



COMUNE DI CENTOLA

PROVINCIA DI SALERNO

PARCO NAZIONALE DEL CILENTO E VALLO DI DIANO

AREA TECNICA

Lavori Pubblici, Espropri, Manutenzioni



Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti



Ministero dell'Istruzione, dell'Università e della Ricerca

Adeguamento del plesso scolastico "Publio Virgilio Marone" alla frazione Palinuro - Completamento

PROGETTO ESECUTIVO

Committente: COMUNE DI CENTOLA (SA)

Progettazione:

Il Responsabile del procedimento
Geom. Remo Fedullo

Elaborato:

2.1

Relazione specialistica
Studio geologico

Studio Tecnico di Geologia
Dr. Geol. Domenico D'Avenia

Via G. Lamanna 45 - 84059 M. di Camerota (Sa)

Cell.: 338/4611012

E-Mail: geocamerota@libero.it

Comune di Centola

Adeguamento del plesso scolastico "Publio Virgilio Marone" alla frazione Palinuro - Completamento

Committente: Comune di Centola

Studio Geologico Redatto ai sensi Legge Regionale 7/01/1986 N. 9, Legge 02/02/1974 N. 64, D.M. 07/01/1981 N. 9, D.M. 11/03/1988, D.M. 16/01/1996, Deliberazione N. 5447 Giunta regionale della Campania del 07/11/2002, ORD. P.C.M. 3274 del 20/03/2003, Circolare 2/02/2009 n. 617, DM 17 gennaio 2018 Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni.

Il Geologo

Dr Domenico D'Avenia

Albo Geologi Regione Campania n. 1522

D - C



Premessa.

Il sottoscritto dr. D'Avenia Domenico, geologo libero professionista, iscritto all'Albo Regionale dei Geologi della Regione Campania con il n. 1522, sono stato incaricato dal Responsabile LLPP del Comune di Centola con Determina n. ____ del ____ di redigere il seguente **studio geologico** di un sito, ubicato in Palinuro di Centola, a corredo del **Progetto "Adeguamento del plesso scolastico "Publio Virgilio Marone" alla frazione Palinuro." - Completamento.**

La finalità dell'azione di riqualificazione urbanistico-ambientale promossa dall'Amministrazione Comunale è quella di migliorare la qualità urbana dei contesti interessati offrendo ai cittadini ambienti accoglienti e sicuri. Con questo intervento si vuole realizzare una struttura in c.a. capace di eliminare in modo risolutivo le vulnerabilità degli elementi strutturali, dovute alla natura propria dell'edificio.

Gli interventi sono schematizzati nel seguente elenco:

- ☐ recupero di tutti gli elementi successivamente impiegabili;
- ☐ demolizione dell'edificio;
- ☐ realizzazione di una palificata nel lato nord;
- ☐ realizzazione del nuovo edificio con struttura portante in C.A.

L'intenzione è quella di realizzare una struttura in c.a. in grado di garantire la sicurezza dell'edificio e prevenire il rischio connesso alle strutture non adeguate alla loro destinazione.

L'area, come mostrato nella **Corografia in scala 1:25.000**, è localizzata nel F. 209 – sez. II SO– Capo Palinuro (Carta Topografica d'Italia dell'IGM – scala 1:25.000)

- **DELIBERAZIONE N. 5447 GIUNTA REGIONALE DELLA CAMPANIA DEL 07 NOVEMBRE 2002** - Aggiornamento della classificazione sismica dei comuni della Regione Campania.
- **ORD. P.C.M. 3274 DEL 20 MARZO 2003** – Normativa Sismica Nazionale.
- **Circolare 2 febbraio 2009, n. 617** Istruzioni per l'applicazione delle "Nuove norme tecniche per le costruzioni" di cui al D.M. 14 gennaio 2008.
- **DM 17 gennaio 2018** Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni

Attività svolta

Per determinare la geologia locale dell'area oggetto di studio, nel contesto regionale, il sottoscritto ha integrato i dati in suo possesso con una ricerca bibliografica sulla letteratura geologica esistente; ciò ha permesso una prima acquisizione di informazioni, dati e conoscenze che hanno consentito la programmazione e la conduzione del lavoro.

Dopo un attento esame dei luoghi ed un rilevamento geologico di dettaglio, sono state esaminate le possibili informazioni da estrapolare in zona e sono stati verificati:

- a) la situazione litostratigrafica locale, l'origine e la natura dei litotipi presenti in zona;
- b) l'andamento dei piani di discontinuità litologica esistenti;
- c) i lineamenti geomorfologici e morfologici, inseriti nel contesto geologico strutturale regionale e locale;
- d) i dissesti in atto o potenziali tenendo in considerazione le Cartografie del PSAI e del PSC redatta dall'AdB Campania Sud ex Sx Sele
- e) lo schema di circolazione idrica superficiale e sotterranea e la conoscenza della forma delle superfici di falda, idrogeologicamente importanti, in quanto consentono di riconoscere le aree di alimentazione, di drenaggio delle falde e le principali direzioni

di deflusso delle acque, di definire gli spartiacque sotterranei e di calcolare i gradienti idraulici.

Sono state altresì utilizzate indagini dirette per risalire alle condizioni litostratigrafiche superficiali e per definire le caratteristiche fisico-meccaniche dei terreni, per recepire i parametri geotecnici e per verificare la distribuzione spaziale e i rapporti stratigrafico – strutturali tra le formazioni presenti nell'area di interesse, attraverso:

- a. **Rilevamento geologico** di dettaglio (scala 1: 5.000), dell'area di interesse e delle aree limitrofe;
- b. **Ricerca ed acquisizione dati** da studi ed indagini eseguite in zona e nelle aree limitrofe con litotipi congruenti;
- c. **Quattro prove penetrometriche dinamiche**
- d. **Una indagine sismica MASW**

I risultati delle ricerche, dei rilevamenti geologici e di tutto quanto precedentemente elencato pongono le fondamenta e sono parte integrante (Vedi Allegati e Tavole) per le deduzioni geologico – tecniche ed idrogeologiche del presente studio.

Inquadramento geologico, geomorfologico ed idrogeologico generale.

Inquadramento geologico

Le unità che affiorano nell'ambito del Comune di Centola sono i termini del **Gruppo del Cilento** che rappresenta la successione tipica della regione cilentana; questa è costituita da potenti successioni flyschoidi che affiorano estesamente tra la Valle del Sele ed il confine calabro-lucano. Questa successione è già da tempo nota in letteratura con la denominazione di Flysch del Cilento (IETTO et alii, 1965; COCCO, 1971; SCANDONE, 1967; 1972), Complesso Liguride e Sicilide (OGNIBEN, 1960; 1969), Unità del Cilento ed Unità Sicilidi (AMODIO MORELLI et alii, 1976). La prima moderna ricostruzione stratigrafica di tale

successione in Campania si deve a IETTO et alii (1965); questi, sulla base di ricerche compiute nell'area del Cilento occidentale, tra la valle dell'Alento e Punta Licosa, segnalano una successione stratigrafica potente circa 4500 metri con caratteri di facies distale nei termini basali ed evolventi verso l'alto a facies di tipo prossimale. Sono stati distinti, dal basso verso l'alto:

- un "*flysch argilloso*" (Formazione di S. Venere), costituito da argilliti, siltiti, calcilutiti silicifere, calcari marnosi, calcari arenacei ed arenarie. Si presenta fittamente stratificato, di colore grigio plumbeo, a volte nerastro; intensi i fenomeni di tettonizzazione e calcitizzazione. L'età è cretacea inferiore (presenza di Calpionelle, Globigerine, Globotruncane). Questa formazione presenta caratteri di "black shales facies", tipici di ambienti profondi di bacini torbidity;
- un "*flysch arenaceo*" (Formazione di Pollica), costituito da arenarie micacee e siltiti associate ad argille, argille siltose, calcari arenacei. Inferiormente si presenta fittamente straterellato con strati di spessore dell'ordine di 10-20 cm, mentre superiormente passa prevalentemente a strati e banchi di crescente spessore; la formazione termina con forme di slumpings sottomarini. Complessivamente appare evidente un passaggio da fasi distali di correnti di torbida a fasi prossimali; la formazione è inoltre in continuità di sedimentazione con quella sottostante. L'età va dal Cretaceo inferiore all'Eocene basale (presenza di Inocerami, Globotruncana, Globorotalie);
- un "*flysch arenaceo-marnoso-conglomeratico*" (Formazione di S. Mauro), costituito nella parte bassa da bancate di marne intercalate ad arenarie in strati e banchi, mentre verso l'alto diminuiscono e scompaiono gradualmente i banchi marnosi, sostituiti da arenarie e conglomerati con ciottoli di rocce sedimentarie e cristalline.

Caratteristica è la presenza di due distinti livelli marnosi, di notevole spessore (40-50 metri), di cui il primo marca il passaggio tra il termine marnoso-arenaceo e quello arenaceo. I caratteri sono nel complesso di tipo proximale; a questa formazione viene provvisoriamente attribuita un'età terziaria (Eocene-Miocene).

Successivamente, pur conservando la ricostruzione stratigrafica e la suddivisione formazionale, vengono rilevate da COCCO e PESCATORE (1968) differenze di facies e di spessori tra la sezione di M.te Sacro e la sezione-tipo di M.te Stella studiata da IETTO et alii (1965). Nella sezione di M.te Sacro viene tra l'altro confermata la presenza di una successione conglomeratica sommitale, già riportata da SELLI (1962) come Formazione dei Conglomerati di M.te Sacro. L'equivalenza tra Flysch del Cilento e Complesso Liguride (come affiora al confine calabro-lucano) viene poi affermata da OGNIBEN (1969), sulla base di correlazioni stratigrafiche operate precedentemente da VEZZANI (1968 a, b; 1970) che individua una successione, di età compresa tra il Giurassico e l'Eocene medio, rappresentata dal basso verso l'alto dalle formazioni del Frido-Crete Nere, del Saraceno e di Albidona.

Nonostante la presenza di una discordanza angolare tra la Formazione di Albidona e la successione sottostante, interpretata come dovuta ad eventi verificatisi all'interno del bacino, viene riconosciuta dagli A.A. una continuità stratigrafica, sia nella successione del Flysch del Cilento che nel Complesso Liguride, ammettendo la presenza di eteropie di facies nonché un certo diacronismo. Dopo questi lavori le età proposte per le diverse formazioni vengono di fatto accettate nonostante l'esistenza di precedenti datazioni (SELLI, 1962; GHEZZI & BAYLISS, 1964; CRESCENTI, 1966).

Successivamente tali ricostruzioni stratigrafiche furono vivacemente criticate per aver messo in sequenza continua terreni metamorfici e sedimentari, tra i quali esisteva un contatto con tutta evidenza tettonico (BOUSQUET, 1971; SCANDONE, 1972; D'ARGENIO et alii,

1973). Il Complesso Liguride pertanto viene diviso in due differenti unità tettoniche: un'Unità del Frido, costituita da metamorfiti di basso grado e metaofioliti, ed un'Unità del Cilento (A. MORELLI et alii, 1976) che corrisponde alla parte rimanente della successione di OGNIBEN (1969) ed al suo equivalente in Cilento. Più recentemente una differente separazione dell'Unità del Flysch del Cilento è stata proposta da IETTO et alii (1983), che definiscono tre distinte unità tettoniche:

Unità argillitica inferiore (comprendente le Formazioni del Frido e delle Crete Nere), Unità del Saraceno ed Unità torbiditica superiore (corrispondente all'insieme delle formazioni di Pollica e S. Mauro che vengono viste quali porzioni eteropiche di un'unica sequenza torbiditica).

Una generale revisione, a scala regionale, del Flysch del Cilento si è avuta sulla scorta di nuovi rilevamenti e di dati biostratigrafici raccolti nel Cilento ed al confine calabrolucano; questi hanno messo in evidenza che le formazioni in questione presentano un'età molto più recente di quella loro attribuita fino a quel momento. CIAMPO et alii (1984), ad esempio, attribuiscono alle formazioni di Pollica e San Mauro un'età Eocene-Oligocene sup. (presenza del genere *Sphenolitus*); allo stesso modo, ZUPPETTA et alii (1984) ridatano la Formazione di Albidona attribuendole un'età compresa tra l'Oligocene sup. ed il Burdigaliano inf. Il quadro generale va quindi arricchendosi in modo sempre più completo di nuovi elementi, facendo sentire ormai l'esigenza di una ridefinizione: ancora, BONARDI et alii (1985) attribuiscono alla Formazione di Albidona un'età Burdigaliano sup.- Langhiana, in accordo con l'originaria definizione di SELLI (1962).

Sulla base dei dati disponibili, gli stessi autori propongono allora di separare, nell'ambito dell'Unità del Flysch del Cilento Auct., un'Unità Nord Calabrese (comprendente le sole formazioni delle Crete Nere e del Saraceno) dall'Unità del Flysch del Cilento (rappresentata

dalle formazioni di Pollica e S. Mauro in Cilento e dalla Formazione di Albidona al confine calabro-lucano). L'equivalenza di queste formazioni viene, infine, confermata da AMORE et alii (1988) i quali ridefiniscono un Gruppo del Cilento (comprendente le formazioni di Albanella, Pollica-S. Mauro ed Albidona) che viene interpretato come un ciclo sedimentario sinorogeno, di età compresa tra il Burdigaliano superiore ed il Langhiano, trasgressivo in discordanza sia sui terreni delle unità Liguridi e Sicilidi sia sui terreni carbonatici dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino. Sempre secondo AMORE et alii (1988), in varie località del Cilento (a M.te Centaurino e, soprattutto, a M.te Sacro) le formazioni di Pollica e S. Mauro non risultano più distinguibili e lo spessore totale si riduce a circa 1200 metri; tali differenze litostratigrafiche, rispetto alla sezione-tipo di M.te Stella (IETTO et alii, 1965), consentono la definizione di una nuova unità definita come "Formazione arenaceoconglomeratica di Torrente Bruca". Questa formazione, nelle aree in cui è stata definita, è ricoperta in discordanza da più recenti depositi sinorogeni (Formazione dei Conglomerati di M.te Sacro). Guida et alii, 1988 sulla scorta di nuove conoscenze biostratigrafiche acquisite, hanno ridefinito a scala regionale la successione del Flysch del Cilento Auct. In questo lavoro viene descritta una nuova unità torbiditica arenaceo-pelitica, denominata Membro di Caporra, che viene interpretata come la base del Gruppo del Cilento. E' importante segnalare che i caratteri della successione del Monte Centaurino presentano una certa analogia con la successione del Monte Sacro mentre si differenziano da quelli rilevati nel Monte Stella. Infatti, mentre nel Monte Centaurino e nel Monte Sacro i terreni basali in affioramento vengono attribuiti alla Formazione arenaceo-conglomeratica del Torrente Bruca, nel Monte Stella viene riconosciuta la Formazione di Pollica e di San Mauro.

