul risultato della progressiva ingressione marina pre-mesozoica che ha spianato le terre emerse, poi re-inciso successivamente nel terziario e nel quaternario, fino allo stato attuale.



Mappa – L'acclività del sedime dei generatori e del loro intorno è generalmente inferiore al 5%



1.9.2 CARATTERI MORFOLOGICI

Come già enunciato nella premessa il territorio in esame denota una limitata articolazione delle forme e una notevole modellazione. Pur in presenza di una spiccata uniformità morfologica si possono distinguere i terreni, in 2 differenti unità, di cui la prima, non è coinvolta direttamente.

1.9.2.1 Paesaggio del pianoro e delle sue articolazioni

Il settore in oggetto è costituito dalle sole metamorfite paleozoiche.

L'area, prossima allo spartiacque è posta a quote superiori ai 750 metri s.l.m.m..

Il settore interessato dai generatori si estende interamente in comune di Bitti mentre la Sottostazione è posta in prossimità della stazione Terna di Buddusò.

Il rilievo mostra superfici fortemente modellate sulle metamorfite e parti aspre e profondamente incise, sulle formazioni paleozoiche (prevalentemente gneiss e migmatiti).

Una gran parte del pianoro è drenato dal Posada.

I processi morfologici attivi presenti in tale area sono costituiti da limitati crolli e rotolamenti a carico dei versanti in sedime metamorfico a reggipoggio, e limitati scivolamenti nei settori delle metamorfite a franappoggio.

Le pur limitate coperture detritiche, poste fuori dal pianoro, sui versanti delle valli che ne incidono la superficie o che lo orlano, sono anch'esse sensibili e mobilizzabili a causa della elevata impermeabilità del substrato cristallino metamorfico.

Sono localmente presenti limitate colate di detrito, quasi esclusivamente naturali, maggiormente importanti nei versanti acclivi sulle formazioni metamorfiche sia a franappoggio che a reggipoggio.

1.9.3 COMPATIBILITÀ GEOMORFOLOGICA

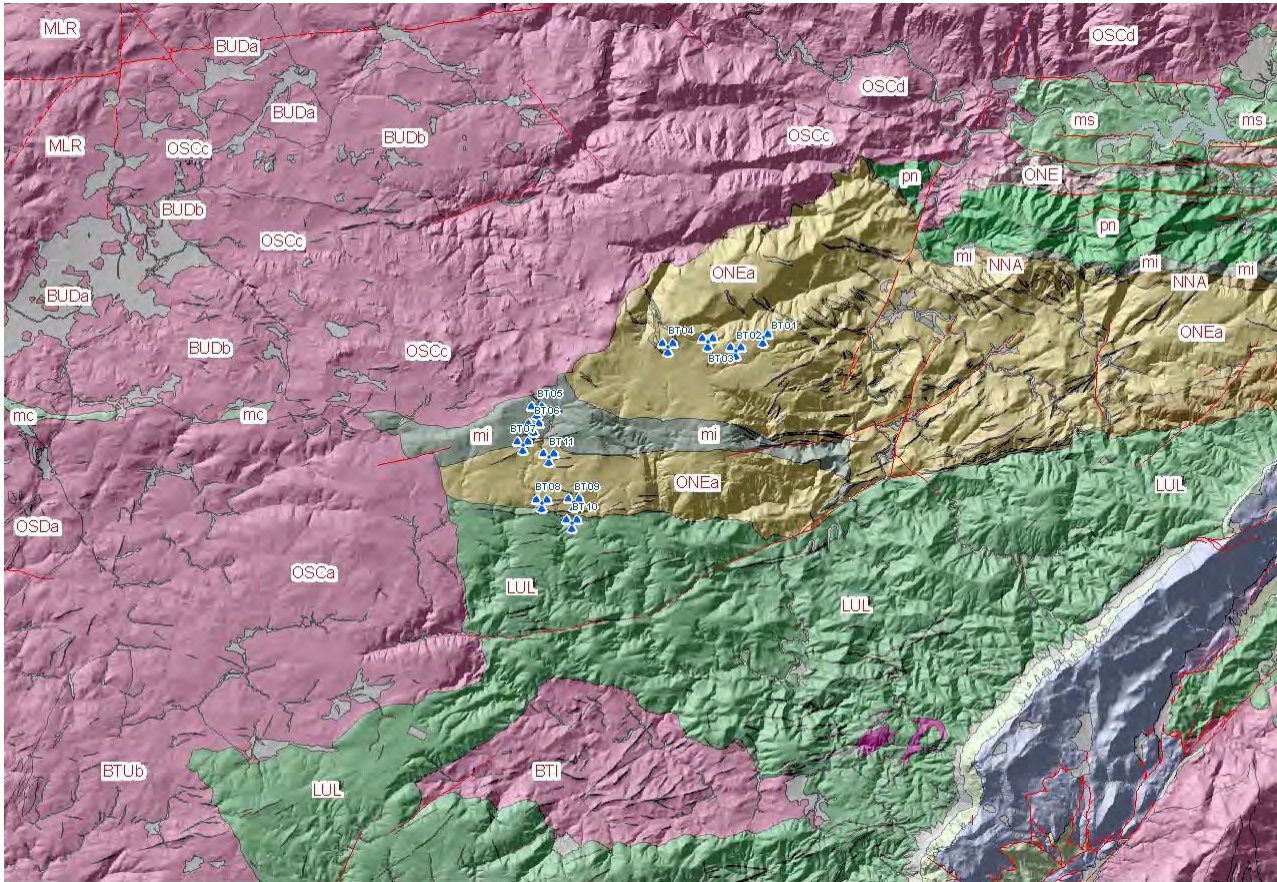
L'intervento in progetto si inserisce in una posizione sul pianoro ercinico esposta ai venti di Maestro, Ponente, Levante e Libeccio.

Il sito è stabile e non sono presenti elementi morfologici o tettonici che ne facciano presupporre una evoluzione nel medio termine.



1.10 CARATTERI GEOLITOLOGICI COMPLESSIVI DELL'AREA DEL PROGETTO

Il sistema delle formazioni intrusive pur prossimo al settore di progetto, non compare al suo interno, mentre il Paleozoico è rappresentato dalle sole formazioni metamorfiche e filoniane. I versanti impostati su litologie anchimetamorfiche mostrano il prevalere delle forme maggiormente modellate nel caso degli scisti, più rigide nei micascisti e negli gneiss e certamente più aspre nelle formazioni intrusive paleozoiche poste però solo lungo il tracciato della dorsale per Buddusò.



— Faglia Certa, Faglia Diretta Certa

- - - Faglia Presunta

TIPO, SIGLA, UNITA

AA2_001_b, Depositi alluvionali. OLOCENE

AA2_005_bn, Depositi alluvionali terrazzati. OLOCENE

H00_002_fb, Filoni basaltici a serialità transizionale, di composizione basaltica olivinica e trachibasaltica, a struttura porfirica per fenocristalli di Pl, Ol, Cpx, tessitura intersertale-olfica. CARBONIFERO SUP. - PERMIANO

H00_007_mg, Filoni e ammassi di micrograniti. CARBONIFERO SUP. - PERMIANO

H00_009_ap, Filoni e ammassi apfilitici. CARBONIFERO SUP. - PERMIANO

H00_012_fp, Porfidi granitici, di colore prevalentemente rosato e rossastro, a struttura da africana a porfirica per fenocristalli di Qtz, Fsp e Bt e tessitura isotropa; in giacitura prevalentemente filoniana, talvolta in ammassi. CARBONIFERO SUP. - PERMIANO

H00_013_fq, Filoni idrotermali a prevalente quarzo, spesso mineralizzati a barite e fluorite, talora anche con solfuri metallici (Pb, Zn, Cu, Fe, etc). CARBONIFERO SUP. - PERMIANO

IA3_015_OSCc, Facies Loeille (UNITA' INTRUSIVA DI SOS CANALES). Leucograniti a granato, a grana fine, tessitura isotropa. CARBONIFERO SUP. - PERMIANO

IA3_017_OSCa, Facies Punta Gomoretta (UNITA' INTRUSIVA DI SOS CANALES). Graniti a cordiente, andalusite e muscovite, a grana media, inequigranulari, porfirici per rari fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 3-4 cm, tessitura isotropa. CARBONIFERO SUP. - PERMIANO

KB1_002_mi, Micascisti prevalenti. ?PRE-CAMBRIANO-?PALEOZOICO

KB1_006_LUL, FILLADI DI LULA. Filladi, filladi carboniose, quarziti con subordinate melarenane quarzoso-misciose. ?CAMBRIANO-?CARBONIFERO

KB2_004_ONE, ORTOGNEISS DI LODE-MAMONE. Ortogneiss granodioritici grigi, a grana media, tessitura granoblastica gneissica fortemente foliata e lineata, frequenti inclusi melanocrati gabbro-dioritici isorientali con la foliazione principale.

KB2_005_ONEa, Litofacies negli ORTOGNEISS DI LODE-MAMONE. Differenziati leucocratici. Meta-aplopegmatiti quarzoso-feldspatiche, a tessitura gneissica fortemente foliata, in bande (originari filoni e ammassi) negli ortogneiss granodioritici. ORDOVICIANO MEDIO

Mapa – La distribuzione delle Litologie per macrounità litologiche

Il settore di progetto insiste prevalentemente sugli Ortogneiss di Lodè – Mamone e secondariamente sulla fascia a micascisti prevalenti inclusi tra gli affioramenti degli Ortogneiss.

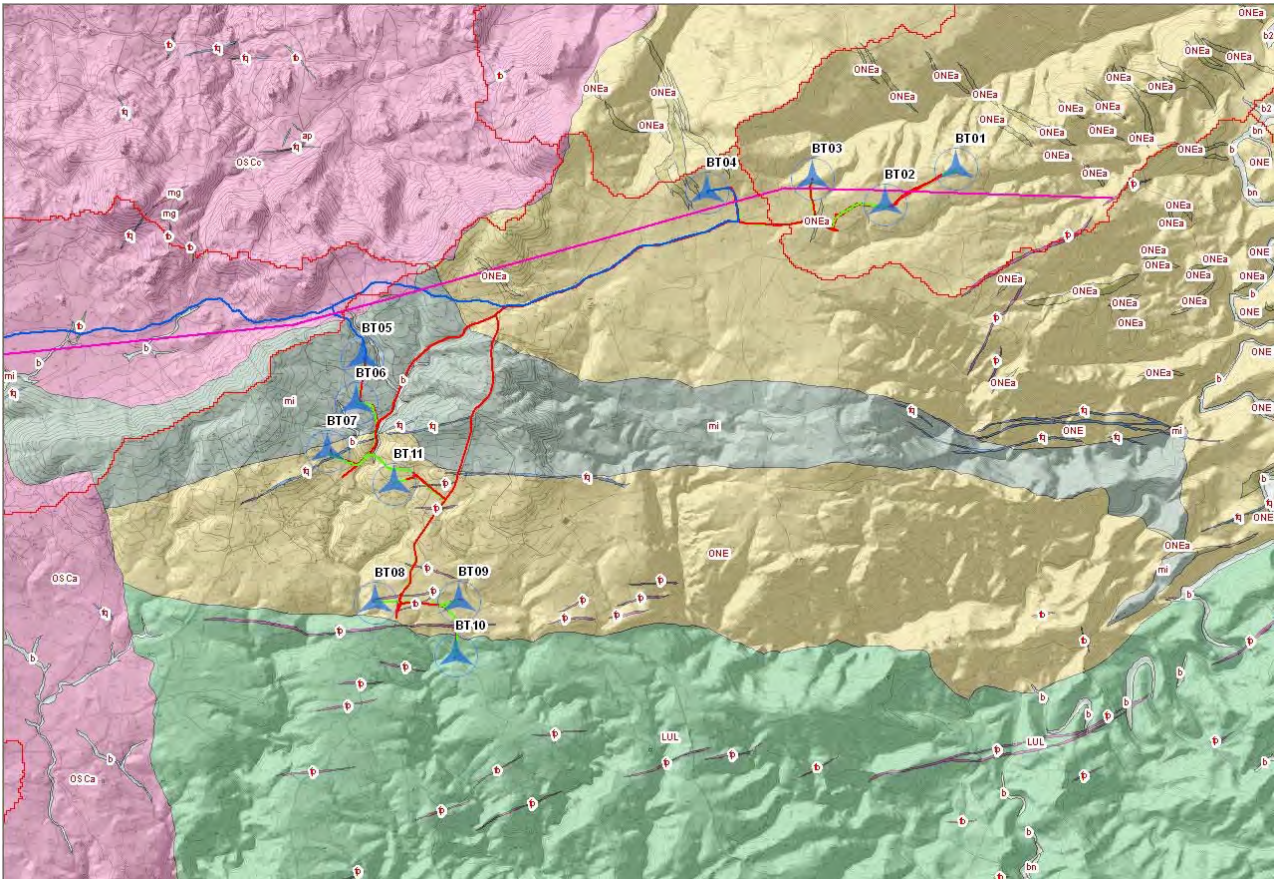
Solo un generatore insiste sull'Unità delle Filladi di Lula.

