

ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

**Programma ENEA – MURST (legge 95/95 annualità 1996)
“Catastrofi naturali e loro conseguenze sul patrimonio culturale ed ambientale
italiano. Mitigazione e previsione di alcune tipologie di eventi”**

RAPPORTO ATTIVITA' UR-INGV

**A cura di
Fabrizio Cara, Giovanna Cultrera, Giuseppe Di Giulio e Antonio Rovelli**

Dicembre 2001

Introduzione

In questo rapporto di attività viene illustrata la seconda fase delle ricerche svolte dall'UR-INGV nei due comuni selezionati ai fini del progetto, Nocera Umbra e Cerreto di Spoleto.

Per quanto riguarda Nocera Umbra, si sono analizzati i dati sismometrici registrati durante un esperimento mediante array sismico a piccola apertura, appositamente installato sulla collina di Nocera Umbra per lo studio dell'effetto topografico e la quantificazione del ruolo delle variazioni topografiche locali sull'input sismico. Va ricordato che la torre campanaria, pesantemente danneggiata durante le scosse più forti del Settembre e Ottobre 1997, come pure l'intero centro storico di Nocera Umbra, sono situati sulla sommità di una collina. E' apparso pertanto importante valutare gli effetti di amplificazione del moto del suolo con grande dettaglio spaziale nella zona dove sono localizzati gli edifici monumentali e la parte storica della città. Sono stati anche effettuati due profili geoelettrici a cavallo della faglia, probabilmente inattiva, che attraversa Nocera Umbra, e tramite inversione tomografica dei dati di resistività si è cercata una conferma dell'estensione laterale della zona di faglia, alla cui presenza è stata attribuita la causa principale dell'accelerazione di 0.6 g registrata nella stazione della rete accelerometrica nazionale ubicata nella cabina ENEL di Nocera Umbra, a circa 20 m dalla parete della faglia stessa. E' stato infine analizzato in dettaglio il ruolo giocato dalla zona di faglia nella propagazione delle onde sismiche, sia in termini di picchi di

accelerazione e velocità che di amplificazioni spettrali, in campo lineare e non lineare.

L'intervento su Cerreto di Spoleto ha visto l'installazione di stazioni sismiche nell'area urbana congiuntamente all'UR-ENEA, e l'esecuzione di misure geoelettriche per la definizione delle geometrie sepolte nella piana di Borgo Cerreto. Inoltre, si è studiato in dettaglio l'effetto di amplificazione in prossimità di una faglia che attraversa il centro storico di Cerreto di Spoleto, dove le registrazioni sismiche hanno evidenziato, analogamente al caso di Nocera Umbra, un forte effetto di canalizzazione dell'energia incidente sotto forma di "trapped waves", e dove precedentemente si era constatata la massima concentrazione dei danni durante le più forti scosse, localizzate nella zona di Sellano-Preci, dell'Ottobre 1997.

Nei successivi paragrafi vengono mostrati i risultati di queste indagini.

Nocera Umbra

La parte antica di Nocera Umbra è situata sulla sommità di una collina, costituita da un anticlinale orientato NNW-SSE, come si vedrà nel seguito. Per studiare in dettaglio le proprietà del moto sismico in questa parte della città, si sono analizzati i sismogrammi registrati da un array di 8 stazioni a larga banda nel periodo maggio-giugno 1998. I sensori utilizzati erano Guralp CMG40T, connessi a convertitori A/D Reftek 72A07 a 24-bit. La Figura 1 mostra gli epicentri degli eventi e la loro distribuzione azimutale. I terremoti considerati hanno magnitudo compresa

tra 2.5 e 3.7; la Figura 2 mostra l'area studiata e l'esempio di uno stesso evento (componente orizzontale) registrato dalle diverse stazioni dell'array. Come si può vedere, le variazioni sono rilevanti da sito a sito.

L'analisi dei dati è stata effettuata mediante l'applicazione della tecnica della *receiver function*, ovvero il rapporto spettrale H/V di ogni singola stazione (riquadro A nella Figura 3), e il rapporto spettrale delle componenti orizzontali del moto rispetto a un sito di riferimento (si è usato TOP0, si veda la Figura 2). I rapporti spettrali rispetto a TOP0 sono mostrati nei riquadri B e C della Figura 3, separati per gruppi di azimut (S-SE in B, e N-NE in C). Nel riquadro D della Figura 3 il *contouring* mostra, nella scala dei colori, l'ampiezza del rapporto spettrale in funzione della frequenza (asse x) e dell'angolo di rotazione (asse y) applicato alle due componenti orizzontali (una delle prime applicazioni di questa procedura può essere trovata in Spudich et al., 1996). Seguendo questa tecnica, il grafico a colori della Figura 3 è ottenuto effettuando il rapporto spettrale tra le componenti orizzontali ruotate per successivi incrementi di 10° . Tanto più è stretto il picco in funzione dell'angolo di rotazione, tanto più l'amplificazione del moto è fortemente direzionale.

Come si evince dai risultati mostrati nella Figura 3, quasi tutte le stazioni sulla collina mostrano una risonanza tra 3 e 4 Hz. L'effetto è più marcato per gli eventi situati a N-NE, principalmente alle stazioni sulla sommità della collina (TOP3, TOP4, e TOP5). La risonanza ha una forte caratteristica direzionale, evidenziando la maggiore amplificazione in corrispondenza di una rotazione in senso orario di 50° -

100° da N, che sembra essere indicativa di una oscillazione trasversale della collina. Comunque, nella banda di frequenza tra 3 e 4 Hz, l'amplificazione del moto durante i terremoti causata dalla topografia è modesta, pari a un fattore 3 circa. Maggiori amplificazioni si osservano invece a frequenze più alte, che tuttavia non giocano un ruolo determinante ai fini dell'ingegneria sismica, e le cui cause non sono facili da individuarsi, essendo probabilmente connesse a eterogeneità del sottosuolo su piccola scala in prossimità della stazione di registrazione.