La successione litostratigrafica per il versante orientale e meridionale del Monte Centaurino (Guida et alii, 1988) si riassume dal basso verso l'alto:

Gruppo del Cilento (Monte Centaurino – Monte Sacro)

• *Formazione del Torrente Bruca:*

Membro di Caporra: Arenarie micacee nere e grigie in straterelli, siltiti grigio piombo. Affiora principalmente alla base dei versanti del Monte Centaurino e del Monte Sacro e diffusamente nei pressi della contrada Caporra (Rofrano).

Membro delle arenarie straterellate: Arenarie quarzoso micacee giallastre e versastre in strati e straterelli. Affiora in successione al *membro* precedente alla base del rilievo del Monte Centaurino.

Membro arenaceo marnoso: Strati di Arenarie, straterelli di argille siltose. Costituisce il litotipo maggiormente rappresentativo del del Monte Centaurino, si rinvencono affioramenti nell'area compresa tra Cuccaro Vetere e Monte Sacro.

Membro delle Marne a Fogliarina: Marne e marne siltose di colore cinereo e a fratturazione amigdaloidale note come "fogliarina". Affiora con buona esposizione presso Monte Sacro.

Membro dell'Olistostroma intermedio: conglomerati a matrice prevalente, *pebbly mudstones* e *sand flows*, diaspri, rocce basiche.

Membro conglomeratico arenaceo: Conglomerati in banchie e banconi con rari livelli arenaceo siltosi.

Membro dell'Olistostroma superiore: Argille siltose fluidali con olistoliti di rocce basiche, "pillow lavas", diaspri e argille varicolori. Affiorano tipicamente al Monte Centaurino e a Monte Sacro.

• *Formazione di Monte Sacro:* Arenarie grossolane in strati e banchi.

Costituisce l'affioramento peculiare del Monte Sacro e poggia sui terreni della Formazione del Torrente Bruca al Monte Centaurino.

La successione del Gruppo del Cilento affiorante al Monte Stella si distingue dal basso

verso l'alto:

- **Gruppo del Cilento (Monte Stella)**

Formazione di Pollica: Arenarie a cemento spatico prevalentemente siliceo, alternate a siltiti e siltiti argillose in strati e banchi con livelli conglomeratici. La parte alta della formazione è caratterizzata da fenomeni di Slumping come testimoniato in località Ripe Rosse. I principali affioramenti della Formazione di Pollica li ritroviamo tra Acciaroli e Celso, in tutto il versante meridionale del Monte Stella e lungo la costa tra Acciaroli e Punta Licosa. Sono attribuiti alla stessa formazione affioramenti presso Santa Marina, Torraca e Vibonati.

Formazione di San Mauro: Successione torbiditica costituita nella parte inferiore della serie da alternanze di marne siltose ed argillose in banchi, alle quali si intercalano verso l'alto livelli conglomeratici con ciottoli di rocce cristalline e sedimentarie. All'interno di questa formazione viene distinto il "*Membro delle Marne Fogliarine*" caratterizzato da marne e marne siltose bianche e grigie e arenarie grigio giallastre. Questo membro è osservabile presso Monte Stella.

Nella sua interezza e complessità la Formazione di San Mauro affiora a Monte Stella fino ad estendersi fino ad Agnone e Castellabate. Altri affioramenti si rilevano nelle località di Lustra, Rutino, Ogliastro, e Torchiara. Nel settore meridionale del Cilento vengono riconosciuti come terreni della Formazione di San Mauro affioramenti presso l'abitato di Santa Marina e a tra Torraca e Casaletto Spartano.

Per quanto riguarda l'assetto tettonico, il bacino del Flysch del Cilento è interessato nell'Eocene da una notevole instabilità tettonica: tale fase, che modifica anche la morfologia del bacino, può essere testimoniata 1) dalla comparsa di sedimenti calcareo-marnosi depositi da correnti di torbita provenienti da est; 2) dall'arrivo nel bacino a causa di scivolamenti

gravitativi di depositi di età maastrichtiano- paleocenica estranei al bacino stesso; 3) dalla messa in posto di rocce magmatiche in facies subeffusiva ed effusiva submarina.

Questa fase tettonica può comunque essere interpretabile come una fase precorritrice dell'orogenesi appenninica quando l'asse del bacino in via di riempimento migrava verso oriente. Fasi orogeniche langhiane si evidenziano nella sovrapposizione tettonica dei terreni del Flysch del Cilento su quelli della piattaforma carbonatica e su quelli della facies di transizione. I due sistemi di piegamenti riscontrabili nelle formazioni di Ascea e di Pollica (rispettivamente NE - SW e NW - SE) sembrerebbero dovuti più che a sovrapposizione di fasi tettoniche, ad eventi deformativi che hanno interessato orizzonti differenti e a diverso comportamento meccanico della serie stratigrafica.

Inquadramento Geomorfologico Generale.

L'attuale fisionomia acquisita dalla regione cilentana rappresenta il prodotto risultante dal controllo strutturale e morfogenetico prodotto sui rilievi dalla tettonica recente e dalle vicissitudini climatiche. E' evidente una sostanziale disparità fra i massicci carbonatici, costituenti le dorsali ed i rilievi discontinui nel settore nord-orientale ed orientale della "Provincia Morfostrutturale" (Guida et alii, 1996), ed i rilievi terrigeni affioranti nel settore sudoccidentale lungo una larga fascia compresa fra la Piana del Sele ed il Golfo di Sapri. Lo studio geomorfologico, accompagnato da un'analisi aerofotogeologica, evidenzia nell'area una serie di morfologie ed alcune singolarità morfologiche. Una tra le più importanti singolarità geomorfologiche è, sicuramente, il Monte Bulgheria, che si trova lungo il margine tirrenico della catena sudappenninica campano-lucana e consiste in un'entità fisiografica costituita da litotipi carbonatici (Unità Monte Bulgheria) su cui si conservano ben evidenti forme modellate insieme ad una serie di unità deposizionali plio-quadernarie. Sui corpi geologici così strutturati a seguito della tettonogenesi, già a partire dalla emersione della

catena, avvenuta a partire dal Miocene terminale, si è impostato un modellamento polifasico e poligenico che ha portato allo smantellamento delle coperture terrigene pre e sinorogene dei massicci carbonatici.

Studi geologici e geomorfologici testimoniano, durante tutto il Pliocene e fino al Pleistocene Inferiore - medio, movimenti verticali e trascorrenti a scala regionale (Turco e Malito, 1988; Brancaccio e Cinque, 1995; Ascione, 1995). Gli effetti combinati del controllo strutturale acquisito dalla tettonogenesi, della neotettonica, della morfogenesi e delle oscillazioni glacioeustatiche del livello del mare, hanno condotto alla formazione delle principali morfostrutture riconosciute nel Cilento.

Si possono riconoscere le seguenti morfostrutture principali, descritte da Nord a Sud e raggruppate secondo i loro caratteri fondamentali:

- Morfostrutture dei massicci montuosi carbonatici (M.te Alburno, M.te Motola, M.te Vesole-Chianello, M.te Cervati, M.te Rotondo-Forcella, M.te Bulgheria, M.te Cocuzzo-Serralunga). Tutte queste morfostrutture, di cui a luoghi ancora si riconosce l'originario assetto monoclinale ed emianticlinale, sono caratterizzate da lembi, più o meno estesi e disposti su varie quote, di superfici carsiche sommitali, con doline e campi carsici, e da grandi versanti bordieri relativamente acclivi con il tipico aspetto rupestre ed il profilo poco regolarizzato, con i piedimonti costituiti in genere da paesaggi collinari evoluti su terreni argillosi, disposti in forma di depressioni intermontane. I massicci sono profondamente carsificati con sistemi ipogei sviluppati, sia orizzontalmente che verticalmente, di notevole interesse speleologico e socioeconomico (Santo A., 1988, 1990, 1991, 1993).
- Morfostrutture dei massicci montuosi terrigeni (M.te Stella, M.te Sacro, M.te Centaurino, M.ti di Pisciotta). Al contrario delle precedenti, queste presentano lembi

molto più limitati di paesaggi sommitali, in quanto l'attività di smantellamento areale e lineare dei corsi d'acqua ha fatto arretrare talmente le testate vallive da serrare quasi completamente gli spartiacque ridotti a displuvi stretti ed irregolari. I versanti bordieri, residui del modellamento passato, sono ridotti a tipiche "faccette triangolari" disposte in forma di interfluvi tra gli sbocchi dei valloni principali. Il profilo irregolare dei rilievi risente della alternanza di successioni litologiche a diversa competenza, modellate secondo il meccanismo della morfoselezione.

- Morfostrutture dei rilievi alto collinari (Valle dell'alto Calore Salernitano Valle dell'alto Alento, Valle dell'alto Mingardo, Valle del medio e basso Bussento). Costituiscono la tipica morfologia alto-collinare, con crinali sommitali che non superano gli 800 metri, modellati in tempi successivi a quelli delle superfici dei massicci maggiori; i versanti conservano ancora tracce del controllo strutturale, anche se il reticolo drenante è sensibilmente influenzato dagli eventi erosivi e gravitativi (frane). E' nell'ambito di queste morfostrutture che si è svolta maggiormente l'occupazione antropica del territorio durante i secoli, e dove si registrano le modificazioni, positive e negative, indotte dalle attività umane.
- Morfostrutture dei rilievi basso collinari (Valle del basso Alento e Fiumarella di Ascea, del Basso Mingardo e Lambro e del Bussento caratterizzati da quote che in genere non superano i 400 m e da morfologie ondulate con un reticolo drenante ad andamento dentritico.

Inquadramento Idrogeologico Generale.

Le strutture idrogeologiche terrigene nel territorio del Cilento sono costituite, in termini litologico-stratigrafici, dalle successioni conglomeraticoarenaceo-marnoso-argillose ascrivibili alla parte alta del "Flysch del Cilento" (Auct.), recentemente suddiviso in un

"Gruppo del Cilento" (Bonardi et alii, 1988) e in una serie di Formazioni minori, tra le quali la Formazione di M.te Sacro. Il "Gruppo del Cilento" rappresenterebbe un sistema torbiditico inframediomiocenico (Burdigaliano sup.-Langhiano), successivo ad una fase tettonica burdigaliana, con la quale le Unità Liguridi si sono sovrapposte sulle porzioni più interne dei domini esterni appenninici (Bonardi et alii, 1988).

Tale successione affiora diffusamente nel territorio del Parco Nazionale del Cilento e del Vallo di Diano da Nord-Ovest verso Sud-Est con le strutture di M.te della Stella, M.te Sacro e M.te Centaurino. La circolazione idrica sotterranea nelle strutture terrigene avviene con modalità nettamente differenti rispetto ai domini carbonatici, in quanto essa assume caratteristiche differenti a seconda del litotipo interessato e del suo particolare assetto giaciturale e strutturale; trattasi, inoltre, di una circolazione idrica sotterranea relativamente superficiale che si instaura, in larga parte, nella porzione alterata del substrato litoide e che genera numerose sorgenti sul territorio ma quasi tutte di piccola entità (pochi l/s).

Recentemente i terreni appartenenti al "Gruppo del Cilento" sono stati oggetto di studi idrogeologici approfonditi, i quali hanno suddiviso le successioni terrigene in esame nei seguenti complessi idrogeologici:

- Complesso arenaceo-marnoso-argilloso (Guida et alii, 1980), rappresentato dalle formazioni terrigene su cui poggia ed esordisce il "Gruppo del Cilento"; trattasi di un impermeabile relativo a scala regionale.
- Complesso arenaceo-conglomeratico (Guida et alii, 1980), costituito dalla parte medio-alta del "Gruppo del Cilento"; presenta un grado di permeabilità medioscarso per porosità e fratturazione.
- Complesso conglomeratico-arenaceo (Guida et alii, 1980), comprendente i terreni della parte alta del "Gruppo del Cilento" e superiori come la Formazione di M.te Sacro; esso

genera i migliori acquiferi dell'area grazie all'elevato grado di permeabilità per porosità e fratturazione.

- Complesso marnoso-calcareo (De Vita et alii, 1994) raggruppante i due megastrati torbiditici della Formazione di San Mauro, i quali si presentano mediamente permeabili per fratturazione e subordinatamente per porosità.
- Complesso detritico (Guida et alii, 1980), rappresentato dai depositi detritici di alterazione in posto e dai depositi di frana; genera un grado alto di permeabilità per porosità ma il suo ruolo idrogeologico è irrilevante per il frazionamento e per gli esigui spessori.
- Complesso alluvionale (Guida et alii, 1980), costituito dai depositi detritici di fondovalle dei corsi d'acqua principali, presenta, anch'esso, come il precedente, un grado alto di permeabilità per porosità.

Per quanto riguarda il coefficiente d'infiltrazione potenziale (C.I.P.), che rappresenta un indice del grado di permeabilità, è stato stimato che esso non supera il 30 % per la Formazione di M.te Sacro (Celico P. et alii, 1993), che si attesta intorno al 20-25 % per la parte medio-alta del "Gruppo del Cilento" (Celico P. et alii, 1994), e che non supera il 10 % per i terreni su cui poggia ed esordisce il "Gruppo del Cilento" (Guida D. et alii, 1980).

Il miglior acquifero terrigeno dell'area cilentana è perciò rappresentato dalla struttura idrogeologica di Monte Sacro, dove affiora una sequenza sedimentaria di tipo conglomeratico-arenacea (Formazione di M.te Sacro) capace, per le sue caratteristiche idrogeologiche ed areali, di accumulare e far circolare quantitativi idrici nettamente superiori rispetto alle altre strutture terrigene (M.te della Stella, M.te Centaurino, M.te Farneta, M.te Pruno, etc.).