I versanti delle valli che incidono il penepiano mostrano, spesso, forme molto aspre.

Deboli coltri di depositi di versante coprono le localmente le pendici delle valli e i fondovalle ospitano a loro volta depositi quaternari alluvionali di limitato spessore.



1.11 UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE



Vista da Google Earth con la geologia drappeggiata al rilievo dell'area di progetto

- b 2, Coltri eluvio-colluviali. Detriti immersi in matrice fine, talora con intercalazioni di suoli più o meno evoluti, arricchiti in frazione organica. OLOCENE
- AA2_001, b, Depositi alluvionali. OLOCENE
- AA2_005, bn, Depositi alluvionali terrazzati. OLOCENE
- H00_002, fb, Filoni basaltici a serialità transizionale, di composizione basaltica olivinica e trachibasaltica, a struttura porfirica per fenocristalli di Pl, Ol, Cpx, tessitura intersertale-ofitica. CARBONIFERO SUP. - PERMIANO
- H00_007, mg, Filoni e ammassi di micrograniti. CARBONIFERO SUP. - PERMIANO
- H00_009, ap, Filoni e ammassi aplitici. CARBONIFERO SUP. - PERMIANO
- H00_012, fp, Porfidi granitici, di colore prevalentemente rosato e rossastro, a struttura da afirica a porfirica per fenocristalli di Qtz, Fsp e Bt e tessitura isotropa; in giacitura prevalentemente filoniana, talvolta in ammassi. CARBONIFERO SUP. - PERMIANO
- H00_013, fq, Filoni idrotermali a prevalente quarzo, spesso mineralizzati a barite e fluorite, talora anche con solfuri metallici (Pb, Zn, Cu, Fe, etc). CARBONIFERO SUP. - PERMIANO
- IA3_015, OSCc, Facies Loelle (UNITA' INTRUSIVA DI SOS CANALES). Leucograniti a granato, a grana fine, tessitura isotropa. CARBONIFERO SUP. - PERMIANO
- IA3_017, OSCa, Facies Punta Gomoretta (UNITA' INTRUSIVA DI SOS CANALES). Graniti a cordierite, andalusite e muscovite, a grana media, inequigranulari, porfirici per rari fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 3-4 cm, tessitura isotropa. CARBONIFERO SUP. - PERMIANO
- KB1_002, mi, Micascisti prevalenti. ?PRECAMBRIANO-?PALEOZOICO



- KB1_006, LUL, FILLADI DI LULA. Filladi, filladi carboniose, quarziti con subordinate metarenarie quarzoso-micacee. ?CAMBRIANO-?CARBONIFERO
- KB2_004, ONE, ORTOGNEISS DI LODE'-MAMONE. Ortogneiss granodioritici grigi, a grana media, tessitura granoblastica gneissica fortemente foliata e lineata; frequenti inclusi melanocrati gabbro-dioritici isorientati con la foliazione principale.
- KB2_005, ONEa, Litofacies negli ORTOGNEISS DI LODE'-MAMONE. Differenziati leucocratici. Meta-aplopegmatiti quarzoso-feldspatiche, a tessitura gneissica fortemente foliata, in bande (originari filoni e ammassi) negli ortogneiss granodioritici. ORDOVICIANO MEDIO.
-

1.12 CONTESTO GEOLITOLOGICO E CARATTERISTICHE DEI SEDIMI DEL PARCO EOLICO

L'area studiata con la presente indagine rientra, geologicamente parlando, nell'ambito dei terreni paleozoici che costituiscono il basamento antico di questo lembo della Sardegna nordorientale denominato Monte Acuto.

Si tratta di una regione montuoso-collinare costituita da una moltitudine di morfologie tabulari relitte che rappresentano ciò che resta di un originario altopiano unitario di età premesozoica (penepiano) che nel corso dei tempi è stato smembrato in più unità tabulari, ora divise da profondi e ripidi solchi di erosione.

Le formazioni direttamente coinvolte dal sedime degli elementi di progetto sono:

- KB1_002, mi, **Micascisti prevalenti**. ?PRECAMBRIANO-?PALEOZOICO
- KB1_006, LUL, **FILLADI DI LULA**. Filladi, filladi carboniose, quarziti con subordinate metarenarie quarzoso-micacee. ?CAMBRIANO-?CARBONIFERO
- KB2_004, ONE, **ORTOGNEISS DI LODE'-MAMONE**. Ortogneiss granodioritici grigi, a grana media, tessitura granoblastica gneissica fortemente foliata e lineata; frequenti inclusi melanocrati gabbro-dioritici isorientati con la foliazione principale.
- KB2_005, ONEa, **Litofacies negli ORTOGNEISS DI LODE'-MAMONE**. Differenziati leucocratici. Meta-aplopegmatiti quarzoso-feldspatiche, a tessitura gneissica fortemente foliata, in bande (originari filoni e ammassi) negli ortogneiss granodioritici. ORDOVICIANO MEDIO.

La roccia non è quasi mai realmente sana entro la profondità di 1, 1.5 metri.

Il suo stato deriva da fenomeni di weathering e azioni idrotermali che la hanno alterata, in modo disomogeneo, talvolta arrivando a generare ammassi terrosi a struttura granulare composti in gran parte dagli stessi elementi che formano la compagine mineralogica originaria sia degli ortogneiss che dei micascisti (quarzo e feldspati, essenzialmente), di cui però i processi di alterazione hanno modificato sia la composizione chimica che la forza di legame intergranulare (che non raggiunge mai, in posto, valore nullo), mentre sollecitazioni tettoniche, ripetute nel tempo, hanno lasciato la loro impronta in forma di un reticolo di giunti di discontinuità, in genere molto inclinati e variamente intersecantisi fra loro.

La roccia derivata dall'insieme dei processi sopra accennati non ha però più i caratteri di una roccia lapidea né, d'altra parte, quelli di una terra tipica.

Ai fini geotecnici si può considerare una terra granulare dotata di attrito notevole e coesione non trascurabile nella quale, però, la presenza di giunti ereditati (in genere piani di taglio con coesione residua localmente debole) condiziona la stabilità di un ammasso roccioso secondo meccanismi diversi da quelli che competono a una terra.

Nonostante l'alterazione, il grado di addensamento è sempre molto elevato e il terreno si deve considerare sempre molto sovraconsolidato.



1.13 CARATTERISTICHE DEL SEDIME DEGLI ELEMENTI DI PROGETTO

Il complesso di indagini utilizzato si articola temporalmente tra marzo ed aprile del 2002.

Nel 2002 sono state svolte indagini dirette, funzionali a verificare l'andamento in profondità della sequenza stratigrafica e la variabilità delle caratteristiche meccaniche della stessa, mentre successivamente sono state svolte indagini di superficie al fine di verificare la presenza della litologia affiorante e le caratteristiche meccaniche in affioramento.

Ai fini del raggiungimento di un opportuno livello di informazione propedeutico alla progettazione del Parco eolico da realizzarsi nelle alture comprese nel territorio di Bitti, sono stati utilizzati dati geotecnici disponibili, costituiti da indagini e prove di campagna e di laboratorio effettuate in luoghi in immediata prossimità degli elementi di progetto del Parco Eolico.

I dati consentono una buona valutazione delle condizioni geologiche al contorno, alla caratterizzazione dei terreni di sedime delle opere in progetto e alla valutazione della stabilità delle stesse.

Trattandosi di terreni rocciosi, l'indagine è costituita da un rilevamento geologico strutturale diretto dell'area e del suo intorno geologico.

Lo studio geologico è poi correlato a verifiche dirette a mezzo sondaggi geognostici a carotaggio continuo, prove di carico su piastra e prove penetrometriche dinamiche.

Le indagini, complessivamente distribuite nel territorio in esame, sono state le seguenti:

- 21 sondaggi a carotaggio continuo, a recupero di nucleo
- 8 prove di taglio diretto sulle terre (Casagrande)
- 8 determinazioni densità naturale
- 8 prove edometriche
- 20 prove di rottura per compressione su lapidei

In presenza di terreni non lapidei, considerata la natura prevalentemente granulare degli stessi, la determinazione del grado di addensamento e la conseguente caratterizzazione geotecnica è stata ottenuta essenzialmente per mezzo di prove penetrometriche dinamiche secondo lo standard S.P.T. (Standard Penetration Test) che consiste nella determinazione del numero di colpi necessari per ottenere la penetrazione di circa 30 cm. Dall'indice S.P.T., attraverso le correlazioni fornite dalla letteratura specializzata, si è risaliti alla resistenza al taglio e alla comprimibilità degli stessi materiali.

Altresì, l'attività recente mirava alla valutazione delle caratteristiche come da Linee Guida PAI 2000 e NTA PAI 2020, ai fini della compatibilità geologico-geomorfologica della proposta progettuale.

1.13.1 INDAGINI GEOGNOSTICHE SVOLTE

La verifica geotecnica dell'area eseguita a più riprese è consistita in:

- Sondaggi a carotaggio continuo, diam. 101 mm, a carotiere semplice;
- Prove penetrometriche dinamiche standard (S.P.T.) ove possibile;

1.13.1.1 PROVE S.P.T.

Prove geotecniche in sito Standard Penetration Test [S.P.T.] La prova S.P.T (Standard Penetration Test) consiste nella misura del n° di colpi (N) necessari all'affondamento per 3 tratti di 15 cm di una punta conica \varnothing 50 mm spinta dalla caduta, su una testa cilindrica interposta nelle aste di accompagnamento, di una massa battente pesante 63 Kg (140 lb) con una volata di 75 cm. In tal modo si può misurare la penetrazione della punta (Rp). Il valore N/S.P.T. si determina sommando



il numero dei colpi dei due tratti finali e, si considera rifiuto un numero di colpi superiore a 40 per un tratto di 15 centimetri.

I valori di $N_{S.P.T.}$, concernenti le prove penetrometriche dinamiche eseguite, sono descritti nelle stratigrafie dei sondaggi.

Su tutte le verticali, in generale superati i primi 5-10cm di suolo vegetato, si incontra uno strato di roccia alterata dello spessore che varia da 40 cm a 100 cm per poi passare alla roccia sana. Durante i sondaggi, ove possibile, sono state effettuate delle prove penetrometriche standard (SPT) per definire i parametri geotecnici dello strato alterato della roccia. In questa campagna non sono stati effettuati sondaggi sulle litologie intrusive, di particolare interesse per l'aerogeneratore WGT G1 e WGT G2. Pertanto per questi si farà riferimento a dati di campagna e di letteratura. Di seguito si riportano le immagini delle cassette catalogatrici relative ai quattro sondaggi.