Questi risultati sembrano confermare quanto già emerso a seguito delle indagini riportate nei precedenti rapporti, in cui il maggiore livello del danneggiamento nel centro storico (l'incremento di intensità stimato per questa zona variava da 1 a 2 gradi nella scala EMS) veniva attribuito più alla maggiore vulnerabilità degli edifici che non a una maggiore forza dello scuotimento dovuto alla topografia.

Occorre ricordare che l'indagine di microzonazione speditiva effettuata nel primo anno di attività portava a concludere altresì che, a parità di vulnerabilità degli edifici (ovvero nelle aree di recente urbanizzazione), due condizioni geologiche potevano essere responsabili di un significativo incremento della intensità macrosismica, fino a 2 gradi EMS: la presenza di depositi alluvionali (come si è riscontrato a Nocera Scalo, ad esempio) e una fascia larga circa 200 metri nelle marne della Formazione della Marnoso-Arenacea, al contatto con i calcari della Formazione della Scaglia Cinerea. Come si è potuto dedurre a seguito di numerosi rilievi di campagna, tale discontinuità geologica mostra un'origine tettonica, e la

presenza di numerose evidenze sul terreno (Figure 4 e 5) ha suggerito l'esistenza di una zona di faglia di larghezza variabile tra 120 e 200 m. Ciò è stato confermato da due profili geoelettrici appositamente condotti per porre vincoli più stringenti ai modelli matematici utilizzati per stimare la profondità della zona di faglia mediante l'inversione dei dati sismometrici. La Figura 6 mostra i risultati dell'inversione tomografica dei dati di resistività ottenuti mediante due stese attraverso la zona di faglia, in prossimità della postazione accelerometrica.

Poiché le indagini condotte parallelamente a Cerreto di Spoleto mettevano in evidenza anche in quest'altro Comune un più alto livello del danneggiamento in una zona di faglia, è stata effettuata una accurata analisi dei dati registrati a Nocera Umbra da un array lineare installato attraverso la zona di faglia (Figura 7). È da notare che la stazione S2 dell'array di Nocera Umbra è posta a circa 5 m dall'accelerometro SMA-1 che aveva registrato un valore di circa 0.6 g durante le più forti scosse della sequenza del Settembre 1997.

Il primo passo di questa analisi ha studiato l'andamento dei picchi di accelerazione e velocità (PGA e PGV, rispettivamente) in un esteso intervallo di magnitudo-momento.

La Figura 8 mostra gli epicentri degli eventi registrati dall'array lineare installato attraverso la zona di faglia, e nella Figura 9 viene mostrato l'andamento di PGA e PGV alla stazione di riferimento (S6), installata su calcare Ceno-Mesozoico. Il loro trend appare ben riprodotto dall'andamento teorico ottenuto mediante la

tecnica stocastica di Boore (2000), applicando lo spettro medio stimato, indipendentemente, mediante dati sismometrici e accelerometrici della sequenza (Malagnini e Hermann, 2000). La qualità del fit alla stazione di riferimento ci conferma che eventuali variazioni di PGA e PGV rispetto a S6 per le stazioni situate nella zona di faglia (S2, S3 e S4) sono da attribuirsi a effetti locali, vista la piccola distanza che separa le stazioni. La Figura 10 fa vedere l'enorme differenza di PGA e PGV in prossimità della faglia (S2 e SMA-1) rispetto all'input su calcare. Tale differenza è fortemente dipendente dall'azimut della sorgente (Figura 11): gli eventi da S-SE mostrano amplificazioni dei picchi estremamente disperse, ma con una variabilità che può superare un fattore 20. L'altro gruppo di eventi, approssimativamente a nord (nell'area di Gualdo Tadino, repliche dell'evento del 3/4/1998), mostra amplificazioni dei picchi decisamente più basse.

L'enorme amplificazione in prossimità della faglia viene confermata dai rapporti spettrali (Figura 12). Applicando la tecnica della rotazione delle componenti orizzontali, precedentemente usata per la Figura 3, si evidenzia che la risonanza è fortemente direzionale, nella direzione parallela alla faglia (N30°E). Di nuovo, emerge che la massima amplificazione (a 7 Hz si ottiene un fattore 50!) si ha per gli eventi da S-SE, nella riga (a) in Figura 12; la riga (b) è relativa agli eventi da nord, e (c) fornisce i rapporti spettrali per un evento profondo 48 km ad una distanza epicentrale di una decina di chilometri dall'array.