Strutture idrogeologiche maggiori (M.te Sacro, M.te della Stella e M.te Centaurino)

Struttura idrogeologica di M.te Sacro

Per le sue caratteristiche sedimentologiche e strutturali, la Formazione di M.te Sacro (Selli R., 1962) rende l'omonima struttura idrogeologica il miglior acquifero terrigeno dell'area cilentana, in quanto la potente successione (circa 600 m) di conglomerati a matrice prevalente ed arenarie grossolane, e la particolare struttura sinclinalica, permettono l'immagazzinamento di riserve idriche permanenti con numerose emergenze sorgentizie, soprattutto sul lato occidentale. E' infatti su questo lato che il contatto con la cintura impermeabile sottostante, rappresentata da un livello ad olistostroma argilloso-marnoso, si ritrova a quote inferiori rispetto agli altri versanti (Guida et alii, 1980), generando così numerose sorgenti per "soglia sottoimposta" (Civita, 1972), (Sorgenti del Giuso, Vallone di Castro, Uomo Morto, Scaricatoio, Felcio, Fiume Freddo, Amarena, Acqua Vollara etc.), alcune delle quali superano anche i 30-40 l/s.

L'alto grado di permeabilità per porosità e fratturazione, dovuto al basso grado di cementazione della roccia, al notevole sistema di fratturazione (Celico P. et alii, 1993) ed alla sporadica presenza di livelli argillosi lenticolari, permette all'acqua di raggiungere profondità maggiori rispetto alle altre strutture terrigene, aumentando notevolmente la capacità ricettiva e di accumulo di questi terreni. La struttura idrogeologica di M.te Sacro è suddivisa in due settori da un lineamento tettonico a Nord di M.te Scuro, il quale individua la substruttura di M.te Falascoso-M.te Sacro, con un verso di deflusso preferenziale da E verso W e la substruttura di M.te Scuro, caratterizzata da una circolazione idrica sotterranea che avviene da E-NE verso S-SW. Il bilancio idrologico della struttura di M.te Sacro, effettuato con i dati pluviometrici relativi agli anni 1921-1970 (Guida et alii, 1980) e con un C.I.P pari al 27 % (Celico P. et alii, 1993) ha portato alla quasi parità tra l'infiltrazione efficace ($10.31 * 106 \text{ m}^3/\text{anno}$) e le portate sorgive ($10.27 * 106 \text{ m}^3/\text{anno}$), per cui si ritiene che la struttura

risulti essenzialmente chiusa e, considerati i quantitativi idrici captati (circa il 50 % dell'Ie), ancora più sfruttabile (Marrocco, 2000).

Struttura idrogeologica di M.te della Stella

Il Monte della Stella, con i suoi 1130 m s.l.m., rappresenta il rilievo montuoso più alto del Cilento antico, cioè quello che si estende tra il fiume Solofrone a Nord ed il fiume Alento a Sud-Est. La successione terrigena affiorante lungo la sezione di Monte della Stella appartiene alla parte medio alta del "Gruppo del Cilento" (Formazioni di Pollica e San Mauro) e di notevole importanza dal punto di vista idrogeologico, sono i due megastrati calcareo-marnosi all'interno della Formazione di San Mauro, i quali, con spessori di 65 m e 35 m, condizionano notevolmente la circolazione idrica sotterranea. La struttura geologica del Monte della Stella, ritenuta da sempre di tipo monoclinale, è, in effetti, caratterizzata da un andamento sinclinalico con asse orientato NW-SE, a testimonianza, insieme con le orientazioni degli assi delle pieghe minori, di un regime di raccorciamento a vergenza sudoccidentale (Marrocco, 1998).

Per quanto riguarda l'idrodinamica sotterranea, la struttura in oggetto drena, preferenzialmente, verso Nord, a testimonianza delle numerose sorgenti, delle quali, solamente qualcuna (Donnofierro, Sorbo, Acquacoperta e Faito) raggiunge i 5 l/s nei periodi di massimo afflusso idrico. Tutto ciò è spiegabile in quanto, trattandosi di una circolazione idrica che avviene a falde sospese in corrispondenza dei termini litostratigrafici più potenti e fratturati, tamponati dalle intercalazioni pelitiche, l'acqua tende a defluire parallelamente all'assetto giaciturale; inoltre, le caratteristiche strutturali dell'area, in termini di orientamento della fratturazione, conferiscono alla struttura idrogeologica una componente della conducibilità idraulica maggiore verso Nord (Marrocco, 1998).

I due megastrati calcareo-marnosi, invece, agiscono come delle "gronde" (Casciello et alii, 1994) raccogliendo le acque zenitali e quelle provenienti dal complesso superiore e convogliandole verso i punti più depressi del contatto con l'impermeabile relativo sottostante (Sorgenti Amalafede, Cannavata, Cornale, Piano delle Corti, Casentini etc.). Il complesso superiore arenaceo-conglomeratico rappresenta, grazie alla maggiore estensione areale ed al grado di approfondimento idrico maggiore, il miglior acquifero dell'area e, dal bilancio idrologico effettuato su di esso, utilizzando i dati pluviometrici relativi alle stazioni presenti nel bacino del fiume Alento, tra gli anni 1921-1977, si evince che le portate sorgive rappresentano solamente il 27 % dell'infiltrazione efficace, lasciando presupporre l'esistenza di altri recapiti del deflusso idrico sotterraneo sotto forma di discontinuità strutturali, linee d'impluvio e travasi verso le coperture terrigene quaternarie (Marrocco, Struttura idrogeologica di M.te Centaurino) Per i caratteri litostratigrafici la struttura idrogeologica di M.te Centaurino presenta caratteristiche analoghe a quella di M.te Sacro, infatti, anche in questo caso, la Formazione di M.te Sacro è sovrapposta ad un livello ad olistostroma argillosomarnoso, capace di definire un acquifero superiore e permettere la fuoriuscita delle acque sotterranee per "soglia sottoimposta" (Civita, 1972). La successione stratigrafica continua verso il basso con conglomerati, arenarie e rari livelli siltosi intervallate da un secondo livello ad olistostroma argilloso-marnoso (Guida D. et alii, 1988).

Dal bilancio idrologico si evince che solamente il 23 % della potenzialità idrica sotterranea è stato individuato come emergenze di sorgenti e che quindi esistono altri recapiti idrici non noti, da individuare soprattutto negli impluvi, nelle coltri d'alterazione superficiali e nei depositi di frana.

Studi geologici e geomorfologici di dettaglio

Carta Geolitologica di dettaglio.

Al fine di definire con minuzia la situazione geologica, si è ritenuto opportuno redigere la Carta Geolitologica di dettaglio dell'area in esame alla scala 1:5.000. Questo elaborato costituisce una carta geotematica di base che fornisce una rappresentazione particolareggiata della distribuzione areale e della disposizione stratigrafico-strutturale dei litotipi del substrato prequaternario e delle coperture quaternarie affioranti nell'ambito del territorio in oggetto. Il programma di indagine è stato eseguito secondo fasi di approfondimento successive, utilizzando:

- analisi aerofotogrammetria, attraverso cui sono state individuati i più evidenti lineamenti geologico-strutturali, con particolare riferimento al sistema degli elementi tettonici lineari ed areali (faglie);
- rilevamento geologico-tecnico di dettaglio, finalizzato alla delimitazione areale dei vari tipi di terreno affioranti e alla disposizione degli elementi lito-strutturali;
- Restituzione cartografica scala 1:5.000.

Di seguito vengono descritti i complessi geolitologici affioranti nell'area di studio. In particolare, nell'area affiorano terreni del quaternario.

Tra le formazioni del Quaternario antico nell'area si riscontrano dei depositi marini, presumibilmente del Siciliano, costituiti da puddinghe poligeniche eterometriche con clasti di dimensioni variabili da qualche decimetro a qualche centimetro immersi in una matrice arenacea giallorossastra. I depositi di copertura quaternaria rilevati nell'area di studio sono stati raggruppati nei seguenti complessi:

➤ Serie Marina di Palinuro.

La serie marina di Palinuro è costituita da sabbie limose e ciottolose ed ha uno spessore, nella parte più bassa, di circa 22.00 metri. La successione ricostruita attraverso la correlazione dei tratti esposti e le stratigrafie dei sondaggi è così costituita, dal basso:

- Calcarei dolomitici;
- Conglomerato marino fortemente cementato;
- Sabbie marine con ciottoli;

➤ Depositi eolici.

Sabbie e sabbie limose di origine dunali. Presentano un buon grado di coesione.

➤ Conglomerato di Centola.

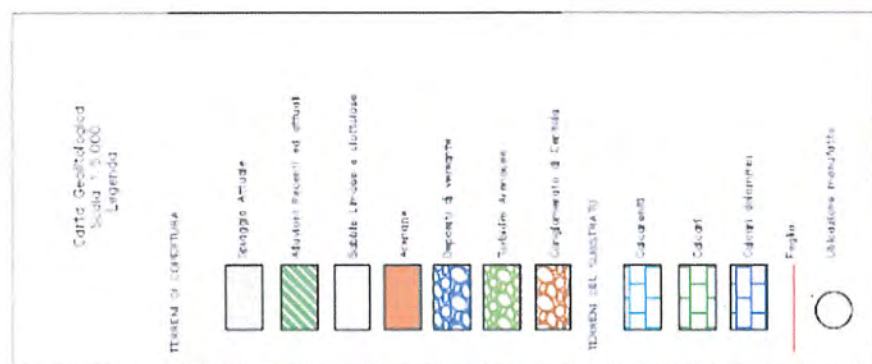
I terreni della formazione di Centola che sono costituiti da un deposito detritico caratterizzato esclusivamente da conglomerati eterometrici, mediamente cementati, ad elementi arenaceo - conglomeratici in genere arrotondati ed a diametro variabile, immersi in una abbondante matrice arenaceo - siltosa; la distribuzione areale di questi depositi conferma che la deposizione sia avvenuta lungo direttrici preferenziali. Infatti alla base il deposito risulta poco organizzato mentre, verso l'alto, si riconoscono evidenti segni di rimaneggiamento ad opera delle acque correnti, fenomeno avvenuto durante la deposizione di tali terreni come testimoniano la presenza di lenti sabbiose e siltose e l'embriciatura dei ciottoli allungati. Osservando uno sbancamento artificiale posto nella parte superiore del terreno è possibile seguire la successione sedimentaria qui presente: alla base è costituita da ciottoli con diametro intorno ai 20 - 30 cm. caratterizzati da un alto grado di arrotondamento, immerso in una matrice arenaceo - siltosa e con un generale andamento stratoide. Verso l'alto il deposito si differenzia per la minore dimensione dei clasti.;

➤ Sabbie marine

Sabbie a luoghi ciottolose. Rappresentano la spiaggia attuale.

➤ Alluvioni recenti ed attuali

Sono i depositi fluviali del Fiume Lambro

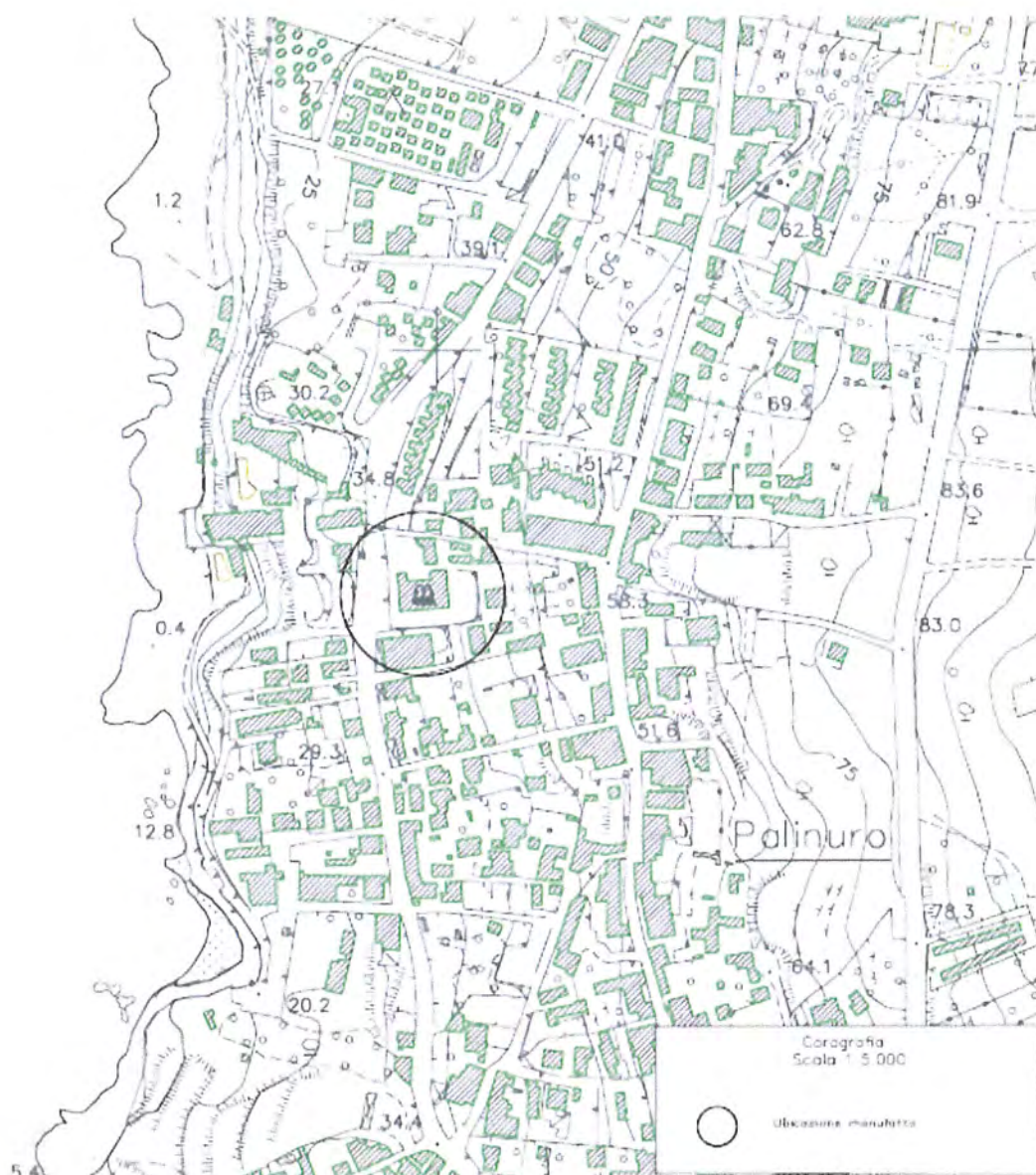


Caratterizzazione geomorfologica del sito.

