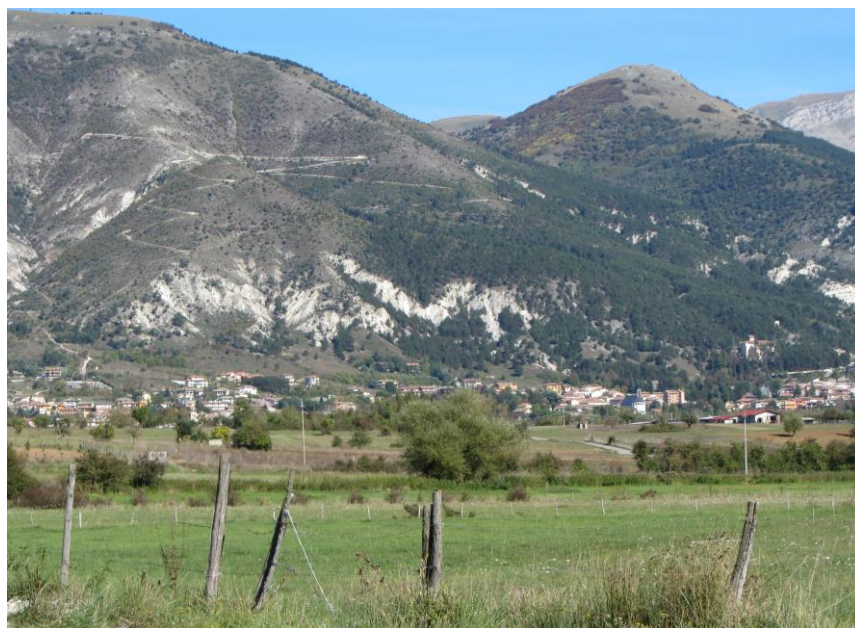


Ridefinizione delle Zone di Attenzione delle Faglie Attive e Capaci emerse dagli studi di microzonazione sismica effettuati nel territorio dei Centri abitati di Barete e Pizzoli in provincia de L'Aquila, interessati dagli eventi sismici verificatisi a far data dal 24 agosto 2016

FASE 1 – Relazione di sintesi



A cura di

GEOLOGIA

Paolo Boncio (1), Francesco Iezzi (1), Bruno Pace (1) Tommaso Piacentini (2), Alberto Pizzi (2), Irene Puliti (2), Nadia Salvatore (2), Anna Maria Blumetti (3), Felicia Papasodaro (3), Marco Moro (4), Emanuela Falcucci (4), Stefano Gori (4), Michele Saroli (5).

GEOFISICA

Fabrizio Cara (4), Giuseppe Di Giulio (6), Valerio Materni (4), Giuliano Milana (4), Luca Minarelli (4), Marta Pischiutta (4), Vincenzo Sapia (4), Stefano Urbini (4), Maurizio Vassallo (6).

1) Università "G. d'Annunzio" di Chieti – Pescara, Dipartimento DiSPUTer

2) Università "G. d'Annunzio" di Chieti – Pescara, Dipartimento INGEO

3) Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), Roma

4) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Sede di Roma

5) Università di Cassino e del Lazio Meridionale, Dipartimento di Ingegneria Civile e Meccanica, Cassino

6) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Sede di L'Aquila

Chieti
14 dicembre 2020



ISTITUTO NAZIONALE
DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA



ISPRA
Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale



INDICE

1. PREMESSA	4
1.1. Gruppo di lavoro.....	4
1.2. Attività svolte e in fase di svolgimento	4
1.3. Elaborati prodotti (Fase 1)	6
2. INTRODUZIONE	6
2.1. Inquadramento geologico e sismotettonico	6
3. RASSEGNA BIBLIOGRAFICA E ANALISI DEI DATI PRESENTI NELLA LETTERATURA SCIENTIFICA PUBBLICATA.....	9
3.1. Dati di letteratura sull'attività della faglia	9
3.2. Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica con indicazione della traccia della faglia attiva e capace	23
3.3. Indicazioni sui livelli di incertezza dei dati disponibili	27
4. ANALISI GEOMORFOLOGICA MULTITEMPORALE.....	28
4.1. Basi dati reperite e consultate	28
4.2. Risultati dell'analisi multitemporale delle foto aeree	29
4.3. Risultati dell'analisi del modello digitale del terreno da dati LiDAR	32
5. RILEVAMENTI DI TERRENO	36
5.1. Risultati del rilevamento geologico-strutturale	36
6. INDAGINI GEOFISICHE URGENTI PER LA FASE 1.....	40
6.1. Ubicazione e caratteristiche delle indagini geoelettriche	41
6.2. Descrizione dei risultati delle indagini geoelettriche	41
6.3. Ubicazione e caratteristiche delle misure di rumore sismico ambientale	46
6.4. Descrizione dei risultati delle misure di rumore sismico	49
6.5. Interpretazione geologica preliminare delle indagini geoelettriche	54
7. CARTA DELLE FAGLIE ATTIVE E CAPACI E ZONE DI ATTENZIONE RIVISTE – FASE 1. 57	
8. CONCLUSIONI DELLA FASE 1 E PROGRAMMAZIONE ATTIVITÀ PER LA FASE 2.....	59
9. LAVORI CITATI.....	63

ALLEGATI

Tavola 1: Carta degli elementi fotointerpretati

Tavola 1a – foto aeree 1954

Tavola 1b – foto aeree 2007



ISTITUTO NAZIONALE
DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA



ISPRA
Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale



Tavola 2: Carta degli elementi rilevati dall'analisi dei dati LiDAR

Tavola 3: Carta delle Faglie Attive e Capaci e della relativa Zona di Attenzione



ISTITUTO NAZIONALE
DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA



ISPRA
Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale



1. PREMESSA

La presente Relazione sintetizza le attività svolte dall'Università "G. d'Annunzio" di Chieti – Pescara (di seguito UdA), Dipartimenti DiSPUTer e INGEO, in collaborazione con ricercatori dell'INGV, dell'ISPRA e dell'Università di Cassino e del Lazio Meridionale, relativamente alla FASE 1 dell'accordo di Collaborazione scientifica con INGV per la "Ridefinizione delle Zone di Attenzione delle Faglie Attive e Capaci emerse dagli studi di microzonazione sismica effettuati nel territorio dei Centri abitati di Barete e Pizzoli in provincia de L'Aquila, interessati dagli eventi sismici verificatisi a far data dal 24 agosto 2016".

Di seguito saranno date informazioni circa la definizione del gruppo di lavoro e delle collaborazioni scientifiche e le attività svolte. Dopo un breve inquadramento geologico e sismotettonico (Cap. 2), il Capitolo 3 esporrà una rassegna delle conoscenze e dei dati disponibili nella letteratura scientifica specialistica. Successivamente si esporranno i risultati delle indagini fin qui svolte, da quelle geomorfologiche (Cap. 4), sintetizzate in tre elaborati cartografici (Tavole 1a, 1b e 2), ai rilevamenti di terreno (Cap. 5). Il Capitolo 6 sintetizzerà i risultati di alcune indagini geofisiche svolte con urgenza già in questa Fase 1 per risolvere alcuni aspetti ritenuti fondamentali per il proseguimento delle attività. Il prodotto finale fondamentale di questa fase è la carta con la traccia ridefinita delle Faglie Attive e Capaci e della relativa Zona di Attenzione (Tavola 3), descritta nel Capitolo 7. Il Capitolo 8 sintetizza le principali conclusioni della Fase 1 e propone una serie di indagini da realizzare durante la Fase 2.

1.1. Gruppo di lavoro

Il gruppo di lavoro UdA è costituito dai Prof.ri Paolo Boncio (Coordinatore) e Bruno Pace (Dipartimento DiSPUTer) e dai Prof.ri Tommaso Piacentini e Alberto Pizzi (Dipartimento INGEO), i quali si avvalgono della collaborazione di personale laureato qualificato coinvolto con apposite borse di studio (Dott. Francesco Iezzi, Dott.ssa Irene Puliti, Dott.ssa Nadia Salvatore).

Al fine di una ottimizzazione delle conoscenze scientifiche sull'area e sull'oggetto dello studio (Faglie Attive e Capaci), alle attività di ricerca collaborano ricercatori dell'ISPRA (Dott.sse Anna Maria Blumetti e Felicia Papasodaro), dell'INGV (Dott.ri Marco Moro, Stefano Gori e Dott.ssa Emanuela Falcucci) e dell'Università di Cassino e del Lazio Meridionale (Prof. Michele Saroli).

Le indagini geofisiche sono realizzate da ricercatori dell'INGV (Dott.ri Fabrizio Cara, Giuseppe Di Giulio, Valerio Materni, Giuliano Milana, Luca Minarelli, Marta Pischiutta, Vincenzo Sapia, Stefano Urbini, Maurizio Vassallo).

1.2. Attività svolte e in fase di svolgimento

Lo studio riguarda le aree urbanizzate ed urbanizzabili interessate dalle Zone di Attenzione per Faglia Attiva e Capace tracciate nelle Carte delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica delle Microzonazioni sismiche dei Comuni di Barete e Pizzoli. A supporto della presente Fase 1 di studio, si è ritenuto opportuno svolgere indagini specifiche tra quelle indicate come necessarie per la Fase 2, alcune delle quali ancora in corso. In particolare, sono state svolte o sono in corso di svolgimento le seguenti attività:

- Raccolta della letteratura più aggiornata e delle banche dati sismologiche per la caratterizzazione dell'assetto sismotettonico regionale e locale, utile a valutare il ruolo delle faglie come possibili sorgenti di pericolosità da fagliazione superficiale.

- Relativamente alle banche dati sismologiche vengono utilizzati:
 - Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani del 2015, versione 2.0 (CPTI15) (<https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>) (Rovida et al., 2019);
 - Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell'area Mediterranea (760 a.C.-1500) (CFTI5Med) (<http://storing.ingv.it/cfti/cfti5/>) (Guidoboni et al., 2018, 2019);
 - Database parametrico dei terremoti strumentali italiani (ISIDE, ISIDE Working Group, 2007), che copre la finestra temporale dal 1° gennaio 1985 ad oggi (<http://terremoti.ingv.it/iside/>);
 - Meccanismi focali dei cataloghi CMT e RCMT (Pondrelli, 2002; Pondrelli & Salimbeni, 2006) rivisti e integrati recentemente dagli stessi autori (Pondrelli et al., 2020) e TDMT (Scognamiglio et al., 2006).
- Raccolta delle informazioni su effetti di deformazioni cosismiche permanenti di terremoti storici, utili ai fini della pericolosità da fagliazione superficiale. Per tale finalità, vengono consultati:
 - Catalogo italiano degli Effetti Deformativi del suolo Indotti dai forti Terremoti (CEDIT) del Centro di Ricerca sui Rischi Geologici (CERI) dell'Università "Sapienza" di Roma (<http://www.ceri.uniroma1.it/>);
 - Informazioni riportate nel Catalogo CFTI5Med;
 - Informazioni riportate nel Database Macrosismico Italiano DBMI15 Versione 2.0 (<https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>) (Locati et al., 2019);
- Raccolta ed informatizzazione in ambiente GIS di tutte le banche dati e cartografie topografiche disponibili. In particolare:
 - Modello digitale di elevazione del terreno (Digital Elevation Model, DEM) del territorio nazionale con risoluzione 10 m, noto come DEM "TINITALY" (Tarquini et al. 2007) (<http://tinitaly.pi.ingv.it/>);
 - Carta Tecnica Regionale (CTR) della Regione Abruzzo in scala 1:5.000;
 - Modello Digitale del Terreno (DTM) a 5 m della Regione Abruzzo realizzato a partire da dati vettoriali CTR messo a disposizione da UdA (P. Boncio);
 - DTM ad alta risoluzione (≤ 1 m) dell'area di Pizzoli ottenuto da dati Light Detection and Ranging (LiDAR) realizzato dalla Regione Friuli Venezia Giulia a seguito del terremoto de L'Aquila del 2009 e messo a disposizione dal Dipartimento della Protezione Civile;
 - Per l'area di Barete, sono in corso di elaborazione i dati LiDAR ed il relativo DTM acquisiti dal Ministero dell'Ambiente;
- Raccolta ed informatizzazione in ambiente GIS di tutte le cartografie tematiche geologiche, geomorfologiche, tettoniche e sismotettoniche e le indagini geologiche, geognostiche e geofisiche già presenti in database informatizzati. In particolare:
 - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (CARG), F. 349 Gran Sasso (www.isprambiente.gov.it) e stralci di "originali d'autore" messi a disposizione da UdA (A. Pizzi);
 - Carta Geologica Prototipale del Quaternario dell'alta Valle dell'Aterno pubblicata da Bosi et al. (2004);
 - Rilevamenti inediti delle coperture quaternarie dell'area di Barete-Pizzoli e stratigrafie inedite di sondaggi geognostici messi a disposizione da ISPRA (A.M. Blumetti e F. Papasodaro);
 - Rilevamenti tettonici (tracce di faglie) inediti o parzialmente pubblicati messi a disposizione da tutto il Gruppo di Lavoro.
- Consultazione delle seguenti banche dati di faglie attive/sorgenti sismogeniche e Linee guida:
 - Sorgenti sismogeniche del Database delle Sorgenti Sismogeniche Italiane DISS (Database

of Individual Seismogenic Sources) dell'INGV nella sua versione più recente (<http://diss.rm.ingv.it/diss/>) (Basili et al., 2008; DISS Working Group, 2018);

- Catalogo delle Faglie Capaci ITHACA (ITAlly HAZard from CApable faults) dell'ISPRA (www.isprambiente.gov.it/it/progetti/suolo-e-territorio-1/ithaca-catalogo-delle-faglie-capaci) (Michetti et al., 2000; ITHACA Working Group, 2019);
- Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC) (Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2015).
- Raccolta e sintesi della letteratura scientifica più aggiornata sulle faglie attive e capaci, o potenzialmente attive e capaci, e loro stato di attività, di interesse per gli abitati di Barete e Pizzol.
- Raccolta degli studi di Microzonazione Sismica di Livello 1 e di Livello 3 degli abitati di Barete e Pizzoli messi a disposizione dal Centro di Microzonazione Sismica tramite il CNR-IGAG nell'ambito del presente studio.

1.3. Elaborati prodotti (Fase 1)

I risultati delle analisi, indagini ed elaborazioni condotte nella Fase 1 sono sintetizzati nei seguenti allegati cartografici realizzati in scala 1:5.000 e nella presente Relazione di sintesi:

- Tavole 1: Carta degli elementi fotointerpretati
 - Tavola 1a – foto aeree 1954
 - Tavola 1b – foto aeree 2007
- Tavola 2: Carta degli elementi rilevati dall'analisi dei dati LiDAR;
- Tavola 3: Carta delle Faglie Attive e Capaci e della relativa Zona di Attenzione;
- Relazione di sintesi della Fase 1 (presente documento).

2. INTRODUZIONE

2.1. Inquadramento geologico e sismotettonico

La Faglia del Monte Marine, anche nota come Faglia dell'Alta Valle dell'Aterno (talora citata come Faglia di Pizzoli o Faglia di Arischia) è una faglia normale ad orientazione NW-SE, sudovest immergente, la cui traccia si segue in superficie per una lunghezza di circa 15 Km. Essa borda la base del versante sudoccidentale del Monte Marine e delimita verso est la depressione tettonica della Alta Valle dell'Aterno. Nel quadro geologico-strutturale regionale la faglia di Monte Marine (MMF in Fig. 2.1) si rinvia lungo la zona assiale della catena dell'Appennino centrale, nel settore di incontro tra le successioni Triassico-mioceniche di margine-piattaforma carbonatica (dominio laziale-abruzzese) e le coeve successioni di scarpata – bacino pelagico (dominio umbro-marchigiano-sabino). La MMF occupa il blocco di tetto dell'unità tettonica del Gran Sasso (GS in Fig. 2.2), al letto del sovrascorrimento Olevano-Antrodoco-Monti Sibillini (OAS in Fig. 2.2), la cui traccia affiora circa 10 Km più ad ovest.

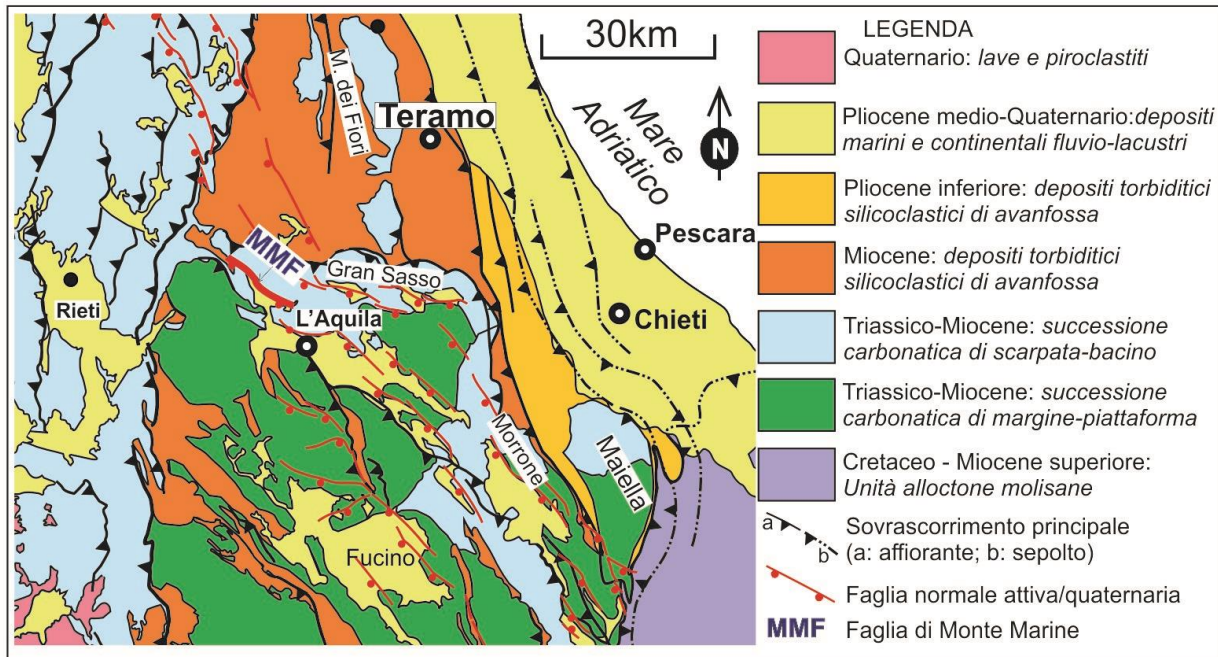


Figura 2.1 Schema geologico-strutturale dell'Appennino Centrale.

La Figura 2.2 evidenzia come la MMF si trovi lungo la parte centrale della fascia ad andamento c. NW-SE sottoposta attualmente ad estensione crostale NE-SW, con tassi di deformazione valutati da dati GPS nell'ordine di 2-4 mm/anno (D'Agostino, 2014), confermati dalle soluzioni dei meccanismi focali dei recenti terremoti di $M_w \geq 6$ (es. L'Aquila 2009 e Italia Centrale 2016; Pondrelli et al., 2020). L'ubicazione degli epicentri e la relativa intensità macrosismica dei principali terremoti storici, indicano come questo settore assiale dell'Appennino sia stato ripetutamente colpito da terremoti anche di notevole intensità ($I_o \geq 9$). La Figura 2.2, inoltre, evidenzia che alla Faglia di Monte Marine è associato il terremoto storico del 2 febbraio 1703 avente intensità epicentrale I_o pari a X MCS ed una magnitudo equivalente $M_w = 6.7$ (Catalogo CPTI 15; Rovida et al., 2016).

La faglia del Monte Marine è caratterizzata da chiarissime evidenze geologiche e geomorfologiche di fagliazione recente. Scarpate di faglia, faccette triangolari e trapezoidali sono osservabili con notevole continuità nei terreni carbonatici di letto della faglia, in genere a contatto tettonico con i depositi continentali quaternari al tetto della faglia principale. Il coinvolgimento degli stessi depositi tardo-quaternari, sia alluvionali che di versante, nella deformazione e la presenza di scarpate cosismiche preservate nei terreni di copertura, sottolineano l'attività anche in tempi molto recenti della faglia.

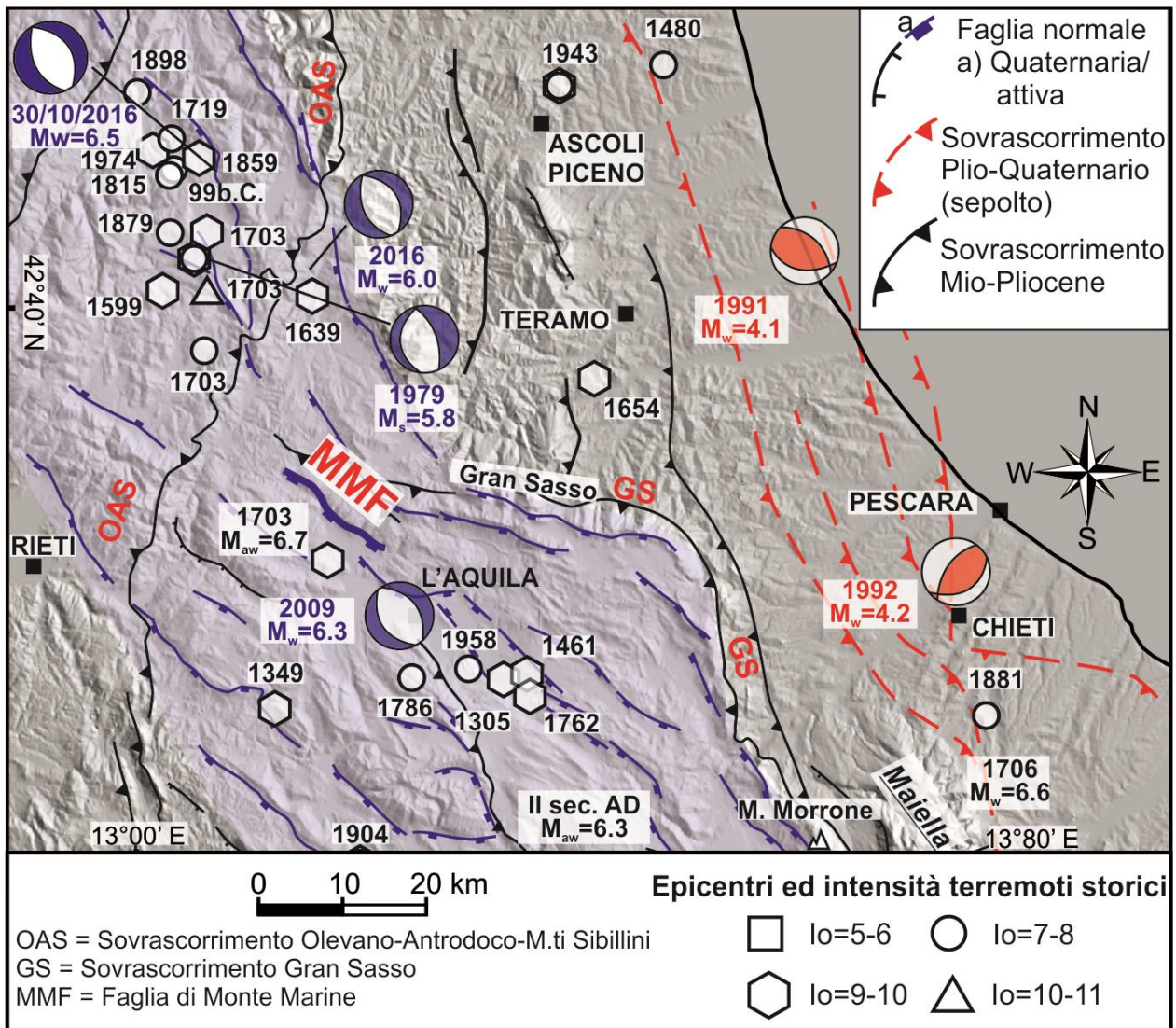


Figura 2.2. Schema strutturale semplificato dell'Appennino Centrale e relativa sismicità. L'area ombreggiata in violetto, lungo la zona assiale della catena, rappresenta la zona in estensione dove si rinvencono le principali faglie normali attive e capaci (linee in blu), sovrainposte alle strutture neogene della catena a pieghe e sovrascorrimenti. Sovrascorrimenti e strutture transpressive (linee rosse) rappresentano le strutture attive durante il Pliocene-Quaternario, nell'area dell'avampaese adriatico. Viene riportata l'ubicazione epicentrale e l'intensità macrosismica e/o magnitudo momento equivalente (M_w) dei terremoti storici ed i meccanismi focali dei principali eventi recenti che confermano un'area interna in estensione ed una esterna in compressione. In particolare, alla Faglia di Monte Marine viene associato il terremoto storico del 2 febbraio 1703 avente $I_o = X$ e $M_{aw} = 6.7$ (Catalogo CPTI 15, Rovida et al., 2016).

In prossimità degli abitati di Arischia, Pizzoli e Barete la MMF mostra evidenti scarpate di faglia al contatto tra il Calcare Massiccio (Giurassico inferiore), al letto, ed i depositi quaternari, localmente le Marne con Cerrognia (a sud di Arischia), al tetto della faglia (Fig. 2.3). Il piano di faglia principale non è sempre osservabile in affioramento, in quanto la zona di deformazione è generalmente costituita da un'ampia fascia fortemente cataclastica, dove il Calcare Massiccio dolomitizzato è ridotto ad un "gouge" incoerente tanto da originare delle caratteristiche morfologie "calanchive". Localmente, dove

la roccia di faglia è più coerente, sono osservabili indicatori cinematici dip-slip o leggermente obliqui (Pizzi e Pieruccini, Note III. CARG Gran Sasso d'Italia).



Fig. 2.3 Veduta da SW (Monti d'Ocre) della Faglia di Monte Marine. Il contatto principale lungo il substrato carbonatico al letto della faglia è evidenziato da ampie fasce cataclastiche di colore biancastro evidenziato dalle frecce rosse.

La letteratura scientifica disponibile, riportata in dettaglio nel paragrafo 3.1, documenta abbondantemente la presenza di faglie all'interno di formazioni tardo-pleistoceniche-oloceniche. Studi paleosismologici, ad esempio, documentano dislocazioni di depositi di versante datati 31.710 ± 760 e 23.330 ± 300 (Pleistocene superiore) con il metodo del radiocarbonio, evidenziando l'occorrenza di un forte terremoto ($M 6.9$) a circa 29.000 anni ed una attività della faglia anche in tempi storici (Blumetti, 1995). Recenti studi paleosismologici hanno dettagliato le dislocazioni nei depositi del Pleistocene superiore-Olocene ed hanno valutato uno slip-rate minimo della faglia di 0.25-0.43 mm/a (Galadini e Galli, 2000; Moro et alii, 2002; Galli et al., 2011, Moro et al., 2016). Questi studi ipotizzano che la faglia del Monte Marine possa essere stata la sorgente sismogenica del terremoto aquilano del 2 Febbraio 1703, cui viene attribuita una $M_w = 6.7$. Tale ordine di magnitudo viene interpretato come dovuto alla contemporanea attivazione delle faglie del Monte Marine e del Monte Pettino, per una lunghezza totale di rottura di superficie pari a circa 20 km.

3. RASSEGNA BIBLIOGRAFICA E ANALISI DEI DATI PRESENTI NELLA LETTERATURA SCIENTIFICA PUBBLICATA

3.1. Dati di letteratura sull'attività della faglia

In questo capitolo sono raccolti e sintetizzati gli studi geologici, morfotettonici e paleosismologici che, a partire dalla metà degli anni '70 del secolo scorso, hanno investigato le evidenze di attività quaternaria della Faglia del M.te Marine. In particolare, sono analizzati quei lavori che hanno permesso di datare l'occorrenza di eventi tardoquaternari nonché storici riferibili alla faglia stessa, contribuendo



ISTITUTO NAZIONALE
DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA



ISPRA
Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale



alla sua parametrizzazione in termini di pericolosità sismica: lunghezza, rigetti, massima magnitudo e massima dislocazione attesa, *slip rate*, tempi di ricorrenza.

Bosi, 1975

Lo studio è finalizzato a porre le basi per correlare le evidenze morfologiche delle zone di faglie con l'attività quaternaria delle faglie stesse, utilizzando la fotointerpretazione come strumento fondamentale da affiancare al rilevamento diretto. Il criterio seguito è basato sull'individuazione di particolari morfologici non spiegabili se non considerandoli frutto di movimenti tettonici avvenuti in tempi recenti lungo le faglie, come ad esempio distorsioni ed irregolarità del reticolo idrografico, dislocazioni di paleo-superfici, forme particolari del versante, discontinuità nei profili degli stessi, affioramento di specchi di faglia.

Attraverso questa tecnica è possibile anche arrivare a stime approssimate sullo stato di attività delle faglie, soprattutto in zone, come quella dell'Appennino Centrale, soggette a variazioni climatiche intense che rendono possibile quantomeno la distinzione tra morfotipi di età riferibile alle ultime due glaciazioni rispetto a quelli più antichi. Nello studio considerato, questa tecnica viene applicata a diverse faglie dell'Appennino Centrale per valutarne gli indizi di attività quaternaria, tra le quali, seppur marginalmente, compare la faglia del Monte Marine.

La faglia del M.te S. Lorenzo-M.te Marine è citata come esempio di faglia “attiva”, con caratteristiche simili a quelle della dorsale M.te Cefalone-Serralunga, che presenta un piano di faglia affiorante per chilometri e visibile anche da notevole distanza. In effetti questo, con un'altezza di circa 8-10 m, costituisce un evidente gradino che divide il versante dal punto di vista geomorfologico in una parte superiore, costituita da strati calcarei, ripida e scoscesa ed interessata da erosione e fenomeni gravitativi, e una parte inferiore, costituita dall'accumulo dei detriti provenienti dalla precedente, che ricoprono in parte i sedimenti fluvio-glaciali e lacustri, molto probabilmente riferibili all'ultima espansione glaciale.