Per verificare se le amplificazioni spettrali osservate in funzione della frequenza e dell'azimut siano consistenti con gli andamenti dei picchi anche alle alte

magnitudo, e per valutare in che misura le amplificazioni stimate a bassi livelli di deformazione possano essere valide anche per gli eventi più forti registrati dall'accelerometro SMA-1 (a circa 5 m da S2), si è applicata la tecnica stocastica di Boore (2000) con le funzioni di trasferimento empiriche (rapporti spettrali) valide per bassi livelli di deformazione; si sono poi confrontati i valori di PGA e PGV osservati e teorici in un ampio intervallo di momenti sismici, separatamente per le due componenti orizzontali e per diversi azimut (Figura 13). Il risultato principale che emerge dalla Figura 13 è che, per gli eventi di più alta magnitudo, il fit tra valori teorici e osservati è accettabile usando un modello di risposta lineare. Non occorre quindi invocare forti effetti non lineari per spiegare la minore amplificazione di PGA e PGV alle magnitudo più alte, essendo questo effetto attribuibile al fatto che l'amplificazione spettrale ad S2 è limitata ad una banda di alta frequenza (7-12 Hz).

Cerreto di Spoleto

Le attività dell'UR-INGV a Cerreto di Spoleto hanno avuto carattere sperimentale, e hanno riguardato l'acquisizione di terremoti locali mediante stazioni sismometriche a larga banda in due postazioni *free-field* e l'esecuzione di tre stese per la misura della resistività del sottosuolo.

Le stazioni sismiche utilizzate erano composte da sensori Guralp CMG40T, connessi ad acquisitori digitali Lennartz MarsLite a 20-bit. Le stazioni hanno operato nel periodo 24 Settembre - 2 Ottobre 2001, ed hanno contribuito all'acquisizione di

dati di terremoti locali nell'area in studio contemporaneamente ad altre 9 stazioni installate dall'UR-ENEA. I risultati complessivi emersi da questa campagna di acquisizione vengono discussi nella relazione dell'UR-ENEA. Uno degli aspetti più importanti riguarda comunque l'evidenza di un effetto di canalizzazione dell'energia sismica incidente in prossimità di faglie. Il meccanismo è recentemente venuto alla ribalta in occasioni di diversi terremoti in California (Li and Leary, 1990; Li et al., 1994 e 2000; Spudich e Olsen, 2000) e in Giappone (Ito e Kuwahara, 1996). Tuttavia il caso di Nocera Umbra (si vedano le Figure 7, 9, 10, 11 e 12) è forse il più rappresentativo del forte incremento di hazard che questo effetto può comportare con la generazione di *trapped waves*. L'effetto è prodotto dalla struttura a *sandwich* tipica delle zone di faglia: due semispazi di roccia compatta che racchiudono uno strato verticale di roccia alterata nelle sue proprietà meccaniche a causa della deformazione tettonica (shear zone). Una piccola variazione della velocità delle onde di taglio v_s nella zona di faglia è sufficiente per generare onde intrappolate. La serie di *snapshot* della figura 14 mostra il meccanismo che genera le onde intrappolate: una parte dell'energia incidente, a causa della rifrazione, viene convogliata all'interno della zona di faglia dove rimane intrappolata e subisce continue riflessioni multiple provocando interferenza e pacchetti d'onda dispersi. Nel caso di polarizzazione incidente *antiplane*, le onde disperse che si propagano nella zona di faglia sono onde di Love. Sono stati eseguiti numerosi test basati su modellazioni numeriche 2D mediante la tecnica delle differenze finite, variando la geometria della zona di faglia

e il rapporto di impedenza. E' stato utilizzato il codice di calcolo descritto in Caserta (1998).

L'aspetto inquietante, dal punto di vista del rischio sismico, è che sono sufficienti piccole variazioni delle v_s per generare intrappolamento dell'energia nel canale a bassa velocità (shear zone): la Figura 15 mostra che l'effetto è significativo già per un 30% di variazione (nella figura r indica il contrasto delle velocità fuori e dentro la zona di faglia).

La Figura 15 fa anche vedere come l'efficienza della generazione di onde intrappolate sia proporzionale tanto alla variazione di v_s quanto alla profondità della zona di faglia. E' infatti evidente il *tradeoff* tra i due parametri: nella Figura 15 contrasti di velocità più forti con profondità minore mostrano effetti equivalenti a contrasti minori con profondità maggiore.

I sismogrammi registrati a Cerreto di Spoleto nella zona di faglia mettono nettamente in evidenza la presenza di onde intrappolate, chiaramente riconoscibili per i treni d'onda dispersivi immediatamente successivi alle onde S, con marcata polarizzazione del moto parallelamente all'orientazione della faglia che attraversa Cerreto di Spoleto (si veda la relazione dell'UR-ENEA). Questa peculiarità del moto nelle zone di faglia è stata precedentemente discussa a proposito di Nocera Umbra (si veda la Figura 12).

L'attenzione dell'UR-ENEA si è invece maggiormente focalizzata sugli effetti di amplificazione nella piana. Per agevolare la ricostruzione delle geometrie sepolte,

necessarie per la modellazione numerica, l'UR-INGV ha eseguito tre stese per la misura della resistività dei terreni nella piana di Borgo Cerreto. Le modalità delle misure e i risultati dell'inversione tomografica sono discussi in dettaglio nell'Appendice.

Bibliografia

- Boore, D.M., SMSIM-Fortran programs for simulating ground motions from earthquakes: version 2.0-A revision of OFR 96-80A, *Open-File Report 00-509*, Department of the Interior, USGS. Online: <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/00509/>, 2000.
- Caserta, A., A time-domain finite-difference technique for oblique incidence of antiplane waves in heterogeneous dissipative media, *Annali di Geofisica*, 43, 617-631, 1998.
- Ito, H., and Y. Kuwahara, Trapped waves along the Nojima fault from the aftershocks of Kobe earthquake, 1995, *Proceedings of the 8th International Symposium on the Observation of Continental Crust Through Drilling*, pp. 399-402, 1996.
- Li, Y.-G., and P.C. Leary, Fault zone trapped seismic waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1245-1271, 1990.
- Li, Y.-G., J.E. Vidale, K. Aki, C.J. Marone, and W.H.K. Lee, Fine structure of the Landers fault zone: segmentation and the rupture process, *Science*, 265, 367-370, 1994.
- Li, Y.-G., J.E. Vidale, and K. Aki, Depth-dependent structure of the Landers fault zone using fault zone trapped waves generated by aftershocks, *J. Geophys. Res.*, 105, 6237-6254, 2000.

