



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
FIRENZE

DST
DIPARTIMENTO DI
SCIENZE DELLA TERRA

Progetto PRIN MICHe
*Mitigating the impacts of natural hazards on cultural heritage
sites, structures and artefacts*

U.R. Università degli Studi di Firenze – Responsabile Scientifico Fabio Castelli

Studio e monitoraggio della pericolosità idrogeologica
nell'area di Monte alle Croci

Sintesi delle attività svolte

Gruppo di lavoro del Dipartimento di Scienze della Terra (DST)

Riccardo Fanti
Silvia Bianchini
Federico Raspini
Luca Lombardi
Massimiliano Nocentini
Pietro Vannocci
William Frodella
Emanuele Intrieri
Veronica Pazzi
Giulia Dotta
Mattia Ceccatelli

La collina di Monte alle Croci (o Collina di San Miniato) è caratterizzata dalla presenza di aree di instabilità ed elementi a rischio di elevato valore storico-artistico (Figura 1): i fenomeni, noti a partire dal '400, sono oggetto di studio da decenni da parte del Dipartimento di Scienza della Terra dell'Università di Firenze.



Figura 1 – La Collina di Monte alle Croci e il patrimonio culturale in essa presente

Negli anni, numerose pubblicazioni scientifiche e rapporti contenenti la descrizione delle indagini effettuate sono stati prodotti e a tali documenti si rimanda per un dettaglio sulle attività passata: in questa sede si desidera tuttavia schematizzare per punti le principali conclusioni a cui detti studi sono giunti fino ad oggi.

Le notizie storiche sui dissesti nell'area risalgono fino al XV secolo, in concomitanza con l'avvio della costruzione del Convento e della Chiesa di San Salvatore: occorre tuttavia precisare che si tratta di notizie talora frammentarie, non del tutto riconducibili a dissesti generalizzati della collina (come fatto in passato da alcuni Autori), ma spesso connesse a problemi strutturali degli edifici e, nel caso del periodo Rinascimentale, addirittura collegate a danni susseguenti ad eventi bellici (assedio di Firenze, 1530). In aggiunta, è da notare che la reputazione di instabilità della collina si è accresciuta nei secoli anche attraverso eventi avvenuti in versanti vicini, ma fisiograficamente indipendenti (Costa de' Magnoli). Ciò deve essere premesso nel quadro dell'ipotesi di un unico movimento franoso interessante buona parte del versante nord, in coincidenza con l'area attualmente occupata dal Giardino dell'Iris e dal Campeggio comunale, movimento i cui indizi sarebbero riconoscibili nella cronologia dei dissesti anzidetta e nella morfologia concaide dell'area.

Al riguardo di tale morfologia e delle possibili cause di tale movimento, appare rilevante il considerare l'esistenza, probabilmente fin dall'epoca romana e sicuramente attestata nel Cinquecento, di una cava di argilla in detto versante. In virtù dell'assetto geologico è da ritenere ragionevolmente che detta cava sia stata coltivata dal basso verso l'alto secondo un metodo a gradone unico, con retrogressione progressiva in funzione del raggiungimento di livelli calcarenitici particolarmente potenti: in passato, molti Autori hanno ritenuto che il fronte ultimo della cava (cioè quello a cui l'estrazione si sarebbe arrestata al momento dell'abbandono della coltivazione) fosse da individuarsi in corrispondenza della rottura di pendio a quota 60 m ca. (dunque al piede del versante), mentre ad una più attenta analisi non è da escludere che tale fronte sia da riconoscere molto più in alto, a quota 100 m ca., ovvero al di sotto dell'attuale rilevato stradale del Viale Michelangelo. A sostegno della prima ipotesi vi è la toponomastica stradale (Via della Fornace, Figura 1), ma non è da escludere, in assenza di ulteriori indagini d'archivio, che il fronte si sia progressivamente allontanato dall'originale opificio. Se così fosse, assumerebbero una diversa connotazione sia la morfologia del versante (non dunque di origine naturale – la frana "grande" –, ma parzialmente antropica), sia l'osservazione di Leonardo da Vinci che nel 1499 collegò i problemi di stabilità dell'allora edificio di San Salvatore con lo

scalzamento al piede operato dall'attività estrattiva: se il fronte era immediatamente sottostante la chiesa e il convento tale collegamento apparirebbe più immediato, rispetto a quello tra un dissesto strutturale e un'attività di scavo effettuata a circa 300 m in linea d'aria (Figura 2).



Figura 2 – Possibili ubicazioni della cava di argilla in epoca rinascimentale: linea rossa: rottura di pendio a quota 60 m ca.; linea gialla: rottura di pendio a quota 100 m ca.; disco bianco/azzurro: Via della Fornace (Immagine: Google Maps ©)

È da ritenersi consolidata l'assunzione che i dissesti della chiesa di San Salvatore abbiano subito un sensibile rallentamento a seguito degli interventi di incatenamento realizzati dall'Ing. Gori nel 1881 su indicazione della Commissione Giordano. Ciò conduce a ritenere che i problemi precedentemente riscontrati fossero di natura essenzialmente strutturale, così come sottolineato già nel 1695 dalla Commissione Nelli-Ferri: ciò, tuttavia, non esclude la compresenza di fenomeni più profondi e connessi con la dinamica del versante, seppur ad essi dovrebbe imputarsi un ruolo secondario.

A seguito del reperimento di alcuni documenti fotografici risalenti al periodo della Seconda Guerra Mondiale, è oggi da escludere l'ipotesi, precedentemente accreditata, che il versante del Campeggio (detto anche, in epoca ottocentesca, Proprietà Frullini) sia stato interessato nei secoli da un progressivo abbandono dei sistemi di drenaggio e che ciò abbia contribuito significativamente alla recrudescenza della dinamica del movimento (o dei movimenti). Questa ipotesi, pur sostenuta da alcuni passaggi della Relazione Finale della Commissione Giordano (che tuttavia ne fa solo una indiretta menzione), appare infatti smentita dalla comparazione tra le immagini suddette e il progetto della rete di drenaggio (c.d. "acquidocci") realizzato dalla Commissione Cecchi-Parigi-Silvani ben 400 anni prima (Figura 3).

Molti dei dissesti strutturali osservati in passato e tutt'oggi osservabili sono quasi certamente da ricondursi a fenomeni di movimento superficiale delle coltri detritiche, con particolare riferimento a quelle generatesi a seguito degli interventi urbanistici realizzati sotto la direzione del Poggi nella seconda metà del XIX secolo. Le indagini eseguite in passato hanno a più riprese condotto a determinare l'esatta distribuzione di tali depositi superficiali e, in alcuni settori della collina, anche il loro spessore: è il caso, ad esempio, dell'area delle Rampe, ove spessori fino a 6-8 m di materiale di riporto sono osservabili (Figura 4).