Questo “gradino” in corrispondenza del piano di faglia dovrebbe perciò tendere a scomparire in tempo relativamente breve per effetto dell'erosione a monte e della sedimentazione a valle, mentre la sua persistenza fino a oggi può essere un'evidenza del sollevamento della dorsale in tempi recenti.

Blumetti, 1995

La forma piatta della cresta del Monte Marine è interpretata come l'eredità di un paesaggio di bassa energia, risultato dell'evoluzione in condizioni di clima arido-semiarido, durante una fase tettonica caratterizzata da un tasso di attività molto basso, riconducibile al tardo Pliocene – inizio Pleistocene. Alla base della scarpata del Monte Marine, nell'area di Arischia, si trova una zona di faglia caratterizzata da un'ampia zona di rocce cataclastiche, profondamente fratturate e dolomitizzate, soggetta a rapida erosione, come dimostra la presenza di aree calanchive. Lo spessore di questa zona indica sia l'importanza della struttura tettonica che l'ha generata che l'alta energia rilasciata durante violenti terremoti lungo questa zona di faglia.

Le evidenze di attività tettonica recente si ritrovano come testimonianze storiche sia di eventi gravitativi importanti, che avrebbero modificato in alcuni punti la morfologia del rilievo, sia di fenomeni di liquefazione, che sarebbero avvenuti a seguito del terremoto del 2 febbraio 1703. Altra zona di deformazione importate è quella del Piano di Rotigliano, dove si ritrovano evidenti effetti di

superficie riconducibili al sisma del 1703.

Altre evidenze sono emerse sempre nella zona di Arischia in alcuni scavi legati a costruzioni, che hanno portato alla luce depositi del Pleistocene superiore – Olocene fagliati; uno di questi ha permesso di effettuare delle analisi paleosismologiche, che hanno portato alla luce una scarpata erosa di circa 2 m, riconducibile ad effetto combinato di tettonica e fenomeni gravitativi, che vede coinvolta nella fagliazione una unità riferibile al Pleistocene superiore (fig. 3.1).

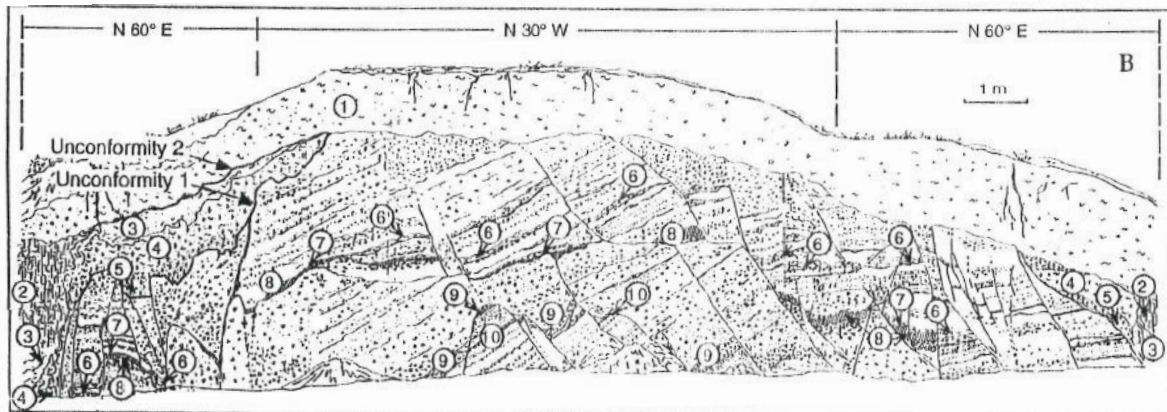


Fig. 3.1: Sketch della parete dello scavo analizzato nella zona di Arischia; 1. suolo recente; 2. paleosuolo marrone molto scuro posto al di sopra di 3; 3. colluvio biancastro ricco in ceneri vulcaniche; 4. paleosuolo marrone molto scuro (con un'età al ^{14}C di 29.690 ± 1.110 anni) al di sopra di 5; 5. livello di tephra giallastri (pedogenizzati sul margine sinistro dell'affioramento) su una superficie erosiva, al di sotto della quale si trovano depositi stratificati colluvio-alluvionali a granulometria molto fine, immergenti 25° NW: nella sequenza sono presenti diversi livelli di tephra, dei quali i più importanti sono quelli descritti da 6 a 10; 6. suolo marrone molto scuro su materiale vulcanico; 7. livello di tephra giallastri (più giovani di 186.000 anni da datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$); 8. paleosuolo marrone molto scuro su materiale vulcanico; 9. livello di tephra marroni-giallastri sotto il quale si trova il livello 10; 10. depositi alluvionali di sabbia e argilla.

Questo fenomeno di unione di attività tettonica e fenomeni gravitativi si ritrova in tutta l'area di Arischia ed è responsabile dell'aspetto ad horst e graben del rilievo. Le evidenze ottenute dagli studi effettuati hanno individuato almeno due eventi di rottura durante il Pleistocene, di cui uno testimoniato da depositi colluviali datati al ^{14}C 29.690 ± 1.100 anni dislocati di circa 2 m.

Bagnaia et alii, 1996

La faglia di Barete-Pizzoli-Arischia è caratterizzata dalla presenza di una fascia cataclastica molto estesa, interessata da forme calanchive che determinano una forte evidenza morfologica e scarpate di faglia in depositi recenti, come quella visibile tra Pizzoli e Arischia (fig. 3.2)

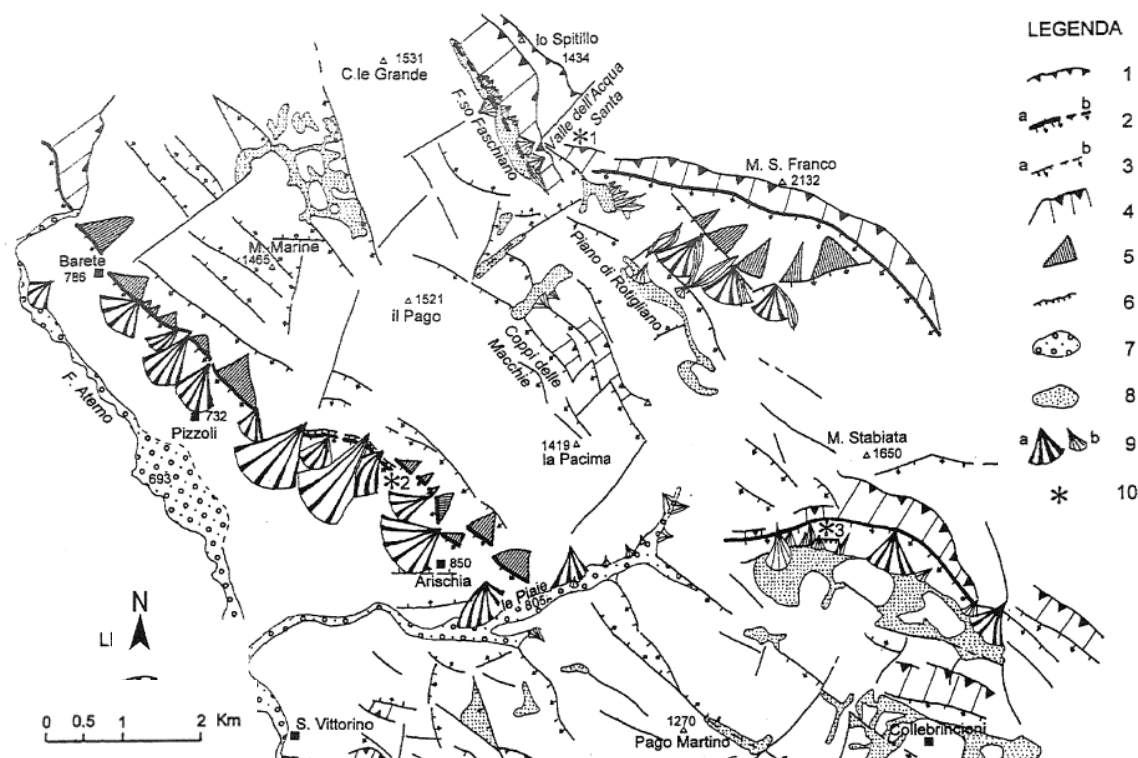


Fig. 3.2: Stralcio della carta morfotettonica dei rilievi a nord della conca aquilana, da Bagnaia et alii, 1996. 1. sovrascorrimenti; 2. faglie principali con evidenze morfologiche di attività quaternaria a) affioranti, b) sepolte; 3. faglie secondarie con evidenze morfologiche a) affioranti, b) sepolte; 4. versanti di faglia; 5. faccette triangolari e trapezoidali; 6. scarpate di faglia con depositi quaternari; 7. piana alluvionale recente-attuale; 8. Depositi alluvio-colluviali in depressioni tettoniche e tettono-carsiche; 9. conoidi alluvionali a) Pleistoceniche, b) Oloceniche-attuali; 10. localizzazione di alcuni siti descritti nel testo.

Nell'area tra Pizzoli-Ariscchia e il Piano di Rotigliano i rilievi denominati Coppi delle Macchie sono ribassati verso SW da faglie dirette con componente gravitativa. Altri chiari indizi geomorfologici di tettonica attiva rinvenuti nell'area sono stati faccette triangolari, deformazioni tettoniche-gravitative, casi di ringiovanimento del paesaggio, che sembrano verosimilmente evolvere in concomitanza di eventi sismici di elevata energia, ipotesi avvalorata dagli studi condotti da Blumetti, 1995 sul terremoto del 2 febbraio del 1703.

Basili et alii, 1997

La faglia del Monte Marine presenta una lunghezza di 15 km e una direzione NW-SE con immersione SW ed è caratterizzata da una fascia cataclastica larga circa 50 m; l'attività recente della faglia è testimoniata dalla dislocazione di alcuni metri di depositi sciolti di versante, di probabile età tardo-pleistocenica, visibile lungo la scarpata di faglia.

Tramite correlazione sono stati individuati sette diversi ordini di superfici relitte, distribuiti a quote comprese tra 600 e 1600 m slm: il livello più basso raggruppa i terrazzi legati ai depositi più recenti della Valle dell'Aterno; i tre ordini intermedi sono generalmente incassati nei versanti e seguono l'andamento dell'attuale reticolo idrografico, inquadrandosi in un paesaggio simile a quello attuale; i

tre livelli più alti sembrerebbero appartenere a paesaggi intensamente disseccati e con una fisiografia originale molto diversa da quella attuale di età al Pliocene superiore – Pleistocene inferiore (fig. 3.3).

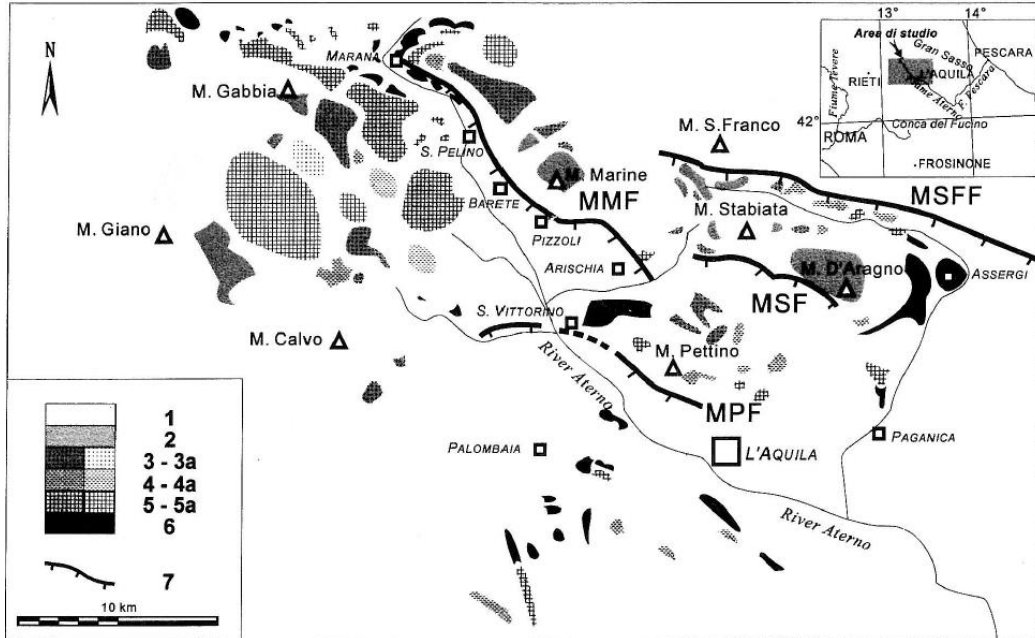


Fig. 3.3: Carta delle superfici relitte dell'area considerata nello studio. 1-6. superfici relitte dei rispettivi ordini; 3a-5°. aree con diffusa presenza di superfici relitte non cartografabili; 7. faglie normali primarie attive, con MMF faglia del M.te Marine, MPF faglia del M.te Pettino, MSF faglia del M.te Stabiata, MSFF faglia del M.te S. Franco.

Tutta l'area corrispondente alla depressione della Valle dell'Aterno appare interessata dalla stessa successione di superfici relitte, per cui gli autori ipotizzano che quest'area, dal punto di vista tettonico, corrisponda ad un unico blocco sostanzialmente solidale ed omogeneo sotto il profilo del sollevamento. Da qui, l'ipotesi dell'esistenza di una struttura con geometria di tipo semi-graben nel bacino dell'Alta Valle dell'Aterno, il cui lato nord-orientale sarebbe bordato da faglie il cui rigetto si annulla progressivamente spostandosi verso il bordo sud-occidentale dello stesso (fig. 3.4).

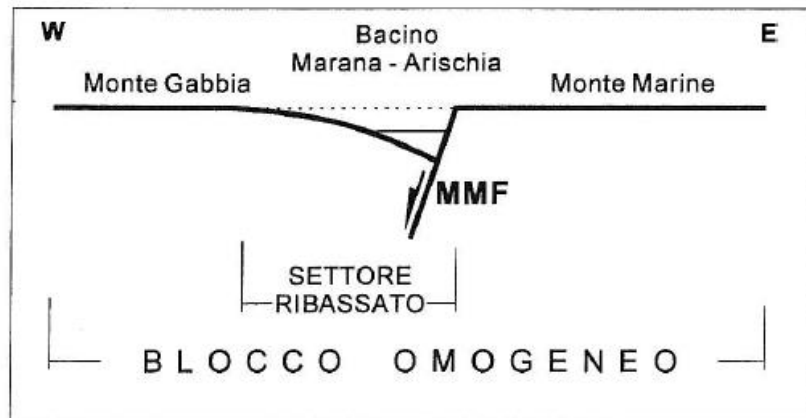


Fig. 3.4: Sezione schematica illustrante la relazione tra l'attività della faglia del M.te Marine e la formazione

della depressione di Pizzoli-Arischia.

Galadini e Galli, 2000

La complessa espressione superficiale del sistema di faglie dell'Alta Valle dell'Aterno sarebbe in parte dovuta alla presenza di segmenti di faglia in en-echelon con step-over destro, probabilmente uniti in profondità su un piano di faglia principale, che presenta una componente obliqua di movimento. Più nello specifico, la faglia del Monte Marine è caratterizzata da un piano di faglia principale su substrato a contatto con depositi di versante stratificati tardo-pleistocenici, con strie che mostrano una componente obliqua di scorrimento. In alcuni casi i depositi, datati al ^{14}C 31.710 ± 760 e 23.330 ± 300 anni, risultano dislocati, mentre in altri risultano sospesi (al letto della faglia) sulla zona pedemontana (fig. 3.5).

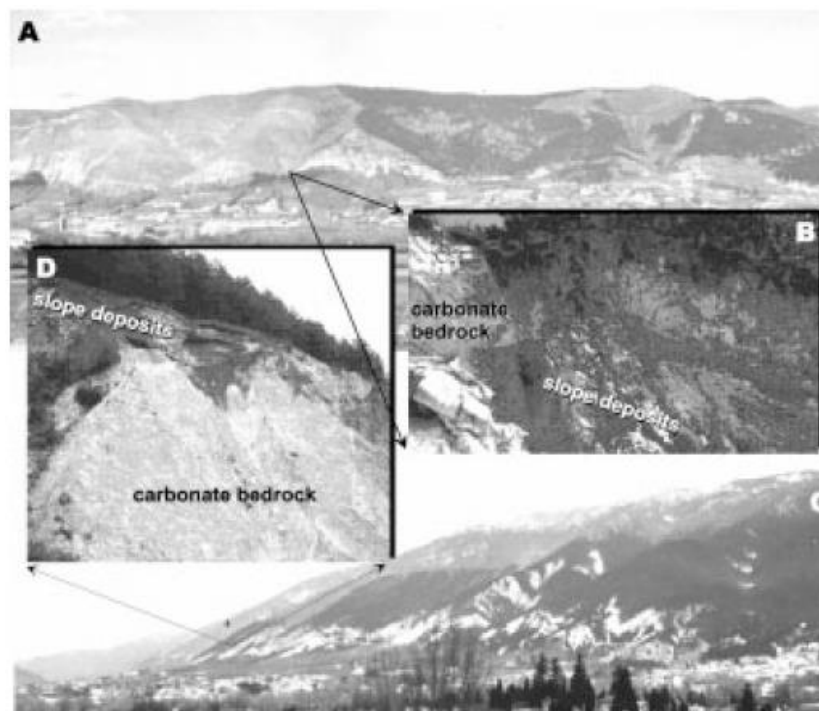


Fig. 3.5: A) scarpata su substrato lungo la faglia del M.te Pettino; B) dettaglio dei depositi di versante tardo Pleistocenici al tetto della faglia; C) scarpata su substrato lungo la Faglia del M.te Marine; D) dettaglio dei depositi di versante del tardo Pleistocene al letto della faglia (a causa dell'attività della faglia i depositi di versante sono sospesi sull'area pedemontana)

Lo studio dei rigetti in queste zone di affioramento del piano di faglia ha permesso agli autori di calcolare uno *slip rate* verticale minimo per il Tardo Pleistocene di 0,25-0,43 mm/anno, considerando una dislocazione verticale di 8-10 m dei depositi sopra descritti (fig. 3.6).

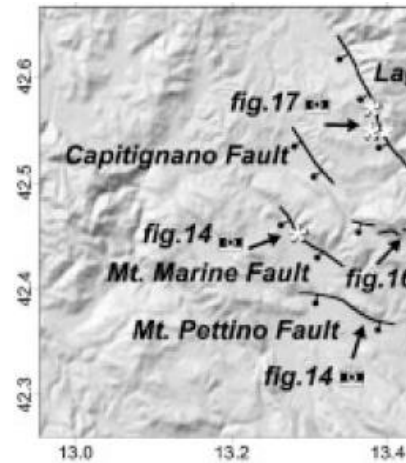
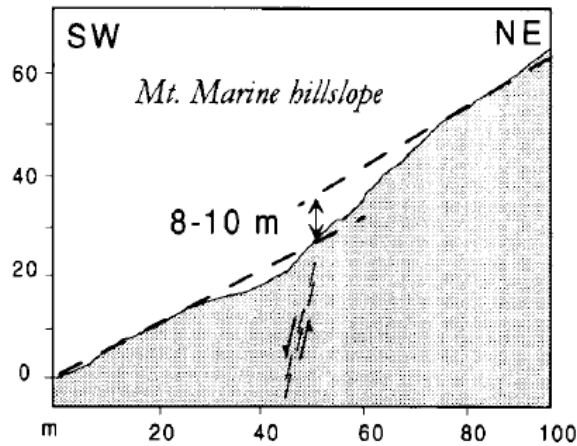


Fig. 3.6: faglia del M.te Marine, profilo topografico attraverso la scarpata di ragua che interessa i depositi di versanti del tardo Pleistocene localizzata dall'asterisco bianco.

Moro et alii, 2002

Per lo studio della faglia del Monte Marine è stata scavata una trincea su una scarpata di circa 10 metri, WNW-ESE, in cui sono state riconosciute tre zone di deformazione principali (fig. 3.7), composte da sistemi più o meno complessi di faglie prevalentemente dirette, ad alto angolo con orientamento WNW-ESE, che ribassano il settore sudoccidentale, se non in un caso in cui è ribassato il settore settentrionale.

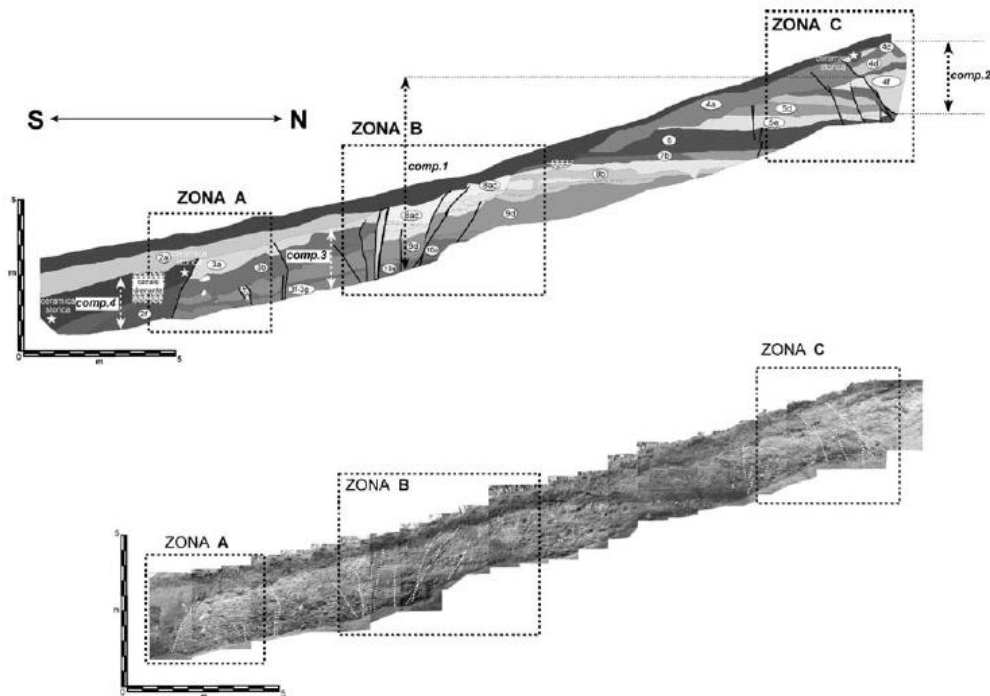


Fig. 3.7: Log e fotomosaico della parete ovest della trincea; le principali zone di deformazione (A, B e C) sono individuate dai riquadri a tratteggio; le faglie sono indicate in nero nello schema grafico e a tratteggio bianco nel fotomosaico.

Le relazioni tra unità stratigrafiche e piani di taglio hanno permesso di riconoscere l'occorrenza di almeno cinque eventi di fagliazione superficiale. La zona di deformazione al piede della trincea, ampia circa 2 m (fig. 3.8), è composta da una serie di faglie dirette ad alto angolo, con locale movimento inverso, e mette a contatto due differenti sequenze stratigrafiche, costituite rispettivamente da corpi colluviali massivi recenti (presenza di frammenti ceramici storici) e da depositi alluvio-colluviali mal stratificati, che potrebbero costituire il prodotto della rielaborazione di unità alluvionali più vecchie; è sigillata da un'unità della prima sequenza stratigrafica indicata.

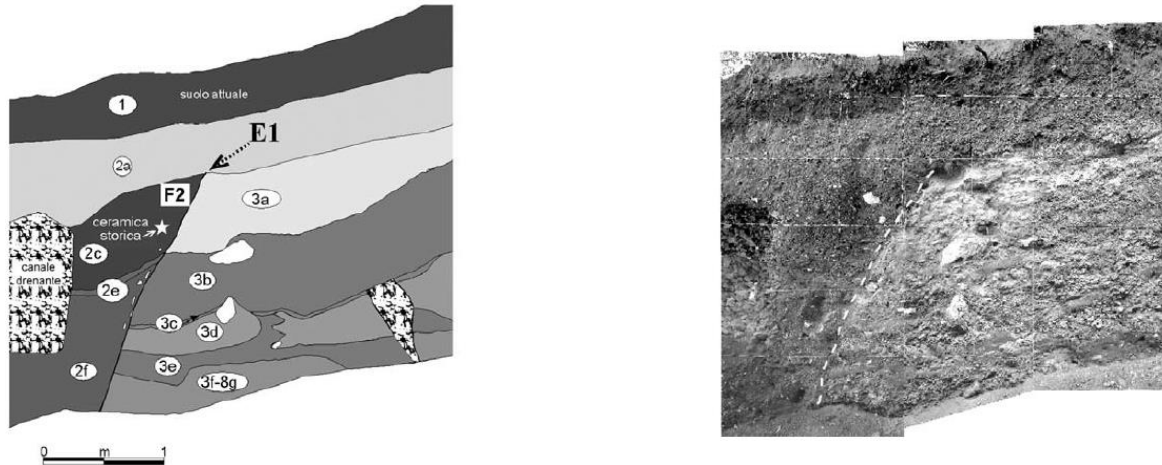


Fig. 3.8: Riproduzione grafica della zona di deformazione A della parete ovest della trincea; 1. limo sabbioso bruno; 2a-2c. sedimenti colluviali (età al ^{14}C 3880 ± 70); 2e-2f. sedimenti colluviali (età al ^{14}C 12930 ± 260); 3a-3g. sedimenti alluvio-colluviali (età al ^{14}C 21090 ± 280)

La seconda zona di deformazione individuata è lunga circa 5 m e termina indicativamente a metà della trincea (fig. 3.9); è anch'essa costituita da un sistema di faglie dirette ad alto angolo, localmente con movimento inverso. La faglia principale mette a contatto la sequenza costituita da depositi colluviali, vista in precedenza, con una costituita prevalentemente da depositi fluviali a diverso grado di energia deposizionale, con stratificazione suborizzontale, riferibili ad un livello di base antico non corrispondente con l'attuale; questa faglia disloca l'intera sequenza stratigrafica fino alla base del suolo attuale. Il rigetto è di circa 0,60 m.

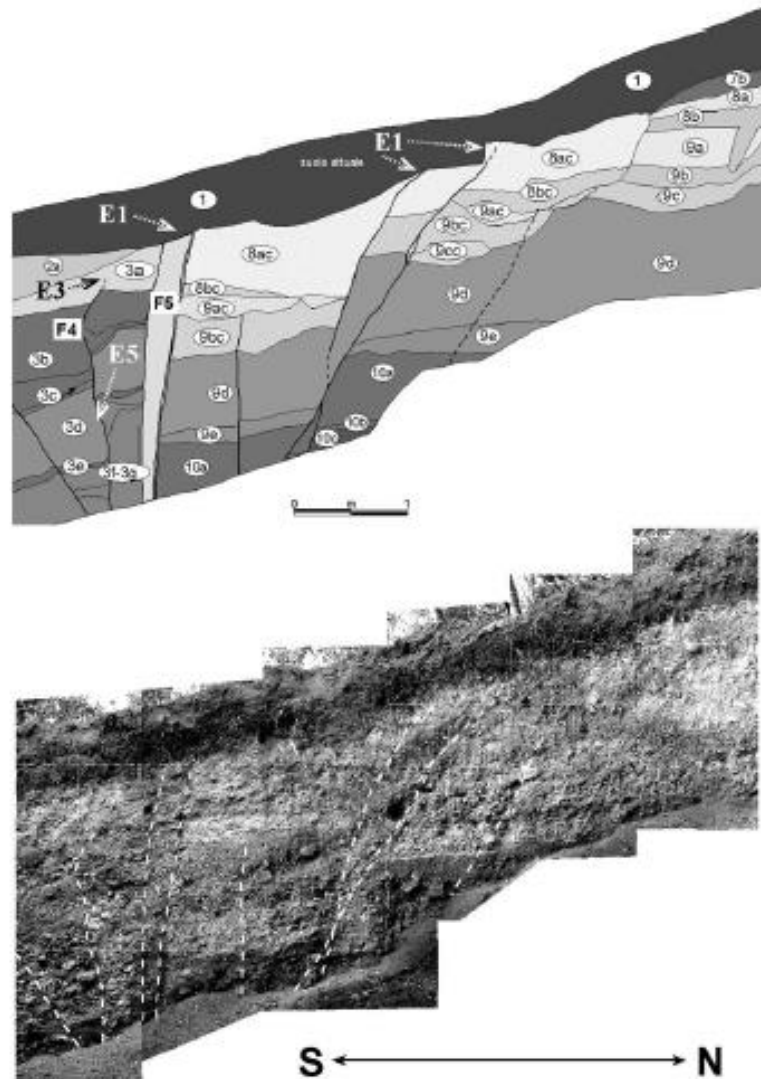


Fig. 3.8: Riproduzione grafica della zona di deformazione B della parete ovest della trincea; 1. limo sabbioso bruno; 3a-3g. sedimenti alluvio-colluviali (età al ^{14}C 21090 ± 280); 8a-8b. tephra rimaneggiato dell'Ignimbrite Campana sedimenti colluviali (età stimata 39.300-37.800 anni); 9a-9e. sedimenti alluvionali (età stimata >39.300 anni); 10a-10c. sedimenti alluvionali.

Una seconda faglia presenta una diminuzione del rigetto verticale procedendo verso la porzione superiore della sequenza, interpretata come segno di riattivazione della struttura. I rigetti variano tra 0,30 a 0,50 m.

L'ultima zona di deformazione osservata si trova nella parte alta della trincea ed è lunga circa 3 m (fig. 3.9). È composta da strutture antitetiche e da strutture a movimento inverso. La faglia principale mette a contatto depositi di versante con i depositi fluviali descritti sopra ed è sigillata dal suolo attuale e negli ultimi livelli dislocati si ritrovano frammenti di ceramica storica. Le strutture a componente inversa mostrano rigetti da 0,1 a 0,15 m. Sono presenti, inoltre, altre strutture e fratture secondarie che presentano rigetti minimi o nulli.