- Malagnini, L., and R. B. Hermann, Ground-motion scaling in the region of the 1997 Umbria-Marche earthquake (Italy), *Bull. Seism. Soc. Am.*, *90*, 1041-1051, 2000.
- Spudich, P., M. Hellweg, and H.K. Lee, Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake: implications for mainshock motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *86*, S193-S208, 1996.
- Spudich, P., and K.B. Olsen, Fault zone amplified waves as a possible seismic hazard along the Calaveras fault in central California, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(13), 2533-2536, 2001.

APPENDICE

Misure di resistività elettrica a Cerreto di Spoleto

La campagna geoelettrica si è svolta su tre stese. La prima è stata acquisita nel parcheggio del campo di calcio, area delimitata sui quattro lati da: 1) il campo di calcio, preceduto dallo spogliatoio; 2) gli argini del fiume Nera, 3) una rete che separa un altro campo adiacente alla chiesa di S. Lorenzo, 4) una palestra comunale. La situazione è indicata molto schematicamente in figura A1. Le misure sono state eseguite il giorno 28 Novembre, dopo che il giorno precedente aveva piovuto ininterrottamente: effettivamente l'area misurata si presentava molto bagnata e lungo i 64 m della stesa erano presenti pozze molto grandi.

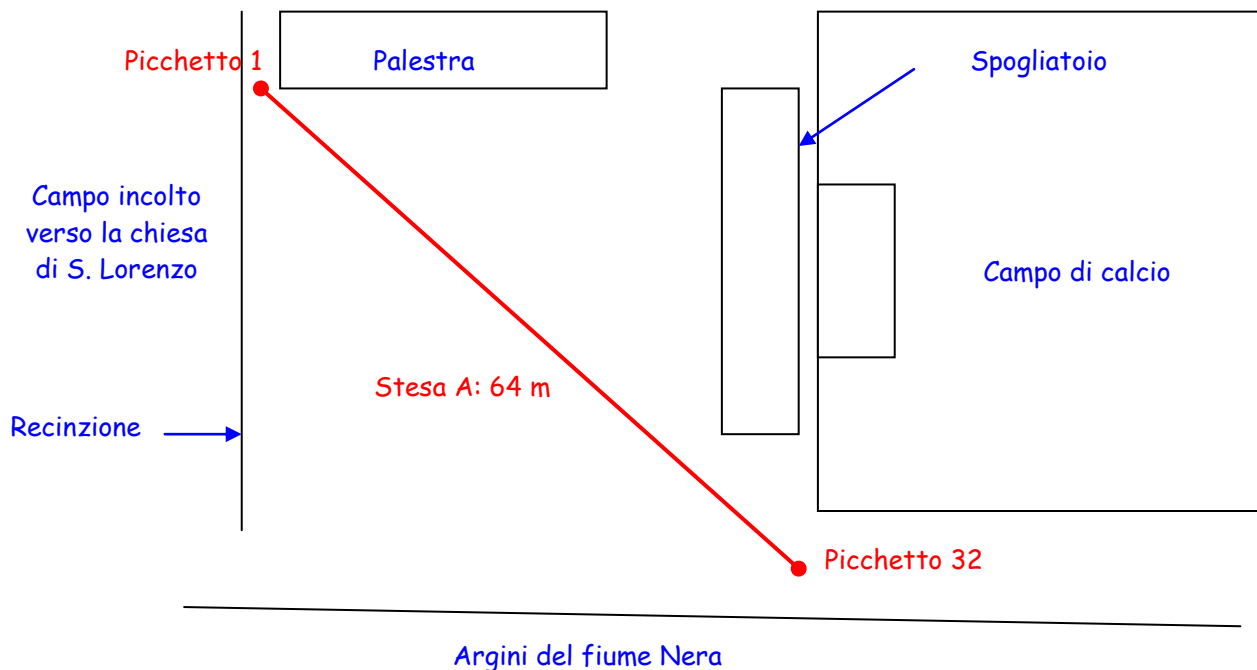


Figura A1 : Localizzazione approssimativa della stesa A di geoelettrica

La stesa A è stata direzionata in diagonale rispetto all'area di parcheggio, in modo da ricercare la massima lunghezza (la zona non è perfettamente quadrata, per cui l'altra diagonale risulta più corta), e anche per metterla a confronto con i risultati di un rilievo di sismica a rifrazione effettuato dai ricercatori dell'Enea nella medesima direzione. Il motivo per cui è stata scelta tale area è che nell'altra sponda del Nera è stato individuato un substrato di travertino che ha determinato la deviazione del fiume. Presumibilmente il banco di travertino non dovrebbe trovarsi in quest'altro lato del fiume, ma il rilievo sismico non ha permesso di raggiungere profondità superiori ai 10 m. Da qui l'importanza di avere una stesa la più lunga possibile; tuttavia non è stato possibile superare i 64 m, per cui anche l'interpretazione della sezione geoelettrica ha valore entro una profondità prossima ai 14 m. Abbiamo scelto la configurazione dipolo-dipolo e una distanza elettrodica di 2m come compromesso risoluzione-numero di misure.