1.13.2 STRATIGRAFIE DELLE TRIVELLAZIONI A CAROTAGGIO

1.13.2.1 SONDAGGIO S37

Committente:		Cantiere:	
Località: Bitti		Profondità : 5,00 m.	
Prof. strati	Spess. strati	Sondaggio n° 37	
0.00	0.00	Descrizione terreno	
0.50	0.50	Terreno vegetale sabbioso e ciottoloso	
		Porfido granitico molto fratturato e limonitizzato con fratture inclinate di 70° e subvericali, RQD 20 - 30 %. A tratti la roccia è ridotta in ciottoli centimetrici. (Campione - 3,40 - 3,80 m)	
5.00	4.50		

Fine foro





1.13.2.2 SONDAGGIO S38

Committente:		Cantiere:	
Località: Bitti		Profondità : 5,00 m.	
Prof. strati	Spess. strati	Sondaggio n° 38	
0.00	0.00	Descrizione terreno	
0.40	0.40	Terreno vegetale sabbioso e ciottoloso	
5.00	4.60	Ortogneiss molto micaceo e scistoso. Fratture con inclinazione 45 -50° ed RQD 50 - 60 % che diviene nell'ultimo metro del 70 %. Entro le fratture sono presenti ossidazioni varie. (Campione litoide - 4,20 - 4,40 m)	

Fine foro





1.13.2.3 SONDAGGIO S45

Committente :		Cantiere :	
Località: Bitti		Profondità : 4,00 m.	
Prof. strati	Spess. strati	Sondaggio n° 45	
0.00	0.00	Descrizione terreno	
0.40	0.40		Terreno vegetale sabbioso e ciottoloso con matrice argillosa
1.50	1.10		Sabbie e ciottoli con poca matrice siltosa. Tra - 0,80 e 1,30 metri la matrice è più presente e più argillosa
4.00	2.50		Ortogneiss "occhiadini" molto fratturati ed inquarzati con fratture inclinate di 30°. RQD 5 - 10 %. (Campione litoide - 3,70 - 3,90 m)

Fine foro





1.13.2.4 SONDAGGIO S46

Committente:		Cantiere :
Località: Bitti		Profondità : 5,00 m.
Prof. strati	Spess. strati	Sondaggio n° 46
0.00	0.00	Descrizione terreno
0.50	0.50	Terreno vegetale ciottoloso
0.70	0.20	Sabbie e ciottoli di ortogneiss
5.00	4.30	Ortogneiss fratturato con alterazioni limonitiche nelle fratture che hanno inclinazione 30 - 40°. RQD 30 - 40 %. A fondo foro ci sono 40 centimetri di quarzo di ricircolazione. (Campione - 3,00 - 3,30)

Fine foro





1.13.2.5 SONDAGGIO S51

Committente:		Cantiere:	
Località: Bitti		Profondità : 6,00 m.	
Prof. strati	Spess. strati	Sondaggio n° 51	
0.00	0.00	Descrizione terreno	
0.50	0.50	Terreno vegetale scuro molto argilloso	
2.60	2.10	Sabbie e ciottoli di laterazione degli ortogneiss, vi sono parti poco alterate ben riconoscibili. La matrice è composta da cristalli di muscovite della taglia granulometrica dell'argilla e del silt. Vi sono ciottoli millimetrici e centimetrici di quarzo. (Campione - 1,00 - 1,50 m)	
6.00	3.40	Ortogneiss molto fratturati ridotti in ciottoletti. Le fratture hanno inclinazione 50 - 60°, RQD 15 - 25 %. (Campione litoide - 5,40 - 5,60 m)	



Fine foro





1.14 MODELLO GEOLOGICO DI SITO

Sulla base dei dati raccolti è stato definito il modello geologico del sito tipico di un **WTG** che viene di seguito riassunto.

Pur gravando, i generatori, su sedimenti differenti, LUL, mi e ONE, il modello è uniforme, ed è caratterizzato dalla costante presenza del litotipo A (metamorfiti) al quale si appoggia uno strato di spessore variabile di roccia alterata (regolite) che sfuma nel suolo soprastante.

Viceversa, è stato necessario definire un secondo modello geologico, relativo al sito della **Sottostazione**, dove il sedimento è costituito dalle BUDb, ossia dai Monzograniti equigranulari, a marcata tendenza leucocrata, a grana da media a medio-fine, tessitura orientata, della UNITA' Facies S. Reparata appartenente all'UNITÀ INTRUSIVA DI BUDDUSÒ), datata CARBONIFERO SUP. - PERMIANO

1.14.1 MODELLO GEOLOGICO DI SITO 1

- 0,15m – 0,50m di spessore LITOTIPO A – suolo più o meno evoluto, con frammenti vegetali, di colore bruno
- 0,30m – 1,30m di spessore LITOTIPO B – alterazione della roccia sottostante metamorfica, in genere sciolta, asciutta, di colore beige costituita da clasti a spigoli vivi in matrice limoso sabbiosa.
- da profondità variabile da 0,45m a 1,70m da p.c. – LITOTIPO C – roccia metamorfica in posto, da mediamente a molto fratturata con fratture da aperte libere a serrate e riempite di materiale argilloso-limoso.

Il **litotipo C** è costituito localmente, da:

- KB1_002 ,mi ,Micascisti prevalenti. ?PRECAMBRIANO-?PALEOZOICO
- KB1_006 ,LUL ,FILLADI DI LULA. Filladi, filladi carboniose, quarziti con subordinate metarenarie quarzoso-micacee. ?CAMBRIANO-?CARBONIFERO
- KB2_004 ,ONE ,ORTOGNEISS DI LODE'-MAMONE. Ortogneiss granodioritici grigi, a grana media, tessitura granoblastica gneissica fortemente foliata e lineata; frequenti inclusi melanocrati gabbro-dioritici isorientati con la foliazione principale.
- KB2_005 ,ONEa ,Litofacies negli ORTOGNEISS DI LODE'-MAMONE. Differenziati leucocratici. Meta-aplopegmatiti quarzoso-feldspatiche, a tessitura gneissica fortemente foliata, in bande (originari filoni e ammassi) negli ortogneiss granodioritici. ORDOVICIANO MEDIO

1.14.2 MODELLO GEOLOGICO DI SITO 2

- 0,30m di spessore LITOTIPO A – suolo più o meno evoluto, sabbioso con frammenti vegetali, colore bruno/beige
- 0,30m – 1,00m di spessore LITOTIPO B – alterazione della roccia madre sottostante, in genere sciolta, asciutta, di colore beige costituita da ciottoli a spigoli vivi in matrice limoso sabbiosa.
- da profondità variabile da 0,45m a 1,70m da p.c. – LITOTIPO D – roccia granitica in posto molto fratturata con fratture da aperte libere a serrate e riempite di materiale argilloso-limoso.

Il **litotipo D** è costituito localmente, da:

BUDb, Monzograniti equigranulari, a marcata tendenza leucocrata, a grana da media a medio-fine, tessitura orientata, della UNITA' Facies S. Reparata appartenente all'UNITÀ INTRUSIVA DI BUDDUSÒ), datata CARBONIFERO SUP. – PERMIANO.



1.15 RELAZIONE SISMICA: SISMICITA' STORICA

La caratterizzazione della sismicità di un territorio richiede, in primo luogo, una approfondita e dettagliata valutazione della storia sismica, definita attraverso l'analisi di evidenze storiche e dati strumentali riportati nei cataloghi ufficiali. La sismicità storica dell'area interessata dall'opera in progetto è stata analizzata consultando i cataloghi più aggiornati, considerando un intervallo temporale che va dal mondo antico all'epoca attuale.

1.16 LE BASI DATI DISPONIBILI – CPTI15 – DBMI15

In particolare, sono stati consultati i seguenti database:

- **Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 (CPTI15) con estensione al 31/12/2017**
redatto dal Gruppo di lavoro CPTI 2015 dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Questo catalogo riporta dati parametrici omogenei, sia macrosismici che strumentali, relativi ai terremoti con intensità massima (I_{max}) ≥ 5 o con magnitudo (M_w) ≥ 4.0 d'interesse relativi al territorio italiano.
- **DataBase Macrosismico Italiano 2015 (DBMI15) con estensione al 31/12/2017**
realizzato dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Questo catalogo riporta un set omogeneo di dati di intensità macrosismiche provenienti da diverse fonti e relativo ai terremoti con intensità massima (I_{max}) ≥ 5 avvenuti nel territorio nazionale e in alcuni paesi confinanti (Francia, Svizzera, Austria, Slovenia e Croazia).

La finestra cronologica coperta inizialmente dal catalogo CPTI15 e dal database DBMI15 va dall'anno 1000 d.C. circa a tutto il 2014 d.C., oggi 2017 d.C., ed offre per ogni terremoto una stima il più possibile omogenea della localizzazione epicentrale (Latitudine, Longitudine), dei valori di Intensità massima ed epicentrale, della magnitudo momento e della magnitudo calcolata dalle onde superficiali.

Per la compilazione del CPTI15 sono stati ritenuti di interesse solo i terremoti avvenuti in Italia e quelli che, pur essendo stati localizzati in aree limitrofe, potrebbero essere stati risentiti con intensità significativa all'interno dei confini dello stato. Nella figura seguente è rappresentata la distribuzione delle localizzazioni dei terremoti storici presenti nel catalogo CPTI15 relativi alla Sardegna, mentre per la lista degli stessi, si rinvia alla consultazione del catalogo CPTI15 on line:

<https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>

La consultazione del catalogo e altresì, la mappa stessa, evidenziano che la Sardegna ed in particolare, l'area interessata dal Progetto hanno una sismicità storica molto bassa. CPTI15 descrive solo due eventi di magnitudo $\leq 5M_w$ (1924 e 1948). In occasione dell'evento del 1948 sono state osservate intensità pari a 6MCS in alcune località della Sardegna Nord-Occidentale. I terremoti più recenti (avvenuti negli ultimi n10 anni), tutti di $M_w < 5$ e ed in gran parte localizzati in mare, hanno prodotto in terraferma esiti di intensità molto limitata.

1.16.1 Differenze tra le versioni 1.5 e 2.0 di CPTI15

CPTI15 è stato rilasciato, come versione 1.5, per la prima volta nel luglio del 2016 (ROVIDA et al., 2016) e copriva l'intervallo temporale dal 1000 a tutto il 2014. La presente versione CPTI15 v2.0 consiste:

- i) nell'estensione della copertura temporale fino alla fine del 2017,
- ii) nell'aggiornamento e modifica di pochi record, compresa la correzione di alcuni errori riscontrati.

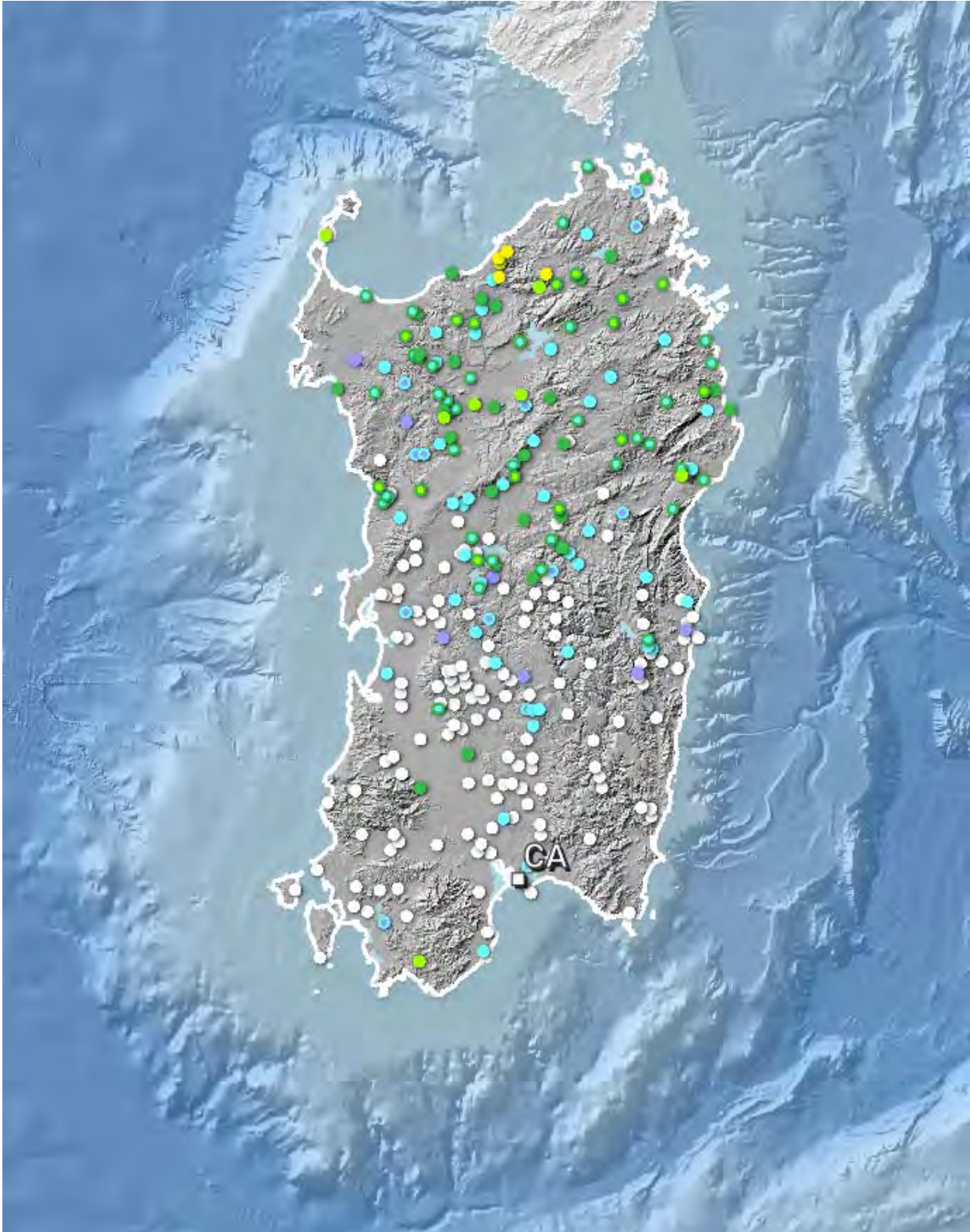
Le differenze tra le due versioni del catalogo, per quanto riguarda entrambi gli aspetti citati, sono descritti nel seguito. Tutte le modifiche apportate sono evidenziate nel file del catalogo.