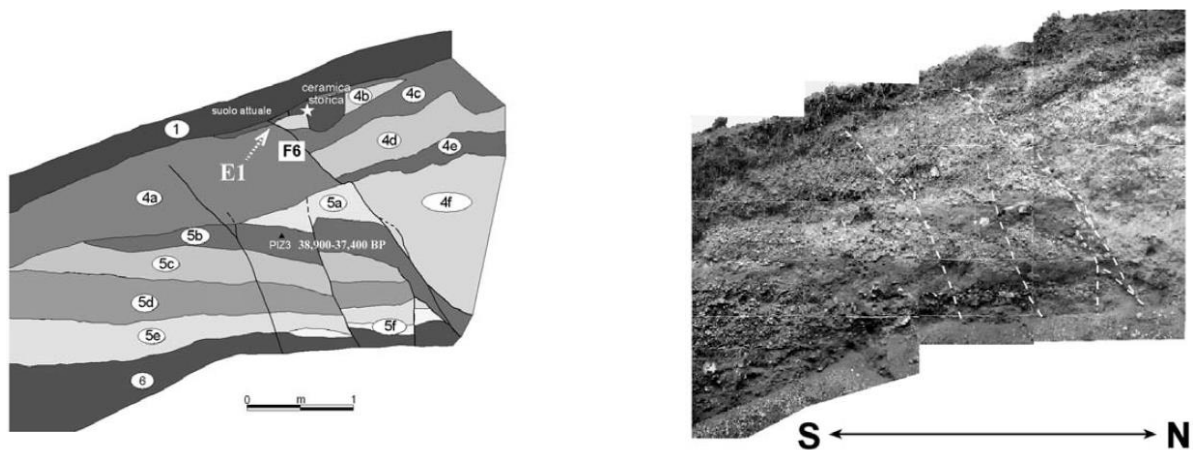


Fig. 3.9: Riproduzione grafica della zona di deformazione C della parete ovest della trincea; 1. limo sabbioso bruno; 4a-4f. depositi di versante (età stimata 24.000-18.000 anni); 5a-5f. (età al ^{14}C 33.580 ± 270).

Gli eventi identificati, riferibili agli ultimi 15.000 anni, sono, a partire dal più recente: E1, che si ritrova in tutte le zone di deformazione, con dislocazione di tutta la sequenza stratigrafica tranne che del suolo attuale, con età riferibile al terremoto del 2 febbraio del 1703; E2, riconoscibile nella prima zona di deformazione; E3 ed E4, riferibili a faglie sigillate da unità datate 15.000-12.000 yr BP e perciò attribuibili al periodo tardiglaciale; E5, il più antico ritrovato, riconoscibile nella zona centrale della trincea, sarebbe databile, come le precedenti, al periodo tardiglaciale.

Bosi et alii, 2003

Gli autori hanno lavorato per la realizzazione di una carta geologica dell'Alta Valle dell'Aterno, cartografando gli elementi strutturali ad attività quaternaria rilevanti ai fini del loro lavoro. In particolare, hanno considerato come faglia principale quella al piede del versante SW del Monte Marine, che presenta un'evidente espressione morfologica ed un'attività quaternaria riconosciuta in altri studi.

Altri elementi strutturali sono rappresentati da basculamenti nei depositi a N e a W di Barete; a S della stessa zona si evidenzia la presenza di una superficie probabilmente tiltata verso SSE, direzione di massima apertura del bacino di Arischia.

Blumetti et alii, 2007

Il bacino di Pizzoli-Arischia rappresenta una depressione tettonica il cui sviluppo è controllato dall'attività della faglia del Monte Marine, la cui terminazione SE taglia le conoidi alluvionali tardo Pleistoceniche-Oloceniche, di età compresa tra 30.000 anni e il presente, sviluppatesi nell'area pedemontana, formando una scarpata lunga 2 km ed alta più di 10 m (fig. 3.10).

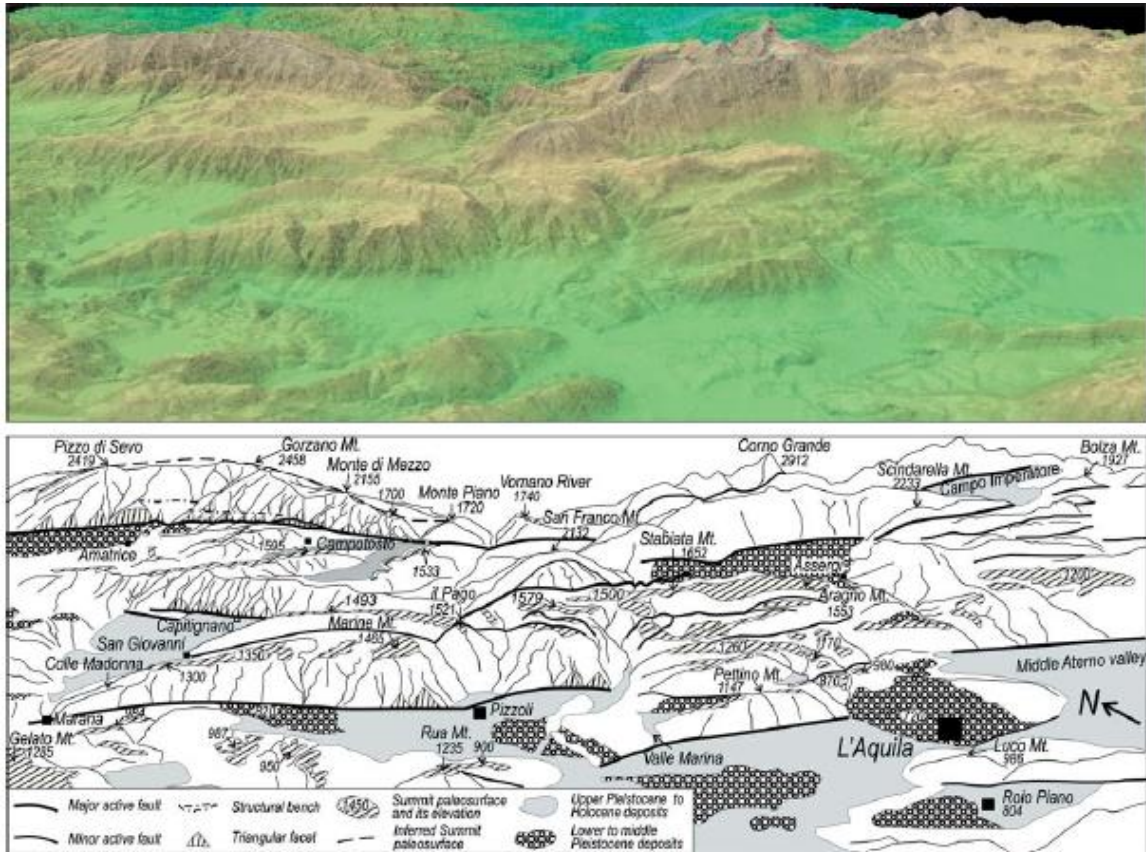


Fig. 3.10: I fronti di faglia del M.te Marine e M.te Pettino e aree circostanti a) in prospettiva tridimensionale, b) in sketch geomorfologico.

Lungo la dorsale del Monte Marine sono presenti delle paleosuperfici ben conservate, rinvenibili a quote comprese tra 1100 e 1500 m slm, tiltate contro la faglia di S. Giovanni e dislocate dalla faglia del M.te Stabiata; questa interazione con le faglie secondarie limitrofe viene interpretata dagli autori come il possibile risultato di ripetuti movimenti cosismici tettonico-gravitativi. In questo senso, le faglie di Monte Marine e Monte Pettino vengono interpretate come due segmenti di faglia di secondo ordine interagenti, per cui rappresenterebbero un unico segmento sismogenetico di circa 25 km.

Galli et alii, 2011

La faglia del Monte Marine ha una lunghezza di 14 km ed uno *slip rate* verticale che ha raggiunto 1 mm/anno nel post- Ultimo Massimo Glaciale; rappresenta un segmento en-echelon con il sistema di faglie di Paganica-San Demetrio, per una lunghezza complessiva di più di 30 km. Questo giustificerebbe il terremoto di M_w 6.7 del 2 febbraio 1703. La faglia del Monte Marine, che si estende tra gli abitati di Barete, Pizzoli e Arischia, mostra in questo ultimo tratto una scarpata di faglia prominente, in roccia fortemente cataclasata. Al letto si trovano carbonati mesozoici coperti da frammenti di superfici relitte di breccie di versante (Breccie di Sant'Antonio), messi a contatto per fagliazione con depositi stratificati tardo-pleistocenici.

Gli autori, considerando che la scarpata di faglia basale, alta mediamente 18-30 m, approssimi l'espressione in superficie dell'attività post- Ultimo Massimo Glaciale della faglia stessa, e posto che le breccie dislocate sono state datate al ^{14}C 27.575-28.755 anni, hanno calcolato uno *slip rate* di 0,6-0,7

mm/anno.

Tra gli abitati di Pizzoli e Arischia, a monte di San Lorenzo, è stata identificata una scarpata secondaria tra i depositi di versante (fig. 3.11), in diversi tratti modificata dall'attività antropica ed erosa o sepolta dalla formazione di conoidi, che rappresenterebbe uno splay sintetico della faglia del Monte Marine e che collegherebbe la faglia rilevata nella trincea scavata da Moro *et alii* nel 2002, nella zona di Pizzoli, e quella studiata dagli autori in uno scavo nel territorio di Arischia. La faglia attraverserebbe l'abitato di Collemusino.

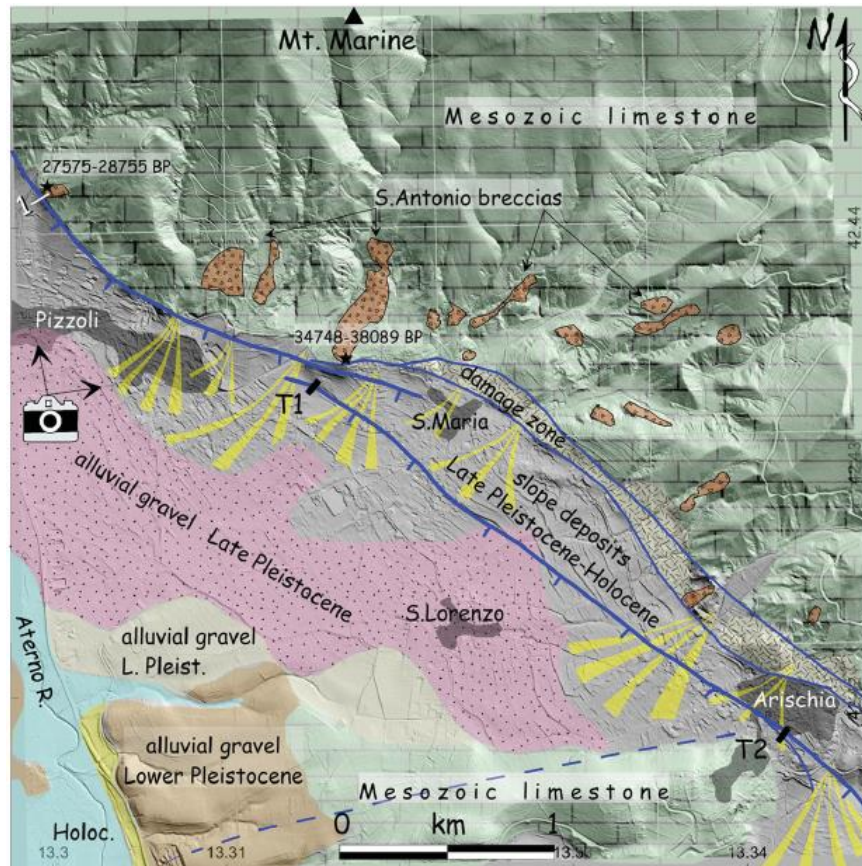


Fig. 3.11: mappa geologica semplificata del versante sud del M.te Marine, T1 e T2 indicano le trincee descritte nel testo.

Nella prima trincea sono stati rinvenuti depositi colluviali ed alluvionali riferibili al Pleistocene superiore (post 40.000 anni) e due paleosuoli dislocati da quattro faglie; in particolare, al centro della trincea due faglie dislocano depositi con età inferiore a 40.000 anni, mettendoli a contatto con depositi Olocenici. Le evidenze farebbero pensare ad una attivazione riconducibile al 1703, anche se la dislocazione pari a 0,9 m potrebbe derivare anche da un evento antecedente.

Nella seconda trincea (fig. 3.12) è stata identificata una faglia con rigetto di circa 1 m, che taglia depositi datati 21179-20980 anni, ricoperti da un suolo 19840-19490 anni, con una scarpata pesantemente rimaneggiata dall'attività antropica, tanto che risulta cancellata l'intera successione tardo-Glaciale – Olocenica; per questo motivo gli autori non hanno avuto possibilità di individuare eventuali riattivazioni posteriori a 3870-3680 anni.

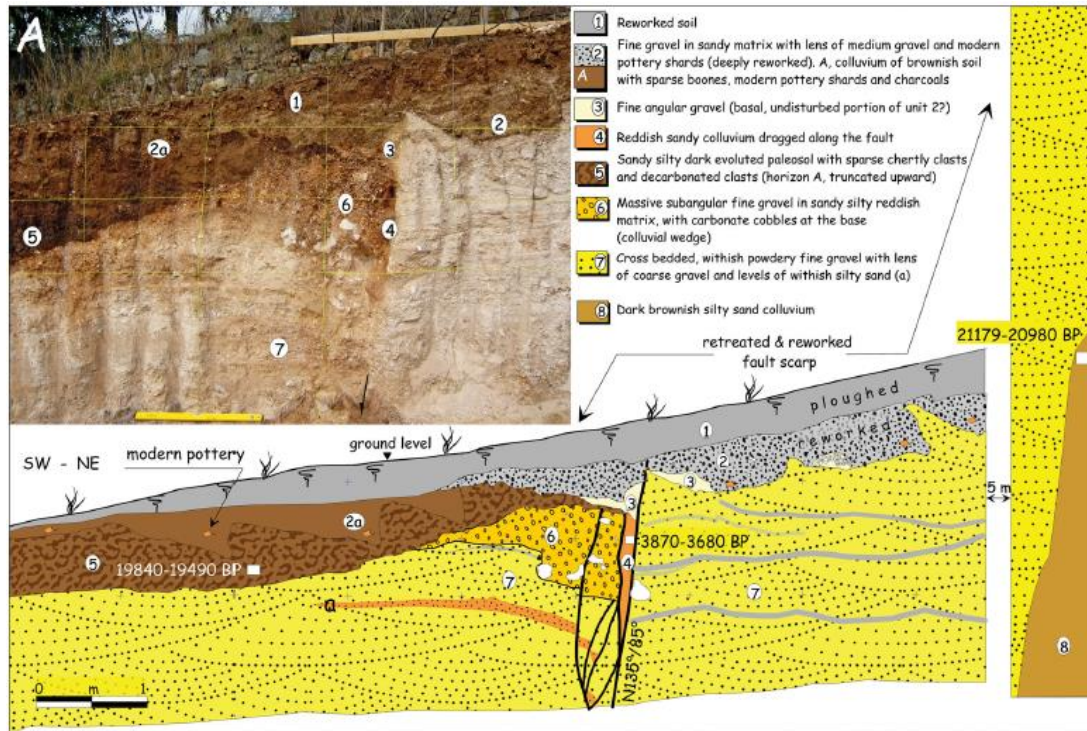


Fig. 3.12: sketch della trincea T2 all'interno dell'abitato di Arischia, con descrizione.

Moro et alii, 2016

Due trincee scavate in scarpate di 10-20 m, WNW-ESE, nell'area di Pizzoli. Nella prima sono stati individuati due eventi di fagliazione, nella seconda quattro. Nella prima (fig. 3.13) l'evento più recente ha causato la dislocazione di tutta la sequenza stratigrafica e la datazione al C14 della unità più recente ha mostrato un'età riferibile al 1669-1780 A.D., per cui si può riferire al terremoto del 2 febbraio 1703. Un evento più antico è riferibile a prima del 123 B.C.-18 A.D.

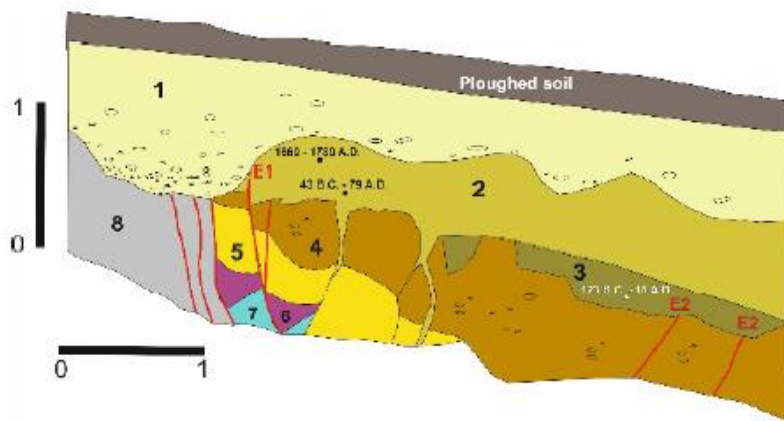


Fig. 3.13: log semplificato della parete est della trincea A; i punti neri indicano i campioni datati al radiocarbonio; 1-4. depositi colluviali con frammenti di vasellame e intensamente rimaneggiati dall'attività umana; 5. limo, sabbia e ghiaia con clasti carbonatici; 6-7. depositi colluviali; 8. depositi di versante stritificati.

Nella seconda trincea (fig. 3.14) si rileva un evento avvenuto dopo il 776-383 B.C., insieme ad un

evento più antico antecedente al 3346-3088 B.C., uno posteriore al 4993-4547 B.C. ed uno anteriore rispetto a questo stesso periodo.

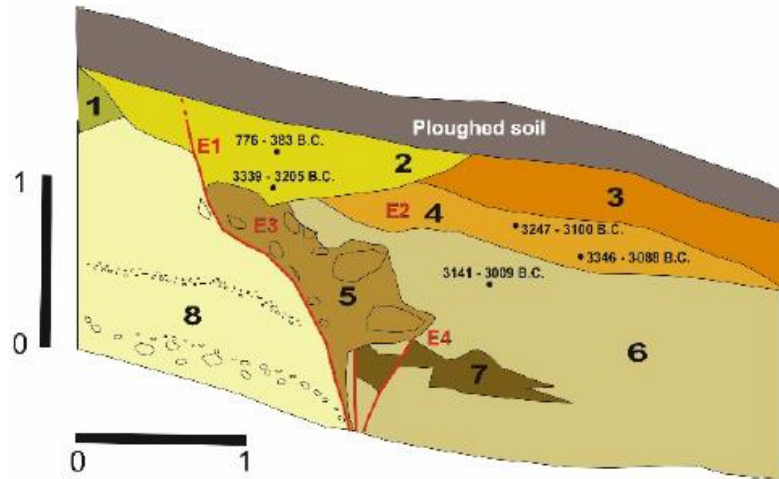


Fig. 3.14: log semplificato della parete est della trincea A; i punti neri indicano i campioni datati al radiocarbonio; 1-4. depositi colluviali con frammenti di vasellame e intensamente rimaneggiati dall'attività umana; 5. limo, sabbia e ghiaia con clasti carbonatici; 6-7. depositi colluviali; 8. depositi di versante stratificati

Cortinovis et alii, 2018

Gli autori hanno analizzato il piano principale della faglia del Monte Marine in affioramento nell'area di Barete, misurando un andamento N204-65 (direzione di immersione-immersione) e un *fault core* spesso circa 5 m e costituito da tre diverse facies cataclastiche (fig. 3.15). Tra Pizzoli e Arischia l'architettura strutturale della faglia risulta più complessa, a causa della presenza di una zona di sovrapposizione, caratterizzata da faglie oblique ramificate E-W, che porta all'aumento dello spessore della zona di faglia.

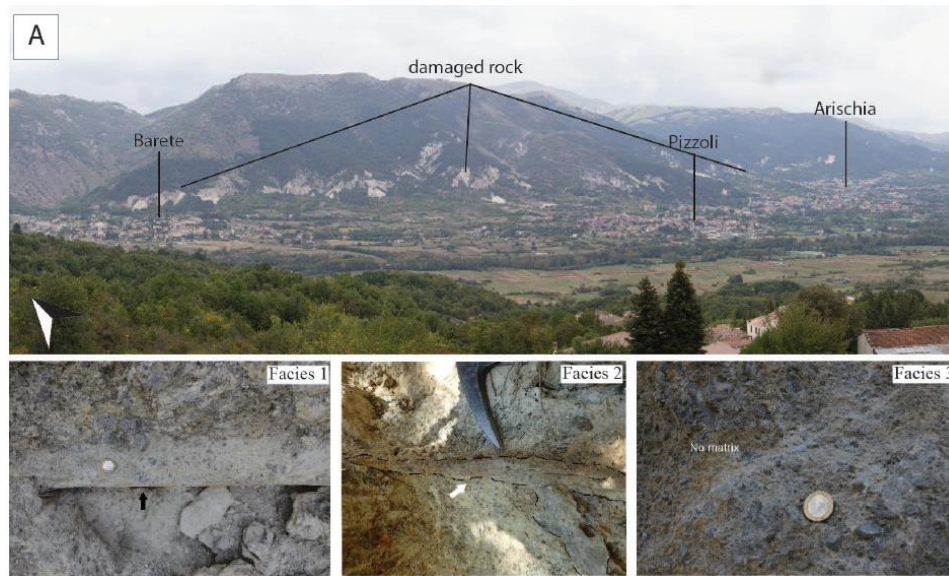


Fig. 3.15: Vista della zona di faglia del M.te Marine dall'abitato di Teora; dettaglio facies 1, 2 e 3 descritte nel testo.

In questo settore sono state rinvenute anche evidenze di faglie trascorrenti NE-SW e inverse NW-SE, sistematicamente tagliate da faglie estensionali; le faglie inverse sono riconducibili alla fase compressiva e risultano parzialmente riattivate durante quella estensionale.

Sempre in questa zona il *fault core* è spesso circa 30 m e presenta tre distinte facies: la facies 1 è costituita da ultracataclasite lungo il piano di faglia principale, la facies 2 da cataclasite più grossolana, la facies 3 da breccia grossolana sciolta; quest'ultima si ritrova principalmente nella zona di sovrapposizione.

3.2. Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica con indicazione della traccia della faglia attiva e capace

A partire dai dati paleosismologici a disposizione, dalle cartografie e dai dati esistenti in letteratura, e da un dettagliato rilievo di terreno (Barete), nella Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica dei comuni di Barete e Pizzoli la faglia del Monte Marine è stata cartografata come Faglia Attiva e Capace, determinando così la definizione di una Zona di Attenzione per Faglia Attiva e Capace che si sviluppa con un'ampiezza di 200 m a monte e a valle della faglia stessa.

Barete

I lavori precedenti utilizzati per il riconoscimento e il tracciamento della faglia del Monte Marine nella MOPS di Barete rientrano nel capitolo 3.1 del presente lavoro e si concentrano soprattutto in quanto riportato da Bosi *et alii*, 2003, Blumetti, 1995, Moro *et alii*, 2002, nonché sul database ITHACA. I dati bibliografici sono stati integrati, soprattutto nel Livello 3, da quelli derivanti da rilievi sul terreno, che hanno messo in evidenza la presenza di scarpate di faglia con andamento N120-140 alla base dell'intero versante del Monte Marine e di piani di faglia all'interno del substrato carbonatico e a

contatto tra questo e i detriti di versante. A N dell'abitato di Tarignano è presente un'ampia zona di faglia all'interno del substrato carbonatico.

Dai rilievi effettuati nell'area di Barete, inoltre, sono stati individuati depositi significativamente tiltati verso la faglia principale, con quelli più antichi spesso inclinati di circa 10° verso la faglia del Monte Marine ed un'estesa presenza di forme calanchive sviluppatesi sul substrato carbonatico intensamente cataclasato. Altra testimonianza dell'attività recente della faglia del Monte Marine sono i detriti di versante antichi e recenti, spessi accumuli di materiali detritici che interessano la zona pedemontana a ridosso della faglia del Monte Marine.

In conclusione, la traccia riportata nelle Carte delle MOPS del Comune di Barete differisce da quelle riportate da ITHACA e dalla letteratura scientifica considerata esclusivamente per la zona a N dell'abitato, compresa tra Tarignano e la chiesa di Madonna della Valle, dove sono stati identificati due splays subparalleli (fig. 3.16), con quello più a monte impostato col substrato meso-cenozoico. A N di Madonna della Valle le tracce sono state riportate come incerte perché riprese dagli studi di MS di livello 1 e da catalogo ITHACA e non osservate direttamente sul terreno.

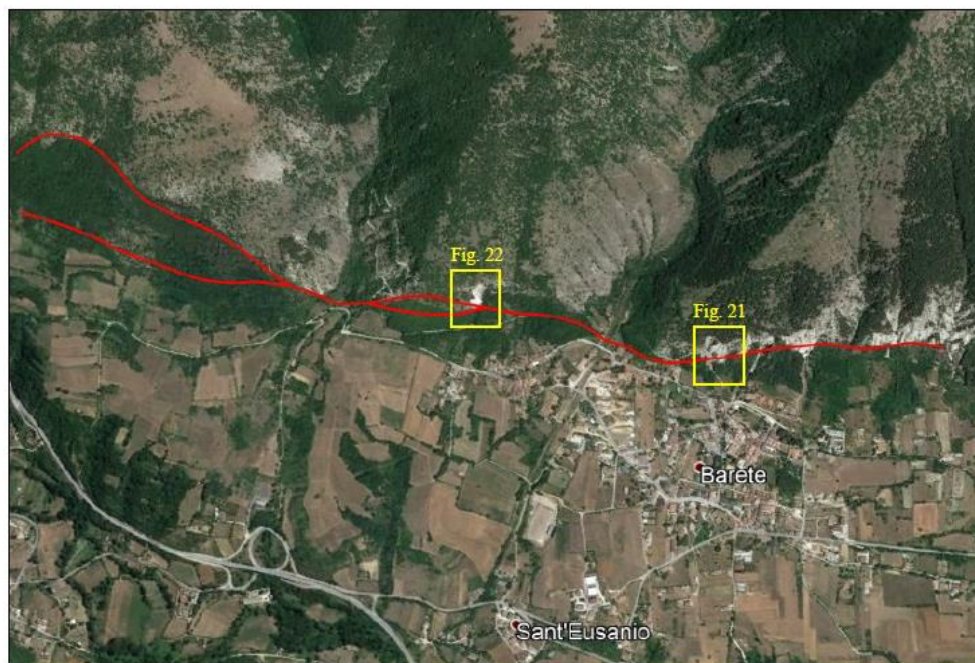


Fig. 3.16: traccia della faglia del M.te Marine, così come ricostruita negli studi di Microzonazione Sismica di Livello 3.

Le sezioni geologiche (fig. 3.17) ad andamento SW-NE e WSW-ENE (fig. 3.18-3.19) e passanti per il centro di Barete mostrano la presenza di un depocentro in corrispondenza del fondovalle attuale, un assottigliamento delle coperture sotto l'abitato di Barete e un nuovo approfondimento del substrato in corrispondenza della faglia del Monte Marine, che mette in contatto subverticale il Substrato lapideo fratturato con i terreni di copertura in superficie e con l'Alternanza di litotipi in profondità.

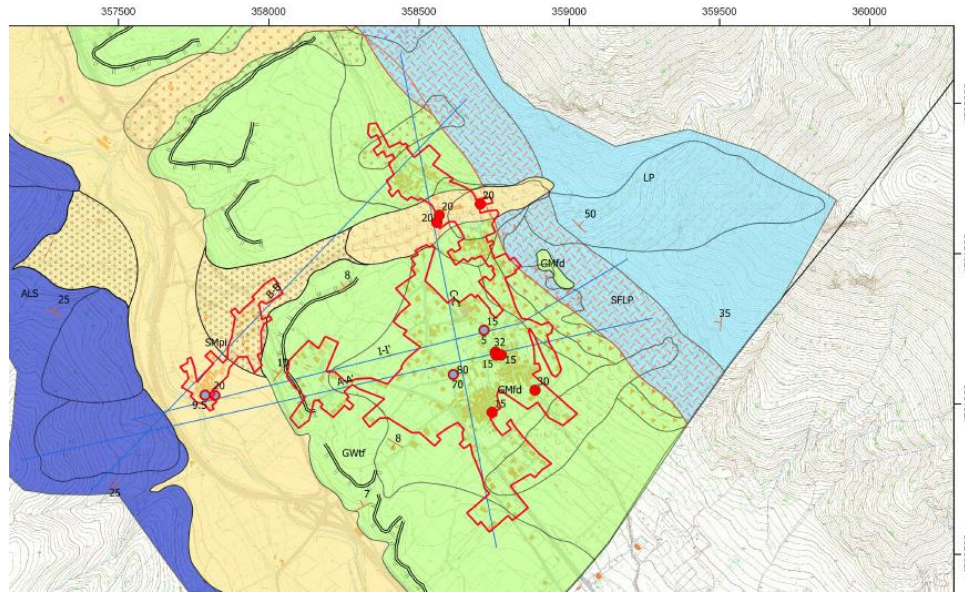


Fig. 3.17: traccia delle sezioni AA', BB', CC' attraverso l'area del Comune di Barete.