Dal punto di vista geomorfologico, gli interventi da realizzare si collocano lungo il pianoro su cui si sviluppa l'abitato di Palinuro. Questi pianori sono il risultato di una normale evoluzione geomorfologica e di interventi antropici, finalizzati al miglioramento delle condizioni topografiche per un ottimale utilizzo delle aree.

La sommità del rilievo è caratterizzata da una morfologia dolce e sub-pianeggiante, con selle e dossi. Alla base del versante orientale si rinvencono forme fluviali, connesse all'evoluzione e alla dinamica del fiume Lambro ed in particolare l'alveo di magra del Lambro stesso e un'ampia superficie terrazzata. Tale superficie è delimitata ad Est da un glacis di accumulo, costituito dai materiali provenienti sia dal dilavamento dei versanti che dai sedimenti trasportati dai torrenti che insistono su tali versanti. Il versante occidentale è invece caratterizzato dalla presenza dei depositi quaternari di origine marina spiaggia. L'analisi geomorfologica, eseguita tramite rilievi diretti, estesa ad un ambito territoriale significativo, ha evidenziato che l'area oggetto di studio è parte integrante di un versante dove la morfodinamica in atto è legata esclusivamente ad una limitatissima attività di ruscellamento delle acque superficiali. Gli approfondimenti effettuati consentono di affermare che l'area prescelta per la realizzazione dell'intervento in oggetto risulta stabile e si ritiene di poter escludere fenomeni di instabilità geostatica.

Gli approfondimenti effettuati consentono di affermare che l'area prescelta per la realizzazione dell'intervento in oggetto risulta stabile e si ritiene di poter escludere fenomeni di instabilità geostatica.



Caratterizzazione geostratigrafica e geotecnica dei terreni.

Sulla scorta dei dati ricavati dall'indagine geomorfologiche e geologiche estese, è stato impostato un approfondimento di indagine sulle aree di intervento al fine di caratterizzare i terreni ivi affioranti sotto l'aspetto geostratigrafico e geotecnico. E' stata ricostruita la seguente stratigrafia dei terreni con i relativi valori delle principali caratteristiche geotecniche:

I strato: il cui spessore è variabile tra 4.00 e 7.80 metri è costituito da un complesso litologico costituito da ciottolame immerso in una abbondante matrice sabbiosa. Costituisce la parte superiore e la struttura più sabbiosa della Formazione Marina ed Eolica di Palinuro;

Parametri geotecnici del complesso litologico:

Peso di volume naturale: 2.27 (t/mc)

Angolo di attrito interno: 38°

Densità relativa: 87 (%)

Coesione non drenata: 0.54 (kg/cmq)

Modulo di Young: 493 kg/cmq

Modulo di taglio: 1156 kg/cmq

Modulo edometrico: 438 kg/cmq

II strato: con spessore indefinito, costituito dal substrato, di natura calcarea – calcarea-dolomitica.

Parametri geotecnici del complesso litologico:

Peso di volume naturale: 2.88 (t/mc)

Angolo di attrito interno: 45°

Densità relativa: 102 (%)

Coesione non drenata: 4.24 (kg/cmq)

Modulo di Young: 1025 kg/cmq (48,30 MPa)

Modulo di taglio: 2247 kg/cmq

Modulo edometrico: 847 kg/cmq

Condizioni geosismiche dell'area

La legislazione antisismica vigente suddivide il territorio nazionale in tre categorie sismiche (elevata, media e bassa) e ad ognuna di esse assegna un «grado di sismicità S » pari rispettivamente a 12, 9 e 6. A ciascuna delle suddette categoria di rischio assegna altresì un «coefficiente d'intensità sismica C » definito dalla relazione:

$$C = (S-2)/100$$

e quindi per la I categoria sismica: $C = 0.1g$; per la II: $C = 0.07g$, mentre per la III: $C = 0.04g$. Detto parametro C rappresenta l'accelerazione massima orizzontale in superficie (cioè la prima ordinata spettrale) e quindi la sollecitazione massima alla quale i manufatti devono rispondere elasticamente. In tal modo ad ogni comune, inserito in una determinata categoria sismica, compete un valore prefissato del coefficiente d'intensità sismica. Ne consegue che l'influenza esercitata dalle condizioni geologiche locali (caratteristiche litostratigrafiche, geomeccaniche, idrogeologiche e morfologiche) sulla modifica di forme ed ordinate spettrali non viene tenuta nella giusta considerazione.

La normativa tecnica vigente stabilisce che bisogna definire le zone omogenee relativamente alla risposta geologico-meccanica dei terreni superficiali e dei terreni interessati dalle opere di fondazione. In tal senso si procede ad una zonazione sismica che viene effettuata basandosi su una puntuale classificazione tecnica delle «litofacies» presenti nell'area in esame ed in particolare su valori di densità media dei terreni in sito e sui valori delle velocità medie di propagazione delle onde sismiche longitudinali nell'orizzonte considerato.

Il ruolo esercitato dal terreno sull'intensità dell'accelerazione sismica in superficie, quindi, viene affidato a questo parametro « ϵ » che consente di incrementare il coefficiente di intensità sismica C (ossia le azioni sismiche di progetto « F ») fino ad un massimo del 30% rispetto a quelle definite dall'appartenenza a quella determinata categoria sismica.

Il valore del suddetto "coefficiente di fondazione ϵ " di norma viene assunto uguale ad 1, ma può essere incrementato fino ad un massimo di 1,3 in presenza di depositi alluvionali di spessore variabile da 5 a 20 metri, sovrastanti terreni coesivi o litoidi con caratteristiche meccaniche significativamente superiori.

Carrara e Rapolla (1987), per definire il valore del parametro " ϵ " hanno proposto di utilizzare relazioni empiriche dirette fra la rigidità sismica " R " sperimentalmente determinata ed il coefficiente di intensità sismica " C ".

Il minimo valore di " ϵ " viene assegnato ai terreni con valori di rigidità " R " superiori a 1.5 ($V_s > 750$ m/s; $g \geq 2.0$ T/mc), cui compete il minimo incremento sismico.

Per contro, il massimo valore di C viene associato ai litotipi con valori di rigidità R inferiori a 0.15 ($V_s > 125$ m/s; $g \leq 1.25$ T/mc), cui compete un elevato valore di incremento sismico.

Se si accettano incrementi delle azioni sismiche di progetto " F ", nella misura massima del 30%, la relazione tra la rigidità " R " ed il coefficiente di intensità sismica " C " può essere linearizzata. In definitiva dunque, per valori di R inferiori a 0.1 si adotterà sempre il valore di $\epsilon=1,3$, mentre per valori di R superiori a 1,5 si assumerà sempre il valore $\epsilon = 1$. Per valori intermedi, invece, dovranno utilizzarsi i fattori di incremento di seguito tabellati:

Intervallo Rigidità (R) Coefficiente di fondazione (s)

I > 1.5	1.0
II $1.5 \div 0.5$	1.1
III $0.5 \div 0.1$	1.2
IV < 0.1	1.3

La rigidità verrà calcolata come media ponderata delle rigidità sismiche dei vari sismostrati costituenti lo spessore dei sedimenti considerati:

$$R = \gamma \cdot V_s = (\sum 1/n \cdot \gamma \cdot V_s \cdot h) / \sum 1/n \cdot h$$

Se il fattore di incremento così determinato dovesse risultare superiore a 1, si moltiplicherà il valore di detto incremento per il "coefficiente di intensità sismica "C" e quindi si procederà alla modifica dello spettro di risposta del terremoto di progetto inerente al sito considerato.

Il D.M. del 07/03/1981 e la Deliberazione N. 5447 del 07/11/2002 della Giunta Regionale fissano per il Comune di Centola un grado di sismicità **S** pari a **6** (3° categoria), a cui corrisponde un coefficiente di intensità sismica: $C = (S-2)/100 = 0.04$;

tale coefficiente rappresenta il fattore di accelerazione alla quale si vuole che qualsiasi struttura in superficie risponda elasticamente. Al grado di sismicità indicato corrisponde un terremoto di progetto con intensità (**I**) pari a 6.0 gradi della scala Mercalli Modificata.

E' noto però che gli effetti sismici in superficie si manifestano con una messa in accelerazione delle particelle del suolo con una fenomenologia dipendente essenzialmente dalla geologia locale (risposta sismica in sito). La presenza di terreni a rigidità inferiori a quello di riferimento regionale (serie carbonatiche di piattaforma a rigidità 10 MN/m-3 sec) e le caratteristiche geotecniche dei terreni sono gli elementi che possono indurre un incremento dell'Intensità Sismica Locale; la stima dei predetti incrementi può avvenire adottando la relazione empirica di Medveded, che considera il valore della rigidità od impedenza sismica locale (prodotto tra massa volumica e velocità delle onde di compressione).

L'area in studio ricade in una zona a medio-bassa amplificazione sismica, infatti l'incremento dell'intensità sismica locale, nei terreni del sito, generato dalla variazione della rigidità e dalla profondità del piano campagna della falda idrica va da 1.0 a 1.5.

Il coefficiente previsto dalla vigente normativa, che tiene in conto le caratteristiche del terreno di fondazione, è il coefficiente ϵ che nel nostro caso, sulla base di considerazioni

morfologiche e geotecniche e di parametri desunti da altre indagini per terreni congruenti con quelli in studio, verrà adottato con un valore pari a 1.1.

Categorie di sottosuolo e condizioni topografiche (NTC 2018)

Categorie di sottosuolo

Ai fini della definizione dell'azione sismica di progetto, l'effetto della risposta sismica locale si valuta mediante specifiche analisi, da eseguire con le modalità indicate nel § 7.11.3. delle NTC. In alternativa, qualora le condizioni stratigrafiche e le proprietà dei terreni siano chiaramente riconducibili alle categorie definite nella Tab. 3.2.II, si può fare riferimento a un approccio semplificato che si basa sulla classificazione del sottosuolo in funzione dei valori della velocità di propagazione delle onde di taglio, V_S . I valori dei parametri meccanici necessari per le analisi di risposta sismica locale o delle velocità V_S per l'approccio semplificato costituiscono parte integrante della caratterizzazione geotecnica dei terreni compresi nel volume significativo, di cui al § 6.2.2 delle NTC.

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

La classificazione del sottosuolo si effettua in base alle condizioni stratigrafiche ed ai valori della velocità equivalente di propagazione delle onde di taglio, $V_{S,eq}$ (in m/s), definita dall'espressione:

$$V_{S,eq} = \frac{H}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_{S,i}}}$$

con:

h_i spessore dell' i -esimo strato;

$V_{S,i}$ velocità delle onde di taglio nell' i -esimo strato;

N numero di strati;

H profondità del substrato, definito come quella formazione costituita da roccia o terreno molto rigido, caratterizzata da V_S non inferiore a 800 m/s.

Per le fondazioni superficiali, la profondità del substrato è riferita al piano di imposta delle stesse, mentre per le fondazioni su pali è riferita alla testa dei pali. Nel caso di opere di sostegno di terreni naturali, la profondità è riferita alla testa dell'opera. Per muri di sostegno di terrapieni, la profondità è riferita al piano di imposta della fondazione.

Per depositi con profondità H del substrato superiore a 30 m, la velocità equivalente delle onde di taglio $V_{S,eq}$ è definita dal parametro V_{S30} , ottenuto ponendo $H=30$ m nella precedente espressione e considerando le proprietà degli strati di terreno fino a tale profondità.

Le categorie di sottosuolo che permettono l'utilizzo dell'approccio semplificato sono definite in Tab. 3.2.II

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

Categoria	Caratteristiche della superficie topografica
A	Annessi 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.

Per queste cinque categorie di sottosuolo, le azioni sismiche sono definibili come descritto al § 3.2.3 delle NTC.

Per qualsiasi condizione di sottosuolo non classificabile nelle categorie precedenti, è necessario predisporre specifiche analisi di risposta locale per la definizione delle azioni sismiche.

Condizioni topografiche

Per condizioni topografiche complesse è necessario predisporre specifiche analisi di risposta sismica locale. Per configurazioni superficiali semplici si può adottare la seguente classificazione (Tab. 3.2.III):

Tab. 3.2.III – Categorie topografiche

Categoria	Caratteristiche della superficie topografica
T1	Superficie pianeggiante, pendii e rilievi isolati con inclinazione media $i \leq 15^\circ$
T2	Pendii con inclinazione media $i > 15^\circ$
T3	Rilievi con larghezza in cresta molto minore che alla base e inclinazione media $15^\circ \leq i \leq 30^\circ$
T4	Rilievi con larghezza in cresta molto minore che alla base e inclinazione media $i > 30^\circ$

Le su esposte categorie topografiche si riferiscono a configurazioni geometriche prevalentemente bidimensionali, creste o dorsali allungate, e devono essere considerate nella definizione dell'azione sismica se di altezza maggiore di 30 m.

Valutazione dell'azione sismica

Descrizione del moto sismico in superficie e sul piano di fondazione

Ai fini delle presenti norme l'azione sismica è caratterizzata da 3 componenti traslazionali, due orizzontali contrassegnate da X ed Y ed una verticale contrassegnata da Z, da considerare tra di loro indipendenti. Salvo quanto specificato nel § 7.11 per le opere e i sistemi geotecnici, la componente verticale verrà considerata ove espressamente specificato (Capitolo 7 delle NTC) e purché il sito nel quale sorge la costruzione sia caratterizzato da

un'accelerazione al suolo, così come definita nel paragrafo §3.2.3.2 delle NTC, pari ad $a_g \square 0,15g$.