1.16.2 Estensione della copertura temporale fino al 31.12.2017

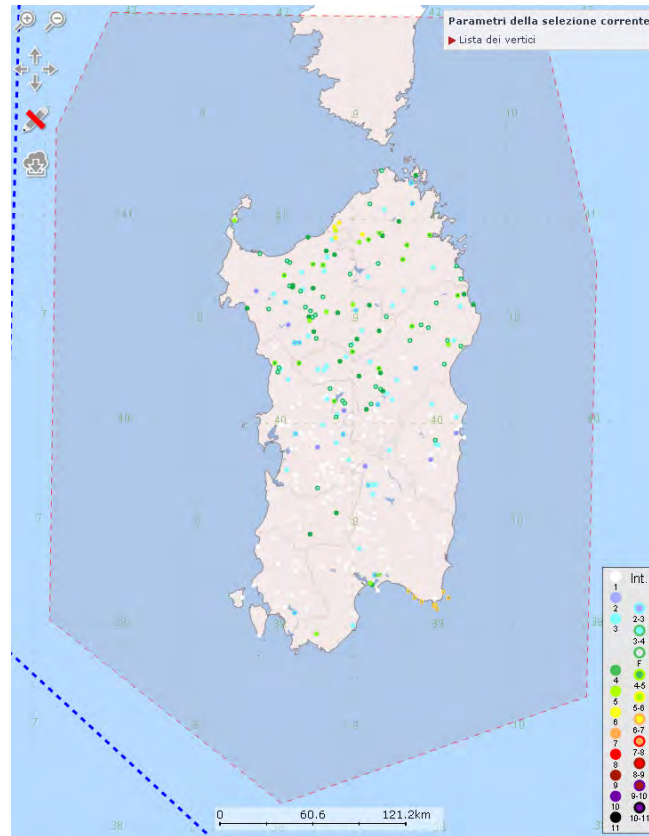
Seguendo gli stessi criteri e partendo dagli stessi datasets, sono stati considerati 176 terremoti entro le soglie stabilite per il catalogo nell'intervallo temporale tra il 31.12.2014 e il 31.12.2017. I record si riferiscono a 155 terremoti nella sezione principale del catalogo, a 11 relativi all'Arco Calabro, 9 all'area dell'Etna e 1 all'area di Ischia-Vesuvio-Campi Flegrei. Con poche eccezioni si tratta di terremoti con dati esclusivamente strumentali. I cataloghi strumentali considerati per le localizzazioni, elencati in Tabella 6, sono principalmente il Bollettino Sismico Italiano (MARGHERITI et



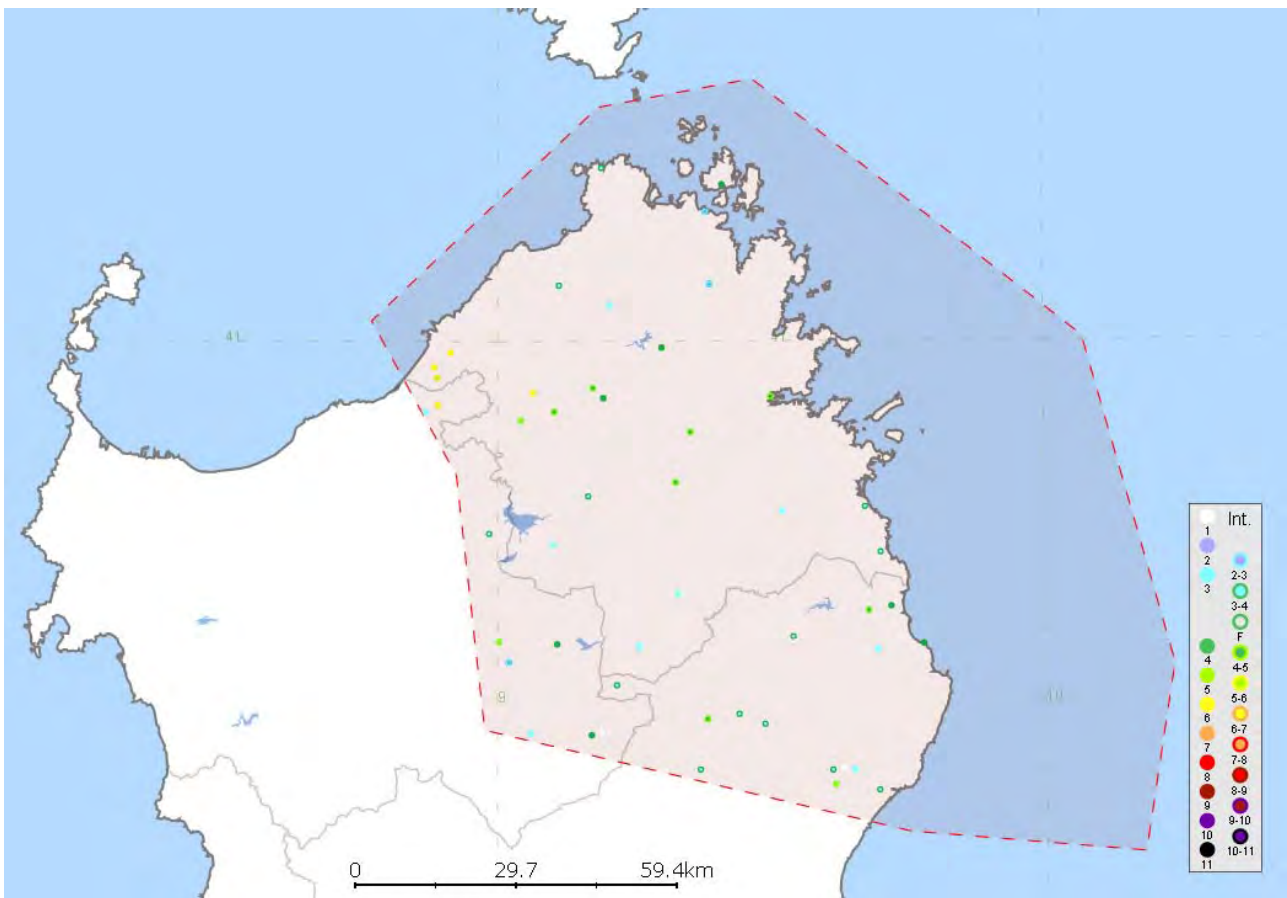
al., 2016; 2016a; 2016b; 2017; NARDI et al., 2016; ROSSI et al., 2017; BATTELLI et al., 2018; CANTUCCI et al., 2019; LOMBARDI et al., 2019), il Bollettino dell'ISC (International Seismological Centre), al momento della compilazione del catalogo disponibile per i terremoti fino a giugno del 2016, e il Catalogo dei terremoti della Sicilia Orientale - Calabria Meridionale (Gruppo Analisi Dati Sismici, 2019) per l'area relativa. Sono stati inoltre considerati alcuni cataloghi esteri.



Mappa – Distribuzione dei terremoti storici (catalogo CPTI15 – 1000-2017 d.C.) relativi alla Sardegna ed alle sue adiacenze, compresa la piattaforma continentale



Mappa - Area consultata per l'estrazione del catalogo dei sismi riferiti alla Sardegna ed alle sue pertinenze (fonte INGV – CPTI15-DBMI15)



Mappa - Area consultata per l'estrazione del catalogo dei sismi riferiti al dominio di riferimento costituito da Baronia e Gallura ed alle sue pertinenze (fonte INGV – CPTI15-DBMI15)



REGIONE AUTONOMA DELLA SARDEGNA - Comuni di Bitti, Onani e Buddusò
PROGETTO DI UN PARCO EOLICO
STUDIO DI IMPATTO AMBIENTALE – QUADRO AMBIENTALE PARTE I

Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani - Database Macrosismico Italiano
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV)
File downloaded from CPTI15-DBMI15 v2.0

Listed entries 49

PlaceID	Place Name	Lat	Lon	Prov	Imax	EQs
IT_68111	Aggius	40.929	9.065	SS	6	2
IT_68120	Aglientu	41.078	9.113	SS	3-4	1
IT_68124	Alà dei Sardi	40.651	9.330	SS	3	3
IT_68140	Arzachena	41.080	9.389	SS	2-3	1
IT_68145	Badesi	40.965	8.884	SS	6	1
IT_68150	Benetutti	40.455	9.172	SS	4	2
IT_68151	Berchidda	40.786	9.166	SS	3-4	2
IT_68424	Bitti	40.477	9.383	NU	4-5	3
IT_68163	Bortigiadas	40.891	9.043	SS	5	1
IT_68178	Buddusò	40.578	9.259	SS	3	3
IT_68439	Budoni	40.708	9.700	SS	3-4	2
IT_68189	Bultei	40.457	9.061	SS	3	2
IT_68196	Calangianus	40.922	9.194	SS	4	1
IT_68466	Galtelli	40.386	9.616	NU	5	3
IT_68473	Irgoli	40.409	9.631	NU	NF	2
IT_68226	La Maddalena	41.218	9.412	SS	4	2
IT_68484	Loculi	40.406	9.611	NU	3-4	3
IT_68485	Lodè	40.591	9.540	NU	3-4	2
IT_68487	Lula	40.470	9.488	NU	3-4	2
IT_68232	Luogosanto	41.050	9.206	SS	3	1
IT_68233	Luras	40.936	9.175	SS	4-5	1
IT_68239	Monti	40.805	9.326	SS	4-5	2
IT_68148	Muntiggioni	40.950	8.890	SS	5-6	1
IT_68246	Nughedu di San Nicolò	40.556	9.021	SS	2-3	1
IT_68247	Nule	40.461	9.190	SS	NF	3
IT_68261	Olbia	40.924	9.500	SS	4-5	1
IT_68507	Onani	40.484	9.441	NU	3-4	1
IT_68509	Onifai	40.406	9.651	NU	3	2
IT_68515	Orosei	40.378	9.696	NU	3-4	3
IT_68519	Orune	40.407	9.370	NU	3-4	1
IT_68272	Oschiri	40.719	9.101	SS	3	2
IT_68520	Osidda	40.524	9.218	NU	3-4	3
IT_68283	Ozieri	40.584	9.003	SS	5	1
IT_68181	Padru	40.766	9.521	SS	3	2
IT_68285	Palau	41.180	9.382	SS	2-3	1
IT_68291	Pattada	40.581	9.109	SS	4	2
IT_68526	Posada	40.633	9.719	NU	4	1
IT_68532	San Teodoro	40.771	9.672	SS	3-4	2
IT_68197	Sant'Antonio	40.992	9.301	SS	4	1
IT_68558	Santa Lucia	40.581	9.778	NU	4	1
IT_68408	Santa Maria Coghinas	40.903	8.868	SS	3	1
IT_68320	Santa Teresa Gallura	41.241	9.191	SS	3-4	2
IT_68559	Siniscola	40.574	9.694	NU	3	1
IT_68369	Telti	40.875	9.353	SS	4-5	1
IT_68382	Tempio Pausania	40.903	9.104	SS	4-5	1
IT_68575	Torpè	40.627	9.678	NU	4-5	3
IT_68398	Trinità d'Agultu e Vignola	40.985	8.914	SS	6	1
IT_68402	Tula	40.734	8.985	SS	3-4	1
IT_68115	Viddalba	40.912	8.891	SS	6	1

Mappa – Sismi estratti dal catalogo riferiti al dominio di riferimento costituito da Baronie e Gallura ed alle sue pertinenze (fonte INGV – CPTI15-DBMI15)



1.17 CARATTERIZZAZIONE SISMOGENETICA

La caratterizzazione sismogenetica dell'area di progetto è basata sulla Zonazione Sismogenetica, denominata ZS9, prodotta dall'INGV (MELETTI C. e VALENSISE G., 2004), che sostituisce la precedente ZS4.

Questa zonazione è considerata, nella recente letteratura scientifica, il lavoro più completo e aggiornato a livello nazionale.

Come peraltro già stimabile dall'analisi del CPTI15 e del DBM15, la regione interessata dal progetto, inteso in modo esteso, non è interessata dalla presenza di nessuna area sismo genetica di rilievo.



Mappa - Zonazione Sismogenetica, denominata ZS4 a sinistra ed attuale ZS9 a destra

1.18 DEFINIZIONE DELLA CATEGORIA DEL SUOLO DI FONDAZIONE

La categoria del **suolo di fondazione nei siti delle WTG e della Sottostazione**, sono definite secondo le specifiche del punto 3.2.2 del D.M. del 2018 “Norme Tecniche per le Costruzioni” e dal suo regolamento applicativo.