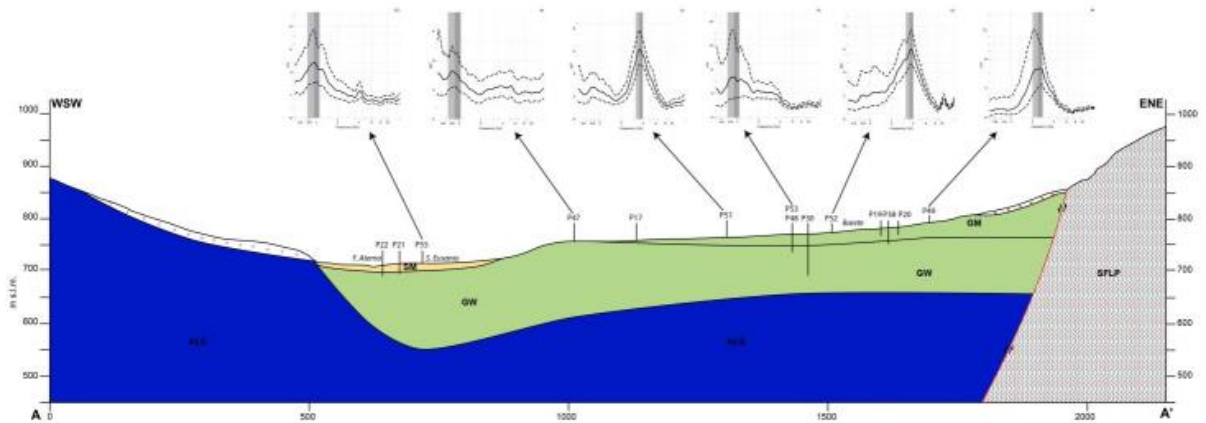


Fig. 3.18: Sezione geologico-tecnica A-A' nell'abitato di Barete; SFLP substrato lapideo fratturato e alterato; ALS alternanza di litotipi stratificati; GM/GW terreni di copertura.

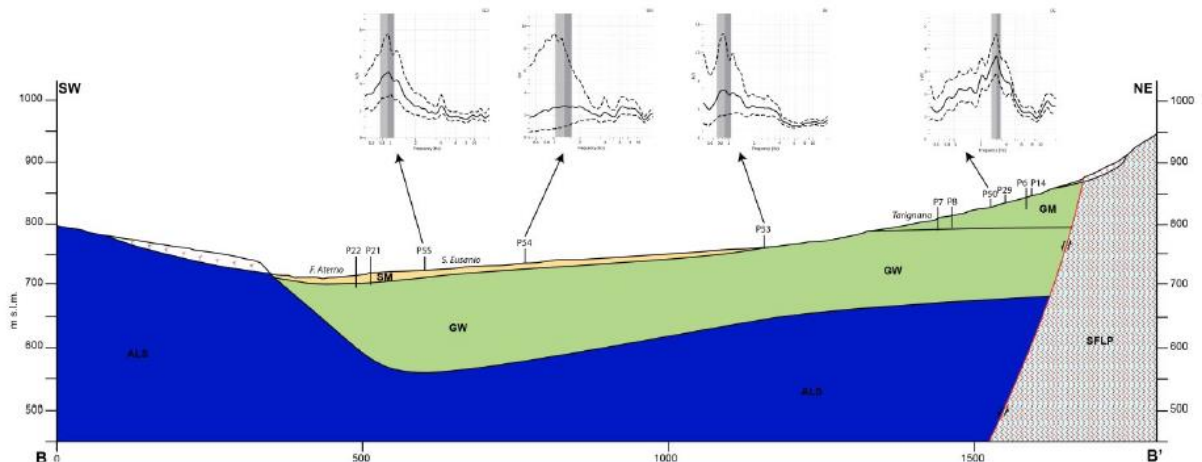


Fig. 3.19: Sezione geologico-tecnica B-B' tra gli abitati di S. Eusanio e Tarignano; SFLP substrato lapideo

fratturato e alterato; ALS alternanza di litotipi stratificati; GM/GW terreni di copertura.

La sezione ad andamento N-S, che passa per il centro di Barete e termina a monte di Tarignano (fig. 3.20), evidenzia la presenza di due rami della faglia del Monte Marine, uno impostato interamente nel substrato e l'altro al contatto tra questo e i terreni di copertura.

La profondità e la morfologia del substrato sono la maggiore incertezza in questo studio, essendo stati ricostruiti indirettamente attraverso l'inversione di misure di rumore ambientale.

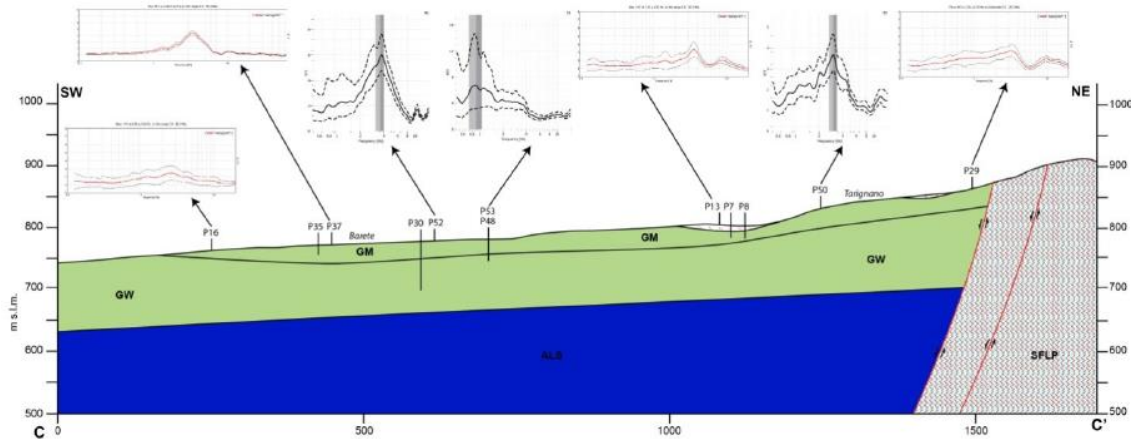


Fig. 3.20: Sezione geologico-tecnica C-C' nell'abitato di Barete; SFLP substrato lapideo fratturato e alterato; ALS alternanza di litotipi stratificati; GM/GW terreni di copertura.

Pizzoli

La ZA_{FAC} è stata costruita, sulla base di dati pregressi e bibliografici (Moro *et alii*, 2002), in modo da comprendere la supposta traccia del piano di rottura principale della Faglia Attiva e Capace come da letteratura, per cui non ci sono differenze tra quanto riportato in questo studio e quanto già noto in precedenza.

Dall'osservazione delle tre sezioni geologiche (fig. 3.20-3.21-3.22), passanti nella parte N, centrale e S dell'abitato di Pizzoli, si nota una discrepanza tra l'elaborazione fatta nella MS di Livello 1 e quella nella MS di Livello 3, dove è evidente la presenza, oltre che della faglia principale con traccia in superficie, di una faglia diretta sepolta al di sotto dell'abitato, con un rigetto di oltre 200 m, che nelle sezioni del Livello 1 non è visibile.

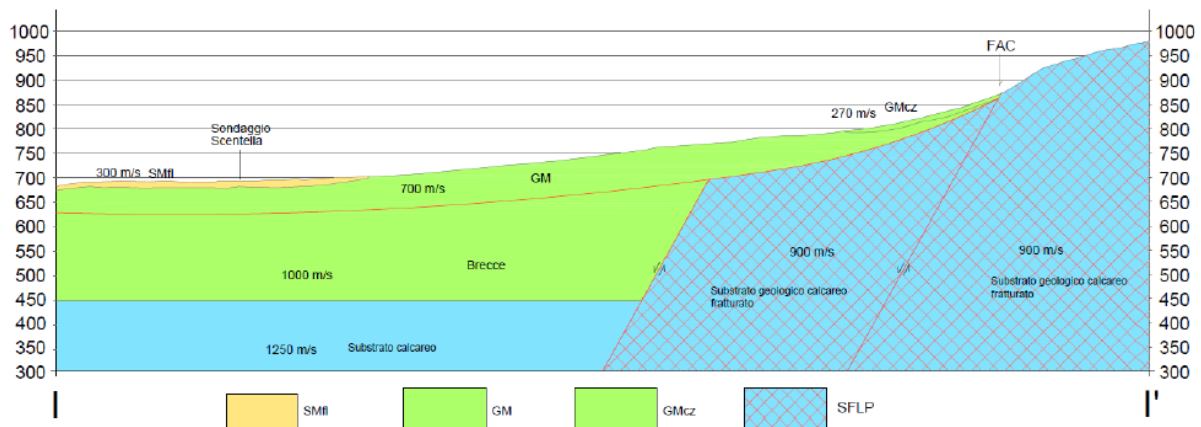


Fig. 3.20: Sezione geologica I-I' passante per la parte N dell'abitato di Pizzoli.

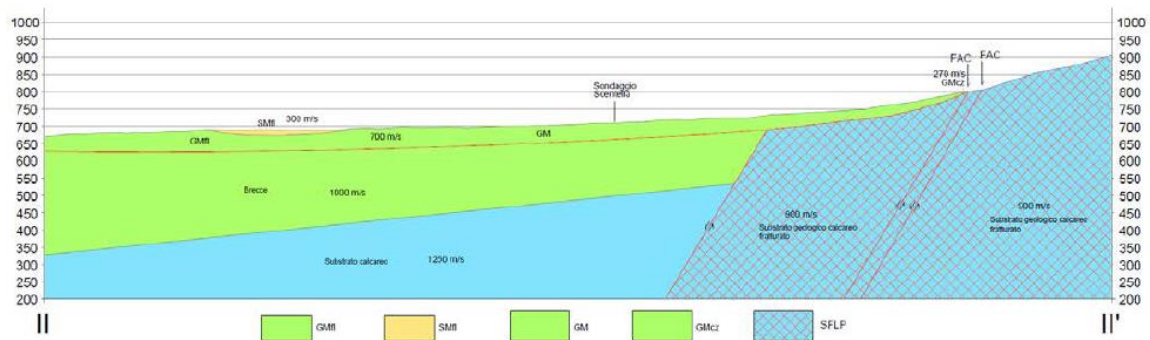


Fig. 3.21: Sezione geologica II-II' passante per la parte centrale dell'abitato di Pizzoli.

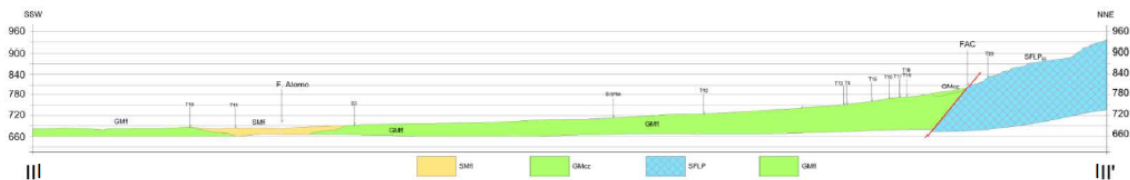


Fig. 3.22: Sezione geologica III-III' passante per la parte S dell'abitato di Pizzoli

Le sezioni del Livello 3 sono frutto innanzitutto di modellazione numerica con il software STRATA, che, utilizzando le misure HVSr, ha permesso di vincolare al modello di sottosuolo la profondità del bedrock ricostruendo il sottosuolo a profondità maggiori rispetto a quanto fatto nel Livello 1. Sono inoltre state effettuate modellazioni numeriche bidimensionali con codice di calcolo LSR_2D, partendo dai sette accelerogrammi di input, espresse in termini di fattore di amplificazione (FA). Le sezioni geologiche sono state ricavate dai dati ottenuti dalle numerazioni numeriche sopra descritte.

3.3. Indicazioni sui livelli di incertezza dei dati disponibili

Dalla sintesi della letteratura esistente emerge un sostanziale accordo tra gli autori per quanto riguarda la traccia, l'attività e la capacità di fagliare in superficie della faglia principale di Monte Marine.

Ci sono invece incertezze e interpretazioni differenti circa le geometrie delle strutture secondarie (splay) collegate alla faglia principale. Questo aspetto è di particolare rilievo per gli scopi del presente studio, poiché molti splay interessano aree urbanizzate o urbanizzabili.

Fra gli splay sintetici della faglia principale, una struttura di particolare rilievo è quella tracciata da Galli et al. (2011) fra gli abitati di Arischia e Pizzoli. Tale faglia non è stata riportata né nella Carta Geologico Tecnica né nella Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica della Microzonazione Sismica di Pizzoli. Tuttavia esistono tutti i presupposti per dover considerare tale faglia almeno come Potenzialmente Attiva e Capace. Tale faglia è stata e sarà oggetto di approfondimenti in questo studio.

4. ANALISI GEOMORFOLOGICA MULTITEMPORALE

4.1. Basi dati reperite e consultate

L'analisi fotogeologica multitemporale e l'analisi dei dati LiDAR dell'area di studio sono state condotte su diverse tipologie di immagini aeree e modelli digitali del terreno ad alta risoluzione acquisiti tramite diverse fonti disponibili (Regione Abruzzo, Protezione Civile Nazionale, Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, Istituto Geografico Militare, Tabella 1).

Le foto aeree acquisite sono state riprese nell'intervallo tra il 1945 e il 2007. In questa prima fase, l'analisi e interpretazione delle foto aeree è stata condotta su immagini del 1954 e su immagini del 2007. Nella seconda fase di indagine un approfondimento sarà condotto su altre serie di foto aeree e su foto aeree post terremoto del 2009 e del 2017.

È stata eseguita una analisi della topografia di dettaglio attraverso un modello digitale di terreno (DTM) derivante da dati LiDAR ad alta risoluzione, con particolare interesse per le scarpate morfologiche. I dati LiDAR utilizzati sono stati acquisiti utilizzando un Optech ALTM 3100 EA Airborne Laser Terrain Mapper System dalla Protezione Civile della regione Friuli-Venezia Giulia dopo il terremoto de L'Aquila nel 2009.

Le analisi condotte hanno consentito di investigare l'area di Pizzoli e Barete interessata dal sistema di faglie di Monte Marine e di caratterizzarne l'assetto morfologico con particolare riferimento agli elementi foto interpretati (Tavola 1a, Tavola 1b) e derivati da analisi di dati LiDAR (Tavola 2). Gli elementi individuati sono costituiti essenzialmente da diverse tipologie di scarpate distinte in relazione ai processi geomorfologici o tettonici che le hanno generate. L'analisi effettuata è stata mirata a verificare la possibile origine tettonica dei diversi elementi morfologici individuati distinguendola dall'origine legata ad altri processi geomorfici e alle attività antropiche, evidenti nell'area già a partire dagli anni '50 del secolo scorso.

Tabella 1 - Tabella delle foto aeree disponibili per l'area di studio.

Tipo - Volo	Anno	Data e ora ripresa	Strisciata Fotogramma	Scala media	Fonte
Foto aeree – Volo IGM	1945			1:55.000	IGMI aut. Prot.
Foto aeree – Volo Base IGM	1954	30/09/1954	Str. 45 F. 1357, 1358 Str. 46 F. 1308-1310	1:33.000	Geoportale Regione Abruzzo
Foto aeree – Volo Regione Abruzzo 81-87	1981	06/07/1981	Str. 9a F. 4309-4313 Str. 10a F. 4276-4284	1:35.000	Geoportale Regione Abruzzo
Foto aeree – Volo IGM 1985-86	1985	20/08/1985	Str. XIIA F. 292-294 Str. XIC F. 302-304	1:25.000	Geoportale Regione Abruzzo
Foto aeree – Volo Regione Abruzzo 04-05	2004	16/07/2004	Str. 216 F. 89-96 Str. 217 F. 38-47	1:13.000	Geoportale Regione Abruzzo

			Str. 218 F. 25-35 Str. 219 F. 355-361		
Foto aeree – Volo Regione Abruzzo 2007	2007	07/07/2007	Str. 7007 F. 256-265 Str. 7009 F. 328-344	1:30.000	IGMI aut.Prot.789- 20

Tabella 2 - Tabella delle foto aeree analizzate nella Fase 1 dello studio.

Tipo - Volo	Anno	Data e ora ripresa	Strisciata Fotogramma	Scala media	Fonte
Foto aeree – Volo Base IGM	1954	30/09/1954	Str. 45 F. 1357, 1358 Str. 46 F. 1308-1310	1:33.000	Geoportale Regione Abruzzo
Foto aeree – Volo Regione Abruzzo 2007	2007	07/07/2007	Str. 7007 F. 256-265 Str. 7009 F. 328-344	1:30.000	IGMI aut.Prot.789- 20

4.2. Risultati dell'analisi multitemporale delle foto aeree

L'analisi fotointerpretativa è stata eseguita su due serie di foto aeree tra quelle disponibili con visione stereoscopica tridimensionale (Tabella 1). Queste sono state selezionate per ricoprire un ampio intervallo temporale dal 1954 al 2007 (Tabella 2) consentendo di verificare gli elementi morfologici principali prima dell'urbanizzazione che ha interessato l'area. Le foto analizzate hanno una scala variabile da 1:35.000 (1954) a 1:5.000 (2007), consentendo di avere una visione di insieme dell'area ma anche un'analisi di estremo dettaglio degli elementi morfologici individuati. Su tali immagini sono stati indicati i principali elementi morfologici in riferimento alla loro probabile origine (in parti colare se tettonica). I risultati dell'analisi preliminare condotta nella Fase 1 sono riportati nella Tavola 1 - Carta degli elementi fotointerpretati (Tavola 1a – foto aeree 1954; Tavola 1b – foto aeree 2007).

I risultati sono stati poi integrati e confrontati con i risultati dell'analisi dei dati LiDAR e con rilievi diretti in sito, oltre che con documentazioni storiche, report e altre indagini precedenti, come discusso nei paragrafi e capitolo che seguono.

L'osservazione dei fotogrammi del 1954 e del 2007 è stata eseguita tramite stereoscopio binoculare, che ha consentito la visione stereoscopica tridimensionale e l'analisi di dettaglio tramite ingrandimenti 3x e 8x. Tramite la visione stereoscopica è stato possibile effettuare un'analisi fotointerpretativa tridimensionale al fine di caratterizzare la forma dei rilievi e delle scarpate. La fase di interpretazione e deduzione, anche basata su osservazioni dirette sul terreno, ha consentito di attribuire categorie di possibile origine geomorfologiche o tettonica ai diversi elementi analizzati e in particolare alle scarpate morfologiche su cui si è incentrata l'analisi.

Foto aeree del 1954

Nelle foto aeree del 1954 le scarpate sono state distinte come elementi lineari; la scala media delle immagini di 1:35.000 non ha consentito di dettagliare maggiormente gli elementi. Le scarpate individuate sono state distinte nelle seguenti tipologie:



ISTITUTO NAZIONALE
DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA



ISPRA
Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale



- Scarpate di origine tettonica;
- Scarpate di origine fluviale;
- Scarpate antropiche;
- Scarpate poligeniche.

Le *scarpate* di chiara *origine tettonica* si individuano in corrispondenza della rottura di pendio che separa i rilievi calcarei a NE e la piana di Barete e Pizzoli a SW. Le scarpate si individuano alla base del versante di La Solagna, M. San Lorenzo, M. Marine, Il Pago, Colle delle Macchie e presentano direzione da NW-SE (area di Barete e area di Arischia) a circa E-W (area di Pizzoli). Sono costituite da tre tipologie differenti. Le scarpate più evidenti sono al contatto tra versanti carbonatici e l'antistante piana caratterizzata da depositi di versante e di conoide alluvionale; queste mettono a contatto versanti calcarei ad elevata pendenza e pendii a debole pendenza impostati in depositi di conoide alluvionale o di versante. All'interno dei versanti carbonatici si individuano scarpate a contatto tra segmenti del versante calcareo a morfologia differente. Infine, un terzo tipo di scarpate si individuano nei pendii a debole pendenza alla base del versante calcareo e sono state attribuite a origine tettonica o almeno in parte tettonica. Queste presentano andamento generale parallelo al versante carbonatico e agli altri tipi di scarpate (direzione da NW-SE a circa EW) e dislivelli fino a oltre 5-6 m; in alcuni casi segnano il passaggio tra settori con diverso grado di incisione dei corsi d'acqua o deboli deviazioni che suggeriscono una origine non antropica. Tali elementi sono in genere trasversali agli elementi di origine fluviale o di trasporto in massa (conoide alluvionali, debris-flows, ecc.) consentendo di escludere anche l'origine fluviale.

Le *scarpate di origine fluviale* si individuano in corrispondenza dei valloni secondari che solcano il versante calcareo e lungo i versanti della valle del F. Aterno, in particolare nell'area di Barete. Presentano direzione conforme e subparallela ai corsi d'acqua; sono in direzione NE-SW nei valloni secondari (in generale trasversali alle scarpate di origine tettonica) e circa NW-SE lungo il corso dell'Aterno.

Le *scarpate di origine antropica* si individuano nelle aree urbanizzate di Pizzoli e Barete e in molti casi anche nelle aree agricole circostanti; le principali corrispondono a cave o a sbancamenti nelle aree abitate; altre segnano il limite tra campi coltivati, seguono strade interpoderali ed evidenziano una accentuata modificazione antropica del paesaggio già nel 1954. Si segnala che molte delle scarpate evidenziate nel 1954 sono preservate nell'analisi del 2007.

Tra le *scarpate poligeniche* sono state distinte numerose scarpate che hanno un'origine combinata legata a più processi. Nella maggior parte dei casi si tratta di scarpate antropiche che, tuttavia, in base alle loro caratteristiche morfologiche e ai dislivelli osservati, si ritiene possano avere una origine tettonica, precedente alla modificazione antropica. In tali casi la antropizzazione potrebbe aver modificato e alterato una scarpata preesistente.

Foto aeree del 2007

L'analisi delle foto aeree del 2007, con scala media 1:5000 e risoluzione ca. decimetrica, ha consentito di distinguere orlo e base della scarpata rappresentando elementi areali.

Anche in questo caso le scarpate individuate sono state distinte nelle seguenti tipologie:

- Scarpate di origine tettonica;
- Scarpate di origine fluviale;

- Scarpate antropiche;
- Scarpate poligeniche.

Per quanto riguarda le *scarpate di origine tettonica*, l'analisi delle foto aeree 2007 ha consentito di caratterizzare gli elementi individuati alla rottura di pendio che separa i rilievi calcarei a NE e la piana di Barete e Pizzoli a SW. Lungo le scarpate alla base del versante di La Solagna, M. San Lorenzo, M. Marine è stato possibile definire con maggiore certezza gli elementi principali che segnano il contatto tra versante carbonatico a NE e piana a SW; in diversi tratti è stato individuato lo specchio di faglia alla base della scarpata e una ampia fascia di cataclasite tra la base e l'orlo della scarpata. Questi elementi sono costituiti da un sistema di faglie con due principali allineamenti subparalleli sia nella zona nordovest di Barete che nel settore sudest verso Arischia. Nel tratto corrispondente all'abitato di Pizzoli la scarpata principale segna una deviazione da NW-SE a circa E-W e si sviluppa su una serie di scarpate minori. Infine, il tratto tra il Pago e Colle delle Macchie è di nuovo caratterizzato da scarpate evidenti con direzione da NW-SE in almeno due sistemi paralleli.

Sono confermate le principali scarpate che interessano la parte mediana e alta del versante calcareo.

Particolare attenzione è stata data alle scarpate che si individuano nei pendii a debole pendenza alla base del versante calcareo, che interessano i depositi di conoide alluvionale e di versante. Queste si confermano ad andamento generale parallelo al versante carbonatico e agli altri tipi di scarpate (direzione da NW-SE a circa E-W); i dislivelli sono fino a oltre 5-6 m e in alcuni casi sembrano essere aumentati rispetto al 1954 ma essenzialmente per rimodellamento antropico. Per questi elementi sono stati caratterizzati orlo e base della scarpata e in alcuni casi si conferma il passaggio tra settori con diverso grado di incisione dei corsi d'acqua o deboli deviazioni (confermando una origine non antropica). Tali elementi sono in genere trasversali agli elementi di origine fluviale o di trasporto in massa (conoidi alluvionali, debris-flows, ecc.) consentendo di nuovo di escludere anche l'origine fluviale. Per questo motivo tali elementi sono stati attribuiti a origine tettonica o almeno in parte tettonica.

Le *scarpate di origine fluviale* sono confermate in corrispondenza dei valloni secondari che solcano il versante calcareo e lungo i versanti della valle del F. Aterno, in particolare nell'area di Barete. Tali elementi non hanno subito modificazioni sostanziali e presentano direzione conforme e subparallela ai corsi d'acqua; sono in direzione NE-SW nei valloni secondari (in generale trasversali alle scarpate di origine tettonica) e circa NW-SE lungo il corso dell'Aterno. Nell'analisi delle foto aeree del 2007 è stato possibile definire l'elevato grado di rimodellamento delle scarpate che presentano un evidente arretramento dell'orlo della scarpata rispetto alla base. Queste sono, infatti, legate al terrazzamento di unità alluvionali antiche della valle del F. Aterno o a depositi di conoide alluvionale terrazzati presenti lungo i versanti dei valloni secondari che scendono dal versante carbonatico.

Le *scarpate di origine antropica* sono quelle che hanno subito le maggiori modificazioni, anche se la maggior parte delle scarpate evidenziate nell'analisi delle foto aeree del 1954 sono preservate, se pur modificate nella forma planimetrica e altimetrica, anche nell'analisi del 2007. Si individuano, come già evidenziato, nelle aree urbanizzate di Pizzoli e Barete e in molti casi anche nelle aree agricole circostanti; le principali corrispondono a cave o a sbancamenti nelle aree abitate; altre segnano il limite tra campi coltivati, seguono strade interpoderali in cui alle strade bianche e alle mulattiere sono sostituite strade asfaltate in molti casi. La maggiore modificazione si individua lungo la strada di fondovalle Aterno, non presente nel 1954, che ha determinato il marcato rimodellamento di scarpate di origine fluviale.

In diversi casi, nelle *scarpate di origine poligenica*, nonostante una componente di natura antropica nel modellamento della scarpata, i dislivelli osservati non sembrano meramente imputabili alla realizzazione di sbancamenti e alla movimentazione di materiali per la realizzazione di rilevati stradali, ma a un effettivo dislivello morfologico di almeno alcuni metri tra il pendio a monte e quello a valle della scarpata. Tali considerazioni lasciano ipotizzare una possibile componente tettonica nell'origine della scarpata che è stata oggetto di ulteriori confronti e verifiche. Tali elementi sono stati, infatti, confrontati con i risultati dell'analisi dei dati LiDAR (paragrafo 4.3) e con i risultati delle indagini preliminari condotte sul terreno nella Fase 1 (Capitolo 5).

Le situazioni più significative e che interessano direttamente le aree urbane o antropizzate saranno oggetto di analisi dettagliate nella Fase 2 con rilevamenti di terreno specifici e con indagini dirette o indirette, al fine di discriminare la possibile origine tettonica.

4.3. Risultati dell'analisi del modello digitale del terreno da dati LiDAR

Lo studio delle caratteristiche morfologiche dell'area di studio è stato effettuato da un'analisi di un modello digitale di terreno (DTM) ad alta risoluzione, derivante da dati Ligth Detection and Ranging (LiDAR) acquisiti dalla Regione Friuli-Venezia Giulia e messo a disposizione dal Dipartimento della Protezione Civile. In una fase successiva si procederà all'analisi di dati LiDAR acquisiti dal Ministero dell'Ambiente, per coprire l'intera zona di interesse, coincidente con le zone di attenzione individuate negli studi di Microzonazione Sismica dei comuni di Barete e Pizzoli, con particolare attenzione all'area a N dell'abitato di Barete, che in questo studio preliminare non è stato considerato per mancanza di copertura dei dati.

Dal DEM LiDAR ad alta risoluzione, utilizzando lo strumento 3D Analyst di ArcGis sono state generate delle mappe di rilievo ombreggiato (hillshade) ed una Carta delle Pendenze (Slope), in cui sono state evidenziate 9 classi di pendenza (in gradi) al fine di mettere in evidenza i cambi repentini che caratterizzano gli orli e le basi delle scarpate. Questi strumenti, insieme all'estrazione di curve di livello ogni metro (dallo strumento spatial Analyst di ArcGis), sono stati impiegati per l'individuazione e la mappatura di scarpate morfologiche nelle aree di interesse.

Negli impluvi, dove a causa dell'erosione fluviale le scarpate sono più difficilmente conservate, sono stati analizzati i profili longitudinali dei drenaggi, e ove presenti, sono stati analizzati i terrazzi fluviali, con l'obiettivo di intercettare eventuali salti topografici. Al fine di analizzare nel dettaglio la natura delle scarpate evidenziate, si è proceduto alla realizzazione di 39 profili serati, di lunghezza pari a 1 km e distanziati 200 m fra loro, divisi in segmenti da 250 m in modo da formare una griglia che andasse a coprire l'intera area che, da letteratura e da studi di MS di Livello 1 e 3, risulta interessata o potenzialmente interessata da deformazioni derivanti da attività di Faglie Attive e Capaci (fig. 4.1).