Le componenti possono essere descritte, in funzione del tipo di analisi adottata, mediante una delle seguenti rappresentazioni:

- accelerazione massima in superficie;
- accelerazione massima e relativo spettro di risposta in superficie;
- storia temporale del moto del terreno.

Sulla base di apposite analisi di risposta sismica locale si può poi passare dai valori in superficie ai valori sui piani di riferimento definiti nel paragrafo 3.2.2 delle NTC; in assenza di tali analisi l'azione in superficie può essere assunta come agente su tali piani. Le due componenti ortogonali indipendenti che descrivono il moto orizzontale sono caratterizzate dallo stesso spettro di risposta

o dalle due componenti accelerometriche orizzontali del moto sismico. La componente che descrive il moto verticale è caratterizzata dal suo spettro di risposta o dalla componente accelerometrica verticale. In mancanza di documentata informazione specifica, in via semplificata l'accelerazione massima e lo spettro di risposta della componente verticale attesa in superficie possono essere determinati sulla base dell'accelerazione massima e dello spettro di risposta delle due componenti orizzontali. La componente accelerometrica verticale può essere correlata alle componenti accelerometriche orizzontali del moto sismico.

Quale che sia la probabilità di superamento PVR nel periodo di riferimento VR, la definizione degli spettri di risposta elastici, degli spettri di risposta di progetto e delle storie temporali del moto del terreno è fornita ai paragrafi successivi.

Spettro di risposta elastico in accelerazione

Lo spettro di risposta elastico in accelerazione è espresso da una forma spettrale (spettro normalizzato) riferita ad uno smorzamento convenzionale del 5%, moltiplicata per il valore della accelerazione orizzontale massima a_g su sito di riferimento rigido orizzontale. Sia la forma spettrale che il valore di a_g variano al variare della probabilità di superamento nel periodo di riferimento PVR (vedi paragrafi 2.4 e 3.2.1 delle NTC).

Gli spettri così definiti possono essere utilizzati per strutture con periodo fondamentale minore o uguale a 4,0 s. Per strutture con periodi fondamentali superiori lo spettro deve essere definito da apposite analisi oppure l'azione sismica deve essere descritta mediante storie temporali del moto del terreno.

Spettro di risposta elastico in accelerazione delle componenti orizzontali

Lo spettro di risposta elastico in accelerazione della componente orizzontale del moto sismico, S_e , è definito dalle espressioni seguenti:

$$0 \leq T < T_B \quad S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_o \cdot \left[\frac{T}{T_B} + \frac{1}{\eta \cdot F_o} \left(1 - \frac{T}{T_B} \right) \right]$$

$$T_B \leq T < T_C \quad S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_o$$

$$T_C \leq T < T_D \quad S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_o \cdot \left(\frac{T_C}{T} \right)$$

$$T_D \leq T \quad S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_o \cdot \left(\frac{T_C \cdot T_D}{T^2} \right)$$

nelle quali:

T è il periodo proprio di vibrazione;

S è il coefficiente che tiene conto della categoria di sottosuolo e delle condizioni topografiche mediante la relazione seguente

$$S = S_S \cdot S_T \quad \text{3.2.3}$$

essendo SS il coefficiente di amplificazione stratigrafica (vedi Tab. 3.2.IV) e ST il coefficiente di amplificazione topografica (vedi

Tab. 3.2.V);

η è il fattore che altera lo spettro elastico per coefficienti di smorzamento viscosi convenzionali η diversi dal 5%, mediante la

Relazione

Amplificazione stratigrafica dell'azione sismica del sito

Per sottosuolo di categoria A i coefficienti SS e CC valgono 1.

Per le categorie di sottosuolo B, C, D ed E i coefficienti SS e CC possono essere calcolati, in funzione dei valori di F_0 e T_c^* relativi al sottosuolo di categoria A, mediante le espressioni fornite nella Tab. 3.2.IV, nelle quali $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ è l'accelerazione di gravità e T_c^* è espresso in secondi.

Tab. 3.2.IV – Espressioni di S_s e di C_c

Categoria sottosuolo	S_s	C_c
A	1,00	1,00
B	$1,00 \leq 1,40 - 0,40 \cdot F_0 \cdot \frac{a_s}{g} \leq 1,20$	$1,10 \cdot (T_c^*)^{-0,20}$
C	$1,00 \leq 1,70 - 0,60 \cdot F_0 \cdot \frac{a_s}{g} \leq 1,50$	$1,05 \cdot (T_c^*)^{-0,33}$
D	$0,90 \leq 2,40 - 1,50 \cdot F_0 \cdot \frac{a_s}{g} \leq 1,80$	$1,25 \cdot (T_c^*)^{-0,50}$
E	$1,00 \leq 2,00 - 1,10 \cdot F_0 \cdot \frac{a_s}{g} \leq 1,60$	$1,15 \cdot (T_c^*)^{-0,40}$

Amplificazione topografica

Per tener conto delle condizioni topografiche e in assenza di specifiche analisi di risposta sismica locale, si utilizzano i valori del coefficiente topografico ST riportati nella Tab. 3.2.V, in funzione delle categorie topografiche definite nel § 3.2.2 delle NTC e dell'ubicazione dell'opera o dell'intervento.

Tab. 3.2.V – Valori massimi del coefficiente di amplificazione topografica S_T

Categoria topografica	Ubicazione dell'opera o dell'intervento	S_T
T1	-	1,0
T2	In corrispondenza della sommità del pendio	1,2
T3	In corrispondenza della cresta di un rilievo con pendenza media minore o uguale a 30°	1,2
T4	In corrispondenza della cresta di un rilievo con pendenza media maggiore di 30°	1,4

Dall'interpretazione dei dati geofisici (MASW) eseguita si evince un quadro stratigrafico, caratterizzato dalle variabilità geofisiche, schematizzabile mediante un modello a tre strati:

- il primo con velocità media di **424 m/s** e spessore di circa 8.00 metri; velocità associata a depositi litoidi più o meno compatti costituiti da sabbie e sabbie ciottolose;
- il secondo con velocità superiore a 1000 m/s e spessore di 150.00 metri; Da quanto esposto in precedenza, si evince che la categoria di suolo considerata è la 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.) con **$V_{s30} = 520$ m/s**, quindi con valore di **$360 < V_{s30} < 800$ m/s**.

I valori di **accelerazioni (ag/g)** di ancoraggio dello spettro di risposta elastico e le norme progettuale e costruttive da applicare sono **$ag = 0.15g$** , con

CATEGORIA SUOLO	S	TB	TC	TD
B	1,25	0,15	0,5	2

Categoria Topografica:

T2	<i>Pendii con inclinazione media $i > 15^\circ$</i>
-----------	---

Liquefazione delle sabbie.

I fenomeni di liquefazione che interessano i depositi sabbiosi saturi dipendono da:

- proprietà geotecniche dei terreni
- caratteristiche delle vibrazioni sismiche e loro durata
- genesi e storia geologica dei terreni
- fattori ambientali

Un terreno incoerente saturo, in assenza di sollecitazioni sismiche è soggetto soltanto alla pressione litostatica, dovuta al peso dei sedimenti sovrastanti (in campo libero e con superficie piana).

Durante una sollecitazione sismica vengono indotte nel terreno delle sollecitazioni cicliche di taglio, dovute alla propagazione delle onde sismiche verso la superficie, mentre la pressione litostatica resta costante. Per tutta la durata della scossa ogni elemento di terreno soggetto ad una serie di sforzi tangenziali che cambiano ripetutamente verso ed ampiezza.

Nel terreno si possono generare fenomeni di liquefazione se la scossa sismica produce un numero di cicli tale da far sì che la pressione interstiziale uguagli la pressione di confinamento. Nei depositi la pressione di confinamento aumenta con la profondità, mentre l'ampiezza dello sforzo di taglio indotto dal sisma diminuisce. La resistenza alla liquefazione quindi è maggiore con la profondità. Quindi, maggiore è la durata di un terremoto più alta è la possibilità che si arrivi (maggior numero di cicli) alla liquefazione. Inoltre, maggiore è l'ampiezza della vibrazione e della deformazione indotta e minore è il numero di cicli necessari per giungere a tale condizione.

Il terreno può essere però soggetto a sforzi di taglio statici dovuti alla presenza di strutture in superficie o alla sua particolare posizione (per es. al di sotto di un versante). In questo caso l'instaurarsi del fenomeno della liquefazione dipende, oltre che dalle caratteristiche del sisma, anche dal rapporto che si stabilisce tra le tensioni di taglio indotte da quest'ultimo e quelle statiche preesistenti al terremoto.

La probabilità che un deposito raggiunga le condizioni per la liquefazione dipende anche dallo stato di addensamento, dalla composizione granulometrica, dalle condizioni di drenaggio, dalla storia delle sollecitazioni sismiche e dall'età del deposito stesso.

Tanto minore è il grado di addensamento del materiale (elevato indice dei vuoti e bassa densità relativa) tanto maggiore è la probabilità che, a parità di altre condizioni, un deposito raggiunga lo stato di liquefazione. Anche la distribuzione, la forma delle particelle e il grado di uniformità influenzano notevolmente il fenomeno, per le implicazioni che questi fattori hanno sulla resistenza al taglio e per il modo di dissiparsi della pressione interstiziale in eccesso.

Per quanto riguarda la storia delle sollecitazioni sismiche su un deposito si può affermare che precedenti deformazioni moderate influiscano positivamente sulla resistenza del deposito, mentre una storia caratterizzata da alti livelli di deformazione (deposito già soggetto a liquefazione) ha effetti negativi sul potenziale di riliquefazione.

I depositi sabbiosi con più alto potenziale di liquefazione sono i più recenti. A parità di composizione e di altre condizioni lo stesso deposito, se più antico, avrà sviluppato legami intergranulari e cementazioni sempre più forti con il tempo. Inoltre la struttura di un deposito antico sarà resa più stabile e omogenea per gli effetti delle vibrazioni indotte da precedenti terremoti di piccola entità.

Per liquefazione di un terreno s'intende il quasi totale annullamento della sua resistenza al taglio con l'assunzione del comportamento meccanico caratteristico dei liquidi.

Se si esprime la resistenza al taglio attraverso la relazione di Coulomb:

$$\tau = c + (\sigma_{v0} - u) \tan \phi$$

con:

c = coesione del terreno

σ_{v0} = pressione litostatica totale agente alla profondità d'indagine

u = pressione interstiziale dell'acqua

φ = angolo di resistenza al taglio del terreno,

È evidente che la grandezza $\langle \tau \rangle$ si può annullare solo nel caso in cui siano verificate le condizioni:

a) $c = 0$;

b) $(\sigma_{v0} - u) = 0$;

(il caso $\varphi = 0$ non ha importanza pratica, perché può verificarsi solo in terreni coesivi in condizioni non drenate, dove però la condizione $\langle c=0 \rangle$ non può ovviamente verificarsi).

La condizione a) vieta che il fenomeno della liquefazione possa verificarsi in terreni coesivi o incoerenti ma con una significativa frazione argillosa o limosa plastica.

La condizione b) si verifica, quando la pressione interstiziale uguaglia la pressione totale esercitata ad una data profondità dalla colonna di terreno sovrastante e dagli eventuali sovraccarichi presenti in superficie ($\sigma_{v0} = u$). In definitiva il fenomeno della liquefazione si può manifestare preferibilmente in depositi sciolti non coesivi posti sotto falda, in seguito ad eventi che producano un forte aumento della pressione interstiziale dell'acqua.

Fattori che predispongono alla liquefazione.

Di seguito si descrivono, nel dettaglio, i fattori principali che predispongono un terreno alla liquefazione, prima di passare ad illustrare i metodi di calcolo della suscettibilità.

Fattori geologici-geotecnici.

Poichè ai terreni incoerenti sono associati generalmente valori del coefficiente di permeabilità relativamente elevati, l'applicazione di sovraccarichi graduali (per es. dovuti alla costruzione di un fabbricato) non conduce a significativi incrementi di $\langle u \rangle$. In questi casi

infatti non si generano gradienti di pressione fra la zona sollecitata e quella indisturbata tali da produrre rapidi flussi idrici fra le due zone. I vuoti dello scheletro solido sono quasi sempre sufficientemente larghi da non ostacolare questo flusso. Nel caso viceversa di sollecitazioni intense sottoposte ad incrementi rapidi, come si verifica durante un evento sismico, i gradienti di pressione che si generano possono essere tali da produrre elevati flussi idrici dall'interno verso l'esterno. Se il fenomeno si manifesta in depositi incoerenti a granulometria relativamente fine (per es. sabbie fini), la larghezza limitata dei vuoti dello scheletro tenderà ad ostacolare il flusso idrico, con il conseguente sviluppo di elevate pressioni neutre. Oltre alla granulometria, altri fattori condizionano la suscettibilità di un deposito sciolto al fenomeno della liquefazione. I principali sono la profondità del livello potenzialmente liquefacibile ed il suo grado di addensamento. Con l'aumentare della profondità del deposito diminuisce la probabilità di liquefazione dello stesso durante l'evento sismico. È evidente infatti che con l'aumentare della profondità siano richiesti valori di σ_v sempre più elevati per annullare la pressione litostatica crescente. Inoltre con la profondità tende a diminuire anche l'intensità delle sollecitazioni indotte dal sisma. L'influenza della pressione litostatica permette di spiegare il fenomeno della migrazione della liquefazione dai depositi più superficiali a quelli più profondi. I livelli meno profondi sono quelli che per primi subiscono la liquefazione, che è facilitata dalla minore pressione litostatica.

Gli strati più profondi, che inizialmente non subiscono il fenomeno, nel momento in cui il deposito superiore va in liquefazione risentono di un calo del peso della colonna di terreno sovrastante, evento che aumenta la probabilità che anch'essi subiscano la liquefazione. Fondamentale è anche il grado di addensamento del terreno, esprimibile attraverso il parametro densità relativa (D_r %).