I dettagli della sequenza usati sono i seguenti:

- elettrodi: 32
- distanza tra gli elettrodi: 2m
- Configurazione elettrodica: dipolo-dipolo
- Time: 500 ms
- Qmax: 3
- Stack min/max: 3/6
- Spacing: 1xa → 10 livelli, 2xa → 10 livelli, 3xa → 7 livelli
- Profondità prevista: circa 14 m

- Numero di misure: 408

A livello di infissione dei picchetti, abbiamo notato una certa difficoltà soprattutto nei primi 20 m.

I dati sono stati scaricati in sito e preliminarmente elaborati con il programma di inversione Res2DInv, utilizzando tre iterazioni, senza intervenire sui settaggi. Il risultato è riportato in figura A2.

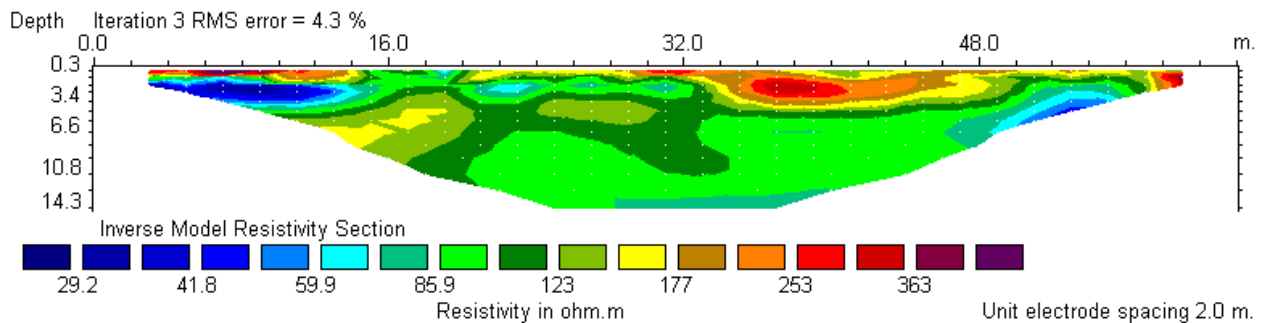


Figura A2: *l'inversione preliminare dei dati della stesa A con il Res2DInv*

Non sembra essere individuato alcun substrato più resistivo, per cui o il banco di travertino è ancora più profondo oppure non è presente. Si nota nei primi 14 m la presenza sopra i 3m di una zona conduttiva: potrebbe essere l'effetto dei canali di scarico fognari dell'attigua palestra. Tra 32 e 48 m, sempre al di sopra dei 3 m si nota invece una zona a più alta resistività, probabilmente associabile a qualche lente di ghiaia; tuttavia c'è da ricordare che proprio questa zona della stesa risultava più allagata della restante, come ad indicare che sotto è presente una zona meno permeabile. Infine oltre i 48 m si scorge tra 3 e 6 m una nuova zona a bassa

resistività che, nonostante i pochi punti con i quali è stata calcolata, potrebbe essere consistente con qualche opera di canalizzazione o dell'attiguo campo di gioco o degli spogliatoi, oppure con qualche cosa di più profondo.

La seconda stesa è stata invece condotta seguendo grossomodo la direzione del fiume Nera. La lunghezza totale della stesa è stata di 310 m, coperta con quattro cavi da 80 m, 62 elettrodi distanti 5 m. Il primo picchetto è stato sistemato nel campo di fronte alla chiesa di S. Lorenzo, ha attraversato lateralmente il parcheggio del campo, lo stesso campo ed infine un altro campo non coltivato leggermente ribassato (dislivello pari a ~ 75 cm) e soprattutto decisamente saturo d'acqua (è presente anche un canale di circa 60 cm di larghezza che lo attraversa).

In figura A3 è rappresentato schematicamente la localizzazione della stesa B.