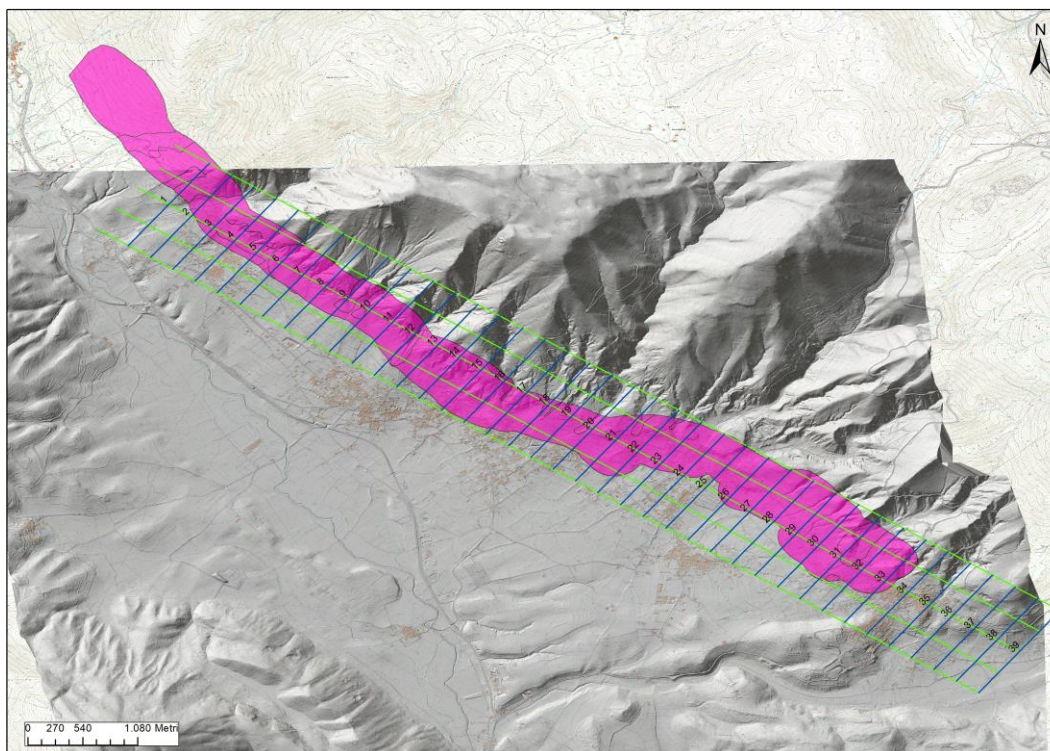


Fig. 4.1: sovrapposizione dell'hillshade LiDAR su CTR 1:5000 2007 della Regione Abruzzo a coprire l'area compresa tra i comuni di Barete e Arischia; il poligono fucsia individua la zona di interesse per FAC derivata dalla MS dei comuni di Barete e Pizzoli; le linee blu rappresentano la traccia dei profili seriati, le linee verdi le divisioni da 250 m.

Considerando la possibile presenza di un importante splay di faglia nella zona di piana comprendente gli abitati di Pizzoli e Arischia, come evidenziato dal lavoro di Galli et alii, 2011, e al fine di valutarne posizione, estensione e caratteristiche, si è ritenuto di estendere opportunamente l'area di studio verso SE.

Ogni segmento di profilo è stato quindi riportato in scala 1:4 (1:2 quando il dislivello era eccessivo) ed è stato analizzato secondo il criterio di individuazione delle rotture di pendio che portassero ad un vero e proprio salto di quota nella topografia, non immediatamente riconducibile ad attività antropica. Ove possibile, è stata misurata l'altezza della scarpata osservata (fig. 4.2).

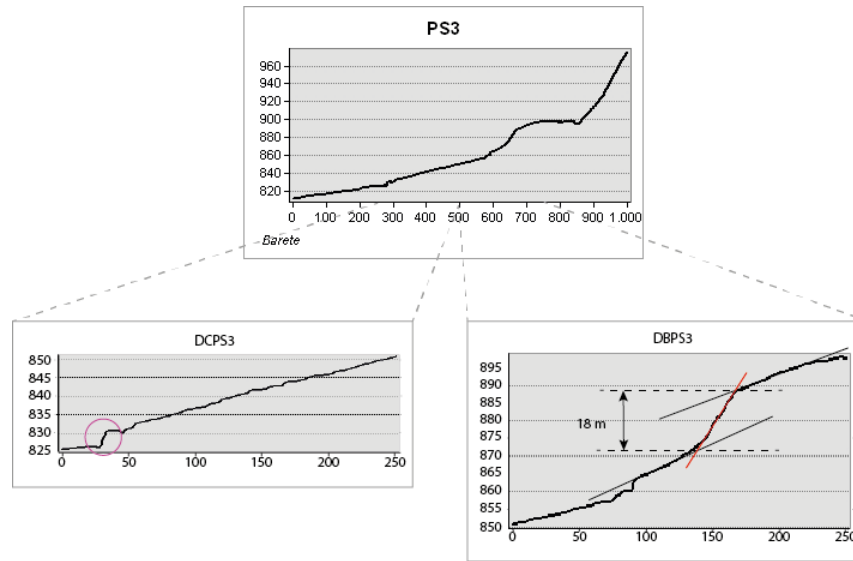


Fig. 4.2: Esempio di elaborazione grafica dei profili seriati: Profilo PS3, area di Barete, con ingrandimenti scala 1:4 dei segmenti da 250 a 500 m dal vertice a valle del profilo (DCPS3) e da 500 a 750 m (DBPS3); il cerchio rosa individua una scarpata incerta, per la quale si notano sia un salto di quota nella topografia, sia delle geometrie che potrebbero derivare da rimaneggiamento antropico, per cui necessita di ulteriori approfondimenti.

Dopo questa prima analisi generale dell'area si è ritenuto di tracciare ulteriori 8 profili, sempre di lunghezza pari a 1 km ed opportunamente orientati, passanti per punti di particolare interesse individuati nella fase di studio bibliografico (fig. 4.3). Anche in questo caso si sono analizzati diversi segmenti in scala 1:4 per meglio caratterizzare quanto visibile nel profilo principale e/o quanto riportato in letteratura.

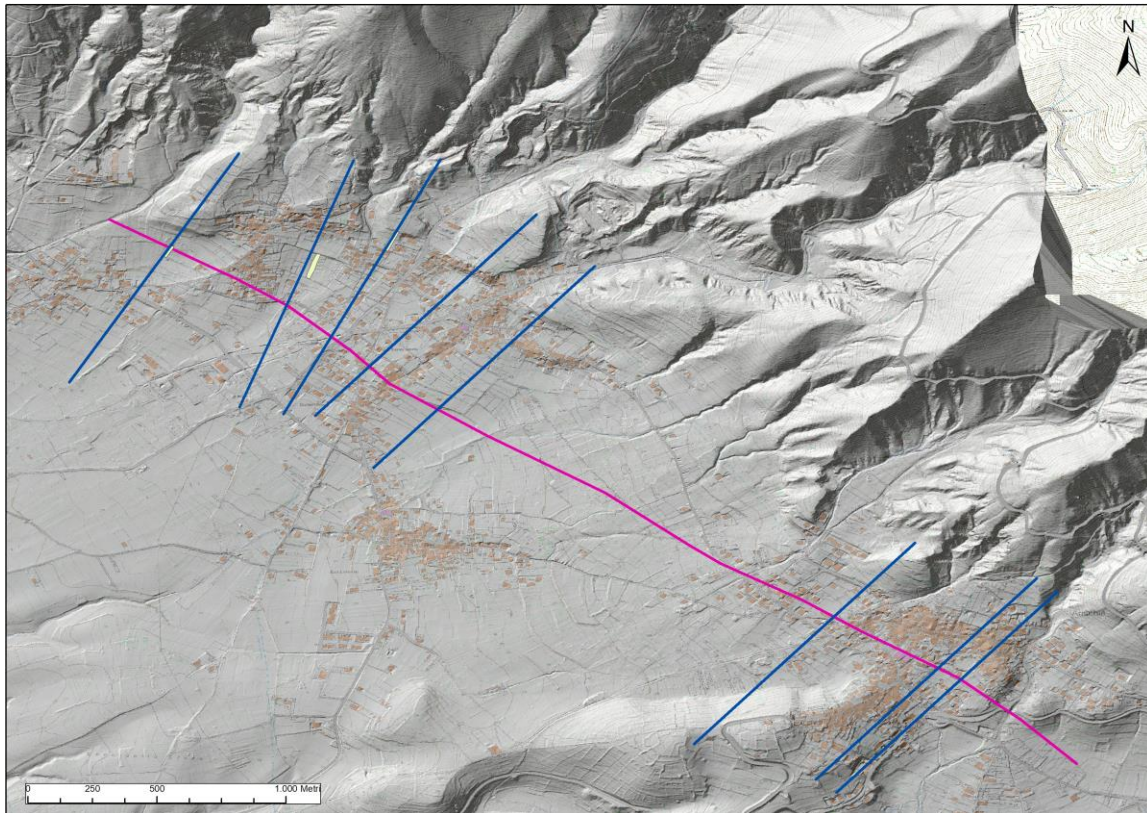


Fig. 4.3: sovrapposizione dell'hillshade LiDAR su CTR 1:5000 2007 della Regione Abruzzo a coprire l'area compresa tra i comuni di Pizzoli e Arischia; le linee blu rappresentano le tracce dei profili elaborati lungo punti di particolare interesse; la linea fucsia rappresenta la traccia della faglia individuata da Galli et alii, 2011; i poligoni beige rappresentano, partendo da quella più occidentale, le trincee studiate da Moro et alii, 2002, Moro et alii, 2016 (Pizzoli), Galli et alii, 2011 (Arischia).

I punti così individuati sono stati poi osservati in dettaglio, sia attraverso l'utilizzo di ortofoto (vedi 4.2), sia di immagini da satellite da Google Earth, sia da rilevamento diretto sul luogo, in modo da poter risalire alla possibile origine e tipologia, nonché all'estensione, delle scarpate. Per quest'ultimo aspetto, si sono tracciati anche profili speditivi paralleli al principale, di lunghezza compresa tra 100 e 250 m e un passo compreso tra 10 e 20 m, per meglio caratterizzare l'elemento studiato.

Alla fine, i dati sono stati confrontati, discussi ed elaborati in una carta di sintesi (Tavola 2) degli elementi rilevati dall'analisi dei dati LiDAR, dalla quale emerge, oltre alla presenza di scarpate di origine tettonica, l'esistenza di scarpate sulla piana, di altezza compresa tra i 2 e i 6 m, di origine incerta (fig. 4.4), poiché possiedono caratteristiche riconducibili alle scarpate derivanti da attività tettonica, ma si presentano estremamente rimaneggiate e modificate dall'attività antropica, tanto da non poterne attribuire con certezza l'origine.

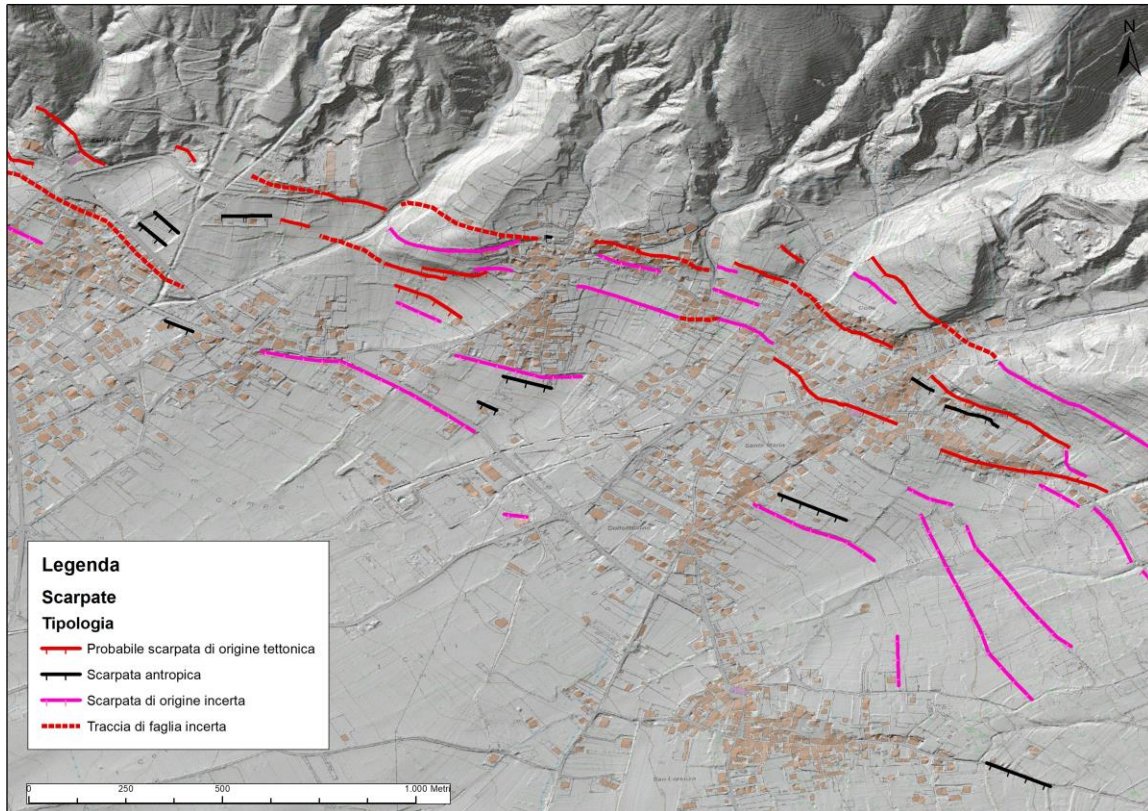


Fig. 4.4: scarpate individuate nella zona di Pizzoli; rispetto a quanto presente in letteratura, si notano delle scarpate presumibilmente di origine tettonica (in rosso) che potrebbero rappresentare uno splay più interno rispetto a quelli conosciuti e una marcata presenza di scarpate di origine incerta (in rosa), che richiedono approfondimenti successivi.

Concludendo, l'analisi dei dati LiDAR mostra un sostanziale accordo rispetto a quanto osservato negli studi precedenti (cap. 3.1 e 3.2) per quanto riguarda la traccia principale della faglia del Monte Marine e degli splay principali ad essa associati, mentre evidenzia la presenza nella parte più occidentale, verso la piana, di scarpate non considerate nei lavori in bibliografia, con caratteristiche tali da poter essere potenzialmente associate ad attività tettonica quaternaria, ma spesso così intensamente rimaneggiate da attività antropica o alterate da debris flow olocenici in corrispondenza delle conoidi da necessitare di ulteriori approfondimenti.

5. RILEVAMENTI DI TERRENO

5.1. Risultati del rilevamento geologico-strutturale

Il rilevamento geologico-strutturale ha avuto come obiettivo quello di verificare la presenza di evidenze di fagliazione superficiale nei pressi degli abitati di Barete e Pizzoli. Il rilevamento è stato orientato all'individuazione di affioramenti di piani di faglia nei pressi del contatto tra il bedrock carbonatico e i depositi continentali recenti, dove è attesa l'emergenza del segmento principale della faglia. Nel caso in cui la faglia si propaga in depositi continentali recenti, come ad esempio depositi di

conoide alluvionale e di versante, evidenze di fagliazione sono state ricercate mediante due tipologie di osservazioni: (1) l'individuazione di segmenti di faglia dislocanti depositi continentali, osservati lungo tagli stradali e sbancamenti presso fabbricati, e (2) la mappatura di scarpate morfologiche orientate con direzione conforme a quella della faglia principale, con elevata continuità laterale e con altezza della scarpata consistente lungo la direzione della scarpata. Queste caratteristiche, quando validate, suggeriscono l'origine tettonica di suddette scarpate, dovute alla dislocazione per faglia della superficie topografica.

Nei pressi di Barete, il piano di faglia che mette a contatto il bedrock carbonatico con i depositi continentali affiora con continuità lungo tutto il versante (Figura 5.1, 5.2). In diverse località sono preservati indicatori cinematici lungo il piano di faglia, come ad esempio strie d'abrasione, le quali testimoniano una cinematica di tipo dip-slip per la suddetta faglia. Muovendo verso SE, il rilevamento ha messo in evidenza la presenza di una serie di scarpate allineate nel tetto della faglia principale, marcata dall'evidente scarpata di faglia che borda il versante (Figura 5.1). Queste scarpate suggeriscono la presenza di un segmento di faglia localizzato nel tetto della faglia principale.

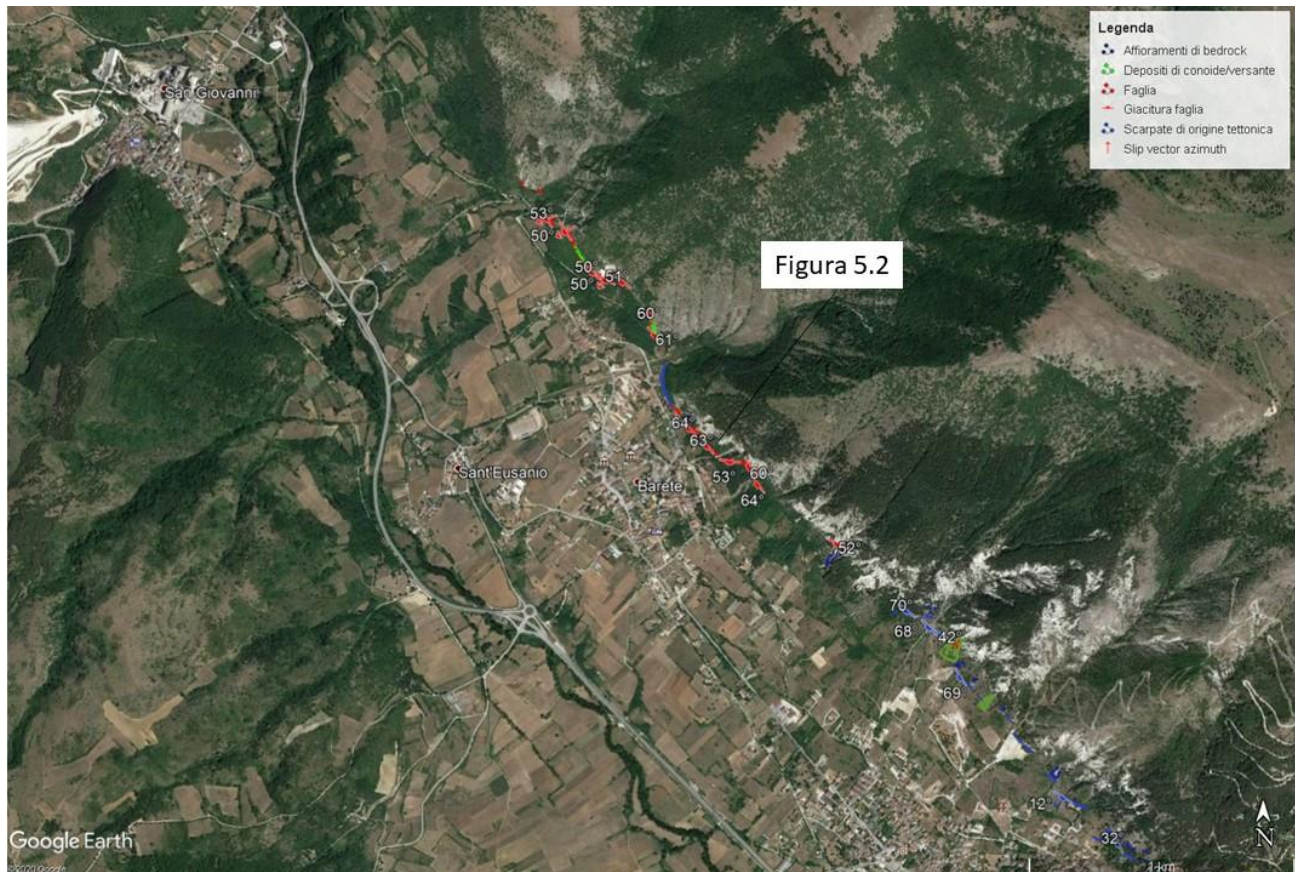


Figura 5.1. Dati di campagna raccolti durante il rilevamento geologico-strutturale, settore di Barete.



Figura 5.2. Affioramento di piano di faglia in bedrock, il quale mette a contatto carbonati Mesozoici nel letto di faglia con depositi continentali recenti nel tetto di faglia.

Nei pressi di Pizzoli il contatto tettonico tra bedrock carbonatico e depositi continentali si avvicina sensibilmente al centro abitato, come evidenziato da affioramenti di bedrock carbonatico intensamente fratturato e cataclasato rinvenuti nei pressi dell'abitato (Figura 5.3). Muovendo verso SE, nei pressi di località Marruci, la faglia si propaga all'interno di depositi di conoide alluvionale. Questo fa sì che la faglia risulti ramificata, con diversi segmenti distribuiti sia lungo lo strike che parallelamente allo stesso (Figura 5.3). L'espressione superficiale di questi segmenti consiste in scarpate continue e allineate lungo la direzione, alle quali molto spesso sono associati affioramenti delle suddette faglie lungo tagli stradali e sbancamenti associati a fabbricati. In questi siti si osserva la dislocazione di depositi di conoide alluvionale e di depositi recenti di versante (Figura 5.4). Tra località Marruci e Arischia, le evidenze superficiali di fagliazione diminuiscono, e la presenza della faglia è riconosciuta nel contatto tettonico tra il bedrock carbonatico intensamente cataclasato e i depositi continentali (Figura 5.3).



Figura 5.3 Dati di campagna raccolti durante il rilevamento geologico-strutturale, settore di Pizzoli-Marruci.



Figura 5.4. Affioramento di segmenti di faglia dislocanti depositi continentali recenti in uno sbancamento associate ad un fabbricato. In rosso sono riportati i segmenti di faglia, in verde l'interfaccia sedimentaria dislocata.

6. INDAGINI GEOFISICHE URGENTI PER LA FASE 1

Durante questa fase di studio si è reso necessario realizzare alcune indagini geofisiche urgenti in due aree, ed in particolare (Fig. 6.1):

Area 1 (Collemusino di Pizzoli): è stata selezionata per approfondire lo splay mappato da Galli et al. (2011) a monte di San Lorenzo e che attraversa l'abitato di Collemusino. Il sito è posto immediatamente a sudest di Collemusino e attraversa una scarpata antropica la cui origine potrebbe essere legata all'attività della faglia;

Area 2 (Pizzoli, fra Colle e Vallicella): l'area è stata scelta per un duplice scopo:

- Confrontare la risposta delle indagini elettriche con le informazioni derivanti dagli scavi paleosismologici realizzati da Moro et al. (2016), al fine di verificare l'efficacia della tipologia di indagine, e
- Esplorare l'intera Zona di Attenzione in un'area urbanizzata complessa, caratterizzata da più splay della faglia principale.

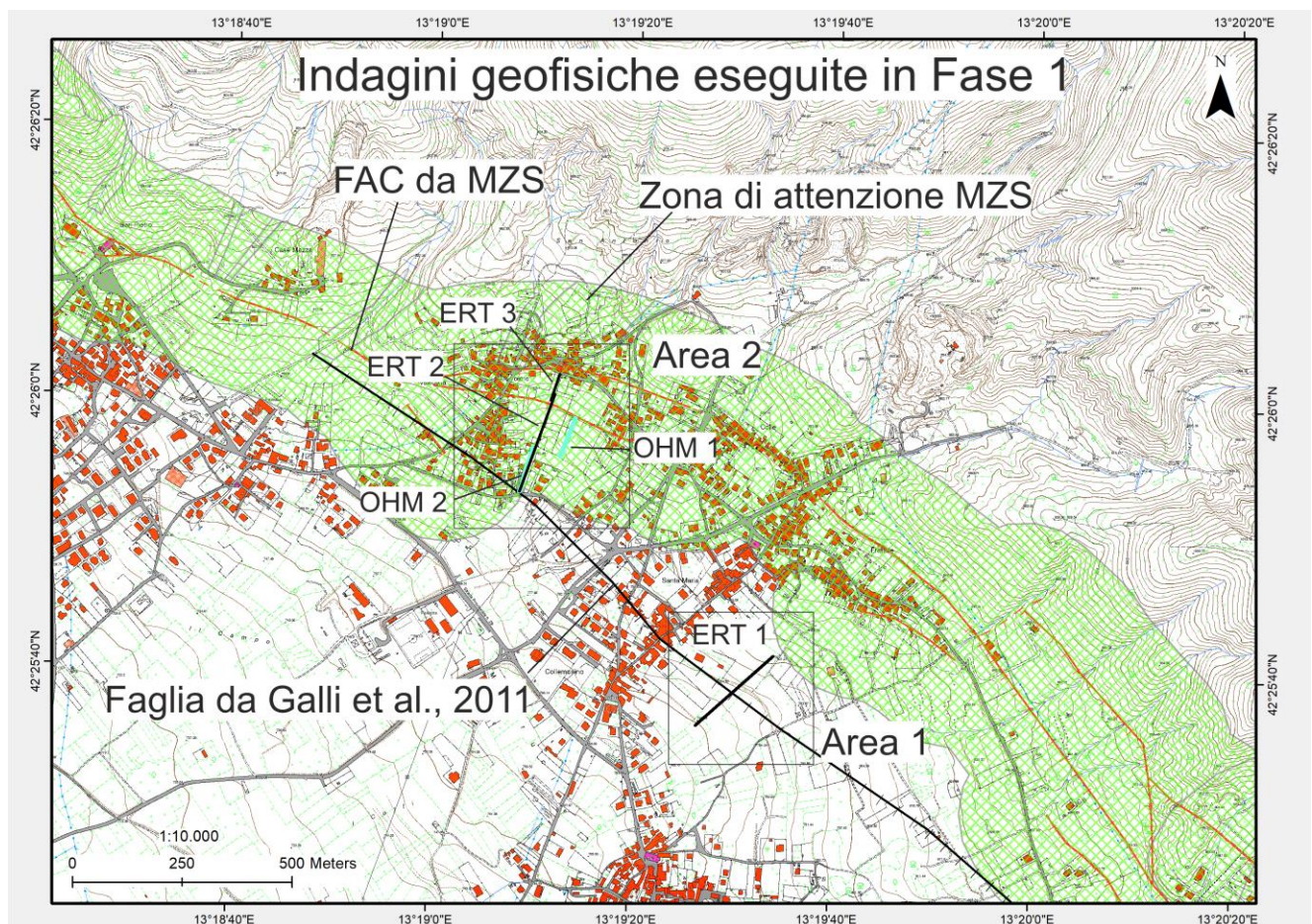


Figura 6.1. Ubicazione delle indagini geofisiche.

6.1. Ubicazione e caratteristiche delle indagini geoelettriche

La campagna geofisica è stata condotta tra il 1 e il 3 dicembre c.a. e sono state eseguiti n. 5 profili mediante l'impiego di due tecniche di prospezione geoelettrica: la tomografia elettrica classica e quella capacitiva, con lo scopo di mappare la distribuzione della resistività elettrica del sottosuolo lungo profili 2D ed identificare quindi l'eventuale presenza di contrasti elettrici sia verticali che sub-orizzontali riconducibili a potenziali strutture tettoniche sepolte. La resistività è una grandezza fisica, misurata in Ωm (ohm * metro), posseduta dai materiali che indica la resistenza incontrata dalla corrente elettrica nell'attraversarli. La distribuzione dei valori di resistività dipende da numerosi fattori di tipo geologico, idrogeologico e geotecnico come ad esempio variazioni litologiche, differente grado di compattazione, porosità e contenuto in acqua.

Le configurazioni elettrode adottate per l'acquisizione di dati di resistività elettrica sono il dipolo-dipolo e il Wenner-Schlumberger in modo da risolvere efficacemente sia variazioni verticali che sub-orizzontali con una profondità di investigazione adeguata al problema in esame.

La tomografia elettrica è stata eseguita lungo tre stendimenti (ERT 1, ERT 2 ed ERT 3 in figura 6.1) nei due siti identificati (Area 1 e Area 2). I 3 profili sono stati acquisiti mediante un georesistivimetro Syscal R2 della IRIS Instruments equipaggiato con un set di cavi a passo 5 m e 2m e un numero massimo di 64 elettrodi. Per il profilo ERT 1 ed ERT 2 sono stati impiegati 48 elettrodi e cavi a passo 5 m per una lunghezza totale di ogni profilo di 235 m, mentre per il profilo ERT 3 sono stati utilizzati 32 elettrodi e cavi a passo 2 m per una lunghezza totale del profilo pari a 62 m. Per quanto riguarda le misure di tomografia elettrica capacitiva è stato utilizzato il sistema OhmMapper della Geometrics equipaggiato con un set di 5 ricevitori e un trasmettitore con dipoli a 5 m utilizzati per eseguire n. 2 profili (OHM 1 e OHM 2 in figura 6.1) nell'Area 2, di cui uno (OHM 1) acquisito parallelamente e a poca distanza (circa 2 m) dalla trincea paleosismologica di Moro et al. (2016) (si vedano i dettagli nel Par. 6.5) e che rappresenta dunque una linea di calibrazione della geoelettrica con dati diretti di sottosuolo.

I dati geoelettrici acquisiti sono stati quindi processati per eliminare eventuali misure fuori scala (dovute principalmente ad un cattivo accoppiamento tra elettrodo e terreno ovvero a bassi valori di corrente iniettata) e successivamente modellati utilizzando il software Res2Dinv della Geotomo, che ha permesso di elaborare delle sezioni bidimensionali rappresentanti la distribuzione in profondità del parametro di resistività elettrica del sottosuolo. La posizione di ogni elettrodo è stata misurata con un'antenna GPS Stonex in connessione RTK, assicurando una precisione nel posizionamento della stesa elettrode e della topografia di pochi cm.