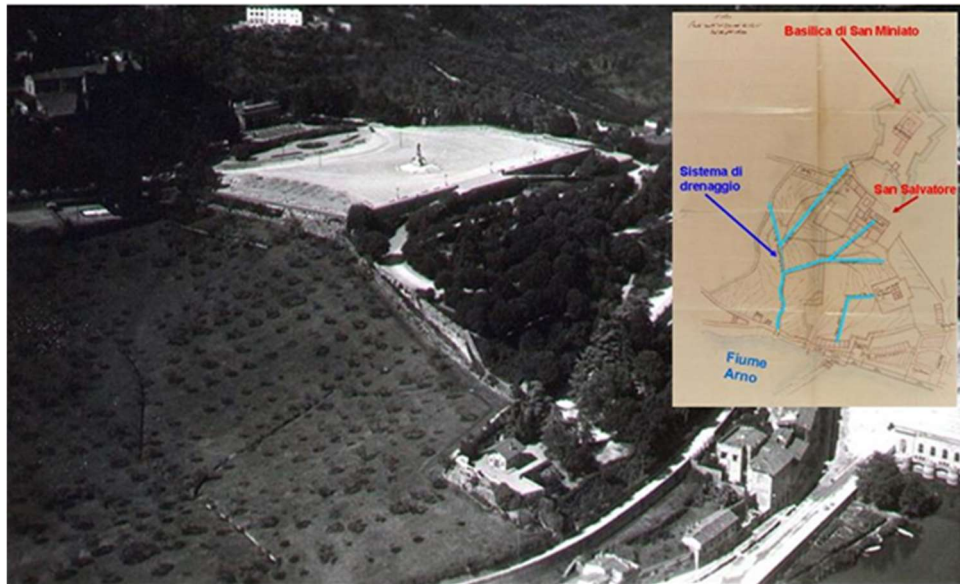


Figura 3 – L'area del Piazzale e della Proprietà Frullini negli anni '40 del XX secolo e, nel riquadro, il sistema di drenaggio progettato dalla Commissione Cecchi-Parigi-Silvani nel 1652

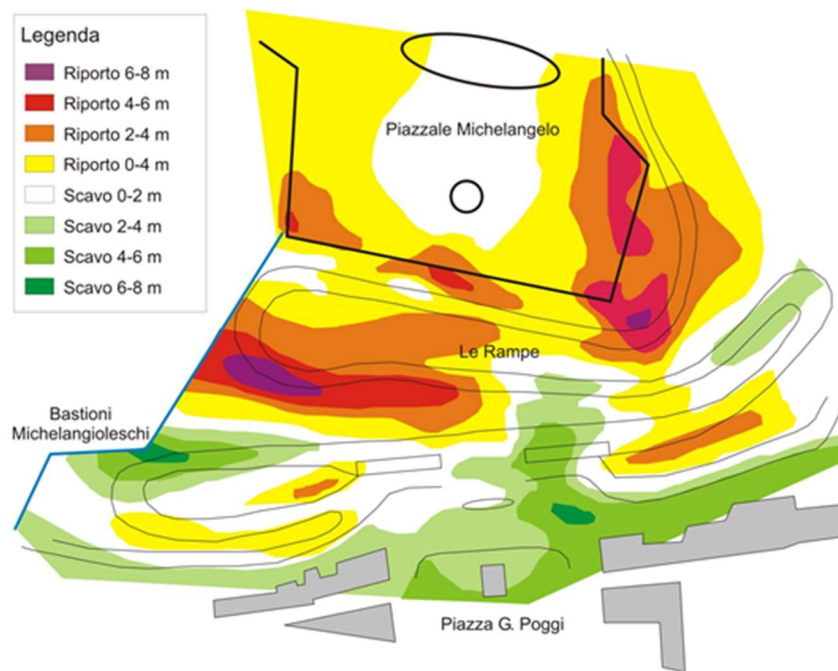


Figura 4 – Mappa delle aree di riporto e di scavo derivanti dagli interventi del Poggi nell'area delle Rampe.

È comunque da rimarcare che movimenti superficiali e uno o più movimenti profondi possono coesistere e manifestarsi indipendentemente e in tempi diversi.

È da ribadire come, fin dal momento della loro installazione, sussistano incertezze sull'affidabilità dei tubi inclinometrici installati nella prima metà degli anni '90, sia per la loro verticalità che, soprattutto, per la loro effettiva cementazione in profondità: purtroppo ciò rende difficile interpretare in modo univoco le letture effettuate in questi anni su tali tubi (si tratta di quelli contraddistinti da codice numerico a una o due cifre), per quanto, in caso di movimento significativo, essi dovrebbero manifestare un comportamento comunque

riconoscibile. Viceversa, i tubi installati nel 2002-2003 (codice alfabetico da A a C) sono da considerare realizzati in modo del tutto corretto e le loro risultanze assumono il ruolo di eventuale 'prova privilegiata'.

Tutto ciò premesso, si sottolinea che le attività di ricerca realizzate negli ultimi anni sono conformate alle seguenti ipotesi non necessariamente alternative:

- a) Presenza di un principale movimento profondo, ubicato nell'area del campeggio: per il controllo di esso, suppostane l'esistenza, sono presenti e attivi i sistemi di monitoraggio estensimetrico in foro e inclinometrico;
- b) Presenza di movimenti superficiali, maggiormente probabili nelle aree caratterizzate da spessori significativi di riporto.

In questo quadro, le attività svolte hanno riguardato in particolar modo:

- 1) Installazione di sistemi di monitoraggio specifici nel Complesso di San Salvatore al Monte ad integrazione del sistema di monitoraggio estensimetrico esistente; realizzazione di misure geofisiche in situ.
- 2) Svolgimento sinergico delle attività di monitoraggio puntuale con attività di monitoraggio radar satellitare al fine di conseguire il miglioramento del quadro conoscitivo in relazione ai rischi geologici presenti sul territorio comunale e, in particolare, nell'area di Monte alle Croci.

Sistemi di monitoraggio e indagini in situ

Il sistema di monitoraggio in continuo in tempo reale esistente è costituito da una stazione meteo, un estensimetro multibase in foro inclinato e due estensimetri multibase in foro verticale. Gli strumenti registrano i relativi dati ogni 10 (stazione meteo) e 30 (strumenti) minuti, inviandoli via cavo e, in parte, via radio, a due gateway posizionati nell'area (Giardino di San Salvatore e Giardino dell'Iris).

In aggiunta, a partire dal 2018, si è proceduto a progettare e realizzare una rete di deformometri a lettura automatica posizionati sia internamente che esternamente al complesso di San Salvatore al Monte, che sono stati integrati nel sistema di monitoraggio in continuo.