TABELLA 3.2.II – CATEGORIE DI SOTTOSUOLO

Tab. 3.2.II – *Categorie di sottosuolo che permettono l'utilizzo dell'approccio semplificato.*

Categoria	Caratteristiche della superficie topografica
A	Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di velocità delle onde di taglio superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie terreni di caratteristiche meccaniche più scadenti con spessore massimo pari a 3 m.
B	Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 360 m/s e 800 m/s.
C	Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 180 m/s e 360 m/s.
D	Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti, con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 100 e 180 m/s.
E	Terreni con caratteristiche e valori di velocità equivalente riconducibili a quelle definite per le categorie C o D, con profondità del substrato non superiore a 30 m.



Indipendentemente da prove MASW da eseguirsi in fase successiva, le valutazioni di $V_{s_{30eq}}$, **stanti i parametri geotecnici desunti dalle indagini**, certamente classificheranno i terreni in **classe A**. Solo il limitato strato superficiale di suolo, generalmente inferiore a 2 m, da asportare prima della realizzazione delle opere avrà valori di $V_{s_{30eq}}$ **localmente inferiore agli 300 m/s**. Sulla base delle caratteristiche orografiche del territorio attraversato, tutti i manufatti sono riconducibili ad una categoria topografica **T1**.

1.19 CLASSIFICAZIONE SISMICA DELL'AREA

Con l'Ordinanza P.C.M. n. 3274 del 23.03.2003 "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica" viene introdotta la nuova classificazione sismica dell'intero territorio nazionale.

La nuova classificazione sismica del territorio nazionale è articolata in **4 zone** a diverso grado di sismicità espresso dal parametro a_g = accelerazione orizzontale massima convenzionale su suolo di categoria A.

I valori convenzionali di a_g sono espressi come frazione dell'accelerazione di gravità g , da adottare in ciascuna delle zone sismiche del territorio nazionale e sono riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni.

Per ogni classe sismica si assumono i valori riportati nella tabella sottostante.

TABELLA CLASSIFICAZIONE SISMICA P.C.M. n. 3274 del 23.03.2003

ZONA	VALORE di a_g
1	0.35g
2	0.25g
3	0.15g
4	0.05g

L'intero territorio della **Sardegna**, che precedentemente, non era classificato sismico, con la nuova classificazione sismica introdotta dall'O.P.C.M. n. 3274/2003, ricade in **zona sismica 4**.

La Regione Sardegna con Delibera G. R. n.15/31 del 30/03/2004 ha recepito, in via transitoria, fino a nuova determinazione, conseguente l'aggiornamento della mappa di rischio sismico nazionale, la classificazione sismica dei Comuni della Sardegna, così come riportato nell'allegato A dell'O.P.C.M. n. 3274/2003.

Secondo quanto definito nell'Allegato A del D.M. 14/01/2008, la Sardegna è caratterizzata da una macro-zonazione sismica omogenea, ossia presenta medesimi parametri spettrali sull'intero territorio insulare a parità di tempo di ritorno dell'azione sismica.

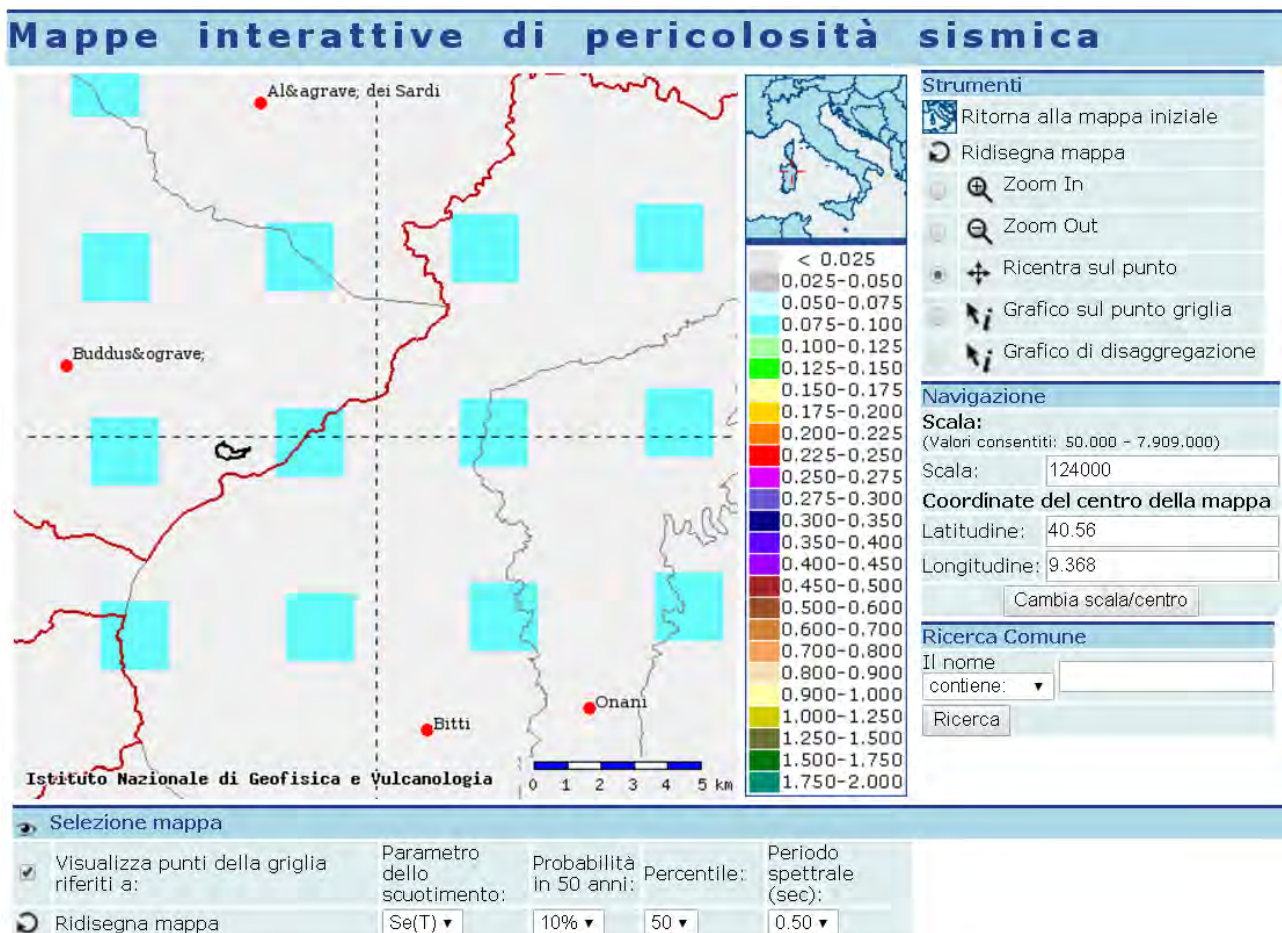


1.20 PERICOLOSITÀ SISMICA DEL SITO

Come definito nel testo unico allegato al **D.M. del 2018 “Norme Tecniche per le Costruzioni”** e dal suo regolamento applicativo, “le azioni sismiche di progetto, in base alle quali valutare il rispetto dei diversi stati limite considerati, si definiscono a partire dalla “pericolosità sismica di base” del sito di costruzione.

La mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale, riportata nella figura seguente ed elaborata dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, approvata con Ordinanza n.3519 del Presidente del Consiglio dei Ministri del 28 Aprile 2006, è diventata la mappa di riferimento prevista dall'Ordinanza n.3274 del 2003, All.1.

In tale cartografia il settore di progetto ricade in una zona con accelerazione massima al suolo ($a(\max)$) con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a soli molto rigidi ($V_{S,30} > 800$ m/s; cat .A) compresa tra **0.025 e 0.050 g**.



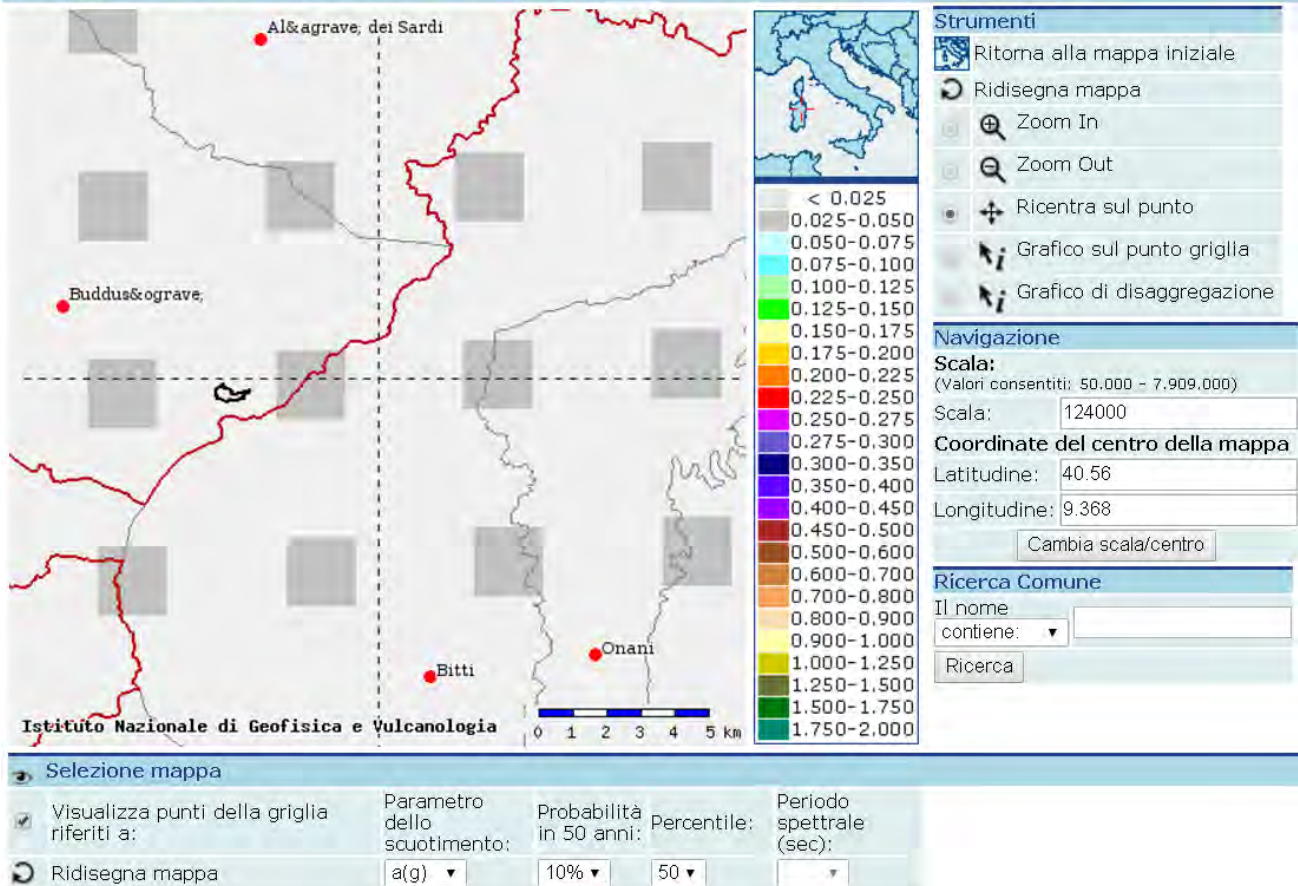
Mappa – La pericolosità sismica sul settore di progetto dal sito dell'INGV per Se (T)

Per la definizione dell'azione sismica di progetto, si rende necessario valutare anche l'effetto della risposta sismica locale che, in assenza di specifiche analisi, può essere ricavata mediante un approccio semplificato, che si basa sull'individuazione di categorie di sottosuolo di riferimento.

L'identificazione di questa categoria va di norma eseguita in base ai valori della $V_{S,eq}$, cioè la velocità equivalente di propagazione delle onde di taglio entro i primi 30 m di profondità, tuttavia, come specificato nella suddetta normativa, nei terreni non coesivi (coperture) può essere effettuata anche in base ai valori del numero equivalente di colpi della prova penetrometrica dinamica (Standard Penetration Test) N_{SPT30} .