6.2. Descrizione dei risultati delle indagini geoelettriche

Area 1 – ERT 1

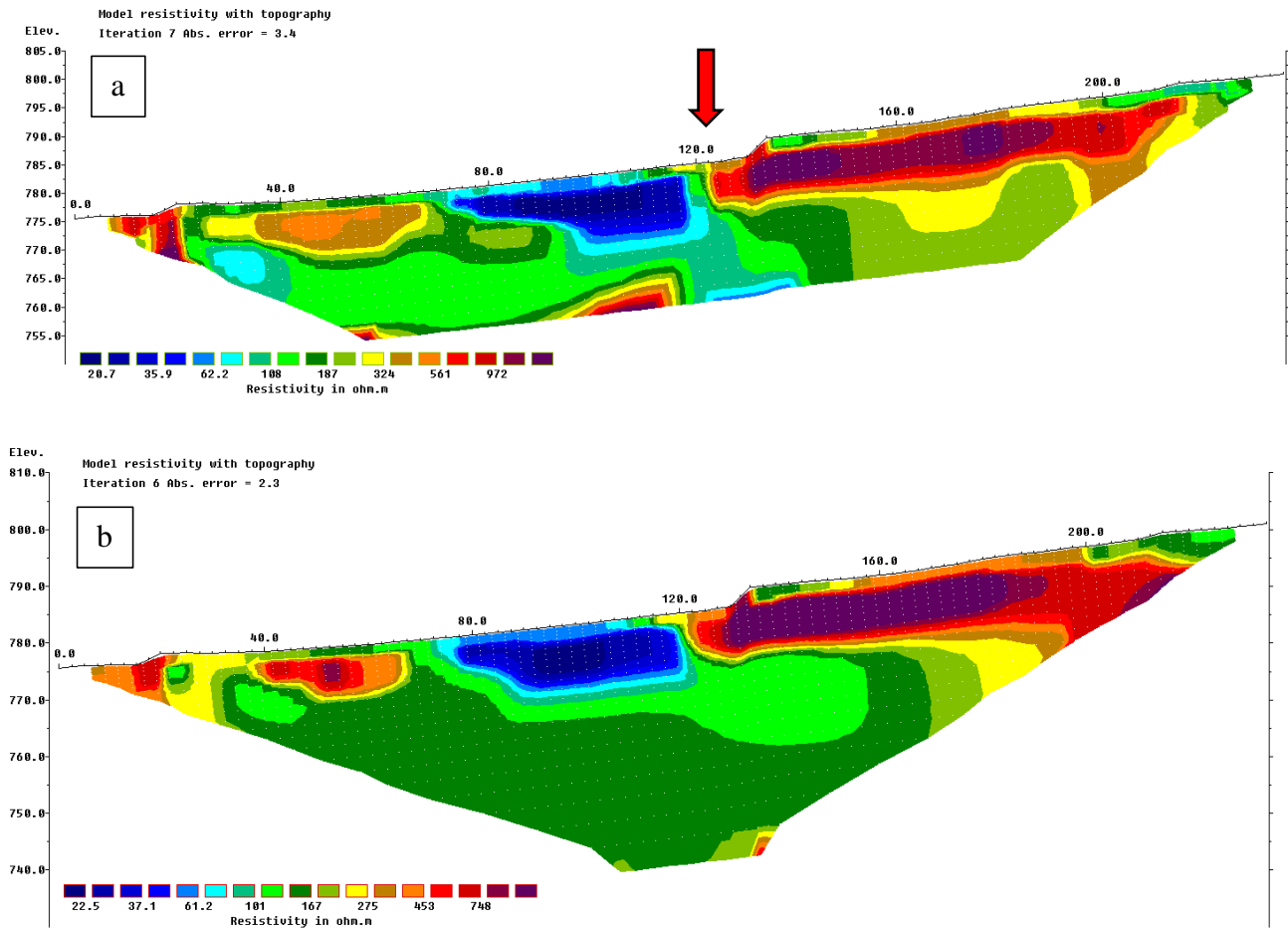


Figura 6.2. Sezione 2D della distribuzione della resistività elettrica in funzione della profondità lungo il profilo ERT 1 acquisito con configurazione elettrodica a) dipolo – dipolo; b) Wenner – Schlumberger.

Il profilo ERT 1, orientato circa NE- SW, raggiunge una profondità di investigazione pari a circa 20 m per il dipolo-dipolo e 40 m per il Wenner-Schlumberger. La sezione 2D mostra alla progressiva 120 m (indicato in figura con freccia rossa), poco più a sud della scarpata morfologica mappata nel profilo, un passaggio elettrico molto netto da uno strato a maggiore resistività ($\text{Res} \geq 500 \Omega\text{m}$) a monte, di spessore circa 5 m, con uno strato a minore resistività ($\text{Res} \leq 35 \Omega\text{m}$), di spessore anch'esso pari a circa 5 m. Poco più a valle si passa di nuovo ad una zona a maggiore resistività che interessa anche la seconda scarpata morfologica posta nella porzione iniziale del profilo. Il contrasto di resistività elettrica principale si sviluppa con una chiara geometria sub-verticale che interrompe, in superficie, la continuità laterale dei corpi sedimentari ma che non sembra però avere una prosecuzione in profondità come risulta dal modello ERT 1 in figura 6.2b.

Area 2 – OHM 1 e OHM 2

Il profilo OHM 1 (Fig. 6.3a), orientato NNE-SSW, di lunghezza pari a circa 90 m raggiunge una profondità di investigazione di circa 6 m rispetto al piano campagna parallelamente e a circa 2 m di distanza dalla trincea paleosismologica di Moro et al. (2016). La sezione 2D mostra, alla progressiva 2 m, un passaggio elettrico abbastanza netto (indicato in figura con freccia rossa) ed evidenziato dal passaggio da una zona a maggiore resistività ($\text{Res} \geq 400 \Omega\text{m}$) a monte ad una zona a minore resistività ($\text{Res} \leq 60 \Omega\text{m}$). Poco più a valle la sezione mostra ulteriori due contrasti di resistività elettrica (indicati in figura con freccia gialla), meno marcati del precedente, evidenziati dall'alternanza di zone a minore e maggiore resistività lungo una fascia del profilo compresa tra la progressiva -15 m e -35 m. Il contrasto di resistività elettrica principale così come quelli secondari si sviluppano con una chiara geometria sub-verticale che interessa anche la superficie.

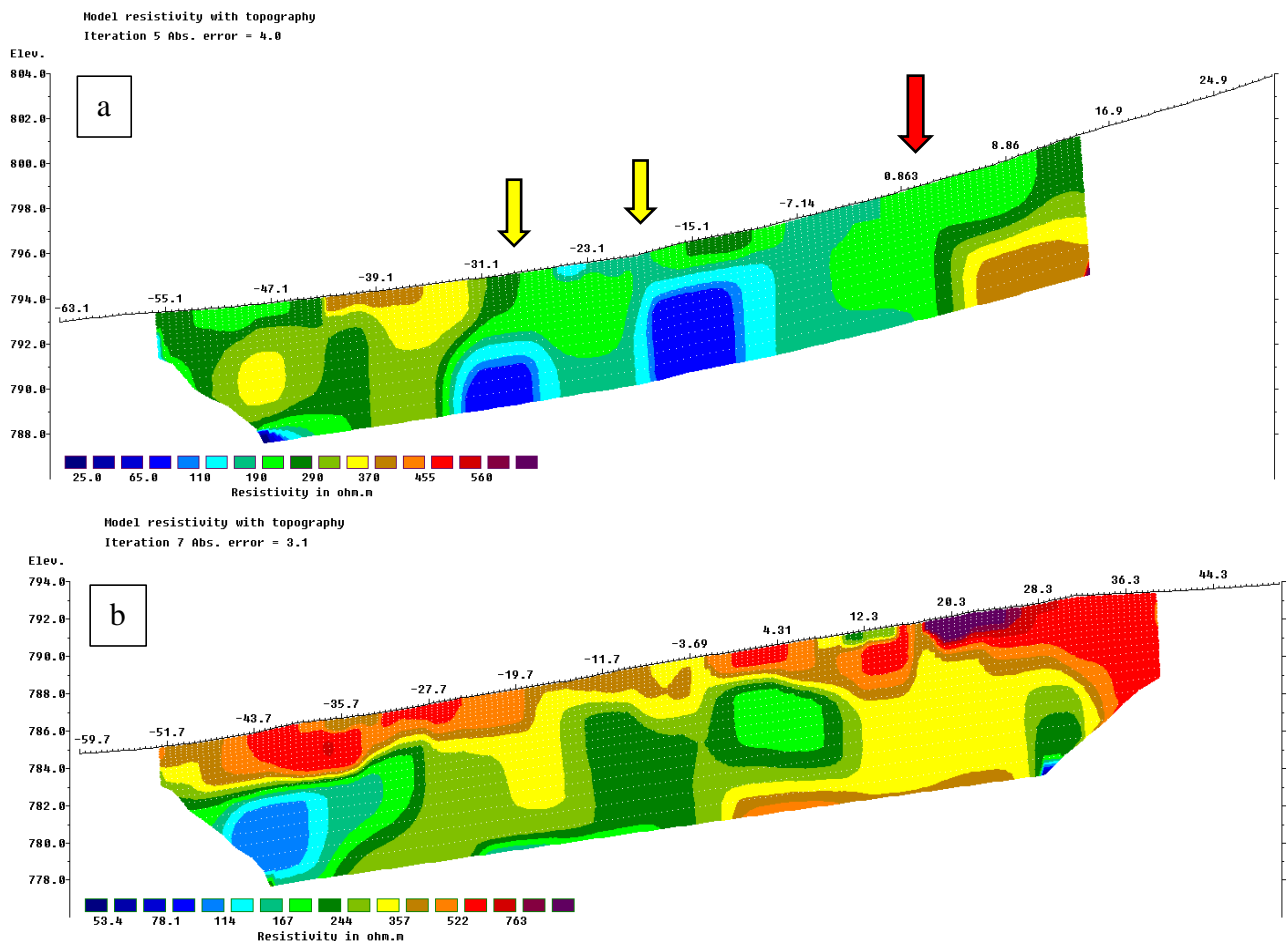


Figura 6.3. Sezione 2D della distribuzione della resistività elettrica in funzione della profondità lungo il profilo a, in alto) OHM 1 e b, in basso) OHM 2 acquisiti con sistema OhmMapper

Il profilo OHM 2 (Fig. 6.3b), orientato NNE-SSW, di lunghezza pari a circa 100 m raggiunge una profondità di investigazione di 6 m rispetto al piano campagna ed è stato acquisito poco più a SW rispetto al profilo OHM 1. La sezione 2D mostra la presenza di uno strato superficiale a maggiore resistività ($\text{Res} \geq 500 \Omega\text{m}$), con spessore variabile tra 2 e 3 m, che passa in profondità ad uno strato a

minore resistività ($Res \leq 200 \Omega m$) che diventa ancor meno resistivo andando più a sud nel profilo, sino a raggiungere valori di circa $50 \Omega m$. Non si evidenziano nel profilo contrasti di resistività elettrica sub-verticali ben marcati.

Area 2 - ERT2 e ERT3

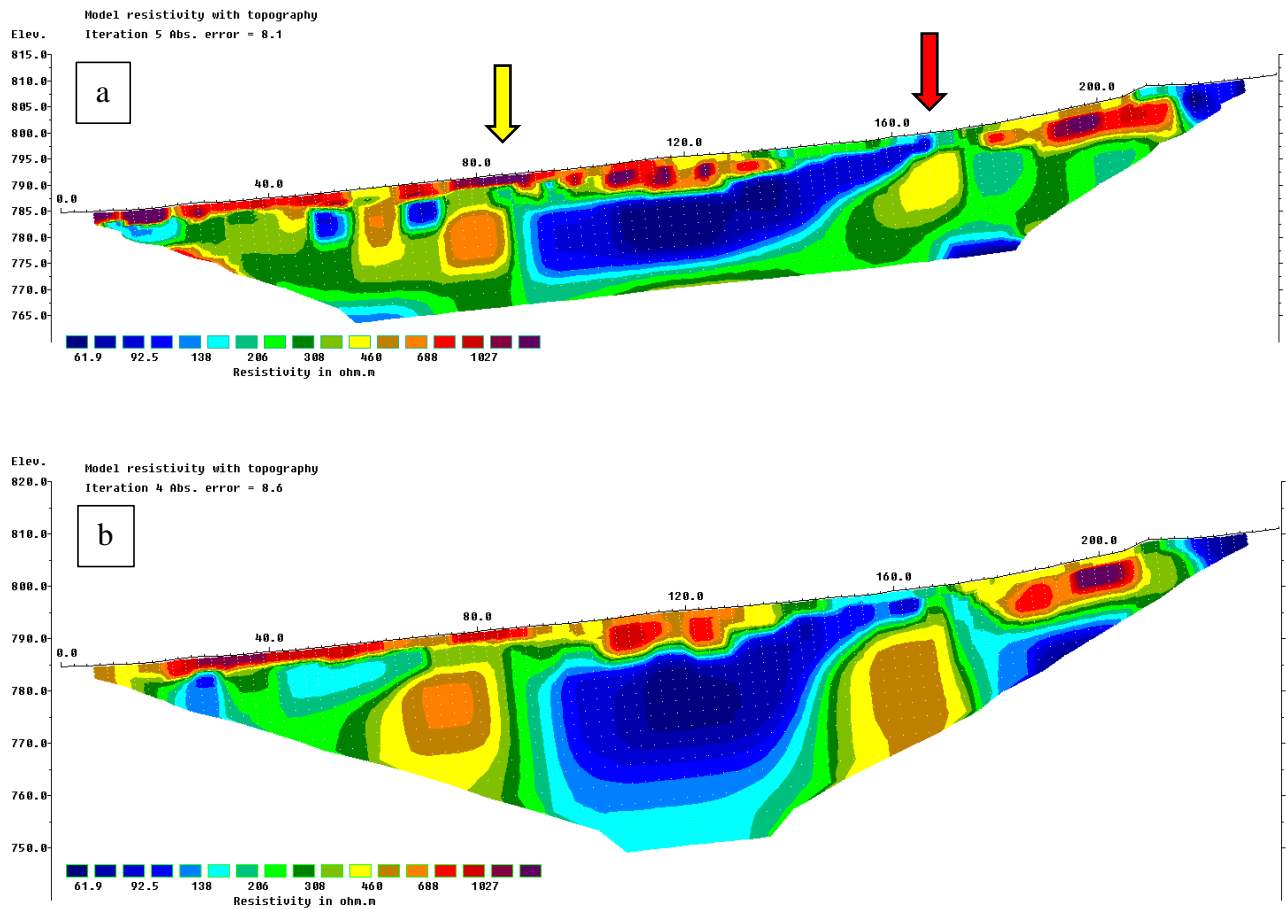


Figura 6.4. Sezione 2D della distribuzione della resistività elettrica in funzione della profondità lungo il profilo ERT 2 acquisito con configurazione elettrodica a) dipolo – dipolo e b) Wenner – Schlumberger.

Il profilo ERT 2 (Fig. 6.4), orientato NNE-SSW, di lunghezza pari a circa 235 m raggiunge una profondità di investigazione di circa 20 m per il dipolo-dipolo e di 40 m per il Wenner – Schlumberger. La sezione 2D mostra, alla progressiva 160 m, un passaggio elettrico netto (indicato in figura con freccia rossa) ed evidenziato dal passaggio da una zona a maggiore resistività ($Res \geq 500 \Omega m$) nella porzione a nord ad una zona a minore resistività ($Res \leq 60 \Omega m$) più a sud. Poco più a sud, alla progressiva 80 m del profilo, la sezione mostra un ulteriore contrasto di resistività elettrica (indicato in figura con freccia gialla), ed evidenziato dal passaggio netto da una zona a bassa resistività ($Res \leq 60 \Omega m$) ad una zona a maggiore resistività ($Res \geq 700 \Omega m$). Entrambi i contrasti di resistività elettrica si sviluppano con una chiara geometria sub-verticale che interrompe la continuità laterale dei corpi sedimentari ma che non

sembra però interessare gli strati più superficiali per quanto riguarda il contrasto mappato più a sud. Infatti, il profilo mostra la presenza di uno strato resistivo superficiale continuo con geometria sub orizzontale e di spessore costante a partire dalla porzione sud sino alla progressiva 100 m del profilo. Questo strato sembra aumentare di spessore dalla progressiva 120 m del profilo per poi scomparire alla progressiva 150 m circa.

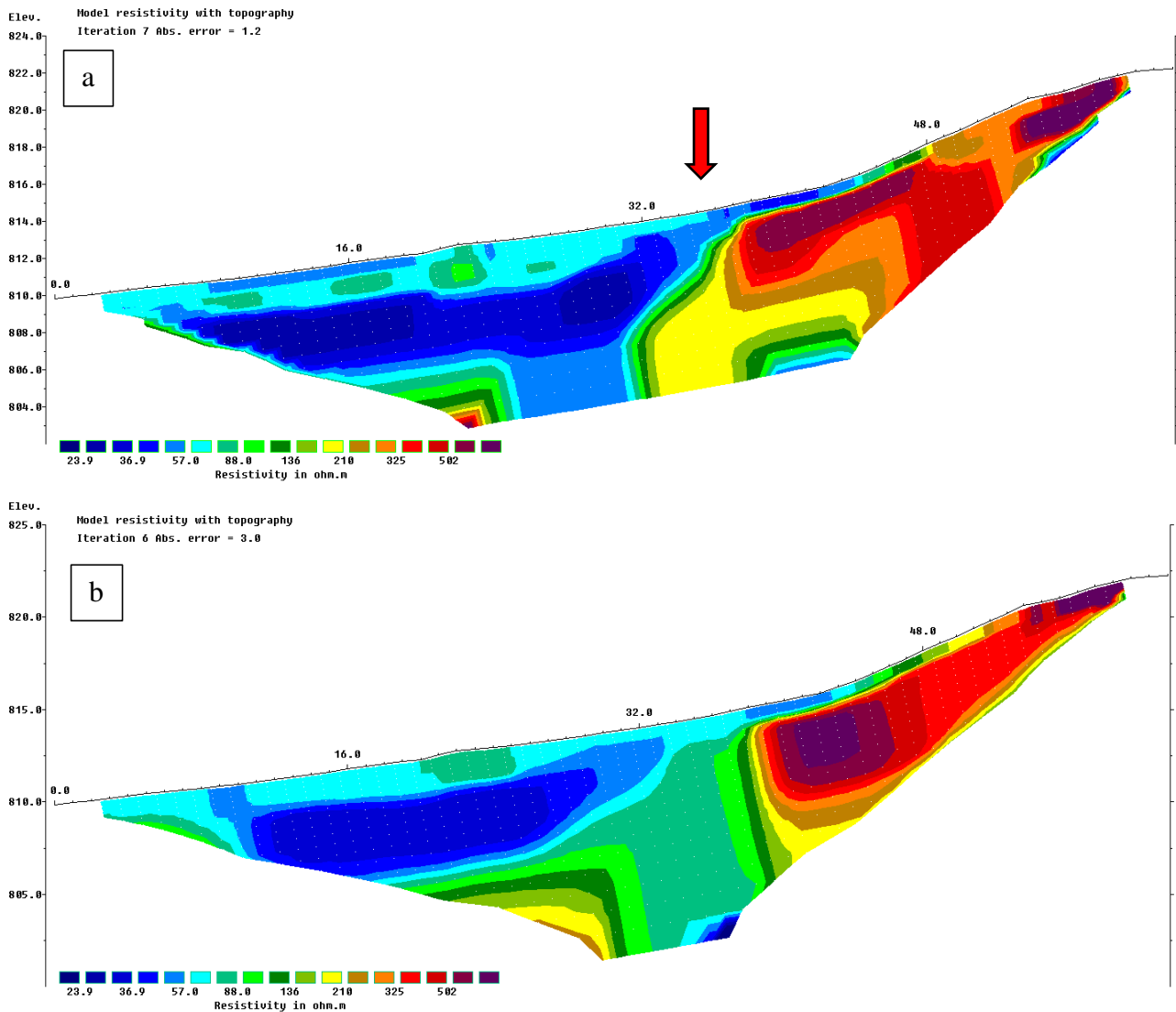


Figura 6.5. Sezione 2D della distribuzione della resistività elettrica in funzione della profondità lungo il profilo ERT 3 acquisito con configurazione elettrodica a) dipolo – dipolo e b) wenner – schlumberger.

Il profilo ERT 3 (Fig. 6.5), orientato NNE-SSW, di lunghezza pari a 64 m raggiunge una profondità di investigazione di circa 8 m per il dipolo-dipolo e di 15 m per il Wenner – Schlumberger. La sezione 2D mostra, alla progressiva 35 m, un passaggio elettrico netto (indicato in figura con freccia rossa) ed evidenziato dal passaggio da uno strato a maggiore resistività ($\text{Res} \geq 500 \, \Omega\text{m}$) nella porzione a nord ad uno strato a minore resistività ($\text{Res} \leq 30 \, \Omega\text{m}$) più a sud. Al di sopra di questo, si riconosce uno strato a resistività leggermente maggiore ($\text{Res} \cong 60 \, \Omega\text{m}$) con spessore variabile da 1-2 m circa e che aumenta andando verso nord. In profondità invece, si intercetta una zona a maggiore resistività ($\text{Res} \geq 250 \, \Omega\text{m}$)

che si sviluppa al di sotto del corpo a minore resistività e che si interrompe verso nord con un brusco passaggio di resistività sub verticale.

6.3. Ubicazione e caratteristiche delle misure di rumore sismico ambientale

In aggiunta alle misure geoelettriche per il lotto Pizzoli-Barete, tra il 1 e 3 dicembre 2020 sono state eseguite diverse misure di rumore sismico ambientale, con l'obiettivo di stimare il pattern di amplificazione, unitamente alle frequenze di risonanza (f_0) dei siti investigati e le loro possibili variazioni. Il valore della risonanza f_0 è un buon proxy delle proprietà elastiche del sottosuolo, dipendendo essenzialmente dagli spessori e dalle velocità delle onde di taglio degli strati sedimentari.

I valori di f_0 vengono dedotti dal picco delle curve H/V (rapporto spettrale tra la componente orizzontale H e la componente verticale V del moto del suolo), che è una tecnica comunemente adottata durante le attività di Microzonazione Sismica, ad esempio per la produzione delle mappe di risonanza (f_0).

Lungo ogni stesa elettrodica eseguita nell'abitato di Pizzoli sono state condotte 11 misure di vibrazione ambientale, usando due tipi di strumentazione sismica: il primo tipo composto da 6 digitalizzatori Reftek 130 connessi a un velocimetro a 3 componenti Lennartz 5s, il secondo rappresentato da 5 stazioni all-in-one Terrabot della Sara Electronics con geofoni 3 componenti a 4.5 Hz ad alto guadagno. Per garantire un buon accoppiamento con il terreno, i sensori sono stati interrati. Inoltre, per poter disporre di un numero adeguato di finestre temporali in fase di analisi, la durata di ogni misura di rumore sismico ambientale è stata di circa un paio di ore. Per il calcolo delle curve H/V è stato usato il software Geopsy (www.geopsy.org).



Figura 6.6. Ubicazione delle misure di rumore per l'area 1 (Tabella 6.1). La principale scarpata morfologica presente sul terreno è situata tra le misure TB05 e TB02.

Le misure sono state ubicate seguendo lo stendimento dei profili ERT (descritte in cap. 6.1), generalmente intensificando i punti di misura nel centro del profilo ERT (meglio definito), e quindi in

corrispondenza delle principali scarpate morfologiche presenti sul terreno. Le tabelle 6.1 e 6.2 e le figure 6.6 e 6.7 riportano l'ubicazione dei punti di misura, con la posizione ottenuta tramite un'antenna GPS Stonex Rtk, per una precisione del posizionamento dell'ordine del cm.

Tabella 6.1 Coordinate geografiche delle misure di rumore sismico ambientale eseguite nell'area 1 di Pizzoli il giorno 1 Dicembre 2020. I prefissi LE e TB indicano la tipologia di strumenti usati (Lennartz e Terrabot, rispettivamente). Viene fornito anche il valore della frequenza di risonanza (f_0), ma si sottolinea che in alcuni casi il picco H/V è abbastanza largo (i.e. la deviazione standard in frequenza non è trascurabile). La scarpata principale presente sul terreno è situata tra le misure TB05 e TB02 (in grigio in tabella).

Nome della misura	Latitudine (°)	Longitude (°)	f_0 (Hz)
LE01	42.428084580	13.326182038	3.3
LE02	42.427802629	13.325764612	3.5
TB04	42.427690344	13.325612451	3.6
TB03	42.427617939	13.325474813	3.7
LE03	42.427563452	13.325371261	3.7
TB02	42.427550583	13.325336524	3.8
TB05	42.427480202	13.325247986	3.7
LE04	42.427421190	13.325166327	3.4
TB06	42.427336415	13.325059971	3.4
LE05	42.427065915	13.324719409	3
LE06	42.426715940	13.324197209	2.9

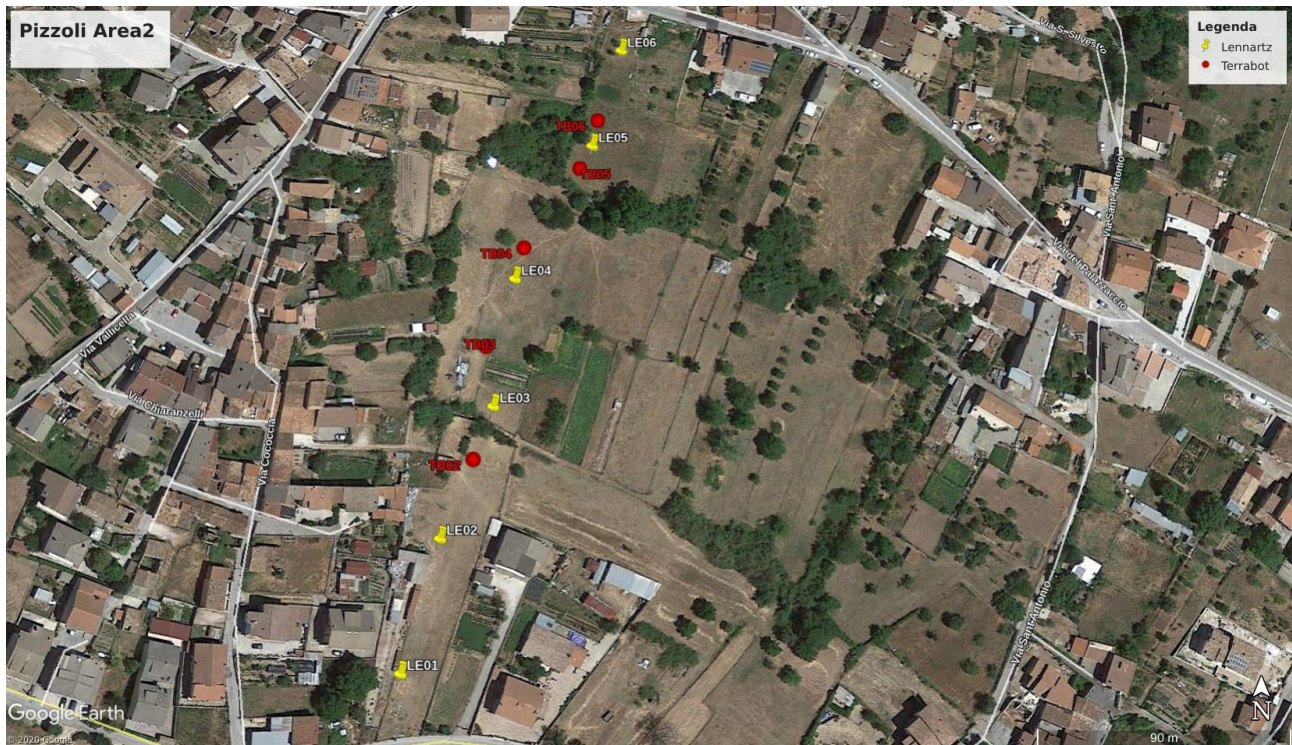


Figura 6.7. Ubicazione delle misure per l'Area 2 di Pizzoli (Tabella 6.2).

Tabella 6.2 Misure di rumore sismico ambientale eseguite nell'area 2 di Pizzoli il 3 Dicembre 2020. LE e TB indicano la tipologia di strumenti usati (Lennartz e Terrabot, rispettivamente). Si riporta anche il valore della frequenza di risonanza (f_0). Le principali scarpate morfologiche presenti sul terreno sono situate tra le misure TB04 e TB05, e tra le misure TB06 e LE06 (in grigio in tabella).

Nome della misura	Latitudine (°)	Longitude (°)	f_0 (Hz)
LE06	42.433701571	13.320030912	6.1
TB06	42.433474665	13.319937009	3.9
LE05	42.433352445	13.319897251	3.5
TB05	42.433301234	13.319855619	3.3
TB04	42.433019155	13.319601499	2.8
LE04	42.432881158	13.319548221	2.7

TB03	42.432677759	13.319437669	2.8
LE03	42.432445651	13.319461107	2.9
TB02	42.432298290	13.319391869	2.9
LE02	42.432010100	13.319238962	2.7
LE01	42.431581102	13.319083607	3.7

6.4. Descrizione dei risultati delle misure di rumore sismico

Le Figure da 6.8 a 6.11 mostrano i risultati ottenuti dall'analisi HVSR per le due aree studiate presso Pizzoli. Nella colonna di sinistra si riportano le curve H/V calcolate alle varie stazioni come il rapporto tra lo spettro della media delle due componenti orizzontali e lo spettro della componente verticale. Viceversa, nelle due colonne di destra si mostrano le curve H/V ottenute dopo una rotazione delle serie temporali delle componenti orizzontali nel piano orizzontale, da 0 a 180°. Le curve H/V “direzionali” servono per investigare l'uniformità del rapporto H/V in ogni direzione del piano, o viceversa per evincere se l'amplificazione massima si verifica secondo una direzione specifica e caratteristica del sito. I rapporti H/V direzionali sono quindi utili per discriminare un effetto di amplificazione stratigrafica “non direzionale” da eventuali altri effetti di amplificazione “direzionali” che possono realizzarsi in alcune condizioni (topografia, fratturazione in zona di faglia/frane). In questi grafici, in ascissa si rappresentano le frequenze, in ordinata l'angolo di rotazione (Azimuth), mentre la scala colorimetrica indica l'ampiezza del rapporto H/V calcolato (riportata in basso per ogni stazione). La direzione NS è quindi rappresentata da azimuth pari a 0° e 180° mentre la direzione EW da azimuth pari a 90°. In entrambe le figure 6.8 e 6.10, la colonna a destra mostra i rapporti H/V direzionali affiancati verticalmente a partire da una frequenza di 2 Hz, per meglio evidenziare eventuali variazioni di f_0 .

Per il sito 1 di Pizzoli che segue lo stendimento ERT 1, procedendo da SSO a NNE (da LE06 a LE01) si nota un aumento del valore di f_0 da 2.9 a 3.8 Hz, con un trend che sembra piuttosto graduale (Fig. 6.8 e Tabella 6.1). Le misure più prossime alla principale scarpata morfologica visibile in superficie sono TB05 e TB02, che non sembrano mostrare differenze sostanziali nella curva HV e nel valore di f_0 (tra 3.7 e 3.8 Hz). Procedendo verso NNE, le misure successive sono LE03 e TB03 caratterizzate da un picco a 3.7 Hz; i valori di f_0 poi decrescono fino al valore di 3.3 Hz per il sito di misura LE01. Si nota che le misure più a nord NNO (da TB02 a LE01) presentano picchi con valori di ampiezza più pronunciati rispetto alle altre misure. Tutte le misure del sito 1 presentano inoltre un picco H/V più blando al di sotto di 1 Hz, verosimilmente legato a qualche contrasto a grande profondità che non viene comunque ritenuto utile nella finalità di ricerca delle FAC.