Il sistema di monitoraggio è stato quindi integrato con cinque fessurimetri potenziometrici a lettura automatica (Figura 5). Tali strumenti sono stati posizionati sulle strutture murarie, all'interno (FI1 e FI2) e all'esterno (FE1, FE2 e FE3) del complesso conventuale (Figure 6 e 7) e collegati ad una centralina per la registrazione e la trasmissione dei dati. Per quanto riguarda i fessurimetri installati sulle pareti esterne del convento, tali strumenti sono stati collegati alla stazione Giardino di San Salvatore installata nel giardino del convento; mentre per FI1 e FI2 è stata posizionata una nuova centralina.

Nel caso dell'installazione dei fessurimetri interni e di FE3, è stato necessario applicare una resina epossidica per sostenere l'ancoraggio degli strumenti alle pareti, essendo queste troppo friabili.

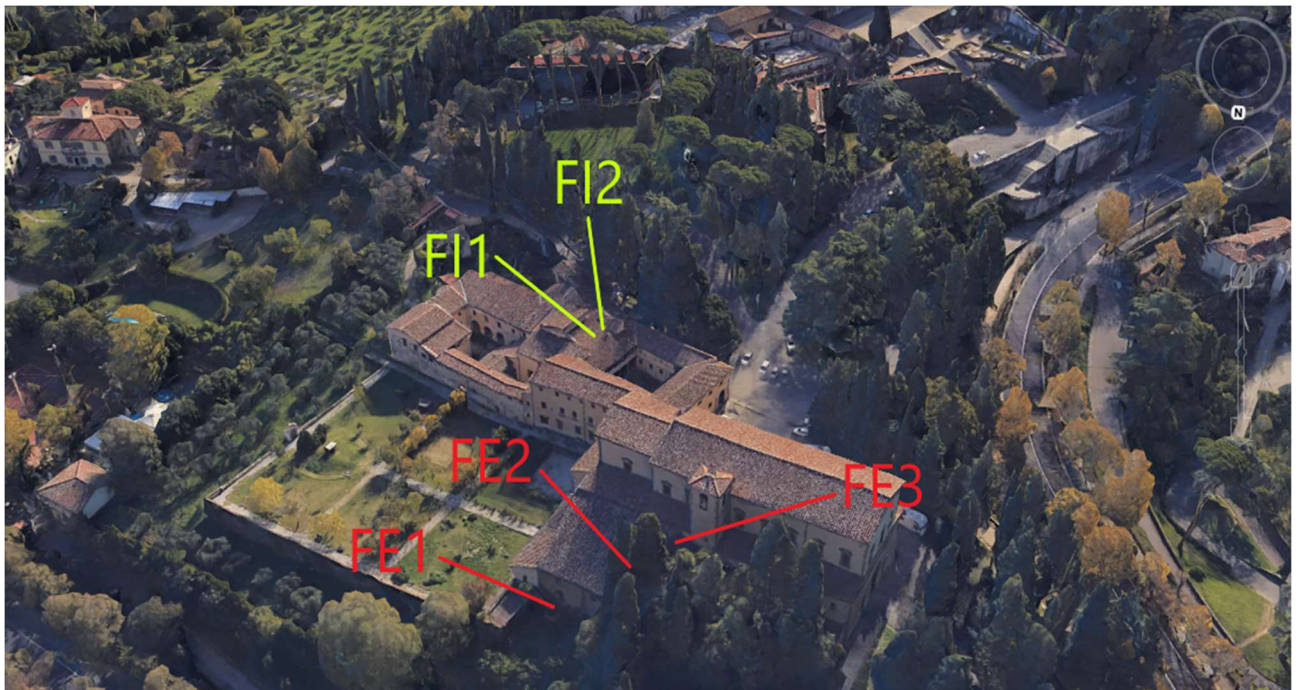


Figura 5 – Localizzazione dei fessurimetri installati nel convento di San Salvatore (immagine da Google Earth).

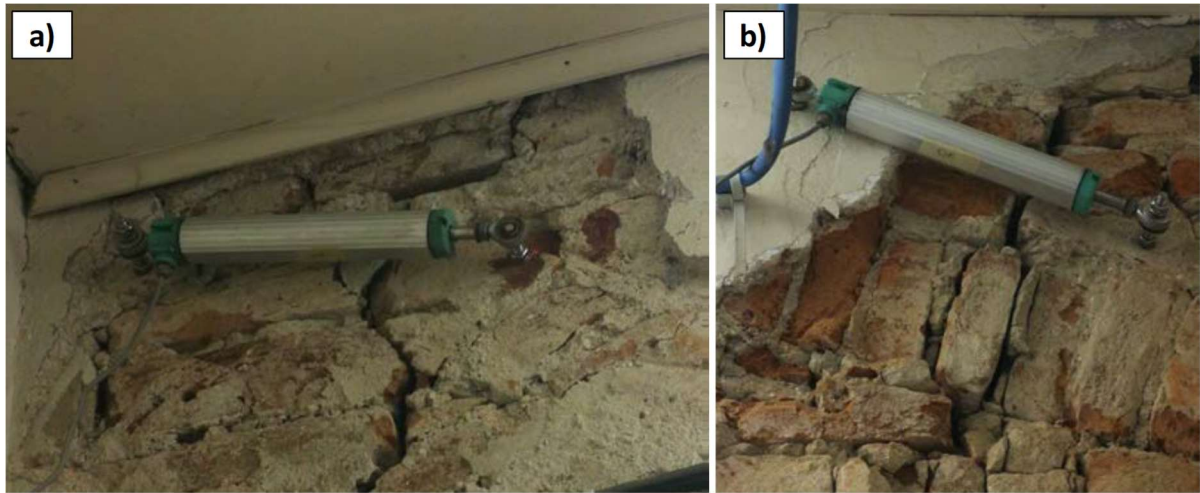


Figura 6 – Fessurimetri FI1 (a) e FI2 (b) posizionati all'interno del convento di San Salvatore.