Mappe interattive di pericolosità sismica



Mappa – La pericolosità sismica sul settore di progetto dal sito dell'INGV per a(g)

Nel caso in esame, i valori della V_s per i singoli strati sono stati ricavati utilizzando le formule di calcolo di Ohta e Goto (1978):

$$V_s = 54.33 * (N_{SPT})^{0.173} * \alpha * \beta * (Z / 0.303)^{0.193}$$

e di Yoshida e Motonori (1988):

$$V_s = \beta * (N_{SPT})^{0.25} * \sigma'_{v0}{}^{0.14}$$

Per il calcolo della $V_{s,eq}$, è stata quindi applicata la formula indicata dalle **N.T.C 2018**:

$$V_{s,eq} = H / (\sum_{i=1,N} (h_i / V_{s,i}))$$

Dove:

- h_i = Spessore in metri dello strato i-esimo
- V_i = Velocità dell'onda di taglio i-esima
- N = Numero di strati

Sulla base delle **NTC 2018** quando lo spessore del substrato è superiore a 30 metri, come nel nostro caso:

$$V_{s,eq} = V_{s,30}$$

Considerando che i dati di riferimento indicano coperture detritiche superficiali per spessori inferiori a 10.0 m, i valori ricavabili con i due metodi attribuiscono ai terreni di fondazione alla categoria **“A”**.

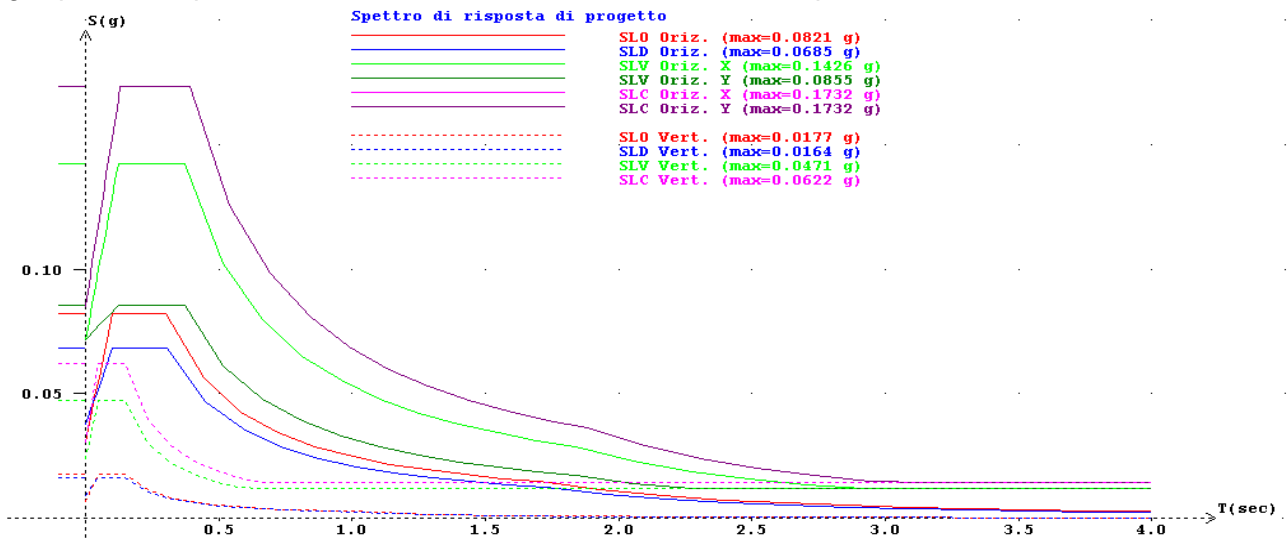


1.21 PARAMETRI DI SISMICITÀ LOCALE

La pericolosità sismica in un generico sito deve essere descritta in modo da renderla compatibile con le NTC e da dotarla di un sufficiente livello di dettaglio, sia in termini geografici che in termini temporali. Le caratteristiche dello spettro di risposta per:

- fattore amplificazione peri a 1.2
- categoria topografica T1
- categoria sottosuolo A
- sito di riferimento Long = 9.4062 Lat = 40.5687

Le azioni di progetto si ricavano dalle accelerazioni $a_{(g)}$: e dai parametri che permettono di definire gli spettri di risposta ai sensi delle NTC e dalle relative forme spettrali.



Le forme spettrali previste sono definite, su sito di riferimento rigido orizzontale, in funzione dei tre parametri:

- $a_{(g)}$: accelerazione orizzontale massima del terreno;
- F_0 : valore massimo del fattore di amplificazione dello spettro in accelerazione orizzontale;
- Tc^* : periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro in accelerazione orizzontale.

Tipo costruzione (Art. 2.4.1) Classe d'uso (Art. 2.4.2)

Vita Nominale di progetto V_n (anni):

Periodo di riferimento per l'azione sismica: $VR = V_n \cdot C_u = 50.00 \cdot 2.00 = 100.00$ anni

Pvr % (Art. 3.2.1)	
SLO	81.00
SLD	63.00
SLV	10.00
SLC	5.00

Periodo di ritorno T_r (anni)	
SLO	60.21
SLD	100.58
SLV	949.12
SLC	1949.57

Parametri di pericolosità sismica			
	a_g (g/10)	F_0 (adim)	TC^* (sec)
SLO	0.25412544	2.69384478	0.30155682
SLD	0.31347364	2.72962862	0.30695043
SLV	0.59878943	2.97619724	0.37075034
SLC	0.70712553	3.06144099	0.39336260

N.B. Dal valore tabellato, per ottenere a_q in [g], dividerlo per 10; per ottenerlo in m/sec^2 , moltiplicarlo per 0.9806

Questi tre parametri sono definiti in corrispondenza dei punti di un reticolo di riferimento, i cui nodi non distano fra loro più di 10 km, per diverse probabilità di superamento in 50 anni e per diversi periodi di ritorno (variabili tra 30 e 975 anni). Di seguito sono riportati i valori di a_g , F_0 , Tc^* relativi alla pericolosità sismica dell'area oggetto

d'intervento edificatorio per vari tempi di ritorno.



1.22 CARATTERISTICHE GEOTECNICHE

1.22.1 SEDIME DEI GENERATORI

Sulla base delle analisi di laboratorio e delle caratteristiche dei versanti naturali presenti, nonché delle prove penetrometriche e delle PP effettuate, sono sotto riorganizzate le informazioni disponibili al fine di valutarne l'attendibilità con riferimento a profondità e posizione topografica.

L'indagine è basata sul rilevamento geolitologico e strutturale diretto dell'area e del suo intorno geologico.

Trattandosi di terreni rocciosi, in un contesto sufficientemente conosciuto sotto l'aspetto geologico e vastamente esposto in affioramento, nonché investigato pur nei singoli siti, ma in punti molto prossimi e rappresentativi, non è stato ritenuto necessario procedere a indagini geognostiche in profondità.

Sond	p.i.	p.f.	prof.	Dens. Nat	Dens. Sec.	E	Res. Comp.	Coes.	Ang. At t	Litologia
				t/m ³	t/m ³	Kg/cm ²	Kg/cm ²	Kg/cm ²	°	
S1	2.00	2.40	2.20	1.73	1.68			0.07	27.5	Granito
S2	3.50	4.00	3.75	1.54	1.49			0.06	35.9	Granito
S2	9.00	9.50	9.25	2.26	1.86	141.70		0.39	24.5	Granito
S3	2.40	2.70	2.55	1.94	1.70	99.90		0.56	20.6	Granito
S3	4.60	5.00	4.80				846.11			Granito
S4	7.50	7.70	7.60				561.44			Granito
S5	2.70	3.00	2.85				846.19			Granito
S30	0.40	0.90	0.65	1.79	1.51	58.30		0.11	34.6	filladi di Lula - LUL
S30	4.50	4.80	4.65				387.37			filladi di Lula - LUL
S31	3.50	3.75	3.63				183.5			filladi di Lula - LUL
S32	0.50	1.00	0.75	2.03	1.65	128.20	112.14	0.25	29.5	filladi di Lula - LUL
S33	3.70	4.00	3.85				275.24			filladi di Lula - LUL
S34	0.50	1.00	0.75	1.40	1.31	68.30		0.33	25.9	filladi di Lula - LUL
S34	3.20	3.50	3.35				336.41			filladi di Lula - LUL
S35	3.50	3.80	3.65				326.22			filladi di Lula - LUL
S36	1.50	1.70	1.60				530.11			filladi di Lula - LUL
S37	3.40	3.80	3.60				295.64			filladi di Lula - LUL
S38	4.20	4.40	4.30				132.52			filladi di Lula - LUL
S39	2.60	2.90	2.75				285.45			filladi di Lula - LUL
S40	4.20	4.50	4.35				244.72			filladi di Lula - LUL
S41	2.30	2.70	2.50	1.76	1.47	64.20		0.34	21.3	Ortogneissdi Lodè-Mamone ONE
S42	1.10	1.70	1.40	1.89	1.42	77.50		0.15	18.8	Ortogneissdi Lodè-Mamone ONE
S42	3.60	3.90	3.75				*			Ortogneissdi Lodè-Mamone ONE
S43			0.00							Ortogneissdi Lodè-Mamone ONE
S44	2.20	2.60	2.40	2.13	1.84	156.80		0.32	28.4	Ortogneissdi Lodè-Mamone ONE
S45	3.70	3.90	3.80				193.7			Ortogneissdi Lodè-Mamone ONE
S46	3.00	3.30	3.15				249.76			Ortogneissdi Lodè-Mamone ONE
S47			0.00							Ortogneissdi Lodè-Mamone ONE
S48	4.00	4.30	4.15				519.91			Ortogneissdi Lodè-Mamone ONE
S50	4.50	4.60	4.55				132.52			Micascisti - mi
S51	5.40	5.60	5.50				377.18			Micascisti - mi
S52	0.50	1.00	0.75	1.46	1.40			0.07	31.2	Micascisti - mi
S52	4.00	4.30	4.15				132.52			Micascisti - mi
S53	3.80	4.00	3.90				183.5			Micascisti - mi
S54	8.00	8.40	8.20	1.68	1.31	129.60		0.67	29.7	Micascisti - mi
S54	5.50	5.70	5.60				112.14			Micascisti - mi

Tabella 1



1.22.2 SEDIME DELLA SOTTOSTAZIONE DI CONNESSIONE

L'area oggetto della presente indagine rientra, geologicamente parlando, nell'ambito dei terreni paleozoici che costituiscono il basamento antico di questo lembo di Sardegna, Si tratta di un settore sommitale del basamento cristallino.

Le formazioni presenti, appartengono al complesso ultrametamorfico mentre le rocce del sedime della sottostazione sono parte dei granitoidi dell'unità intrusiva di Buddusò.

Per quanto sopra detto, poiché le caratteristiche del terreno possono passare dalla consistenza sublapidea a quella terrosa, si possono indicare cautelativamente i parametri minimi, relativi a un materiale alterato posto entro i 3 m dal p.c.:

Litologia	E	Res. Comp.	Coes.	Ang. Att	
	Kg/cm ²	Kg/cm ²	Kg/cm ²	°	
Granito	120.80	751.25	0.27	27.13	medie
	120.00	550.00	0.20	30.00	valori rappresentativi
filladi di Lula - LUL	84.93	282.67	0.23	30.00	medie
	80.00	250.00	0.20	28.00	valori rappresentativi
Ortogneissdi Lodè-Mamone ONE	99.50	321.12	0.27	22.83	medie
	100.00	250.00	0.25	22.00	valori rappresentativi
Micascisti - mi	129.60	187.57	0.37	30.45	medie
	120.00	150.00	0.20	30.00	valori rappresentativi

Tabella 2 valori medi e valori rappresentativi

Valori ancora superiori si ottengono da prove di carico eseguite in sito in aree geologicamente comparabili. Tali prove hanno inoltre evidenziato che per pressioni di contatto fino a 5 Kg/cm² e oltre, i pur minimi cedimenti registrati sono temporanei, denunciando quindi un comportamento elastico del terreno.