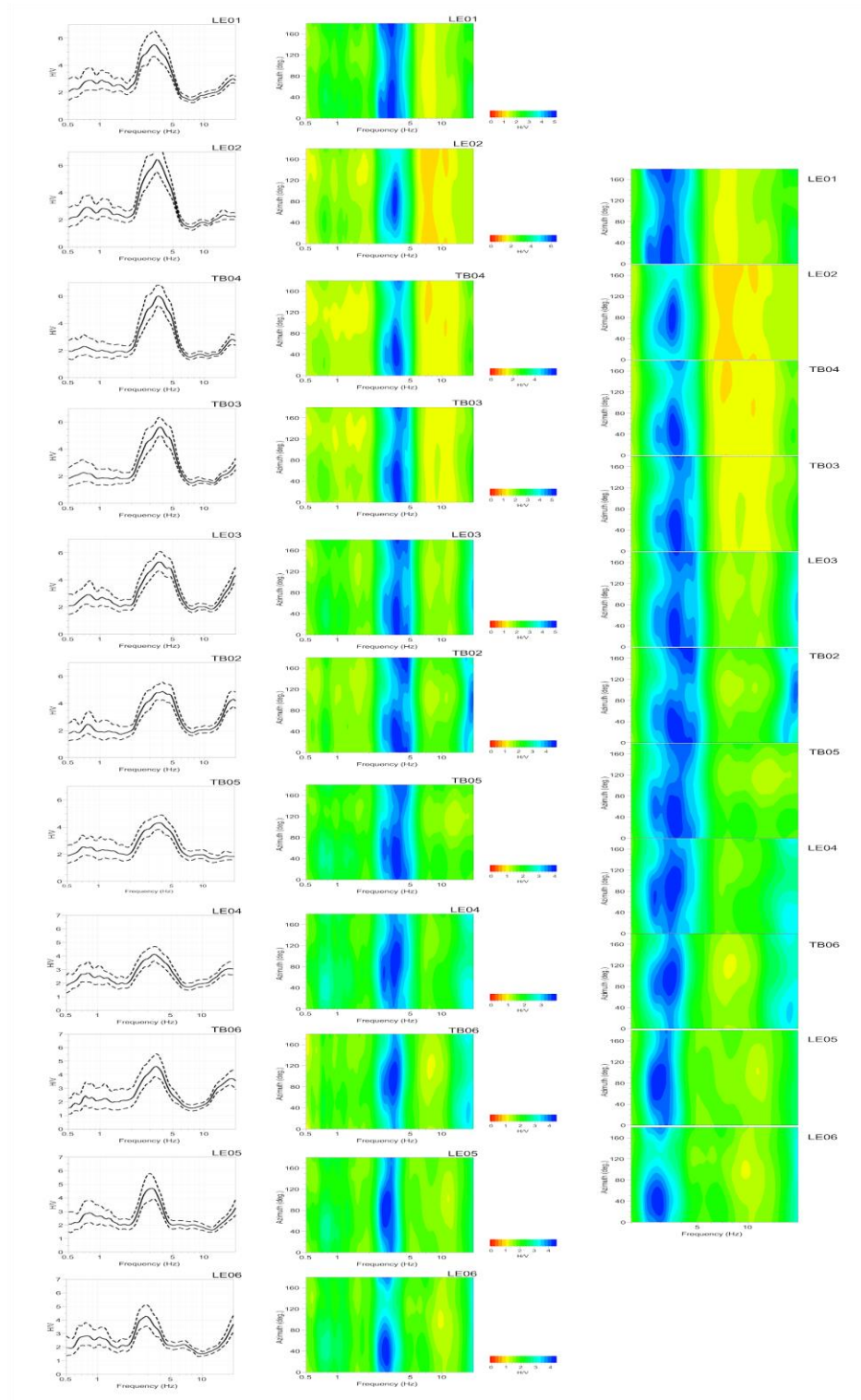


Figura 6.8. Curve H/V per l'Area 1 di Pizzoli. Le misure sono orientate da S a N guardando dal basso in alto. Le curve direzionali sono riportate nel pannello centrale, nel pannello a sinistra vengono ripetute con uno zoom sull'asse delle frequenze da 2 a 20 Hz.

In Figura 6.9 si mostrano i rapporti H/V direzionali unitamente al profilo ERT1, per meglio valutarne le eventuali variazioni spaziali. Le stazioni collocate al centro in profilo (LE04, TB05, TB06, LE05) in corrispondenza di un corpo superficiale conduttivo ($<50 \text{ ohm}\cdot\text{m}$) evidenziato dalla ERT1, mostrano un picco non direzionale a frequenze variabili tra 3 e 4 Hz (come descritto precedentemente). Questa caratteristica suggerirebbe che si possa trattare di un effetto stratigrafico. Tuttavia, l'assenza di direzionalità è riscontrata anche alle stazioni più a NE (TB02, LE03, TB03, TB04, LE01), site su un corpo superficiale più resistivo evidenziato dalla geoelettrica ($>700 \text{ ohm}\cdot\text{m}$). La sola stazione mostrante una caratteristica direzionale, seppur molto blanda, è la LE06 presso il margine SO del profilo (porzione poco definita dalla geoelettrica). Quì la massima amplificazione è realizzata ad un azimuth di circa N40, quindi in direzione antiappenninica, NE-SW.

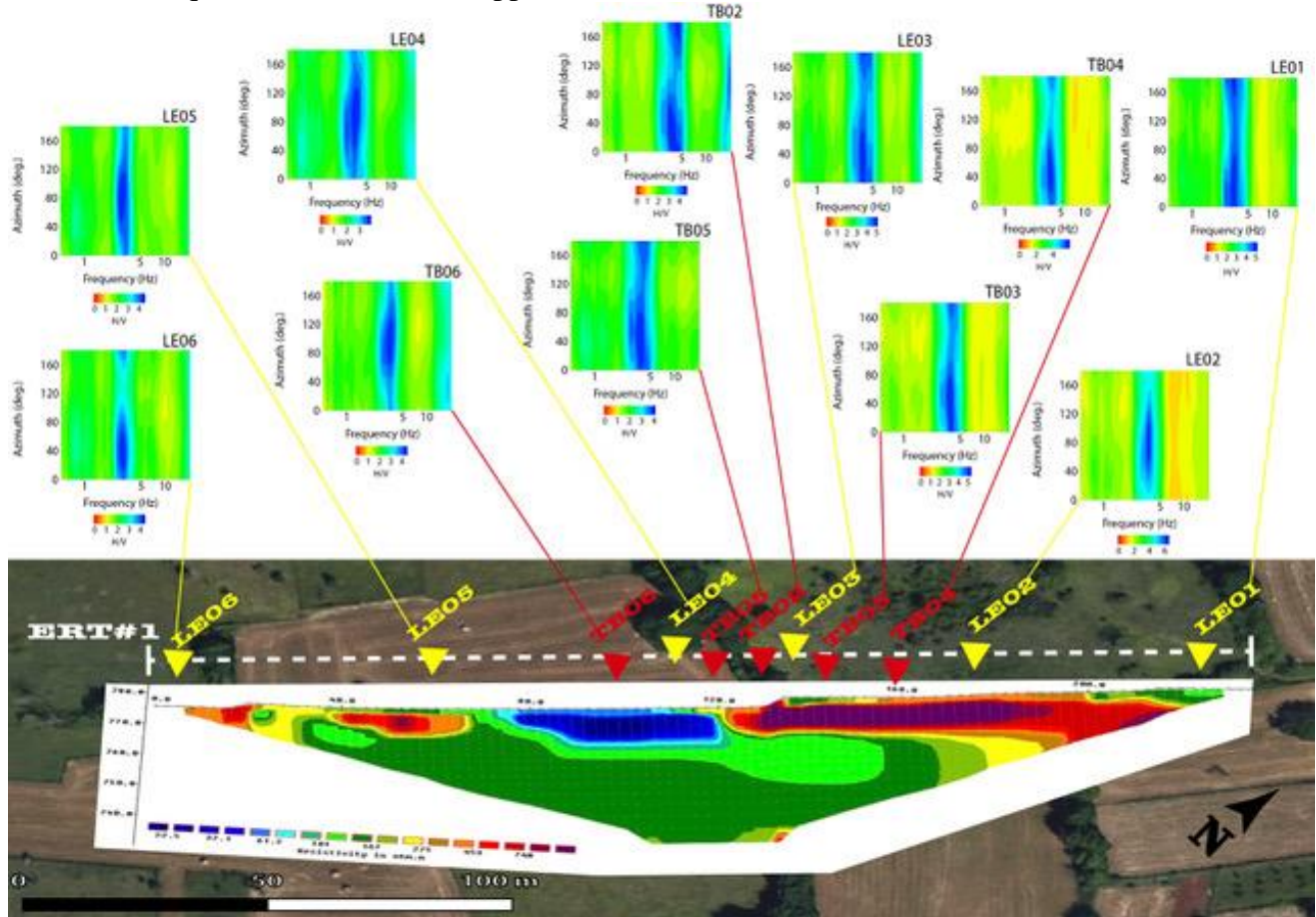


Figura 6.9. Profilo di geoelettrica ERT1 e rapporti H/V direzionali alle varie stazioni. L'asse delle ascisse rappresenta le frequenze (Hz), l'asse delle ordinate (Azimuth) rappresenta invece l'angolo di rotazione delle componenti orizzontali del moto del suolo. La scala colorimetrica (riportata in basso e diversa per ogni stazione) indica l'ampiezza del rapporto H/V.

Per il sito 2 di Pizzoli, le misure di rumore sono state eseguite in corrispondenza dei profili di geoelettrica ERT 2 e ERT 3. Come per il sito precedente, i risultati sono presentati procedendo da SSW a NNE (Fig. 6.10 e Tabella 6.2). Si evidenzia una prima differenza in termini di f_0 tra le misure LE01 e LE02, con il valore di f_0 che tende ad abbassarsi seppur in maniera non chiarissima. Il valore di f_0



ISTITUTO NAZIONALE
DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA



ISPRA
Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale



sembra poi rimanere costante procedendo da LE02 fino a TB04, con valori compresi nel range 2.7-2.9 Hz. Procedendo con le misure a nord di TB04, e quindi dopo aver superato la prima scarpata evidente sul terreno, la f_0 aumenta fino al valore di 3.9 Hz per TB06. Le misure TB05, LE05 e TB06 presentano inoltre un secondo picco di risonanza, verosimilmente correlato a strati molto superficiali, che passa da 20 Hz (TB05), a 18 Hz (LE05) a 11 Hz (TB06).

Si nota infine che in corrispondenza del cambiamento di pendenza presente tra la stazione LE06 e TB06 avviene anche una variazione della f_0 , passante a LE06 a circa 6 Hz.

Similmente alla Figure 6.9, in Figura 6.11 si mostrano i rapporti H/V direzionali unitamente ai profili ERT2 e ERT3, per meglio valutarne le eventuali variazioni spaziali. In questo sito si nota un pattern interessante. Le stazioni situate in corrispondenza di un corpo conduttivo evidenziato dal profilo ERT2 ($<100 \text{ ohm}\cdot\text{m}$) mostrano un'amplificazione tra 2.5 e 3.5 Hz non direzionale (LE03, TB03, LE04, TB04). Come in precedenza, questa caratteristica suggerirebbe che si possa trattare di un effetto di amplificazione di natura stratigrafica. Viceversa, procedendo verso NNO e avvicinandosi alla scarpata morfologica, sembra comparire un picco direzionale in direzione antiappenninica (la massima amplificazione si riconosce secondo un azimuth di circa N50), alla stazione LE06. Come evidenziato dal profilo ERT3, la stazione LE06 insiste su materiali più resistivi ($>500 \text{ ohm}\cdot\text{m}$). Poiché in questo settore sembra affiorare un importante elemento strutturale, per poter discriminare se effettivamente l'effetto osservato alla stazione LE06 possa essere scrivibile ad amplificazione in zona di faglia, sarà necessario in una fase successiva approfondire le indagini effettuando nuove misure procedendo verso NNE.

Infine si rileva una caratteristica direzionale anche alle stazioni situate verso l'estremità SSE (LE01, LE02, LE03, TB02), seppur in maniera inferiore, con massima amplificazione approssimativamente NS, di non chiara interpretazione.

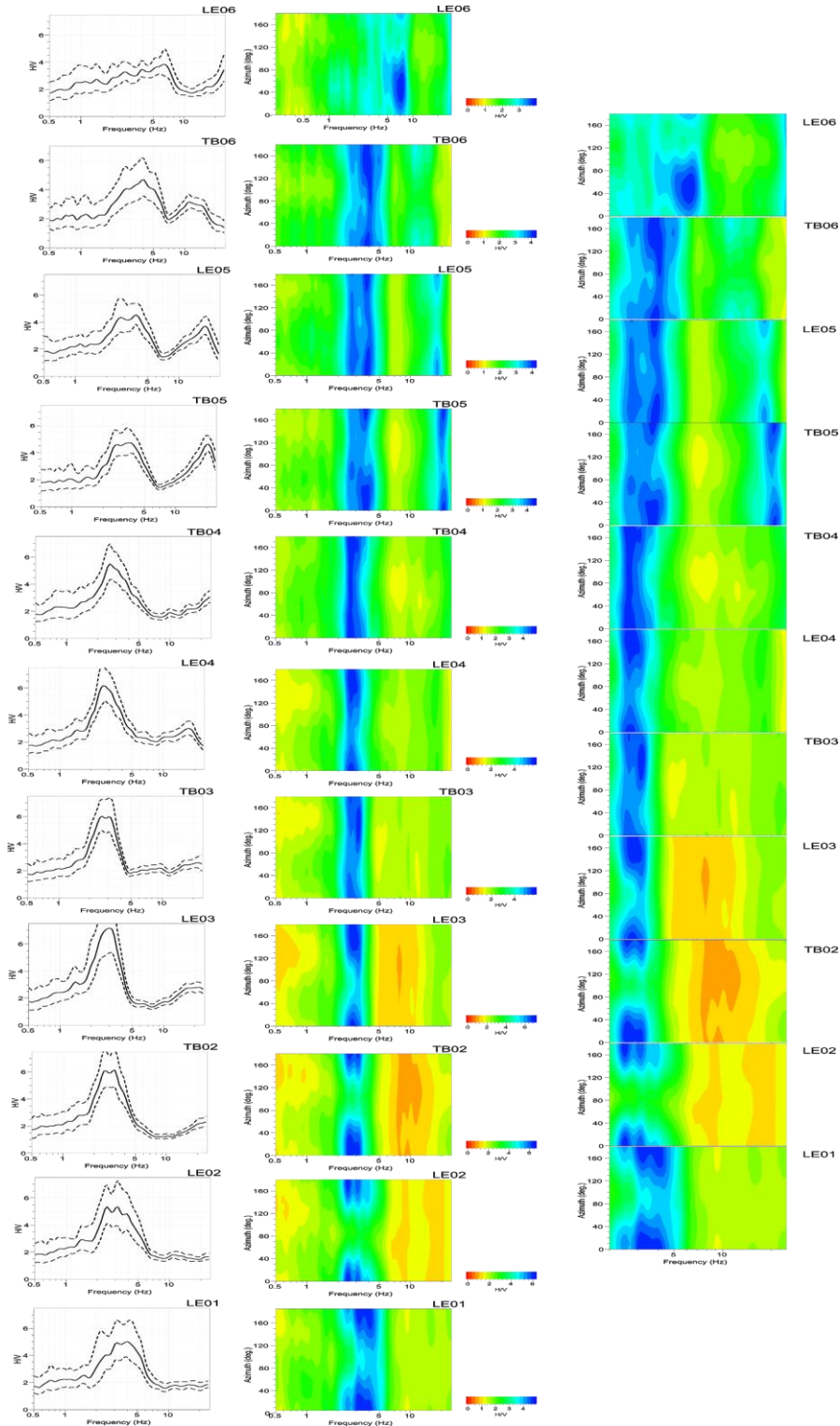


Figura 6.10. Curve H/V per l'Area 2 di Pizzoli. Le misure sono orientate da S a N guardando dal basso in alto. Le curve direzionali sono riportate nel pannello centrale, nel pannello a sinistra vengono ripetute con uno zoom sull'asse delle frequenze da 2 a 20 Hz.

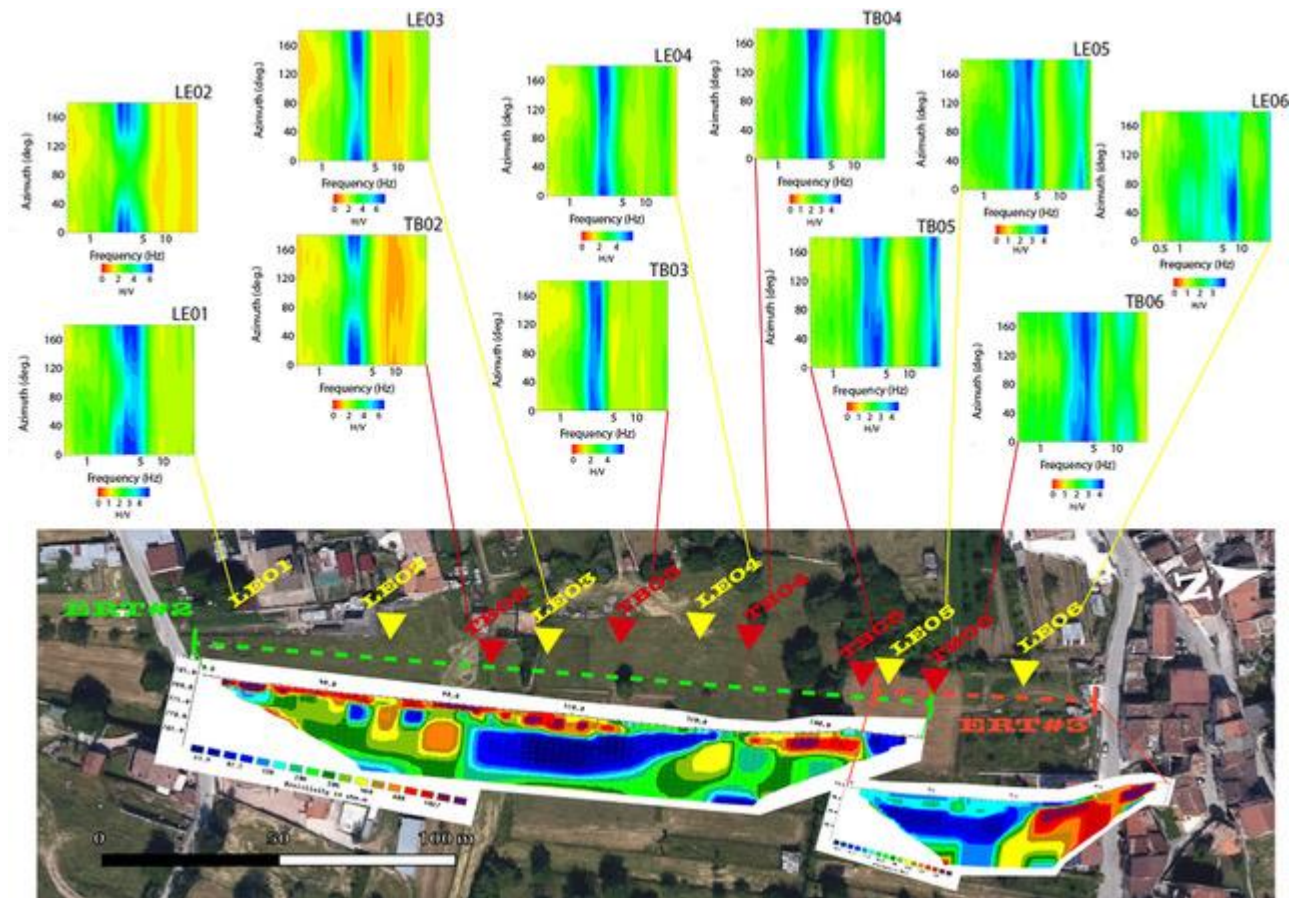


Figura 6.11. Profili di geoelettrica ERT2 e ERT3 e rapporti H/V direzionali alle varie stazioni. L'asse delle ascisse rappresenta le frequenze (Hz), l'asse delle ordinate (Azimuth) rappresenta invece l'angolo di rotazione delle componenti orizzontali del moto del suolo. La scala colorimetrica (riportata in basso e diversa per ogni stazione) indica l'ampiezza del rapporto H/V.

6.5. Interpretazione geologica preliminare delle indagini geoelettriche

I prodotti delle indagini geofisiche sono stati analizzati insieme alle varie informazioni disponibili in modo da fornire una prima interpretazione geologica (Figura 6.12, 6.13 e 6.14).

La ERT 1 è stata acquisita al fine di investigare la faglia ipotizzata in Galli et al., 2011. Il profilo di resistività (Figura 6.2) mostra una netta discontinuità ca. 10m a valle di una scarpata antropica, che in effetti potrebbe essere interpretato come dovuto alla dislocazione della faglia in profondità. L'evidenza geofisica non consente certamente di escludere la presenza della faglia, anzi aggiunge elementi in favore di quest'ultima. Tuttavia, i dati a disposizione non consentono neanche di escludere che il contrasto di resistività sia legato solo a fattori stratigrafici, ed in particolare ad un contatto laterale fra le litologie ghiaiose e più resistenti della conoide affiorante immediatamente a nord della scarpata morfologica e le coperture colluviali affioranti più a valle (Fig. 6.12). Data la potenziale importanza della faglia in termini di pericolosità da fagliazione in superficie, si rende necessario effettuare ulteriori approfondimenti.

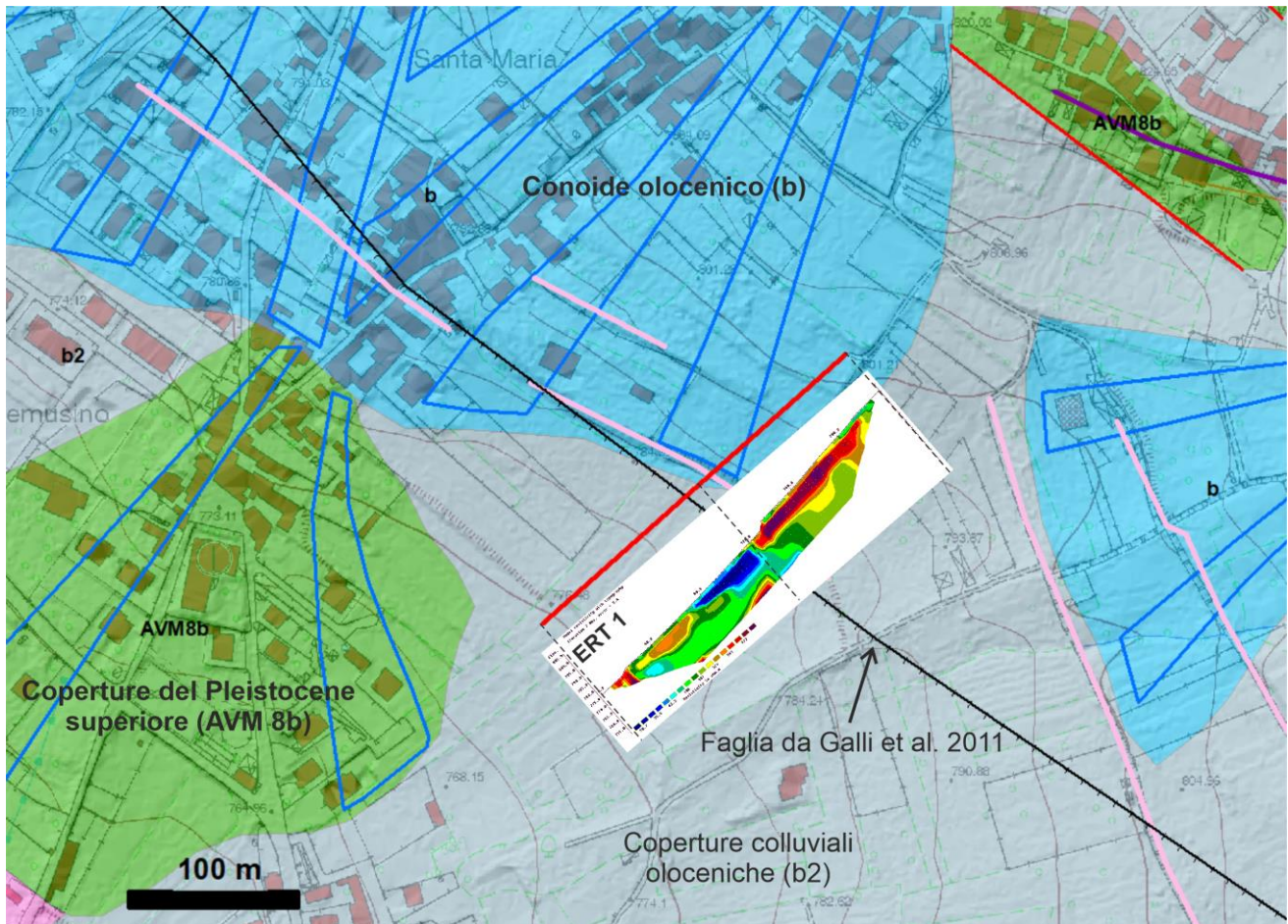


Figura 6.12. Area 1. Confronto fra il profilo ERT 1, la traccia della faglia proposta in Galli et al. (2011) e le unità del Quaternario cartografate nell'inedito Foglio CARG "Antrodoco" (dati inediti ISPRA).

L'OHM 1, eseguito in prossimità del sito della trincea, mostra due discontinuità laterali nei valori di resistività del terreno. Queste discontinuità sono situate nei pressi delle faglie osservate in trincea da Moro et al. (2016) (Fig. 6.13). In particolare, la discontinuità più evidente, osservata nella parte a monte del profilo, a geometria subverticale, si correla bene con la zona di faglia più importante osservata in trincea (F1). La discontinuità più a valle, posta in prossimità della progressiva -28, potrebbe correlarsi con strutture minori sintetiche ed antitetiche osservate in trincea. La discontinuità centrale invece non ha riscontri con la trincea paleosismologica.

L'OHM 2, eseguito nel settore più a valle di quest'area di studio, non mostra discontinuità evidenti, lasciando ipotizzare l'assenza di segmenti di faglia in questo settore.

La ERT 2, eseguita circa 60 m ad ONO del profilo OHM 1, mostra due principali discontinuità laterali nei valori di resistività del terreno, localizzate ad una distanza di circa 85 m e 170 m dall'origine del profilo. Data la sua posizione rispetto alla trincea paleosismologica di Moro et al., 2016, la discontinuità situata ad 85 m non sembra corrispondere ad alcun segmento di faglia individuato nella suddetta trincea (Fig. 6.13). Assumendo che questa discontinuità rappresenti una faglia, restano da chiarire la continuità longitudinale e gli eventuali rapporti con i segmenti di faglia individuati nella trincea pubblicata in Moro et al., 2002, ubicata più ad ovest (Fig. 6.14). La discontinuità individuata a

circa 170 m lungo il profilo di resistività invece sembra correlarsi con la faglia principale individuata nella trincea di Moro et al., 2016 e visibile nel profilo OHM 1 (F1 in Fig. 6.13).

La tomografia elettrica ERT 3, eseguita a monte delle due indagini geofisiche precedentemente descritte evidenzia una discontinuità nei valori di resistività situata ca. 7 m a valle del piede di un'importante scarpata di origine incerta. È possibile ipotizzare che la discontinuità osservata nel profilo di resistività rappresenti la faglia situata alla base di questa scarpata, che quindi avrebbe origine tettonica. Ulteriori approfondimenti sono necessari per chiarire queste relazioni.