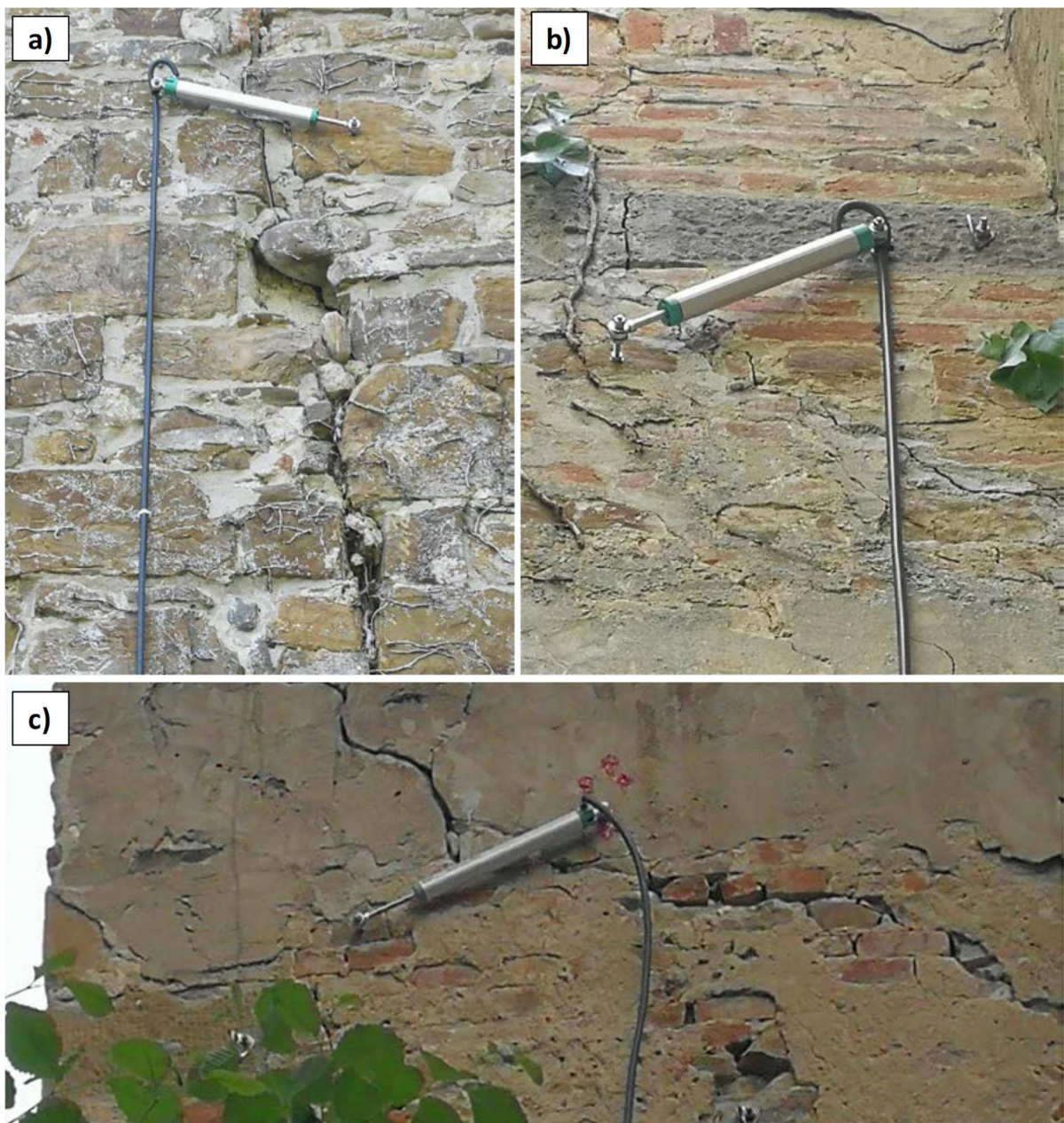


Figura 7 – Fessurimetri FE1 (a), FE2 (b) e FE3 (c) posizionati all'esterno del convento di San Salvatore.

Per quanto concerne i dati degli estensimetri in foro, in esercizio da oltre dieci anni, essi hanno continuato a manifestare assenza di indizi di movimenti attuali: sono osservabili solo le normali oscillazioni stagionali in evidente relazione con il regime termometrico (dati Stazione Meteo Giardino dell'Iris) (Figura 8).

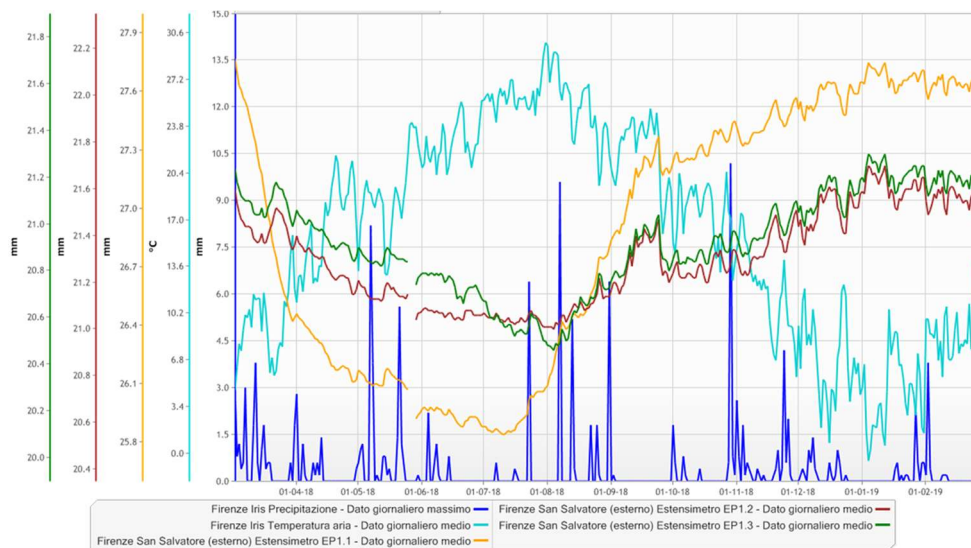


Figura 8 – Dati degli estensimetri in foro.

I dati degli estensimetri installati sulle strutture murarie del complesso di San Salvatore testimoniano parimenti l'assenza di movimenti diversi dalle oscillazioni termiche (cicli diurni e stagionali) (Figura 9, Estensimetri interni – Figura 10 Estensimetri esterni). L'estensimetro FE3 mostra un comportamento che merita attenzione, per l'entità della dilatazione registrata, soprattutto durante il periodo estivo. È stato comunque realizzato uno specifico studio sulle modalità di risposta delle murature e della strumentazione alle sollecitazioni termiche.