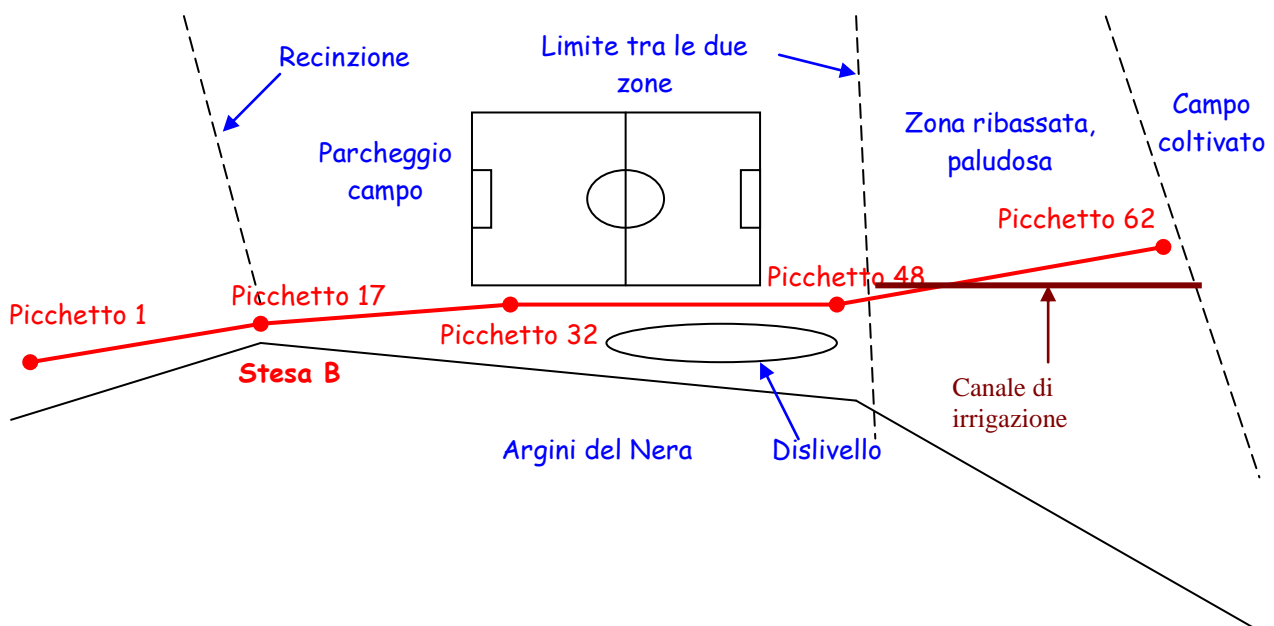


Figura A3 : Localizzazione approssimativa della stesa B di geoelettrica

Non è stato possibile sfruttare totalmente la lunghezza dei quattro cavi a causa della presenza oltre il primo e l'ultimo picchetto di due campi coltivati. Inoltre, a causa dell'errata fabbricazione dell'ultimo cavo, abbiamo dovuto escludere gli ultimi due elettrodi.

Lo scopo principale di questo sondaggio era quello di cercare di individuare il substrato calcareo del versante sud del Nera. Si sperava di individuare tale substrato in particolare vicino alla chiesa, dove dovrebbe essere più superficiale. Tuttavia con una stesa di 310 m si raggiungono circa 50 m, per cui l'obiettivo non era semplicemente raggiungibile.

I dettagli della sequenza usata sono i seguenti:

- elettrodi: 62
- distanza tra gli elettrodi: 5 m
- Configurazione elettrodica: Wenner
- Time: 500 ms
- Qmax: 3
- Stack min/max: 3/6
- Spacing: 1xa → 5 livelli, 2xa → 8 livelli, 3xa → 15 livelli
- Profondità prevista: circa 53 m
- Numero di misure: 906

Per quanto riguarda l'infissione dei picchetti si è notata una certa difficoltà solo nella zona di attraversamento del parcheggio del campo e in prossimità degli argini del Nera realizzati in cemento. Nella zona paludosa i picchetti si infiggevano anche a mano.

I dati sono stati scaricati in sito e preliminarmente elaborati con il programma di inversione Res2DInv, utilizzando tre iterazioni, senza intervenire sui settaggi e senza correzioni topografiche. Il risultato è riportato in figura A4.

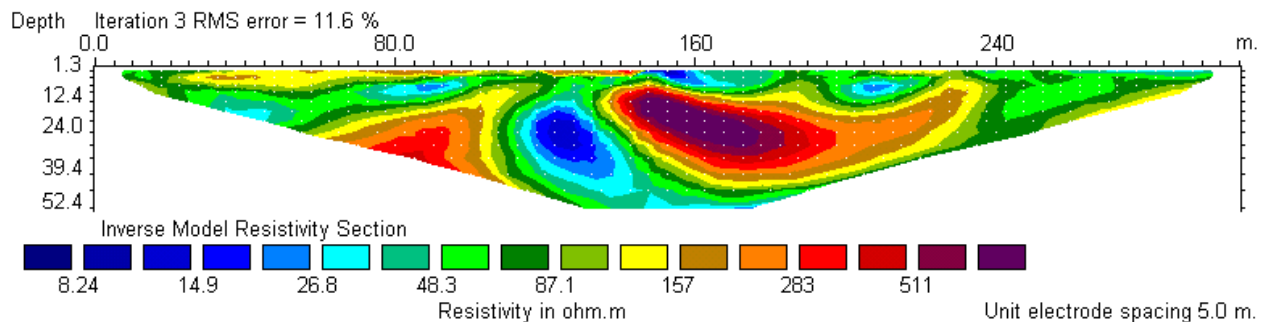


Figura A4: *l'inversione preliminare dei dati della stesa B con il Res2DInv*

Come si vede non sembra intravedersi il limite del substrato calcareo, sia a causa della scarsa definizione in profondità della zona laterale più vicino alla chiesa, sia per il fatto che la profondità alla quale si trova lo stesso substrato è maggiore.

Sono rilevabili però altri aspetti interessanti. Prima di tutto si nota intorno a 150-160 m una zona conduttiva superficiale: potrebbe essere la stessa che si notava in figura A2 poco definita al termine di quella stesa. Al di sotto di 12 m, tra 140 e 210-220 m, si nota una zona ad alta resistività molto importante, che per i valori assunti potrebbe essere associato con un banco di travertino finora non riconosciuto.

Si ricorda che il travertino è sicuramente presente nell'altra sponda del Nera e quindi riteniamo importante eseguire in futuro un sondaggio nell'altra sponda, il più lungo possibile e che raggiunga almeno i 20 m, in modo da poter tarare la risposta del travertino. Si noti che la zona ad alta resistività è interrotta tra 110 e 140 m da una zona molto ben definita a bassa resistività, che in linea del tutto ipotetica potrebbe essere una zona del travertino molto fratturata, satura di acqua: infatti il travertino sembra riprendere tra 60 e 110 m, in una posizione e ad una profondità tali che spiegherebbero perché la stesa A non è stata in grado di intercettarlo (ma forse sarebbe il caso anche qui cercare di fare un nuovo sondaggio che dia un maggiore dettaglio intorno ai 25-30 m di profondità).