I terreni molto addensati, se sollecitati, subiscono un aumento di volume (fenomeno di dilatanza) con conseguente diminuzione della D_r %, che tende a portarsi verso un valore critico, variante in funzione principalmente della granulometria del deposito. L'aumento di volume ha come conseguenza, nei depositi saturi, un richiamo dell'acqua dall'esterno verso l'interno, con creazione di una $<u>$ di segno negativo (cioè si ha un aumento del termine $(\sigma_{v0} - u)$). L'esatto contrario avviene in terreni poco addensati, dove una sollecitazione tende a produrre una diminuzione di volume, con conseguente flusso idrico verso l'esterno e la generazione di una $<u>$ di segno positivo (diminuisce il valore di $(\sigma_{v0} - u)$). In conclusione si possono ritenere potenzialmente liquefacibili quei depositi sciolti che presentano le seguenti caratteristiche:

- granulometricamente sono sabbie da fini a medie con contenuto in fine variabile generalmente dallo 0 al 25%;
- si trovano sotto falda;
- sono da poco a mediamente addensati.
- si trovano a profondità relativamente basse (di solito inferiori ai 15 metri).

Fattori legati all'evento sismico.

Durante un terremoto il terreno può essere visto come sottoposto ad una serie di cicli di carico variabili in intensità e numero in funzione della magnitudo del sisma stesso. In terremoti di elevata magnitudo è sufficiente un numero ridotto di cicli di carico per produrre la liquefazione del deposito, poiché ad ogni ciclo è associata una sollecitazione dinamica di maggiore intensità. In terremoti di minore magnitudo lo stesso effetto lo si ottiene con un numero superiore di cicli di carico. In definitiva quindi una elevata magnitudo del sisma (maggiore intensità degli sforzi di taglio applicati al terreno) e una lunga durata dello stesso

(maggior numero di cicli di carico) rendono più probabile l'iniziarsi della liquefazione in un deposito sabbioso saturo. È da notare che in livelli sabbiosi già sottoposti in passato a liquefazione lo scheletro solido assume configurazioni meno vulnerabili (cresce in pratica il grado di addensamento), che rendono meno probabile il ripresentarsi del fenomeno.

Nel caso in studio, la falda è assente. Si ritiene quindi il sito NON predisposto al fenomeno della liquefazione delle sabbie.

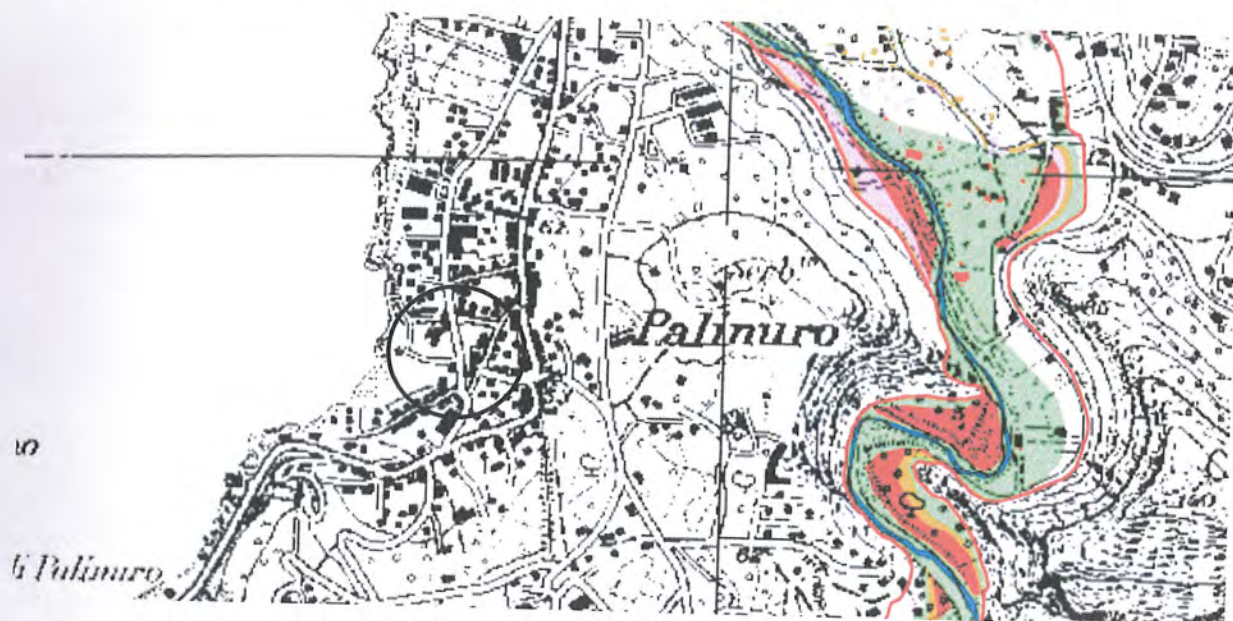
Scenari di rischio esaminati nell'ambito del progetto.

Il concetto di scenario di rischio

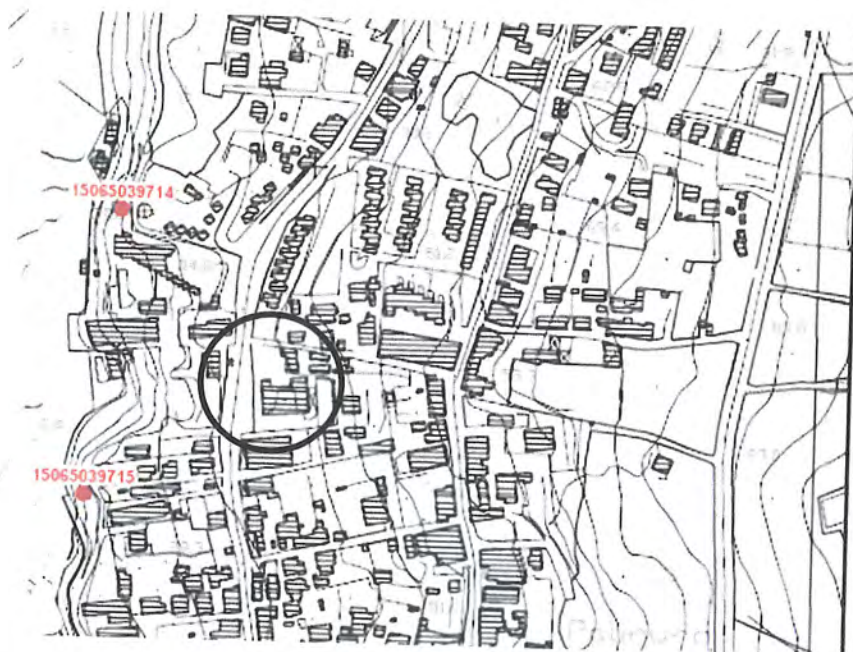
La funzione fondamentale degli scenari di rischio è di prevedere le conseguenze di un determinato evento sul territorio, per poter su questa base definire le risorse (umane e strumentali) e le procedure di intervento con cui farvi fronte. Dopo aver effettuato un'analisi della pericolosità del territorio, intesa come possibilità di accadimento di eventi catastrofici, è l'analisi della vulnerabilità del sistema antropico (bersagli) e della vulnerabilità territoriale al danno (risorse) che permette di comprendere meglio l'estensione e la severità dei potenziali danni e la capacità del sistema di tornare alla normalità, sulla quale si deve agire in fase preventiva. Dalla combinazione di queste informazioni si può ottenere una classificazione del territorio in funzione del rischio e su questa base sviluppare le fasi successive della pianificazione. A livello di Autorità di Bacino Sinistra Sele, tre sono i rischi territoriali ritenuti predominanti per entità e probabilità di accadimento:

- a) Rischio Alluvioni
- b) Rischio Erosione Costiera.
- c) Rischio Frane

- a) Rischio Alluvione. L'Area non rientra tra quelle individuate a Rischio Alluvione.



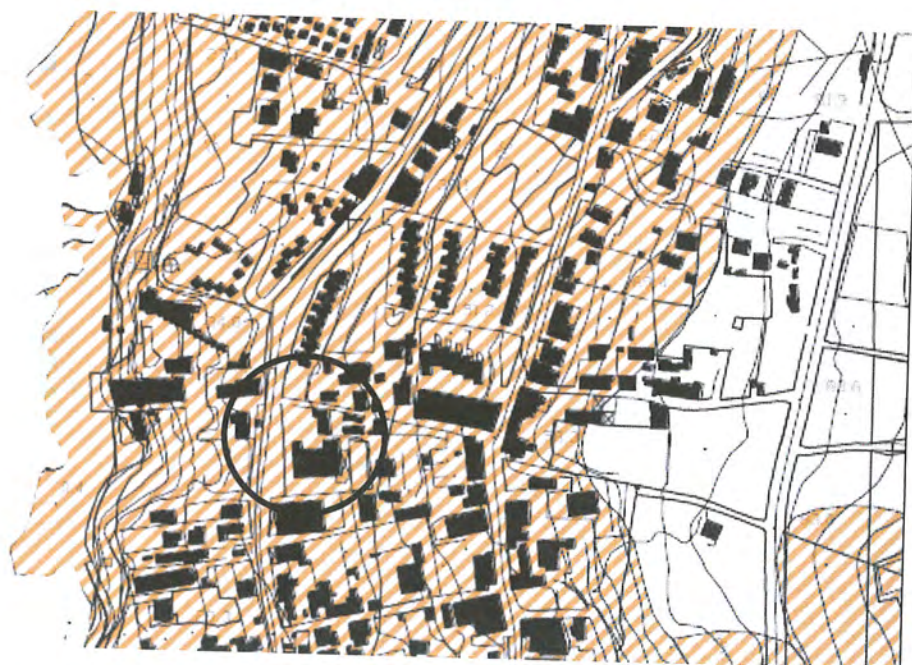
- b) Rischio Erosione Costiera. Il sito non è interessato dal Rischio Erosione costiera.
- c) Rischio Frane. L'Area non rientra tra quelle individuate a Rischio/Pericolosità da Frane.



Carta Inventario Frane AdB Campania Sud



Carta Rischio Frane AdB Campania Sud



Carta Pericolo Frane AdB Campania Sud

Compatibilità intervento alle Norme di Salvaguardia AdB.

Con Decreto del Presidente Giunta n. 142 del 15/05/2012 sono state accorpate le "Autorita' di bacino interregionale del fiume Sele", "Autorita' di bacino regionale Destra Sele" e "Autorita' di bacino regionale Sinistra Sele" nell'unica "Autorita' di bacino regionale Campania Sud ed interregionale per il bacino idrografico del fiume Sele". Dalle carte del rischio e della pericolosità del Piano Stralcio, emanate dell'Autorità di Bacino Regionale Campania Sud ed Interregionale per il bacino idrografico del Fiume Sele, (ex Autorità di Bacino Regionale Sinistra Sele), aggiornato nel marzo 2012 ed attualmente vigente, il sito interessato dall'intervento rientra:

Rischio Frane:

Rischio Frane Moderato (R1): **NO**

Rischio Frane Medio (R2): **NO**

Rischio Frane Elevato (R3): **NO**

Rischio Frane Molto Elevato (R4): **NO**

+



Carta Rischio Frane AdB Campania Sud

Pericolosità da Frane:

Pericolosità da Frane Moderata (P1): **NO**

Pericolosità da Frane Media (P2): **NO**

Pericolosità da Frane Elevata (P3): **NO**

Pericolosità da Frane Molto Elevata (P4): **NO**

Pericolosità d'Ambito

Pericolosità d'Ambito Frane Moderata (Pa1): **NO**

Pericolosità d'Ambito Frane Media (Pa2): **NO**

Pericolosità d'Ambito Frane Elevata (Pa3): **SI**

Pericolosità d'Ambito Frane Molto Elevata (Pa4): **NO**



Carta Pericolo Frane AdB Campania Sud

In tale ambito il Testo Unico Coordinato delle Norme di Attuazione del PSAI relativi ai Bacini Idrografici Regionali in Dx e Sx Sele ed Interregionale del Fiume Sele prevede:

ARTICOLO 40 - Aree di pericolo da ambito da dissesti di versante

1. Le aree di pericolosità da ambito da dissesti di versante sono qualificate dalla propensione moderata, media, elevata o molto elevata ad innescare fenomeni di movimenti franosi come quelli dell'ambito di riferimento e sono rispettivamente individuate nelle cartografie di piano come Pa1, Pa2, Pa3, Pa4.

2. Nelle aree classificate a pericolosità da ambito da dissesti di versante, fatta eccezione per gli interventi di cui al comma 1 lettera a), b) e c) dell'art. 3 del D.Lvo n. 380/2001, è necessario dimostrare che gli interventi non alterino l'equilibrio idrogeologico dell'area interessata e dell'ambito geomorfologico di riferimento mediante la redazione di:

a. uno studio geologico di dettaglio, per le aree classificate Pa1 e Pa2;

b. uno studio di compatibilità geologica, per le aree classificate Pa3 e Pa4, da redigersi con i contenuti di cui all'articolo 51 in conformità degli indirizzi e delle indicazioni di cui all'allegato H.

Rischio Idraulico:

Rischio Idraulico Moderato (R1): **NO**

Rischio Idraulico Medio (R2): **NO**

Rischio Idraulico Elevato (R3): **NO**

Rischio Idraulico Molto Elevato (R4): **NO**

Pericolosità Idraulica:

Fascia Fluviale A: **NO**

Fascia Fluviale B1: **NO**

Fascia Fluviale B2: NO

Fascia Fluviale B3: NO

Fascia Fluviale C: NO



Carta Rischio Alluvione AdB Campania Sud

Gli interventi previsti in progetto, non comportano un ulteriore carico urbanistico, non interferiscono negativamente con le condizioni di stabilità dell'area e non peggiorano l'attuale equilibrio geomorfologico del sito.

Pertanto, sulla base delle considerazioni su esposte, **si ritiene pienamente verificata la compatibilità idrogeologica degli interventi da effettuare**, in quanto del tutto compatibili con i vari vincoli esistenti sul territorio.

Conclusioni.