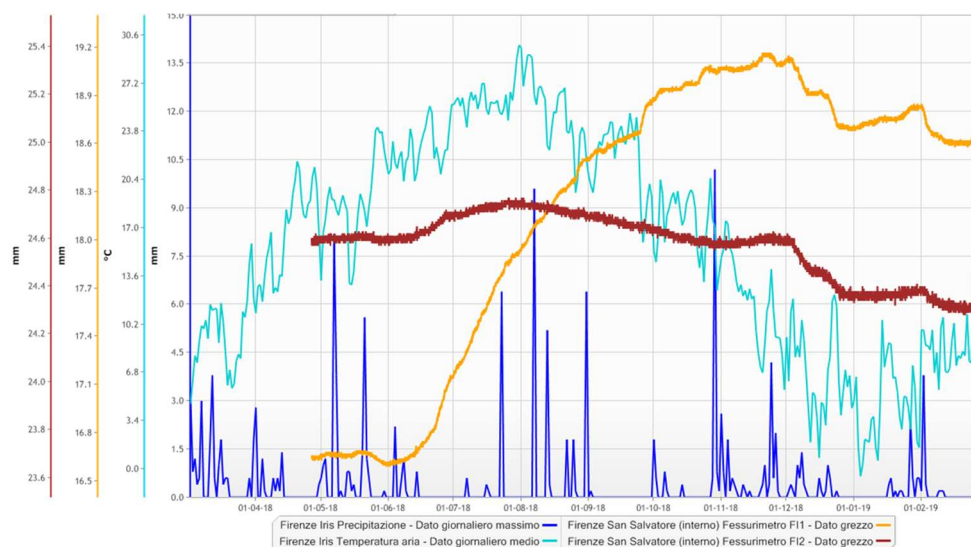


Figura 9 – Dati degli estensimetri a parete (interni).

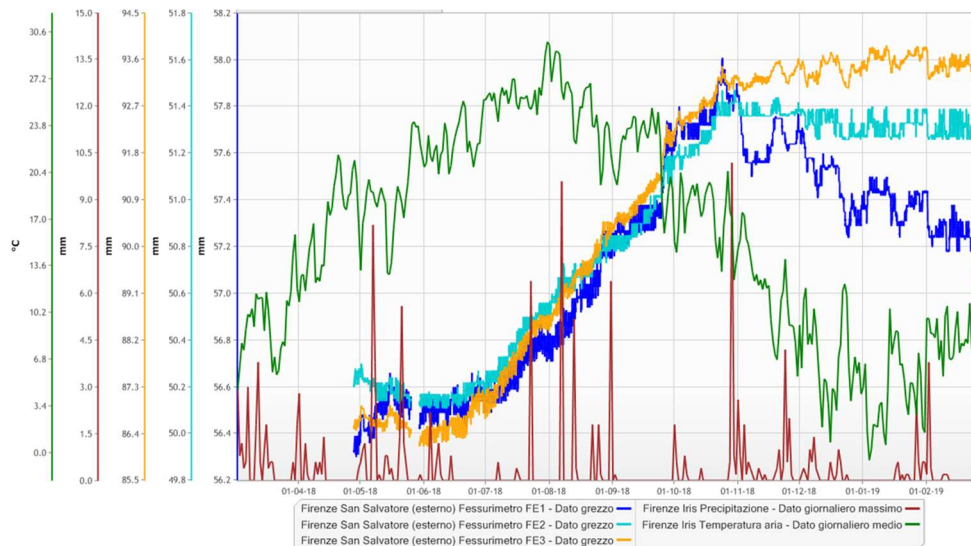


Figura 10 – Dati degli estensimetri a parete (esterni).

Indagini geofisiche nell'area del Complesso di San Salvatore

I metodi geoelettrici sono metodi di esplorazione non invasiva tra i più vecchi e comunemente impiegati per problemi ambientali, ingegneristici, idrogeologici, archeologici e di esplorazione mineraria. Sono impiegati per individuare *target* con dimensioni variabili da qualche millimetro a qualche chilometro (Loke et al., 2013). Fino agli anni '80 i metodi geoelettrici erano essenzialmente monodimensionali (1D) ma la maggior parte delle volte non erano adeguati per ricostruire stratigrafie complesse, in quanto non sufficientemente accurati; negli ultimi 25 anni i metodi bidimensionali (2D) hanno avuto un notevole incremento e oggi sono comunemente impiegati. Grazie ai recenti sviluppi nell'elettronica della strumentazione da campagna, negli algoritmi di interpretazione e nei software dei computer, i metodi tridimensionali (3D) sono ampiamente impiegati in aree con una geologia complessa o al disotto di opere murarie esistenti (Loke et al., 2013). Le tomografie 3D hanno un'ottima risoluzione spaziale in tutte e tre le direzioni in quanto sono solitamente acquisite con griglie rettangolari con spaziatura costante tra gli elettrodi o con elettrodi disposti sul perimetro dell'area da investigare, sempre con spaziatura costante (Drahor, 2011; Loke et al., 2013; Loke, 2014).

I metodi geoelettrici permettono di ricavare informazioni sulle caratteristiche elettriche del sottosuolo impiegando correnti continue o a frequenza molto bassa, tali da poter ritenere trascurabili gli effetti induttivi. Con i metodi geoelettrici propriamente detti, ossia il *metodo dei potenziali spontanei* e il *metodo della resistività*, si misura sulla superficie la caduta di potenziale originata spontaneamente nel terreno o dal passaggio di una corrente applicata al terreno stesso e mediante tale misura si determina la resistività elettrica del sottosuolo. Il metodo della *polarizzazione indotta*, considerato anch'esso un metodo geoelettrico, permette di ricavare oltre alla resistività del terreno anche le proprietà connesse con gli effetti di polarizzazione indotta nel sottosuolo, in particolare caricabilità e fattore metallico (Norinelli, 1996; Parasnis, 1997).

In campo "geologico" le variazioni di resistività possono essere attribuite a fratture e/o faglie, zone più o meno compatte, paloealvei, discontinuità, vuoti o presenza di acqua. In campo "archeologico" le variazioni di resistività che si misurano nel sottosuolo sono spesso riconducibili alla presenza di strutture antropiche sepolte o di manufatti (es. fosse, canali), per cui appaiono come discontinuità/anomalie non attribuibili a proprietà naturali del terreno (Drahor M.G., 2011; Papadopoulos et al., 2010; Tsourlos et al., 2011-2014).

I metodi sismici, come quelli geoelettrici, sono metodi di esplorazione non invasiva tra i più vecchi e comunemente impiegati per problemi ambientali, ingegneristici e di esplorazione mineraria. Solitamente sono impiegati per ricostruire la stratigrafia del sottosuolo, per problemi di geologia strutturale o per determinare la superficie di scivolamento delle frane (Norinelli, 1996; Larose et al., 2015; Moisi et al., 2015; Pazzi et al., 2016). I metodi sismici permettono di ricavare dalla velocità di propagazione delle onde sismiche informazioni sulle caratteristiche meccaniche dei suoli quali le costanti di Lamé, modulo di rigidezza, densità,

porosità. Questi metodi si dividono in attivi e passivi: i primi si basano sulla misura in superficie dei tempi di arrivo dell'onda sismica generata dall'operatore, mentre i secondi registrano il microtremore (*noise* sismico) ambientale generato sia da sorgenti naturali (oceani, venti e perturbazioni meteorologiche locali e regionali, microsismi tettonici e vulcanici) che antropiche (traffico urbano, lavorazione industriale). Tra i metodi attivi ricordiamo la sismica a rifrazione e a riflessione, mentre tra quelli passivi il metodo H/V o HVSR o di Nakamura (Norinelli, 1996; Parasnis, 1997; Nakamura, 1989).