Altre cose che si notano nella sezione sono alcuni ristagni d'acqua, intorno a 80 m (potrebbe essere la risposta estrema del canale di scarico della palestra che vedevamo nella sezione di figura A2) e 210 m (forse qualche altro canale di scarico del campo). Se si fa infine attenzione all'ultima parte della sezione si noterà una zona conduttiva molto superficiale (sotto i 2 m, la scala usata in figura schiaccia molto), in corrispondenza della zona paludosa: non sembra esserci alcuna risposta del canale di irrigazione presente in questo campo (intorno a 250 m della stesa).

La terza stesa ha riguardato la zona paludosa già attraversata dalla stesa B. Abbiamo cercato di mantenerci più o meno nella stessa direzione della stesa A.

Fermo restando infatti l'impossibilità pratica di raggiungere il substrato calcareo, in questa area è possibile raggiungere maggiori lunghezze per la stesa e quindi maggiori profondità di investigazione. C'è da dire che la zona travertinosa nell'altra sponda del Nera qui dovrebbe essere terminata, quindi in sostanza questa stesa è stata fatta più per testare la strumentazione che per ragioni pratiche.

Le misure si sono eseguite il giorno 29 Novembre, e nonostante il giorno precedente non fosse piovuto, la zona era altamente acquitrinosa, in particolare da una parte del canale.

Per spingere al massimo la misura si è utilizzata anche l'erta che conduce alla strada di collegamento che passa lateralmente al campo sportivo.

Proprio all'inizio della stesa è stata rilevata una sorgente che ha formato un piccolo stagno che poi si ricollega al canale di cui dicevamo prima. Altri canali sono presenti nell'area in esame.

La figura A5 riporta la localizzazione sommaria della stesa C con tutti i punti interessanti.

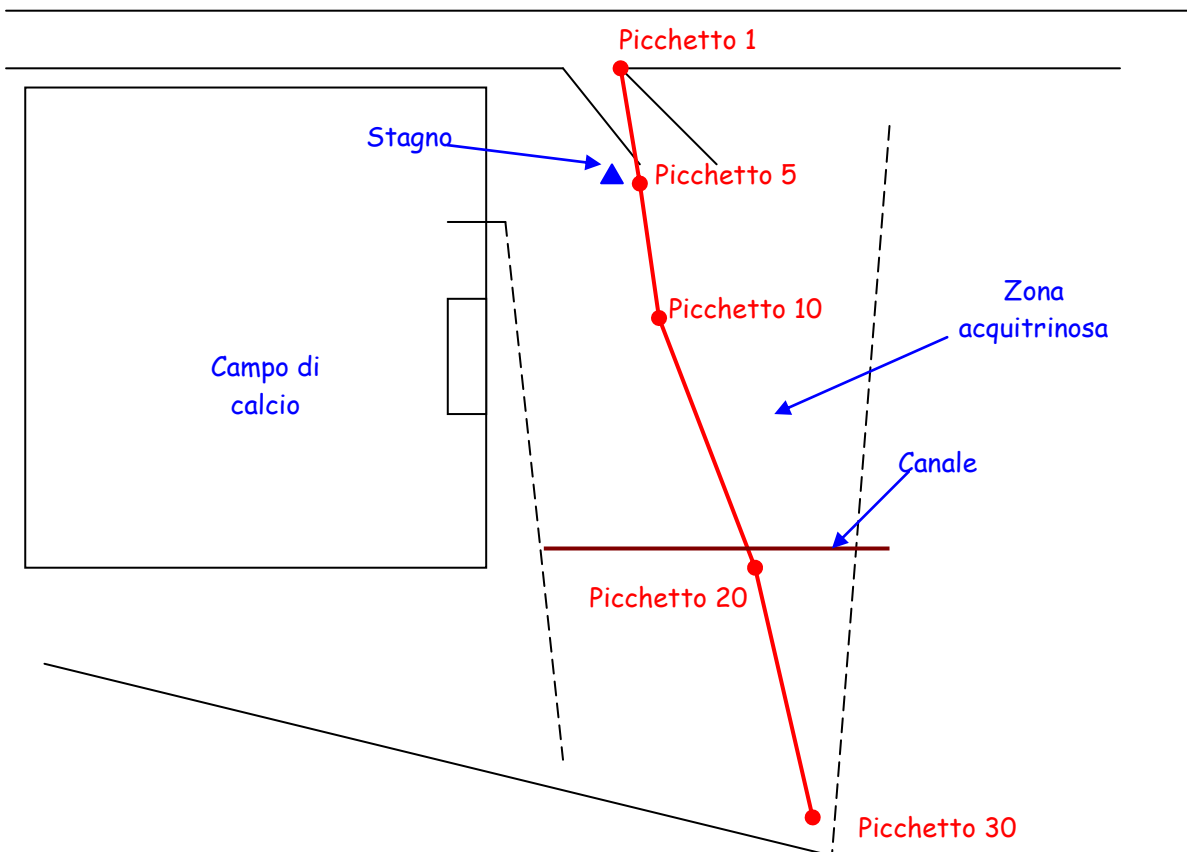


Figura A5 : Localizzazione approssimativa della stesa C di geoelettrica

Si sono utilizzati due cavi da 80 m, con 30 elettrodi distanziati di 5 m ciascuno, per complessivi 145 m.