Sulla base degli specifici sopralluoghi e delle analisi condotte, così come descritte nella presente relazione, si può sostenere che gli interventi da realizzare presentino compatibilità geologica. Non si sono ravvisate condizioni progettuali che possono creare destabilizzazione dell'attuale assetto idrografico, idrogeologico e geomorfologico del sito. Pertanto,

considerando che l'intervento non determina condizioni di criticità geologica ostative la sua realizzazione, dalle risultanze degli elementi conoscitivi acquisiti, si esprime parere geologico favorevole alla fattibilità geologica dell'intervento. Tra l'altro, l'area non rientra tra quelle individuate a Rischio Frana e non rientra tra quelle individuate a Rischio Alluvione ed a Rischio Erosione Costiera dall'Autorità di Bacino Regionale Campania Sud. Ai fini progettuali si suggeriscono i seguenti valori delle caratteristiche geotecniche dei terreni:

I strato: il cui spessore è variabile tra 4.00 e 7.80 metri è costituito da un complesso litologico costituito da ciottolame immerso in una abbondante matrice sabbiosa.

Parametri geotecnici del complesso litologico:

Peso di volume naturale: 2.27 (t/mc)

Angolo di attrito interno: 38°

Densità relativa: 87 (%)

Coesione non drenata: 0.54 (kg/cmq)

Modulo di Young: 493 kg/cmq

Modulo di taglio: 1156 kg/cmq

Modulo edometrico: 438 kg/cmq

II strato: con spessore indefinito, costituito dal substrato, di natura calcarea – calcarea-dolomitica.

Parametri geotecnici del complesso litologico:

Peso di volume naturale: 2.88 (t/mc)

Angolo di attrito interno: 45°

Densità relativa: 102 (%)

Coesione non drenata: 4.24 (kg/cmq)

Modulo di Young: 1025 kg/cmq

Modulo di taglio: 2247 kg/cmq

Modulo edometrico: 847 kg/cmq

Il Sito presenta il seguente comportamento sismico:

Categoria di suolo da considerare 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.).

I valori di **accelerazioni** (ag/g) di ancoraggio dello spettro di risposta elastico e le norme progettuali e costruttive da applicare sono $ag = 0.15g$, con

CATEGORIA SUOLO	S	TB	TC	TD
B	1,25	0,15	0,5	2

Categoria Topografica:

T2	<i>Pendii con inclinazione media $i > 15^\circ$</i>
----	---

Ciò premesso, la realizzazione delle opere deve essere subordinata alle seguenti **prescrizioni operative**:

- Si prescrive di realizzare, a monte del manufatto una paratia di pali trivellati di diametro minimo di 0.80 metri e dovranno raggiungere una profondità di almeno 12.00 metri;
- per il calcolo della struttura si consideri un **coefficiente di fondazione σ_{mm}** pari a **2.0 kg/cmq**.
- Per quanto si attiene al valore del **coefficiente di Winkler**, esso è stato ricavato ottenendo valori medi di **$K_w = 12,86 \text{ kg/cmq}$** .

Inoltre, si dichiara che l'intervento in progetto è coerente con la normativa di salvaguardia del Piano Stralcio, emanate dell'Autorità di Bacino Regionale Campania Sud ed Interregionale per il bacino idrografico del Fiume Sele, (ex Autorità di Bacino Regionale Sinistra Sele), aggiornato nel marzo 2012 ed attualmente vigente soddisfa le condizioni generali stabilite dalle relative norme di attuazione in quanto, dalle carte del rischio e della pericolosità del Piano Stralcio, emanate dell'Autorità di Bacino Regionale Campania Sud ed Interregionale per il bacino idrografico del Fiume Sele, (ex Autorità di Bacino Regionale Sinistra Sele), aggiornato nel marzo 2012 ed attualmente vigente, in quanto, il sito interessato dall'intervento non rientra in nessuno tra quelli individuati a Rischio Frana, Pericolosità da Frana reale e in Fascia Fluviale ed in aree individuate a Rischio Idraulico. Rientra invece tra quelli classificati a Pericolosità d'Ambito Elevata (Pa3), area in cui sussiste la piena compatibilità degli interventi in progetto.

Si ricorda di avvisare il geologo consulente in fase di inizio lavori, affinché fornisca le proprie indicazioni, soprattutto per quanto concerne l'idoneità dei piani di fondazione.

Si allega:

Indagine sismica Masw

Prove penetrometriche dinamiche

Marina di Camerota lì,

Il geologo
Dr Domenico D'Avenia



Studio Tecnico di Geologia
Dr. Geol. Domenico D'Avenia

Via G. Lamanna 45 - 84059 M. di Camerota (Sa)

Cell.: 338/4611012

E-Mail: geocamerota@libero.it

Comune di Centola

Adeguamento del plesso scolastico "Publio Virgilio Marone" alla frazione Palinuro.

Committente: Comune di Centola

Indagine Sismica MASW

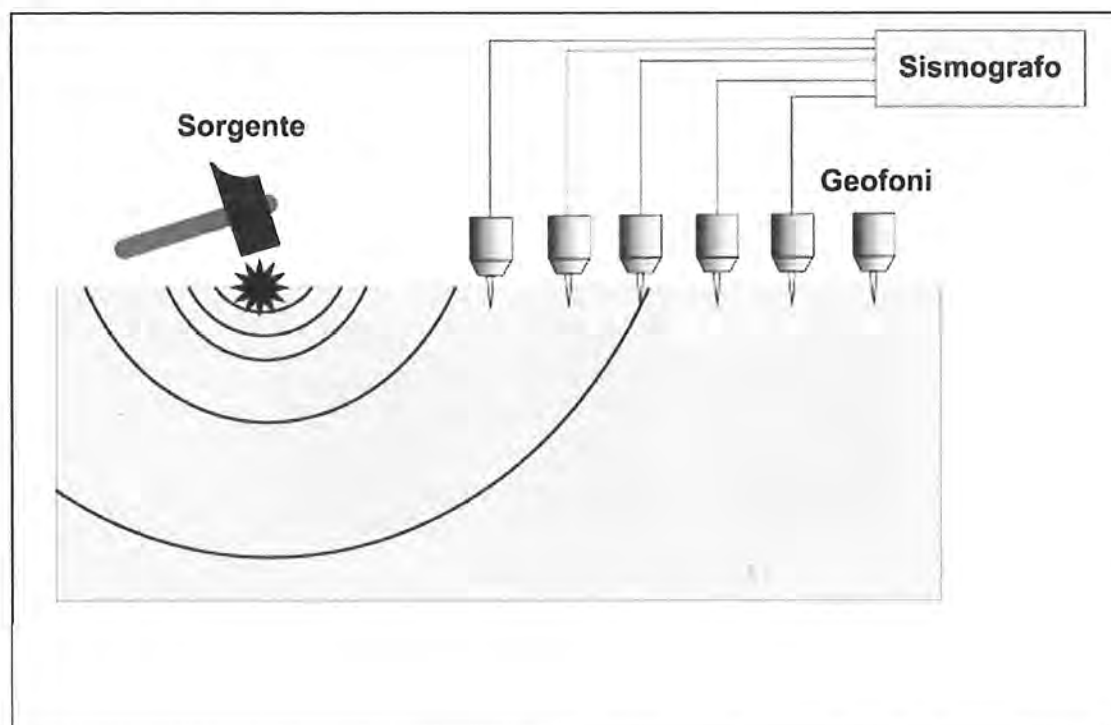
INDAGINE GEOFISICA E RISCHIO SISMICO

Generalità sulle tecniche di indagine utilizzate

Allo scopo di determinare l'assetto litostratigrafico locale e di determinare il parametro V_{s30} secondo quanto disposto dalla vigente normativa (D.M. 14-01-2008), si è eseguita un'indagine geofisica in sito.

Nello specifico si è eseguita una sismica a rifrazione con metodica MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves).

Si è fatto uso di un sismografo PASI mod. **12S12** a 12 canali, dotato di incremento automatico del segnale con algoritmo di sommatoria; quest'apparecchiatura consente la visione in simultanea dei dati su uno schermo interno. Si può, inoltre, manipolare il segnale con appositi filtri passa banda, verificare il livello di rumori generati da sorgenti estranee (vento, rumori naturali, mezzi meccanici, ecc.) e manipolare l'amplificazione del segnale sismico registrato, sulle singole tracce. L'energizzazione è fornita da una massa battente del peso di circa 8 Kg che percuote una piastra metallica disposta sul terreno.



La misura del tempo di energizzazione T_0 , vale a dire il momento in cui parte il treno d'onda, è ottenuta mediante un interruttore di starting (*trigger*) posto nell'immediata prossimità del punto di energizzazione o direttamente sulla massa battente.

Per le analisi dei dati acquisiti si è adottato il software *winMasw* 4.2.2. Std

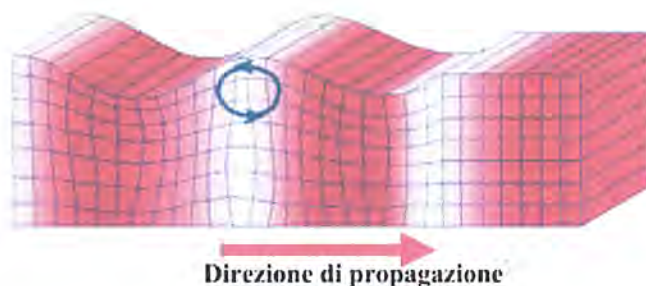
I ricettori sono costituiti da 12 geofoni verticali con frequenza di risonanza pari a 4,5 Hz, il cui principio di funzionamento è rappresentato da una bobina ed un magnete oscillante coassiali, equipaggiati con dispositivi meccanici per la eliminazione dei moti composti.

Si sono realizzati due stendimenti interlacciati di 12 geofoni ciascuno, in modo da avere uno stendimento sismico a rifrazione complessivo di 24 tracce per l'indagine MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) al fine di determinare il parametro Vs30, nel rispetto della nuova normativa sismica (D.M. 14-01-08).

le caratteristiche geometriche sono sintetizzate nella tabella seguente:

Denominazione	Lunghezza stendimento (m)	Numero di geofoni	Distanza intergeofonica (m)	Intervallo di campionamento m.sec.	Tempo di registrazione m.sec.
Pal	30	24	1,0	1024	2048

Nelle prospezioni sismiche per le quali si utilizzano le onde di tipo **P**, la maggior parte dell'energia sismica totale generata si propaga come onde superficiali di tipo **Rayleigh**. Ipotizzando una variazione di velocità dei terreni in senso verticale, ciascuna componente in frequenza di queste onde è caratterizzata da una diversa velocità di propagazione (chiamata velocità di fase) e quindi da una diversa lunghezza d'onda. Questa proprietà si chiama *dispersione*. Sebbene le onde superficiali siano considerate rumore per le indagini sismiche che utilizzano le onde di volume (riflessione e rifrazione), la loro proprietà dispersiva può essere utilizzata per studiare le proprietà elastiche dei terreni superficiali.



La costruzione di un profilo verticale di velocità delle onde di taglio (**Vs**), ottenuto dall'analisi delle onde piane della modalità fondamentale delle onde di **Rayleigh** è una delle pratiche più comuni per utilizzare le proprietà dispersive delle onde superficiali.

Per ottenere un profilo verticale di velocità **Vs** bisogna produrre un treno d'onde superficiali a banda larga e registrarlo minimizzando il rumore. Una molteplicità di tecniche diverse sono state utilizzate nel tempo per ricavare la curva di *dispersione*, ciascuna con i suoi vantaggi e svantaggi.

La configurazione base di campo e la routine di acquisizione per la procedura MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) sono generalmente le stesse utilizzate in una convenzionale indagine a rifrazione.

La tecnica MASW può essere efficace anche con solo dodici canali di registrazione collegati a geofoni verticali a bassa frequenza (4.5 Hz), a seconda della risposta del sito, tuttavia per non incorrere nel rischio di avere un risultato inattendibile è consigliato utilizzare stendimenti con 24 tracce.

Le componenti a bassa frequenza (lunghezze d'onda maggiori), sono caratterizzate da forte energia e grande capacità di penetrazione, mentre le componenti ad alta frequenza (lunghezze d'onda corte), hanno meno energia e una penetrazione superficiale. Grazie a queste proprietà, una metodologia che utilizzi le onde superficiali può fornire informazioni sulle variazioni delle proprietà elastiche dei materiali prossimi alla superficie al variare della profondità. La velocità delle onde S (V_s) è il fattore dominante che governa le caratteristiche della dispersione.

La procedura MASW può sintetizzarsi in tre stadi distinti:

- acquisizione dei dati sperimentali;
- estrazione della curva di dispersione;
- inversione della curva di dispersione per ottenere il profilo verticale delle V_s (profilo 1-D), che descrive la variazione di V_s con la profondità.

L'elaborazione del MASW con software specifico ha consentito di determinare il profilo verticale delle velocità di propagazione delle onde sismiche di taglio, il valore del parametro V_{s30} e la relativa classe di terreno.