La campagna di indagini geoelettriche è stata acquisita in data 31 luglio 2018 mediante strumentazione Syscal Pro Switch48+24 canali (per un totale di 72 canali) con una combinazione appositamente realizzata di configurazioni polo-dipolo, dipolo-dipolo e Wenner-Schlumberger reciproco. La distanza interelettrodica era pari a 3 m e la distribuzione degli elettrodi è riportata in Figura 11. Tutti gli elettrodi sono stati georiferiti con un GPS Leica 1200 differenziale (24 canali doppia frequenza) in modalità cinematica differenziale in tempo reale (*Real Time Kinematic* – RTK, metodo operativo che prevede l'utilizzo di una coppia di ricevitori a doppia frequenza collegati fra loro via modem telefonico GPRS e di un registratore di dati dotato di software appropriato). Tale indagine ha raggiunto una profondità media di circa 20 m.

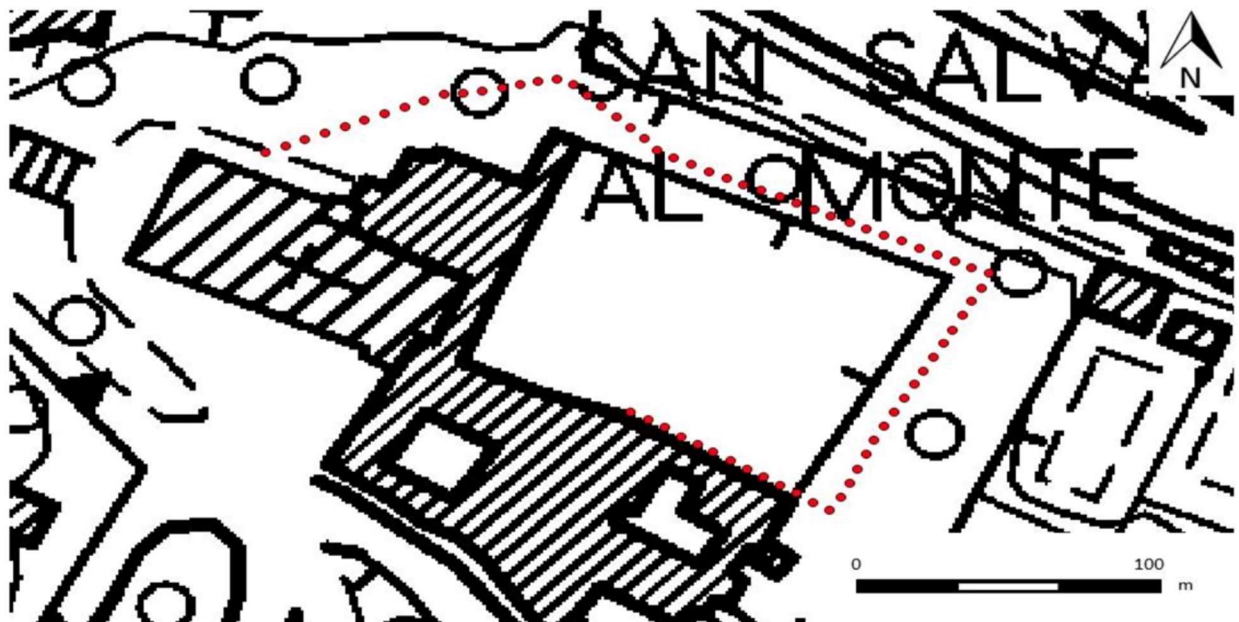


Figura 11 – Localizzazione su CTR delle tomografie elettriche 3DERT ipotizzate.

I dati di campagna di resistività elettrica sono stati elaborati con il software ERTLab, distribuito dalla Geostudi Astier. Tale software permette di eseguire l'inversione dei dati di resistività apparente a partire da un modello di sottosuolo a resistività omogenea, producendo un modello 2D o 3D di resistività reale del sottosuolo (Figura 12). Solitamente il modello di partenza ha un valore di resistività pari al valore medio delle resistività apparenti misurate, ma può anche essere imposto dall'utente.

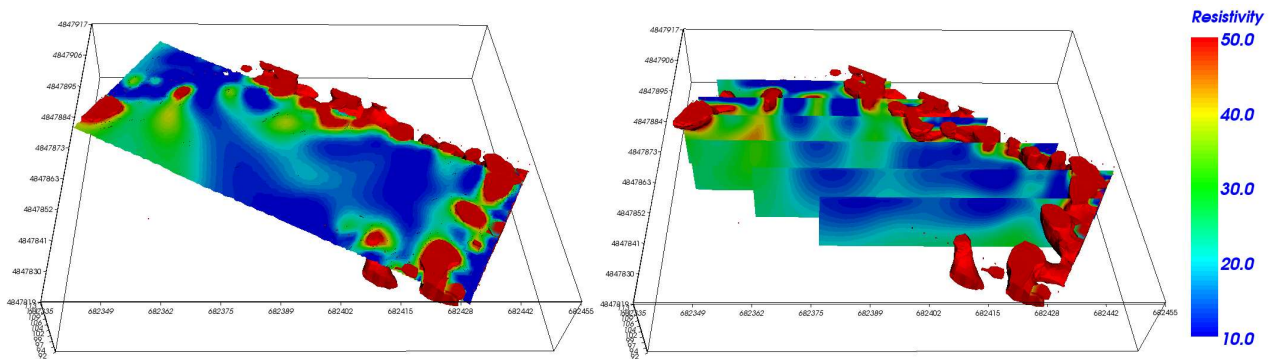


Figura 12 – Esempio di risultati dell’indagine 3D-ERT. A sinistra una *slice* orizzontale posta a 1 m di profondità, mentre a destra il volume indagato è “affettato” con *slices* verticali.

Sulla base dei dati di letteratura è possibile tarare i valori di resistività ottenuti con il modello 3D. La resistività di terreni sabbioso argillosi più superficiali variano tra 5 Ωm e 25 Ωm (colore blu in Figura), mentre il terreno sottostante, a partire dai 10 m di profondità, o quello su cui poggia il complesso (porzione a sinistra) è più compatto ed ha valori di resistività fino a 40 Ωm (colore verde-giallo in Figura 12). I valori superiori a 50 Ωm (colore rosso in Figura) sono da attribuirsi al muro di cinta del giardino, che tuttavia non appare uniforme lungo tutta la sua estensione. Tale fenomeno, pertanto, sarebbe da indagare con ulteriori misure più di dettaglio.