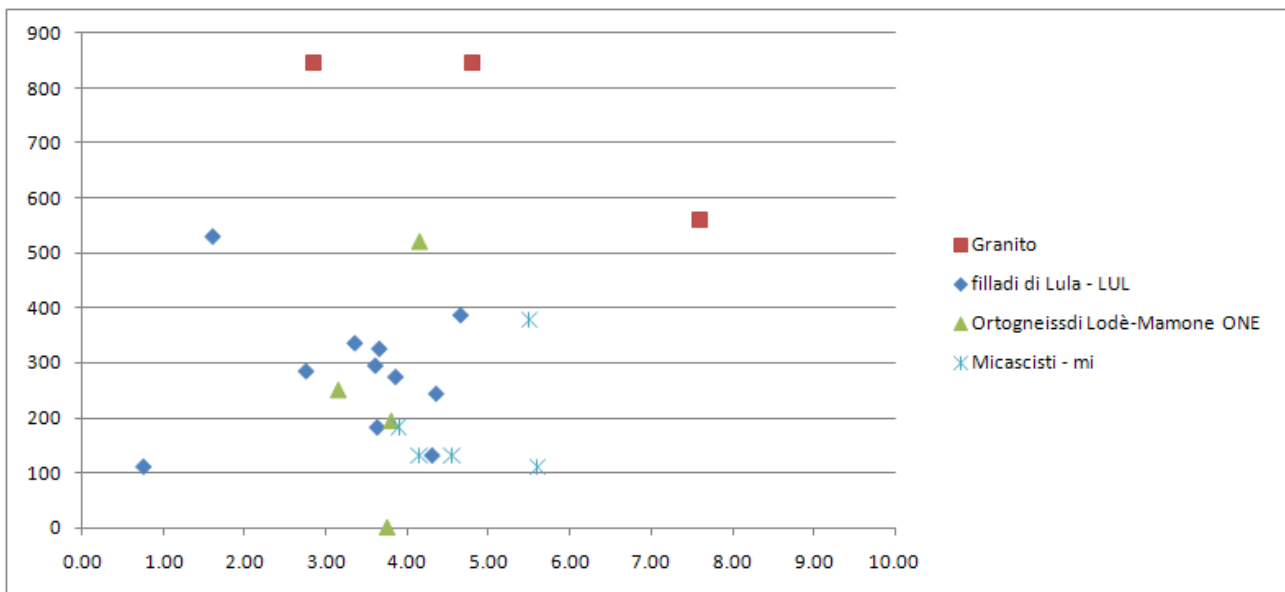


Grafico dei valori rilevati di resistenza a compressione (vedi tabella 1)

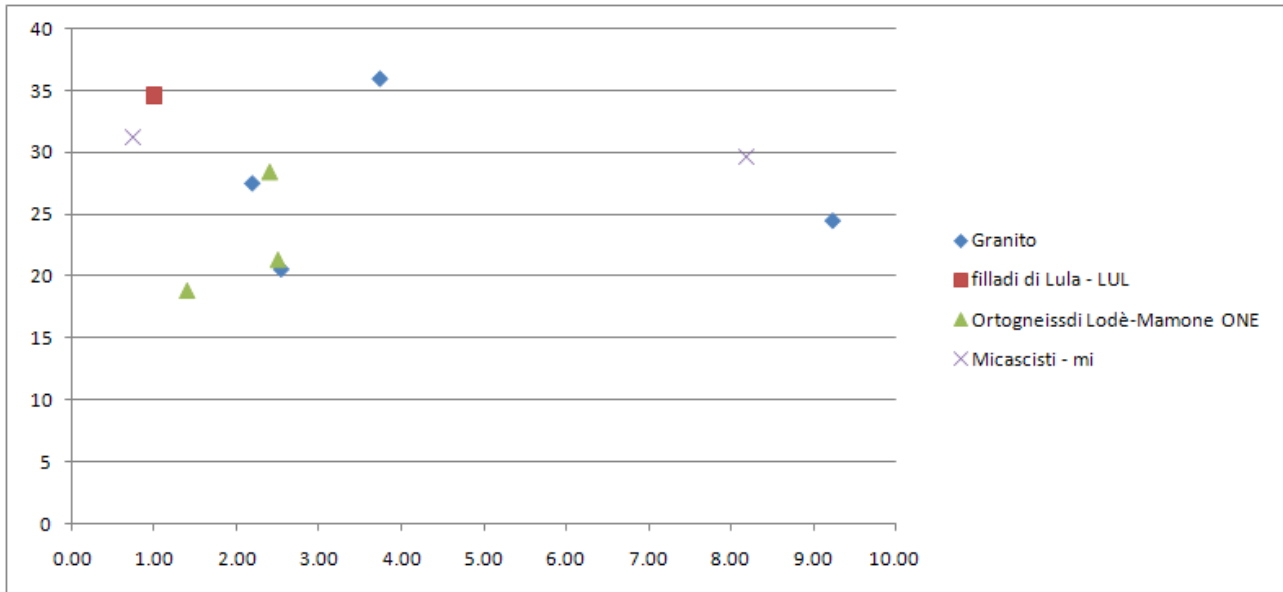


Grafico dei valori rilevati di angolo di attrito (vedi tabella 1)

1.23 MODELLO GEOTECNICO DEL SITO

Il modello geologico individuato, attraverso l'attribuzione dei parametri geomeccanici e di comportamento reciproco delle unità stratigrafiche, porta alla definizione del modello di comportamento meccanico del sito o modello geotecnico.

Di seguito i parametri di riferimento per la progettazione geotecnica per i singoli litotipi.

1.23.1 MODELLO GEOTECNICO DI SITO 1 (area generatori)

- 0,15m – 0,50m di spessore LITOTIPO A – suolo più o meno evoluto, con frammenti vegetali, di colore bruno
- 0,30m – 1.30m di spessore LITOTIPO B – alterazione della roccia sottostante metamorfica, in genere sciolta, asciutta, di colore beige costituita da clasti a spigoli vivi in matrice limoso sabbiosa.
- da profondità variabile da 0,45m a 1,70m da p.c. – LITOTIPO C – roccia metamorfica in posto, da mediamente a molto fratturata con fratture da aperte libere a serrate e riempite di materiale argilloso-limoso.

I litotipo C è costituito localmente, da:

- *KB1_002 ,mi ,Micascisti prevalenti. ?PRECAMBRIANO-?PALEOZOICO*
- *KB1_006 ,LUL ,FILLADI DI LULA. Filladi, filladi carboniose, quarziti con subordinate metarenarie quarzoso-micacee. ?CAMBRIANO-?CARBONIFERO*
- *KB2_004 ,ONE ,ORTOGNEISS DI LODE'-MAMONE. Ortogneiss granodioritici grigi, a grana media, tessitura granoblastica gneissica fortemente foliata e lineata; frequenti inclusi melanocrati gabbro-dioritici isorientati con la foliazione principale.*
- *KB2_005 ,ONEa ,Litofacies negli ORTOGNEISS DI LODE'-MAMONE. Differenziati leucocratici. Meta-aplopegmatiti quarzoso-feldspatiche, a tessitura gneissica fortemente foliata, in bande (originari filoni e ammassi) negli ortogneiss granodioritici. ORDOVICIANO MEDIO*



Parametri di riferimento

LITOTIPO C	E	Res. Comp.	Coes.	Ang. Att	
	Kg/cm ²	Kg/cm ²	Kg/cm ²	°	
filladi di Lula - LUL	84.93	282.67	0.23	30.00	medie
	80.00	250.00	0.20	28.00	valori rappresentativi
Ortogneissdi Lodè-Mamone ONE	99.50	321.12	0.27	22.83	medie
	100.00	250.00	0.25	22.00	valori rappresentativi
Micascisti - mi	129.60	187.57	0.37	30.45	medie
	120.00	150.00	0.20	30.00	valori rappresentativi

1.23.2 MODELLO GEOTECNICO DI SITO 2 (sottostazione)

- 0,30m di spessore LITOTIPO A – suolo più o meno evoluto, sabbioso con frammenti vegetali, colore bruno/beige
- 0,30m – 1,00m di spessore LITOTIPO B – alterazione della roccia madre sottostante, in genere sciolta, asciutta, di colore beige costituita da ciottoli a spigoli vivi in matrice limoso sabbiosa.
- da profondità variabile da 0,45m a 1,70m da p.c. – LITOTIPO D – roccia granitica in posto molto fratturata con fratture da aperte libere a serrate e riempite di materiale argilloso-limoso.

I litotipo D è costituito localmente, da:

- BUDb, Monzograniti equigranulari, a marcata tendenza leucocrata, a grana da media a medio-*fine*, tessitura orientata, della UNITA Facies S. Reparata appartenente all'UNITÀ INTRUSIVA DI BUDDUSÒ), datata CARBONIFERO SUP. – PERMIANO.

Parametri di riferimento

LITOTIPO D	E	Res. Comp.	Coes.	Ang. Att	
	Kg/cm ²	Kg/cm ²	Kg/cm ²	°	
Granito	120.80	751.25	0.27	27.13	medie
	120.00	550.00	0.20	30.00	valori rappresentativi

Il peso specifico per entrambi i litotipi oscilla tra 2 e 2.2 g/cm³

I parametri in oggetto sono desunti da un complesso di dati provenienti da indagini svolte nell'area, non nel sito esatto delle posizioni delle WTG.

Per tale motivo non sono sempre sufficientemente rappresentativi delle condizioni fisico-meccaniche puntuali e pertanto si suggerisce, in fase esecutiva, la realizzazione di una campagna di indagini mirata alla conferma/definizione dei parametri suddetti alla scala del singolo aerogeneratore.



1.24 IL SITO DELLA SOTTOSTAZIONE

Il sito, in prossimità di Buddusò, posto a sud della Statale, è posto a breve distanza dalla esistente Stazione TERNA.

La quota media è riferibile all'isoipsa 760 m slm.

Nel profilo di riferimento, l'inclinazione del pendio è inferiore al 5%.

Il basamento roccioso, affiorante o subaffiorante sotto un suolo detritico terroso di spessore decimetrico, è costituito dai monzograniti qui granulari isotropi, fratturati, con un'arenizzazione che si riduce velocemente con la profondità.

1.24.1 CONSIDERAZIONI GEOTECNICHE

L'esistenza a piccola profondità di terreni lapidei o comunque di terreni granulari dotati di elevata resistenza al taglio e l'assenza di terreni comprimibili sono tali da consentire l'adozione di fondazioni dirette anche isolate. Poiché si è in presenza di roccia sub-affiorante, il piano di posa delle fondazioni potrà essere sub-superficiale .

Tale condizione (fondazione su roccia) dovrà essere mantenuta anche nel caso che la sistemazione planoaltimetrica dell'area avvenga con formazione di rilevati.

La struttura macroporfirica della roccia fa sì che il contatto tra fondazione e base rocciosa possa essere considerato come ruvido.

Poiché la pressione di rottura della roccia integra, valutata in condizioni non confinate, si può assumere superiore a 100 Kg/cm², la stabilità delle opere si può ritenere ampiamente verificata, rispetto ai carichi previsti in progetto.

Per tener conto del grado di fratturazione della roccia, la pressione di rottura del terreno si può ottenere applicando un coefficiente di riduzione pari al valore percentuale R.Q.D. medio, nell'intervallo di profondità rappresentativo.

1.24.2 CEDIMENTI

Ai fini della determinazione del cedimento, i terreni, nell'ambito di profondità influenzato dai carichi della fondazione possono considerarsi praticamente incomprimibili.

Per l'ordine di grandezza delle sollecitazioni prevedibili in progetto, non sono attendibili movimenti verticali apprezzabili. Questi ultimi peraltro avranno carattere di immediatezza e saranno esauriti in corso d'opera.

1.24.3 STABILITA' DEL PENDIO

La morfologia dei luoghi ha assunto un profilo di equilibrio che si può considerare geologicamente stabile e non si conoscono fenomeni di instabilità dovuti a scarsa portanza del terreno o dissesti gravitativi per instabilità dei pendii.

Considerata la debole acclività del pendio a valle del sito (alcuni °) la presenza di fratture comunque orientata non pregiudica la stabilità delle opere.

Nei profili di scavo, in genere, sono possibili dissesti per ribaltamento di piani di trazione molto inclinati; in profili di scavo inclinati oltre 45°, sono invece possibili dissesti per scorrimento lungo giunti orientati a franapoggio .

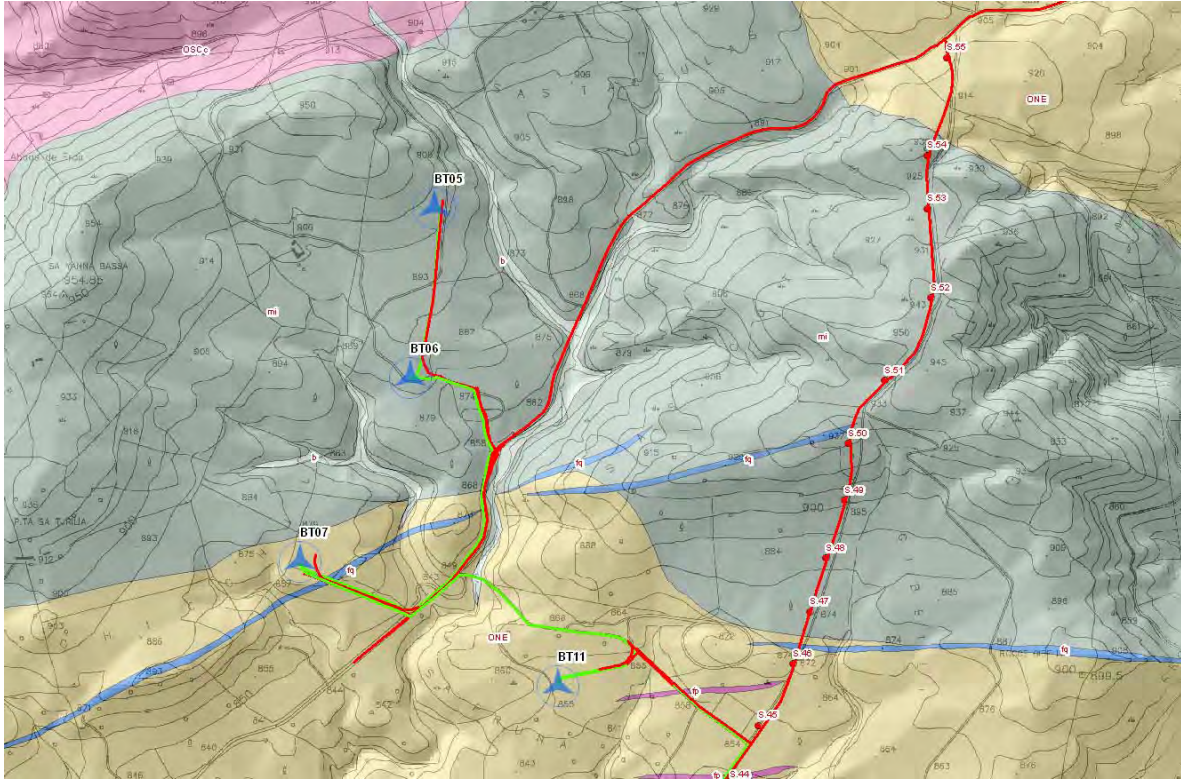
Le scarpate risultanti dopo gli scavi dovranno essere adeguatamente contenute in funzione dell'altezza e dell'inclinazione delle stesse nonché in relazione alla eventuale presenza di carichi influenti a monte.