Visto il carattere di test della strumentazione di questa stesa si è deciso di utilizzare sia la configurazione Wenner (acquisendo anche la polarizzazione indotta) che dipolo-dipolo.

Dettagli sulle sequenze:

- elettrodi: 62
- distanza tra gli elettrodi: 5 m

- Configurazione elettrodica: wenner + p.i.
- Time: 500 ms
- Qmax: 3
- Stack min/max: 3/6
- Spacing: 1xa → 3 livelli, 2xa → 6 livelli, 3xa → 6 livelli
- Profondità prevista: circa 23 m
- Numero di misure: 162

- elettrodi: 62
- distanza tra gli elettrodi: 5 m
- Configurazione elettrodica: dipolo-dipolo
- Time: 250 ms
- Qmax: 3
- Stack min/max: 3/6
- Spacing: 1xa → 3 livelli, 2xa → 6 livelli, 3xa → 12 livelli
- Profondità prevista: circa 26 m
- Numero di misure: 327

La figura A6 mostra le sezioni risultanti a confronto.

Come si vede le due configurazioni raggiungono profondità simili, anzi il dipolo-dipolo sembra essere più risolutivo in profondità. Il maggior numero di misure di quest'ultima configurazione è alla base anche della migliore risoluzione rispetto al Wenner, tuttavia ci sembra che le due sezioni sono molto simili.

Si nota in particolare la presenza di un corpo conduttivo molto superficiale, sotto i 2 m, tra 20 e 80 m. Si tratta della falda superficiale che ha come terminali lo stagno e il canale. Non sembrano esserci vie di alimentazione per un'eventuale falda.

Oltre il canale inizia una zona più resistiva (con valori però nettamente inferiori ai 500 ohm*m del presunto travertino della stesa B): probabilmente è presente una zona a grossa granulometria, come anche dimostra l'assenza di acquitrini superficiali. La sezione dipolo-dipolo sembra anche risolvere una zona più conduttiva che si estende tra 50 e 95 m al di sotto dei 12 m (nella sezione Wenner sembra solo accennata) e che potrebbe essere una falda più profonda, forse in pressione, perché limitata da due strati a bassa permeabilità, ma che potrebbe anche risalire fino alla quota del Nera, come sembrerebbe indicare la parte destra della sezione. Interessante notare che l'inversione restituisce una nuova zona più resistiva al di sotto dei 20 m, che potrebbe essere qualche altra lente di travertino.

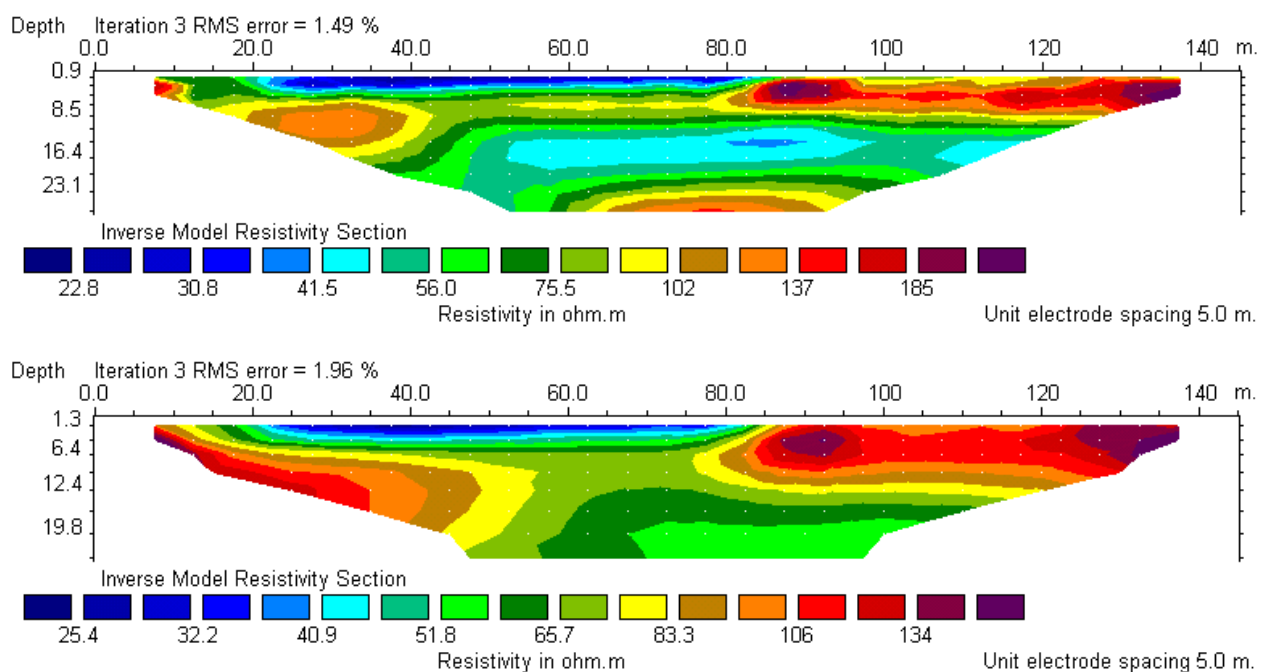


Figura A6: l'inversione preliminare dei dati della stesa C con il Res2Dinv; in alto per la configurazione dipolo-dipolo, in basso per il Wenner.