La campagna di indagini di microtremore ambientale è stata eseguita mediante 4 sensori triassiali della serie Tromino ed ha visto l’acquisizione di 8 punti di misura all’interno del giardino per determinare la profondità del substrato (Figura 13, a sinistra) e di 12 punti di misura (6 posti ai piedi del muro e 6 posti sul muro stesso, Figura 13Figura , a destra) per caratterizzare la frequenza di vibrare del muro stesso. Nelle misure *free field* i sensori sono stati orientati secondo il Nord geografico (freccette rosse nell’immagine di sinistra in Figura 13Figura), mentre nelle misure per caratterizzare la frequenza di risonanza del muro gli strumenti sono stati posti con la direzione Nord dello strumento ruotata di 30° rispetto al Nord geografico (freccette rosse e bianche nell’immagine di destra in Figura 13) in modo che i lati degli strumenti risultassero paralleli al muro.



Figura 13 – Localizzazione, su immagine ottica da satellite, delle misure di microtremore ambientale a stazione singola. A sinistra: misure *free field*; a destra: misure per la caratterizzazione della frequenza propria del muro. Le freccette indicano la direzione della componente nord-sud dello strumento.

Le tracce di microtremore ambientale sono state elaborate con il software Grilla e hanno permesso di identificare le frequenze proprie di vibrare del terreno e del muro che sono riportate in maniera sintetica in

Figura 14. Il terreno risulta caratterizzato da una frequenza propria di 3.5-3.7 Hz. Mentre il muro nella porzione esposta a Nord e non vincolata (SAN10/16 e SAN12/18) fa una frequenza di 5.0 Hz, mentre nei punti ancorati alla struttura adiacente (SAN 9/15) o addossati al terreno (SAN 14/20) tale frequenza è circa il doppio (9-10 Hz), proprio a causa del vincolo.

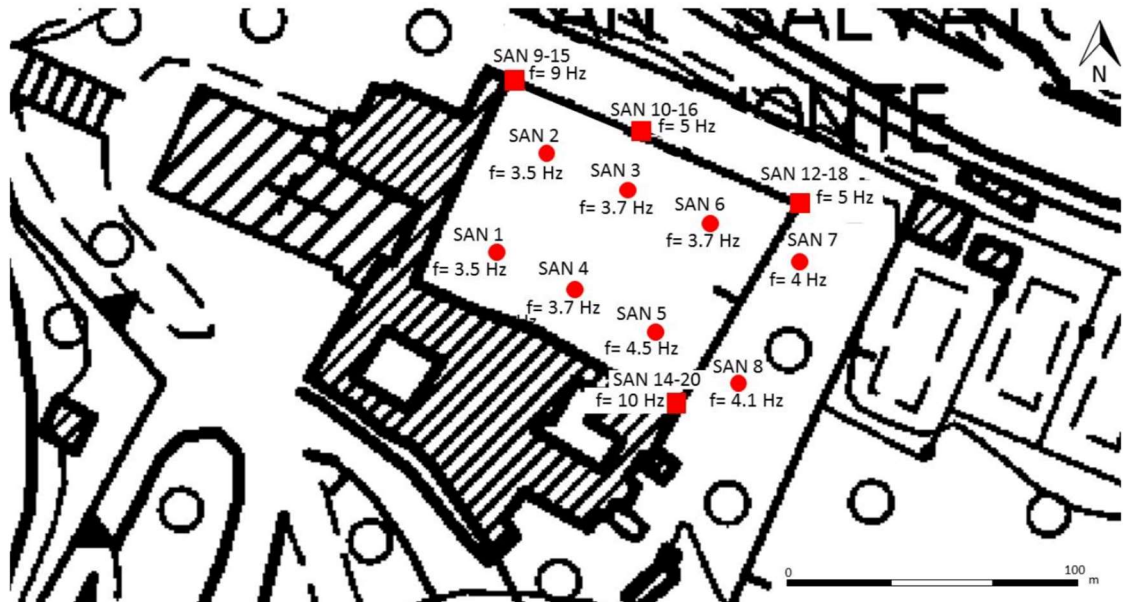


Figura 14– Frequenze proprie di vibrare del terreno e del muro.

In Figura 15 è riportata a sinistra la localizzazione in pianta di due sezioni (AA' e BB') passanti per le misure a stazione singola del rumore ambientale e a destra i valori di resistività prodotti dal modello. Da tale immagine si osserva bene come il terreno al di sotto dell'edificio (porzione a sinistra di SAN1 e SAN2) abbia valori più resistivi del terreno costituente il giardino. Ciò è dovuto alla compattazione del terreno, al di sotto dell'edificio, causata dall'edificio stesso. In tale immagine si osserva anche l'ottima corrispondenza tra valori resistività maggiori di 50 Ωm e la posizione del muro di cinta del giardino.

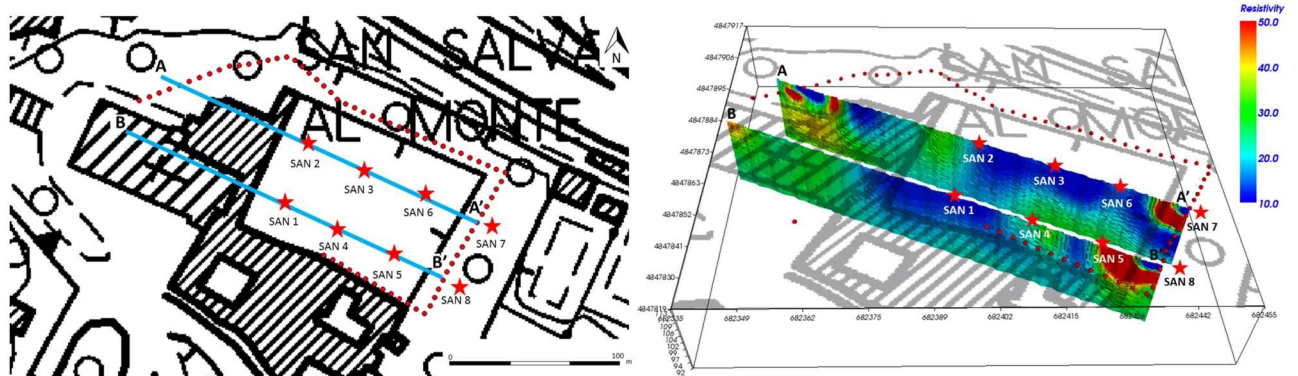


Figura 15 – A sinistra: Localizzazione in pianta degli elettrodi utilizzati per le misure geoelettriche (pallini rossi), dei punti di acquisizione del rumore sismico *free field* (stelle rosse) e delle sezioni (AA' e BB') utilizzate per il confronto dei risultati delle due tecniche. A destra: Slices verticali del modello di resistività elettrica passanti per le sezioni AA' e BB'

In Figura e Figura , per la sezione AA' e BB', rispettivamente, è riportato il confronto tra i risultati della tomografia elettrica e quelli della sismica passiva. Questi ultimi sono stati rappresentati come interpolazione dei risultati delle singole prove allineate lungo le due sezioni. La line rossa tratteggiata indica la profondità del substrato alterato ben identificabile con entrambe le tecniche e posta a circa 10 m dal piano di campagna.