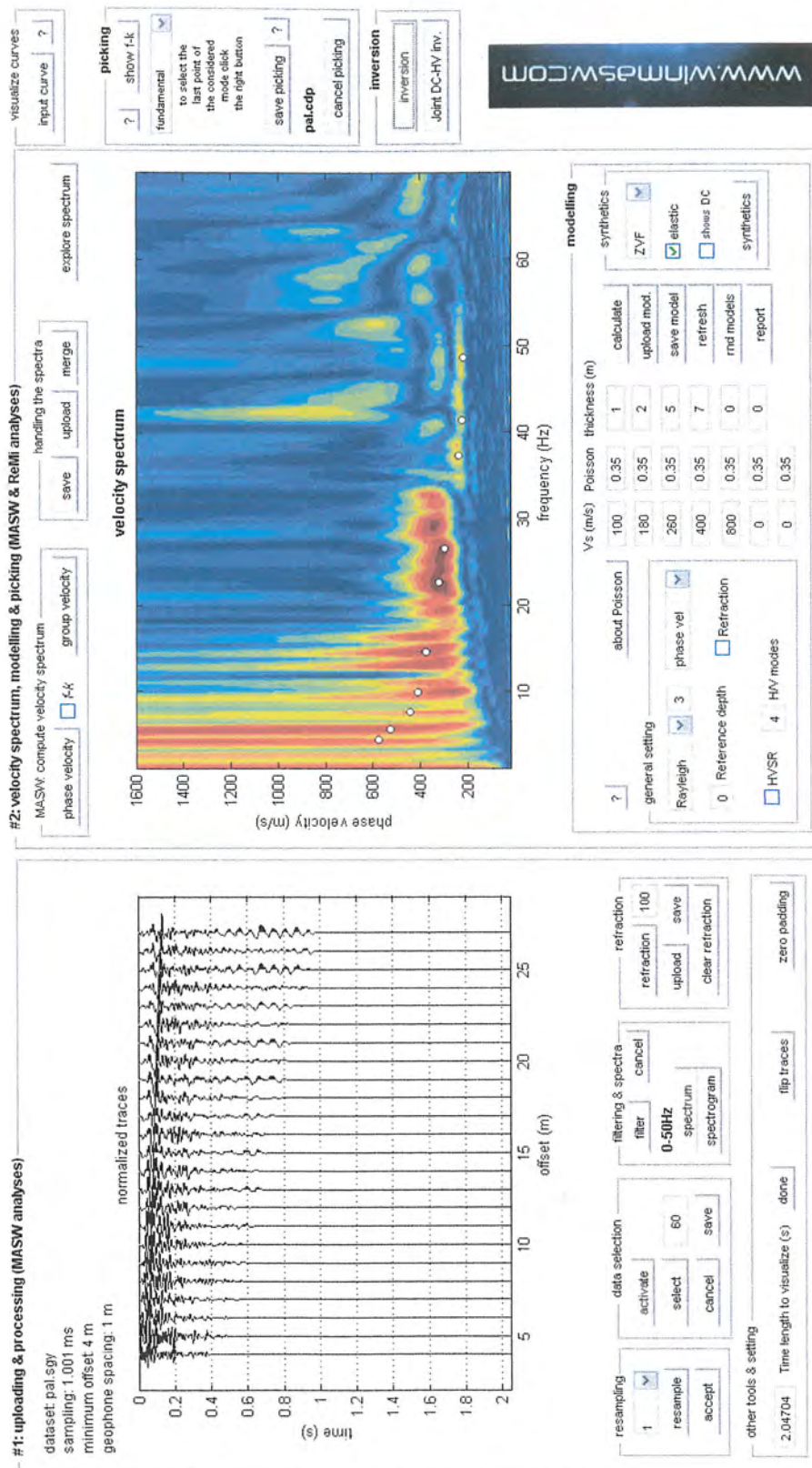
Seguono gli elaborati completi per l'indagine sismica realizzata:

Interpretazione dei risultati

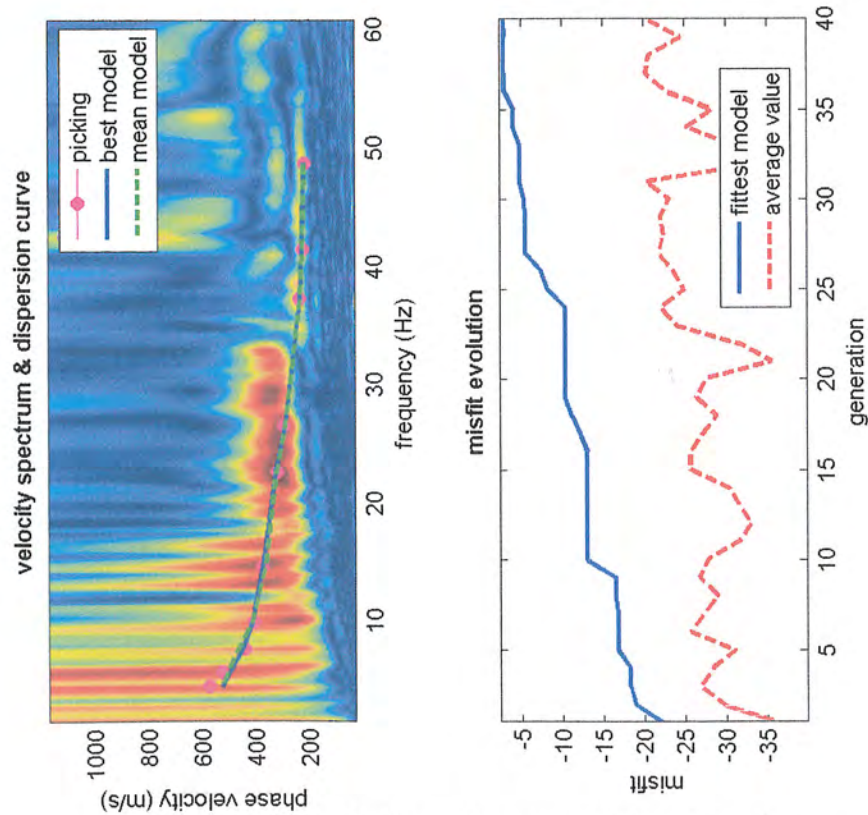
Al fine di caratterizzare la risposta sismica del sito in esame è stata effettuata una serie di acquisizioni MASW (*Multi-channel Analysis of Surface Waves*, analisi della dispersione delle onde di Rayleigh da misure di sismica attiva – e.g. Park et al., 1999) utili a definire il profilo verticale della V_s (velocità di propagazione delle onde di taglio). Nel loro insieme, le procedure adottate sono state eseguite in accordo alle norme tecniche per le costruzioni del DM 17 gennaio 2018. Queste, in buona misura, fanno risalire la stima dell'effetto di sito alle caratteristiche del profilo di velocità delle onde di taglio (V_s). L'analisi dei dati ha consentito di definire i valori del profilo verticale V_s (quindi del parametro V_{s30}). La classificazione dei terreni è stata svolta sulla base del valore della V_{s30} (il valore *medio* della V_s nei primi 30m di profondità) definita dalla relazione:

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum \frac{h_i}{V_{s_i}}} \quad \text{eq. (1)}$$

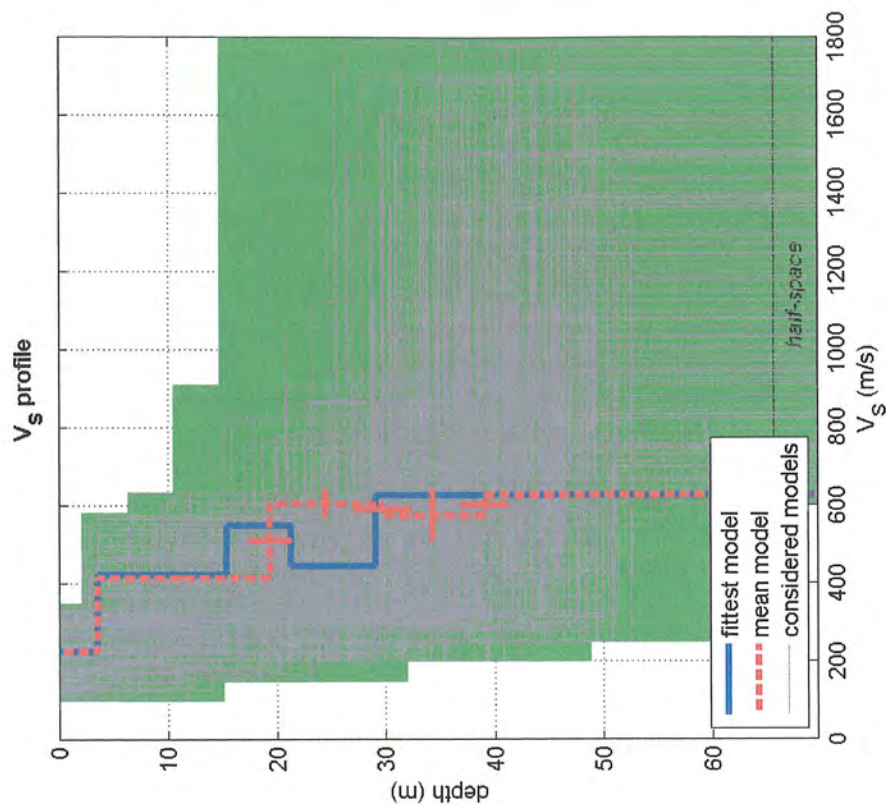
in cui V_{si} e h_i sono rispettivamente la velocità delle onde di taglio e lo spessore dell' i -esimo strato.



Sismogramma e spettro frequenza/velocità di fase per l'analisi del modo fondamentale delle onde di Rayleigh



Curva di dispersione e modelli elaborati



dataset: pal.sgy
 dispersion curve: pal.cdp
 Vs30 (best model): 412 m/s
 Vs30 (mean model): 424 m/s

Conclusioni

La Normativa Italiana prevede una classificazione del sito in funzione sia della velocità delle onde S nella copertura, che dello spessore della stessa. Vengono identificate, in tal modo, 5 classi, ad ognuna delle quali è associato uno spettro di risposta elastico. Lo schema indicativo di riferimento per la determinazione della classe del sito è il seguente:

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

Categoria	Caratteristiche della superficie topografica
A	<i>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.</i>
B	<i>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.</i>
C	<i>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.</i>
D	<i>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.</i>
E	<i>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.</i>

In generale il fenomeno dell'amplificazione sismica diventa più accentuato passando dalla classe A alla classe E.

Tabella riepilogativa con stima dei principali moduli elastici – MASW

Strato	Profondità minima dello strato dal p.c.	densità (gr/cm ³)	Vp (m/sec)	Vs (m/sec)	Modulo di Young (MPa)	Modulo di Taglio (MPa)	Modulo di Lamè (MPa)	Modulo di Bulk (MPa)
1	0,00 – 3.6 m	1.87	469	230	265	99	213	279
2	3.6 – 9.4 m	2.03	898	419	970	356	924	1162
3	9.4 – 29.7 m	2.09	1166	607	2024	770	1301	1815
4	29.7 – 39.1 m	2.05	966	577	1669	681	548	1003
5	39.1 – 45.0 m	2.10	1198	630	2181	833	1347	1903

Vs30 = 424 m/sec (al piano campagna)

Categoria suolo: B

In riferimento ai dati della campagna di indagini geofisiche che lo scrivente ha eseguito a corredo del presente studio e di cui al paragrafo precedente, il sito in esame può essere classificato, nella sua totalità, come appartenente alla classe B.

Riferimenti

Dal Moro G., Pipan M. & Gabrielli P., 2007, *Rayleigh Wave Dispersion Curve Inversion via Genetic Algorithms and Posterior Probability Density Evaluation*, J. Appl. Geophysics, 61, 39-55
 Park C. B., Miller R. D., & Xia J., 1999, *Multichannel analysis of surface waves*, Geophysics, 64, 3; 800-808

Studio Tecnico di Geologia
Dr. Geol. Domenico D'Avenia
Via G. Lamanna 45 - 84059 M. di Camerota (Sa)
Cell.: 338/4611012
E-Mail: geocamerota@libero.it

Comune di Centola

Adeguamento del plesso scolastico "Publio Virgilio Marone" alla frazione Palinuro.

Committente: Comune di Centola

Prove Penetrometriche Dinamiche

SPT1 SPT2 SPT3 SPT4 SPT5 SPT6 SPT7 SPT8 SPT9 SPT10

quota dal p.c. (m)	5,20	4,60	5,00	4,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
falda	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No
Nspt	44	40	50	49	178					

ANGOLO DI RESISTENZA ALTAGLIO (°)

R.B.S.	46,6	46,3	43,7	43,8	#####					
J.N.R.	47,0	46,6	43,5	43,6	#####					
De Mello	34,3	34,1	33,5	33,5						
Owasaki & Iwasaki	51,5	51,2	48,1	48,3	#####					
Sowers	46,6	46,3	43,4	43,5	#####					
Peck Hanson & Thornburn	45,8	45,5	42,6	42,7	#####					
Meyerhof	35,1	35,3	36,9	36,9	#####					
Hatanaka & Uchida	52,0	51,7	49,1	49,2	#####					
Wolff	44,7	44,4	42,0	42,0	#####					
Schmertmann (DR)	37,3	37,3	35,0	35,0	35,0	35,0	42,0	42,0	42,0	42,0

SPT1 SPT2 SPT3 SPT4 SPT5 SPT6 SPT7 SPT8 SPT9 SPT10

quota dal p.c. (m)	5,20	4,60	5,00	4,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
falda	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No
Nspt	44	40	50	49	178					

DENSITA' RELATIVA (%)

Gibbs & Holtz	118	117	110	111						
Meyerhof	132	132	120	121						
Schultze & Menzebach	128	128	117	118						
Bazaraa	87	85	78	78						
Skempton	110	109	100	93						
Marcuson & Biegansky	103	100	94	94	####	####	####	####	####	####
Cubrinowski & Ishihara	218	216	198	199	####	####	####	####	####	####

SPT1 SPT2 SPT3 SPT4 SPT5 SPT6 SPT7 SPT8 SPT9 SPT10

quota dal p.c. (m)	5,20	4,60	5,00	4,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
falda	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No
Nspt	44	40	50	49	178					

MODULO ELASTICO [Young] (MPa)

D'Appolonia <i>et al</i>	101,0	96,5	88,8	55,7	153,2					
Tornaghi <i>et al</i>	55,0	53,0	49,5	49,0	93,4					
Jambu	27,1	25,5	16,9	25,7						
Schmertmann	48,3	44,9	39,2	38,4	139,6					
Schultz & Menzebach	/	/	/	/	/					
Webb	21,0	19,7	17,3	17,0	57,7					
Jamiolkowski <i>et al</i> [E25]	52,9	49,2	171,5	42,0	152,6					

SPT1 SPT2 SPT3 SPT4 SPT5 SPT6 SPT7 SPT8 SPT9 SPT10

quota dal p.c. (m)	5,20	4,60	5,00	4,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
falda	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No
Nspt	44	40	50	49	178					

MODULO DI TAGLIO (MPa)

Ohsaki & Iwasaki	265,6	251,3	226,5	223,0	594,5					
Ohta & Goto	113,4	105,4	103,9	116,3	0,0					
Yoshida e Motonori	106,8	99,5	95,1	138,7						

MODULO EDOMETRICO (MPa)

Farrent	42,9	39,9	34,8	34,1	123,9					
Menzebach & Malcev	25,1	23,6	21,1	60,6	210,3					

SPT1 SPT2 SPT3 SPT4 SPT5 SPT6 SPT7 SPT8 SPT9 SPT10

quota dal p.c. (m)	5,20	4,60	5,00	4,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
falda	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No
Nspt	44	40	50	49	178					

VELOCITA' ONDE S (m/sec)

Ohta & Goto	263	253	252	266						
Yoshida e Motonori	255	246	241	291						