1.25 IL SITO DEI GENERATORI EOLICI

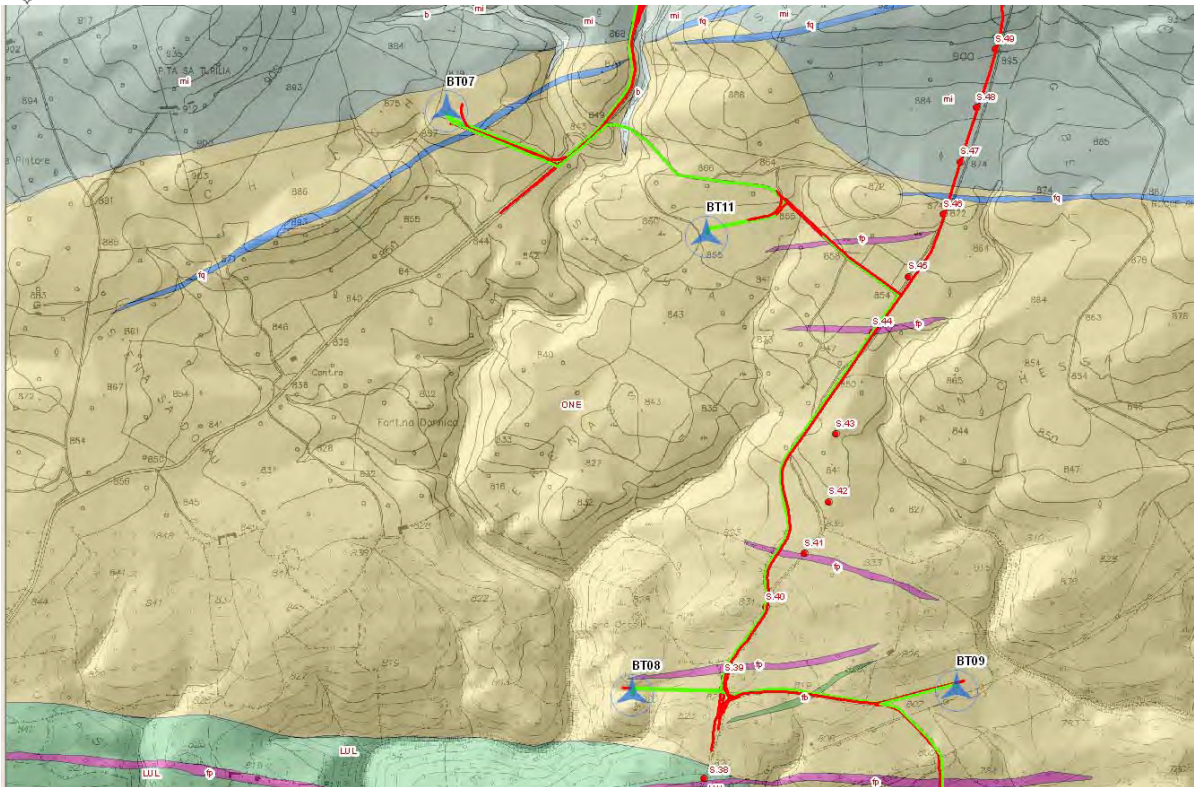
I generatori eolici sono previsti in posizione quanto più esposta possibile, su superfici quasi piane, talvolta al margine del peneplano ercinico, al raccordo con i versanti delle valli che ne incidono la superficie.

Le indagini a disposizione ci consentono per gruppi di WTG di effettuare le dovute valutazioni.



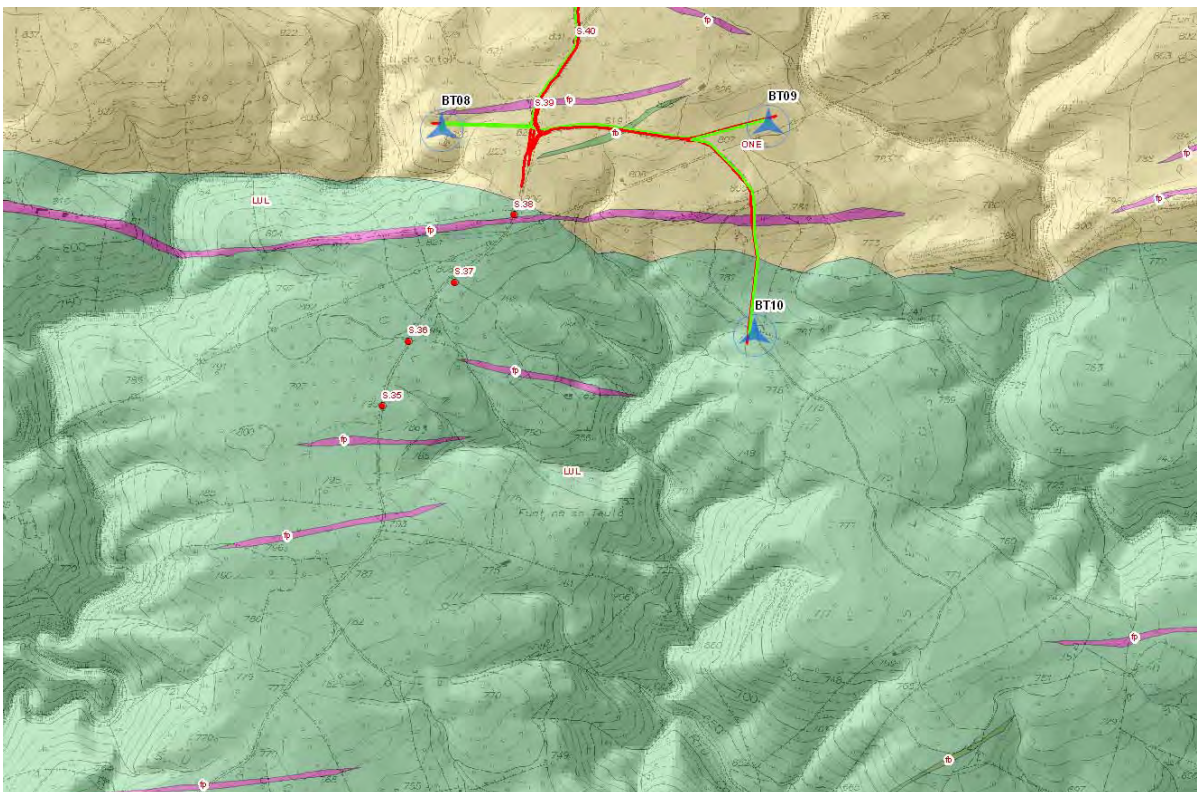
Mappa – Geolitologi, WTG e sondaggi di riferimento per i micascisti (mi)

Le valutazioni per la WTG BT05 e 06 saranno fatte con i sondaggi dal 47 fino al 54.



Mappa – Geolitologi, WTG e sondaggi di riferimento sugli Ortogoneiss di Mamone (ONE)

Le valutazioni per la WTG BT01, 02, 03, 04, e 08, 09 e 11 saranno fatte con i sondaggi dal 39 fino al 46.

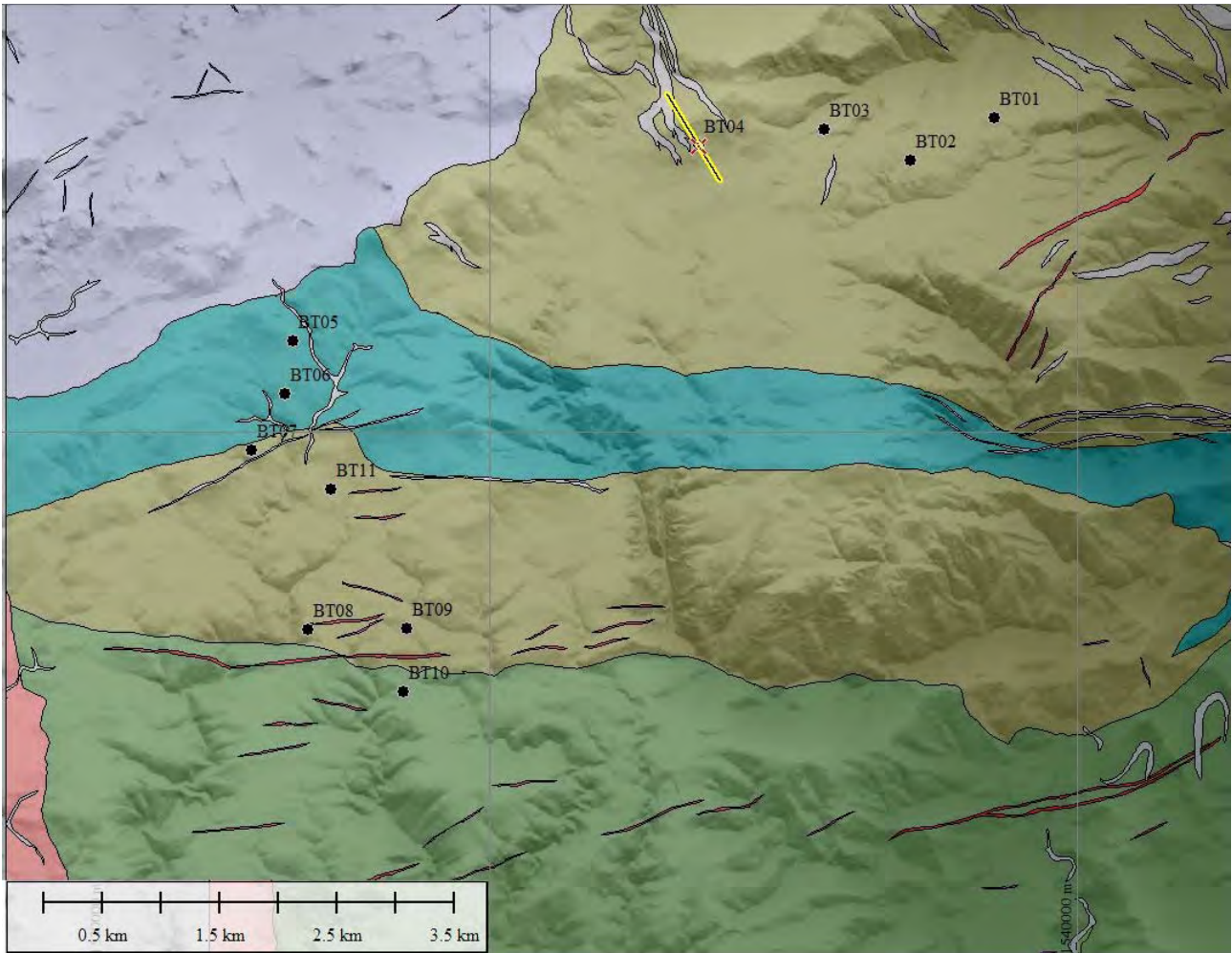


Mappa – Geolitologi, WTG e sondaggi di riferimento sulle Filladi di LULA (LUL)

Le valutazioni per la WTG BT10 saranno fatte con i sondaggi dal 30 fino al 38 ed in particolare dal 36.



1.26 SEZIONI ESPLICATIVE



Traccia sulla carta geolitologica della sezione passante per BT04 e sua rappresentazione sul rilievo 3d