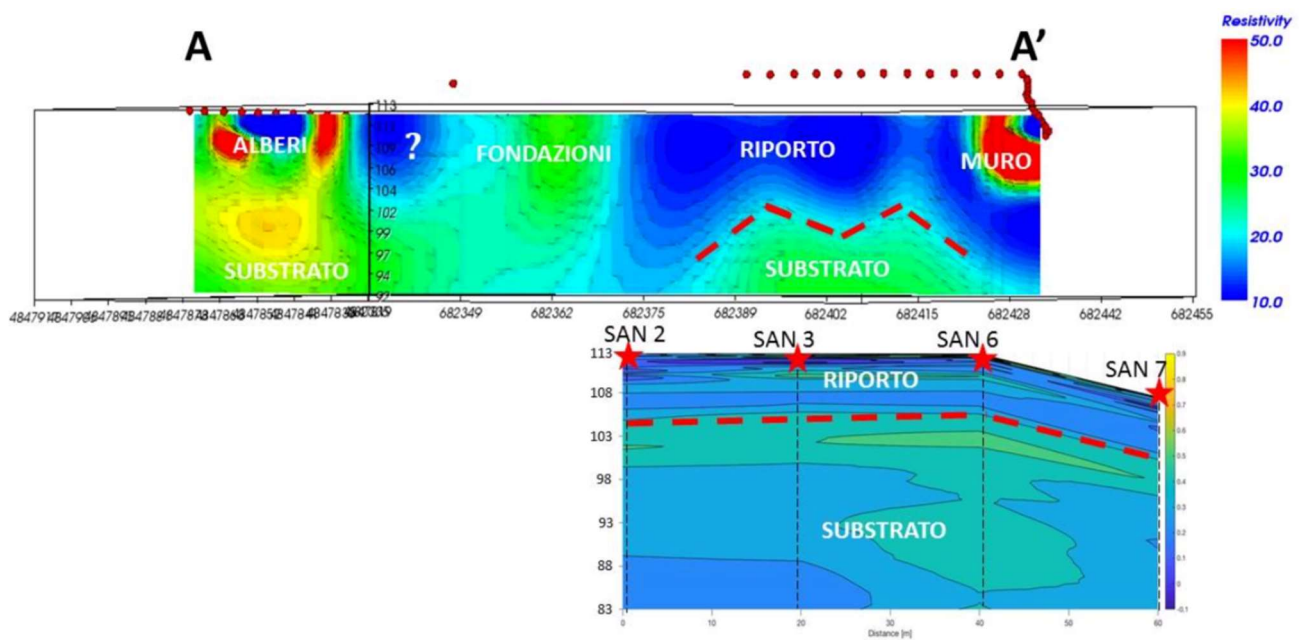


Figura 16 – Confronto tra il modello di resistività (immagine sopra) lungo la sezione AA' e il modello di stratigrafico (immagine sotto) ottenuto dall'interpolazione dei risultati delle singole misure di rumore sismico ambientale.

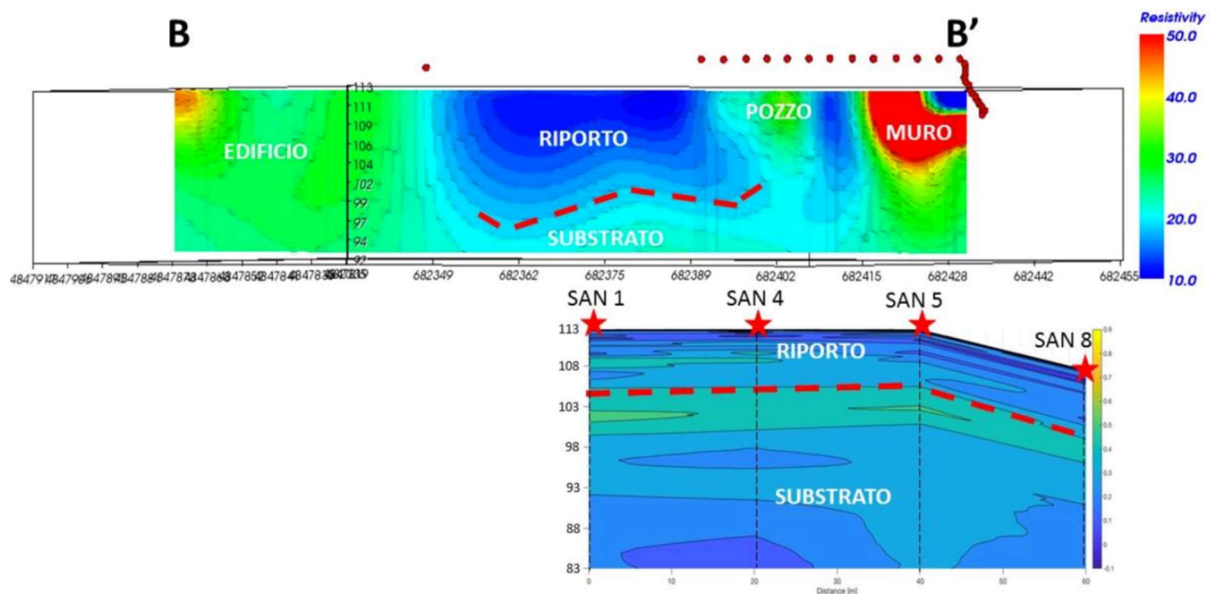


Figura 17 – Confronto tra il modello di resistività (immagine sopra) lungo le sezione BB' e il modello di stratigrafico (immagine sotto) ottenuto dall'interpolazione dei risultati delle singole misure di rumore sismico ambientale.

Questo studio preliminare non ha permesso di individuare anomalie nel sottosuolo tali da giustificare possibili cedimenti differenziali che potrebbero essere all'origine delle fratture rinvenute sull'edificio. I bassi valori di resistività, tuttavia, sono da attribuire ad un elevato contenuto argilloso del terreno circostante e non alla presenza di acqua superficiale (le misure, infatti, sono state condotte a fine luglio, in un periodo abbastanza caldo e dopo un tempo prolungato di assenza di precipitazioni). Sarebbe pertanto opportuno integrare il presente studio con l'analisi della caricabilità elettrica per valutare l'effettiva distribuzione delle argille, anche al di sotto dell'edificio, in quanto potrebbero essere queste la causa dei cedimenti e delle conseguenti fratture.