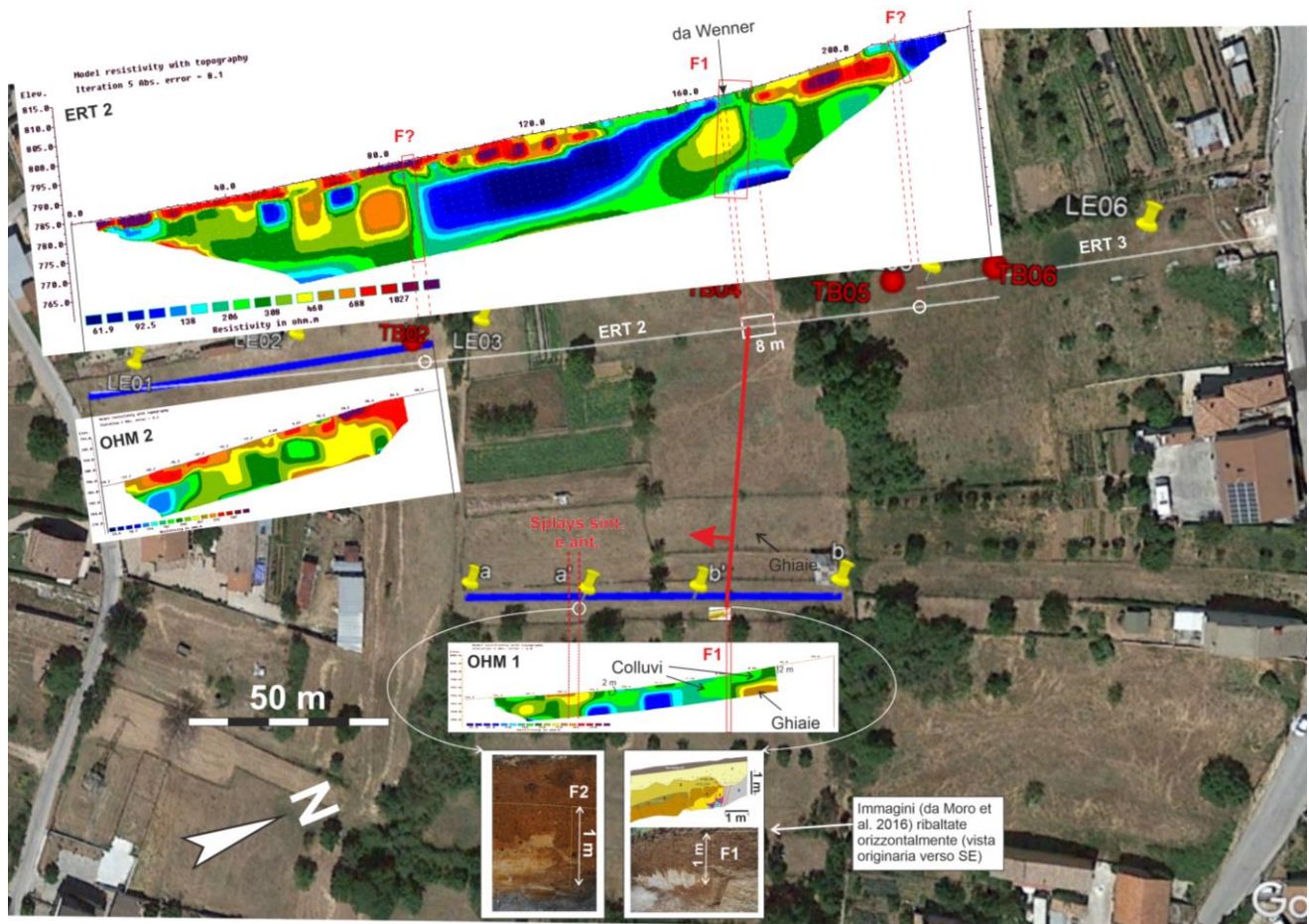


Figura 6.13. Area 2. Confronto fra il profilo OHM 1 e la trincea paleosismologica di Moro et al. (2016) e tentativo di correlazione fra la zona di faglia visibile sia nella trincea che nel profilo OHM 1 (F1) con il contrasto di resistività osservato nella ERT 2. F? indica possibili zone di faglia.

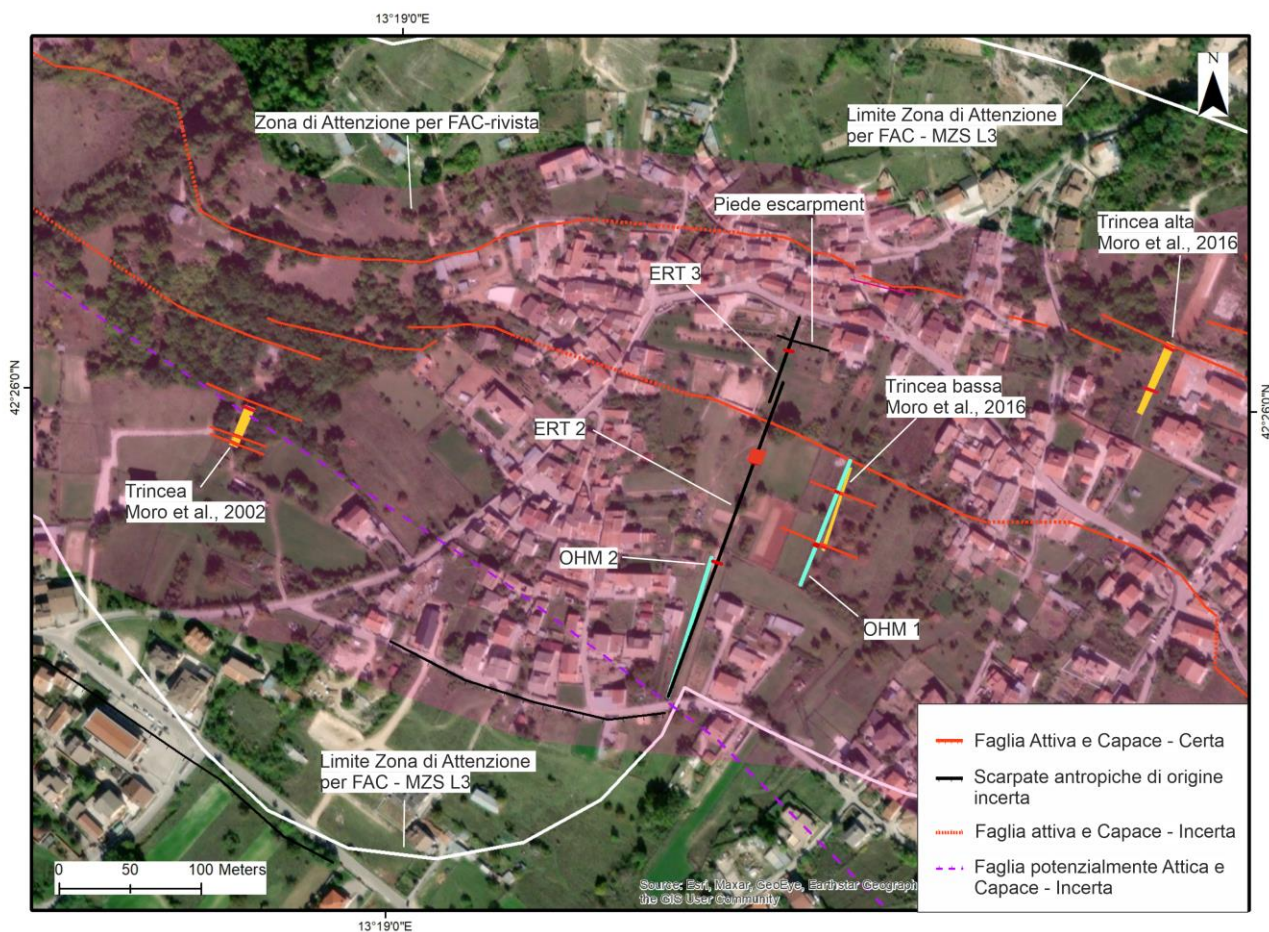


Figura 6.14. Dettaglio dell'Area 1 con confronto tra indagini geofisiche, informazioni preesistenti e tracce delle Faglie Attive e Capaci definite nel presente studio e relativa Zona di Attenzione. Viene mostrato anche il perimetro della Zona di Attenzione da Microzonazione sismica. I tratti rossi rappresentano le posizioni delle faglie osservate in trincea e delle discontinuità osservate lungo le ERT e OhmMapper. Il rettangolo rosso lungo la ERT 2 rappresenta l'area attraverso la quale si realizza l'evidente contrasto di resistività.

7. CARTA DELLE FAGLIE ATTIVE E CAPACI E ZONE DI ATTENZIONE RIVISTE – FASE 1

L'insieme di tutte le informazioni qui descritte ha permesso la redazione della carta delle Faglie Attive e Capaci riviste, con la relativa Zona di Attenzione (Tavola 3).

La traccia della Faglia Attiva e Capace è stata costruita mediante l'interpolazione di tutte le informazioni derivanti dal rilevamento geologico-strutturale, dall'analisi multitemporale di foto aeree e da modelli digitali del terreno da dati LiDAR, corroborati da dati di letteratura sulla geologia dell'area. I diversi segmenti di Faglia Attiva e Capace sono stati riportati al massimo dettaglio possibile per questa fase di lavoro. I segmenti di Faglia Attiva e Capace sono stati suddivisi in certi (linee rosse continue in Tavola 3) quando affioranti ed osservabili in superficie, ed incerti (linee rosse tratteggiate in Tavola 3) quando dedotti in base alle geometrie dei segmenti contigui. In Tavola 3 sono state riportate anche scarpate antropiche di origine incerta, le quali necessitano di ulteriori approfondimenti per investigarne una eventuale origine tettonica (tracce nere).

Dalla parte settentrionale dell'area in studio fino all'abitato di Pizzoli, la Faglia Attiva e Capace consiste in un lineamento pressoché continuo alla base dell'importante scarpata di faglia che marca il versante, e di uno o più segmenti di faglia anch'essi relativamente continui propagatisi nel tetto della faglia stessa. Nei pressi dell'abitato di Pizzoli, l'espressione superficiale della Faglia Attiva e Capace è caratterizzata da numerosi segmenti allineati, distribuiti parallelamente alla direzione della faglia stessa. In generale, questi segmenti appaiono distribuiti lungo due principali lineamenti di discreta continuità, il che suggerisce la presenza di due segmenti di faglia principali in questo settore. Dall'abitato di Pizzoli verso Arischia, la Faglia Attiva e Capace appare essere caratterizzata da un segmento alto, che marca il contatto tra bedrock carbonatico e depositi continentali, e da un segmento basso che si propaga all'interno dei depositi continentali e più ravvicinato ai centri abitati.

Le tracce nere in Tavola 3 sono scarpate intensamente influenzate dall'attività antropica, per le quali è risultato difficile stabilirne un'origine, al momento. La loro identificazione è prevalentemente basata sull'analisi multitemporale di foto aeree, e rapidi controlli di terreno non hanno chiarito se queste scarpate possano aver avuto una origine tettonica precedente all'attività antropica. Approfondimenti in fase 2 avranno il compito di fare chiarezza su questo aspetto.

La Zona di Attenzione è stata costruita in maniera tale da includere al suo interno i segmenti di faglia principali e i diversi segmenti minori che appaiono sia nel tetto che nel letto dei suddetti lineamenti di faglia principali. La Zona di Attenzione è stata costruita in maniera asimmetrica, più ampia al tetto (a sud-ovest) e meno ampia al letto (a nordest), al fine di tenere conto del fatto che per faglie dirette le deformazioni cosismiche tendono a prevalere e concentrarsi nel blocco di tetto (Boncio et al., 2012). La scelta di zone asimmetriche è contemplata nelle "Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)" (Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2015).

Il bordo della zona nel letto della faglia è tracciato a 50 m di distanza dal lineamento di faglia principale più a monte, mentre il bordo della zona nel tetto è tracciato a 200 m di distanza dal lineamento di faglia principale situato più a valle. In questo modo la Zona di Attenzione comprende anche l'area di incertezza geologica compresa tra i segmenti di faglia principali, all'interno della quale non si può escludere la presenza di segmenti di Faglia Attiva e Capace.

La Figura 7.1 mostra il confronto fra la Zona di Attenzione delle attuali carte delle Microzone Omogenee in prospettiva Sismica e la Zona di Attenzione rivista in questa fase di studio. Da notare che nella Tavola 3 e nella carta di Figura 7.1 sono riportate anche:

- le "scarpate antropiche di origine incerta", che includono le scarpate chiaramente modellate dall'attività antropica per le quali le caratteristiche morfologiche e i dislivelli osservati fanno pensare ad una origine tettonica, precedente alla modificazione antropica. In tali casi la antropizzazione potrebbe aver modificato e alterato una scarpata preesistente. Si ritiene che tali scarpate debbano essere approfondite con indagini di sito sia geologiche che geofisiche.
- La faglia tratta dal lavoro di Galli et alii (2011), mappata come Faglia Potenzialmente Attiva e Capace con traccia incerta. La classificazione adottata tiene conto delle incertezze esistenti che non consentono di valutarne in modo affidabile attività, capacità e precisa localizzazione.

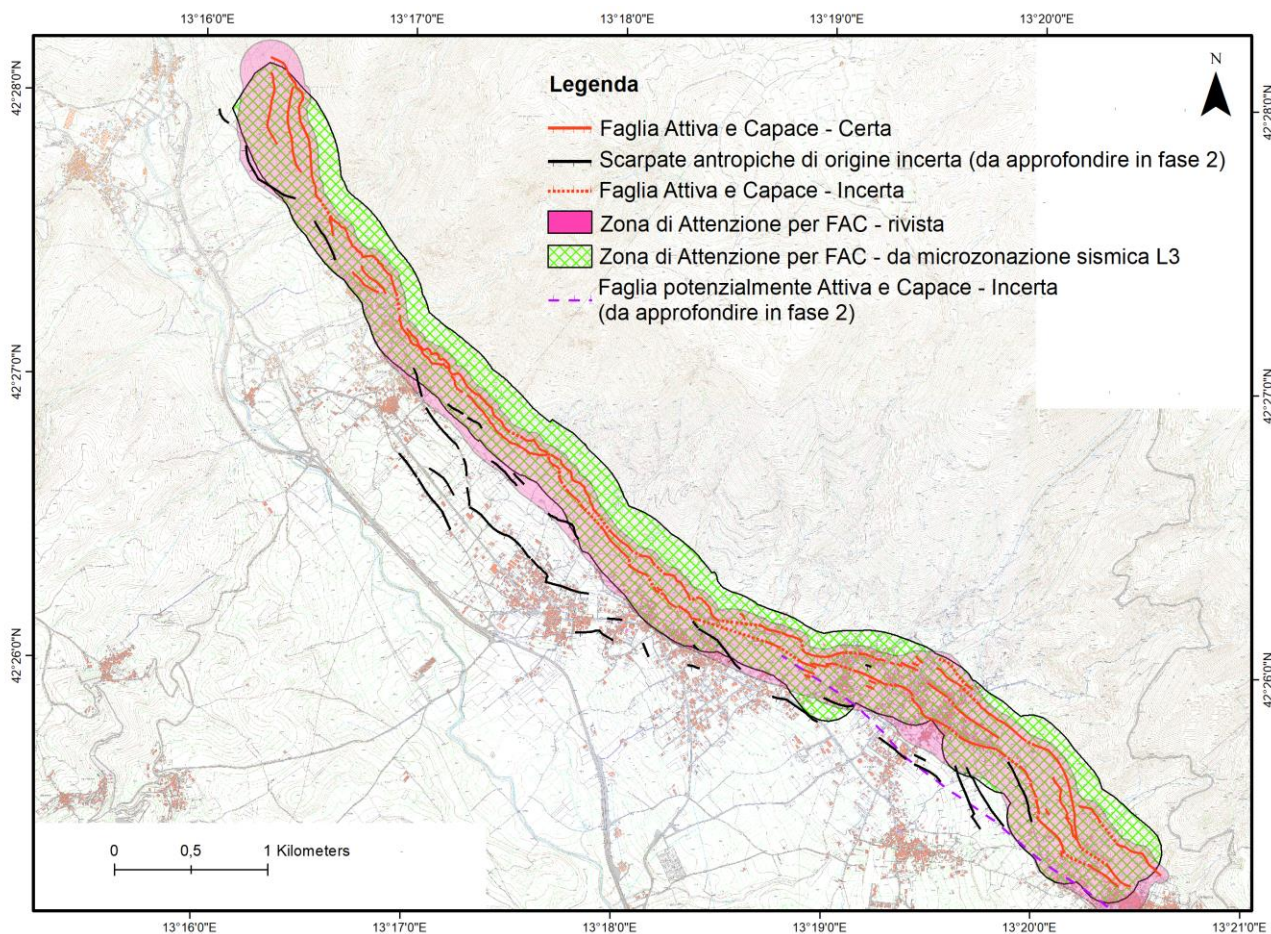


Figura 7.1. Confronto fra Zona di Attenzione delle attuali Carte delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (rigato verde) e la Zona di Attenzione rivista nella presente Fase 1.

8. CONCLUSIONI DELLA FASE 1 E PROGRAMMAZIONE ATTIVITÀ PER LA FASE 2

Dall'analisi delle banche dati e della letteratura scientifica specialistica, la struttura di interesse per le finalità del presente studio è la Faglia del Monte Marine, nota anche come Faglia dell'Alta Valle dell'Aterno, Faglia di Pizzoli o Faglia di Arischia. Si tratta di una faglia diretta ad immersione sud-occidentale che si sviluppa con continuità al piede del versante di Monte Marine ed interessa la porzione orientale-nordorientale delle aree urbane di Barete, Pizzoli ed Arischia.

L'area si colloca in un settore dell'Appennino notoriamente interessato da deformazione crostale attiva estensionale, con direzione di estensione circa ortogonale alla direzione della faglia, e quindi in un contesto geodinamico e sismotettonico particolarmente favorevole alla riattivazione della faglia stessa.

Dalla sintesi della letteratura esistente emerge un sostanziale accordo tra gli autori per quanto riguarda l'attività e la capacità della faglia del Monte Marine. Ci sono numerose evidenze, sia da rilevamenti di terreno che da approfondimenti paleosismologici, di dislocazioni in terreni tardo-pleistocenici-olocenici e di ripetute fagliazioni in superficie avvenute negli ultimi 30.000 anni circa. L'ultimo episodio di fagliazione superficiale è stato attribuito al terremoto storico del 2 febbraio 1703,

di intensità epicentrale X MCS e magnitudo momento stimata Mw 6.7 (Galadini e Galli, 2000; Moro et alii, 2002; Galli et alii, 2011, Moro et alii, 2016; Rovida et alii, 2016).

Quindi, la faglia deve certamente essere classificata come Attiva e Capace secondo le “Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)” (Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2015).

Nella letteratura scientifica c'è buon accordo riguardo alla traccia in superficie della faglia principale di Monte Marine, con differenze perlopiù dovute alle differenti scale di rilevamento/restituzione cartografica, mentre ci sono incertezze e interpretazioni differenti circa le geometrie delle strutture secondarie (splays) collegate alla faglia principale. Questo aspetto è di particolare rilievo per gli scopi del presente studio, poiché molti splays interessano aree urbanizzate o urbanizzabili. La presenza degli splays e la loro capacità di fagliare in superficie con rigetti non trascurabili ai fini della pericolosità sismica locale sono state documentate nella recente letteratura specialistica in almeno 3 trincee paleosismologiche nell'abitato di Pizzoli (Moro et alii, 2002, 2016). Questo evidenzia la necessità di procedere con approfondimenti specifici fitti e dettagliati non solo lungo la faglia principale ma anche all'interno di una Zona di Attenzione sufficientemente ampia che possa ragionevolmente includere tali splays.

Le Carte delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica delle Microzonazioni Sismiche di Livello 3 di Barete e Pizzoli riportano già una Zona di Attenzione che dai risultati del presente studio può essere giudicata sufficientemente precisa e sufficientemente ampia per tenere conto della potenziale pericolosità da fagliazione in superficie sia della faglia principale che degli splays associati. Nel presente studio, le tracce delle Faglie Attive e Capaci e la relativa Zona di Attenzione sono state riviste e ridefinite, aggiungendo inoltre alcuni elementi di potenziale pericolosità risultati assenti nelle Microzonazioni Sismiche.

Tra questi, una struttura di interesse è la faglia tracciata da Galli et alii (2011) fra gli abitati di Arischia e Pizzoli. Tale faglia sarebbe anch'essa uno splay sintetico della faglia principale di Monte Marine, da aggiungere rispetto a quanto riportato nella restante letteratura. La faglia non è stata mappata né nella Carta Geologico Tecnica né nella Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica della Microzonazione Sismica di Pizzoli. Tuttavia, esistono tutti i presupposti per dover considerare tale faglia almeno come Potenzialmente Attiva e Capace. Tale faglia è stata oggetto di primi approfondimenti nella presente Fase 1 di studio e sarà oggetto di ulteriori approfondimenti nella successiva fase.

La complessità geologica dell'area e il potenziale impatto della faglia del Monte Marine e dei suoi splays sull'edificato e sulle prospettive di edificazione hanno reso necessaria l'esecuzione, sin dalla presente Fase 1 di studio, di indagini specifiche tra quelle indicate come necessarie per la Fase 2, e in particolare:

- Analisi geomorfologiche multitemporali mediante fotointerpretazione ed analisi del modello digitale del terreno da dati LiDAR, sintetizzate nelle Tavole 1a,b e 2;
- Rilevamenti geologici di terreno;
- Indagini geofisiche urgenti in aree ritenute di interesse strategico per la programmazione delle indagini successive;
- Sintesi dei dati raccolti ai fini della ridefinizione delle tracce delle Faglie Attive e Capaci, certe e incerte, e della relativa Zona di Attenzione, sintetizzate nella Tavola 3.

Un elemento di potenziale pericolosità, riportato nella Tavola 3 è rappresentato da scarpate morfologiche definite “scarpate antropiche di origine incerta”, cioè scarpate chiaramente modellate dall’attività antropica per le quali, in base alle loro caratteristiche morfologiche e ai dislivelli osservati, non si può escludere una potenziale origine tettonica, precedente alla modificazione antropica. Se così fosse, l’antropizzazione potrebbe aver modificato e alterato una scarpata preesistente. Si ritiene pertanto che tali scarpate debbano essere approfondite con indagini di sito sia geologiche che geofisiche.

Relativamente ai dati geofisici, le indagini svolte hanno consentito di giungere a 3 importanti conclusioni, con implicazioni per le strategie da adottare nella successiva Fase 2:

1. Le indagini elettriche (ERT, OhmMapper), quando confrontate con le indagini dirette da trincea paleosismologica, si sono rivelate uno strumento efficace per l’identificazione di faglie prossime alla superficie. Questo incoraggia il loro utilizzo in modo estensivo nella fase successiva, anche se alcuni dettagli dovranno essere risolti con altre tipologie di indagini (GPR, sismica attiva, sondaggi, trincee). Le indagini HVSr si sono rivelate un utile strumento a corredo delle indagini elettriche, soprattutto per valutare gli elementi di prim’ordine associati alle faglie (dislocazioni di contrasti di impedenza in profondità);
2. L’utilizzo delle indagini elettriche attraverso la Zona di Attenzione, potenzialmente interessata da splays della faglia principale, ha rivelato la presenza di discontinuità interpretabili come splays che necessitano di ulteriori successivi approfondimenti. Questo indica che le Zone di Attenzione dovranno essere esplorate per l’intera ampiezza, o il più possibile;
3. L’indagine ERT attraverso la faglia di Galli et alii (2011) ha mostrato una netta discontinuità in prossimità della traccia della faglia che potrebbe essere interpretata come dovuta a dislocazione tettonica. Sebbene il contrasto di resistività possa essere interpretato anche come dovuto a fattori stratigrafici (es. contatto laterale di ghiaie di conoide), l’evidenza geofisica non consente certamente di escludere la presenza della faglia.

Data la potenziale importanza della faglia riportata in Galli et alii (2011) in termini di pericolosità da fagliazione in superficie (la faglia attraverserebbe l’abitato di Collemusino – Santa Maria), si rende necessario effettuare ulteriori approfondimenti. Essendo un elemento tettonico in corso di approfondimento, e tenendo conto che gli esiti di tali approfondimenti si avranno alla fine della Fase 2, in questa fase preliminare si è ritenuto opportuno riportare questo elemento nella Carta delle Faglie Attive e Capaci della Tavola 3, per evidenziarne la potenziale pericolosità. La classificazione adottata (Faglia Potenzialmente Attiva e Capace con ubicazione incerta) tiene conto delle incertezze esistenti che non consentono di valutarne in modo affidabile attività, capacità e precisa localizzazione.

La Zona di Attenzione definita nel presente studio si basa sulla ridefinizione e la maggiore accuratezza delle geometrie delle tracce delle faglie rispetto alle precedenti carte di Microzonazione Sismica. Si è ritenuto opportuno adottare una geometria di zone asimmetrica, meno ampia al letto e più ampia al tetto della faglia principale, poiché per faglie dirette le deformazioni cosismiche tendono a prevalere e concentrarsi nel blocco di tetto. Questa scelta è contemplata nelle Linee Guida.

Rispetto alle Zone di Attenzione delle precedenti Microzonazioni Sismiche, l’attuale Zona di Attenzione si riduce in ampiezza verso est-nordest (verso monte), mentre non cambia in modo significativo verso ovest-sudovest (verso valle) (Fig. 7.1).

I risultati della presente fase di studio spingono a programmare una serie di ulteriori indagini

geofisiche, accompagnate da ulteriori analisi geomorfologiche e geologiche di sito, aventi come obiettivo:

- approfondire ulteriormente la faglia tratta da Galli et alii (2011);
- dettagliare le zone di interesse evidenziate dalla Fase 1: i) anomalie geofisiche riscontrate nelle indagini dell'Area 1; ii) scarpate antropiche di origine incerta;
- Indagare in modo sistematico la Zona di Attenzione fra Barete ed il confine con il Comune di Arischia;
- fornire una prima valutazione quantitativa sull'attività della faglia in tempi recenti attraverso la correlazione di dati geologico-geomorfologici e loro confronto con i dati paleosismologici fin qui disponibili.

L'ubicazione preliminare delle indagini suggerite è mostrata nella Figura 8.1. La specifica programmazione potrebbe dover essere integrata o ridefinita in funzione dei risultati ottenuti in corso d'opera anche attraverso indagini dirette (sondaggi e trincee).

Approfondimenti specifici dovranno essere realizzati in corrispondenza delle “scarpate antropiche di origine incerta”.

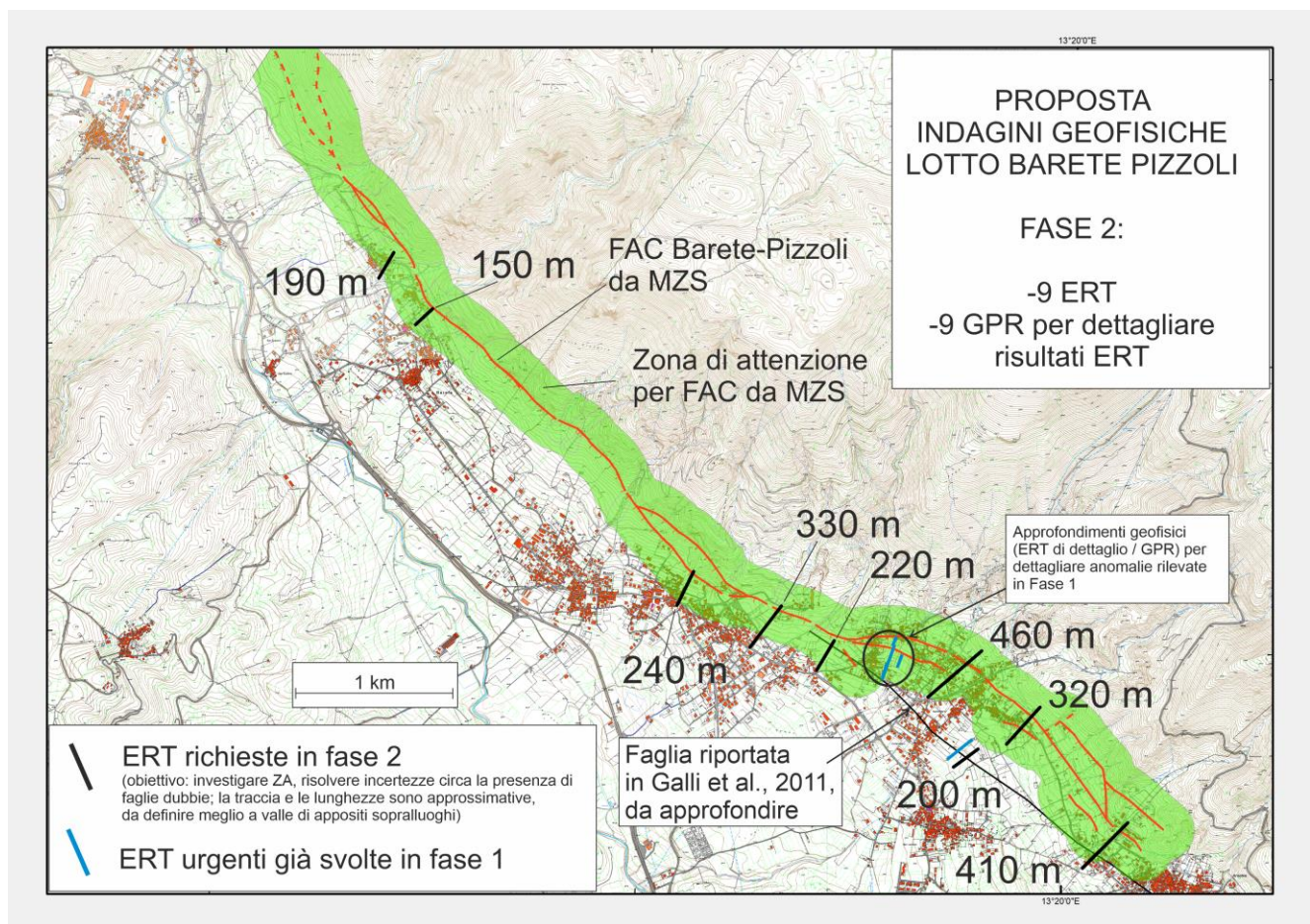


Figura 8.1. Ubicazione di massima delle indagini geofisiche da realizzare durante la Fase 2.



ISTITUTO NAZIONALE
DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA



ISPRA
Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale



9. LAVORI CITATI

- Bagnaia R., Blumetti A.M., De Luca G., Gorini A., Marcucci S., Marsan P., Milana G., Salvucci R., Zambonelli E. (1996) – Morfotettonica dei rilievi a nord della Conca Aquilana. *Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences*, 9(1), 287-292.
- Baliva A., Curtacci M. (2013) - Microzonazione Sismica di Livello 1 del Comune di Pizzoli (AQ) – Relazione Illustrativa. 58 pgg.
- Basili R., Bosi C., Messina P. (1997) – La tettonica Quaternaria dell’Alta Valle del F. Aterno (Appennino Centrale) desunta dall’analisi di successioni di superfici relitte. *Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences*, 10(2), 621-624.
- Blumetti A.M. (1995) – Neotectonic Investigations and Evidence of Paleoseismicity in the Epicentral Area of the January-February 1703, Central Italy, Earthquakes. *Perspectives in Paleoseismology*, 7, 83-100.
- Blumetti A.M., Guerrieri L. (2007) – Fault-generated mountain fronts and the identification of fault segments: implications for seismic hazard assessment. *Bollettino della Società Geologica Italiana – Italian Journal of Geoscience*, 126(2), 16 pgg.
- Boncio, P., Galli, P., Naso, G., and Pizzi, A. (2012). Zoning surface rupture hazard along normal faults: insight from the 2009 Mw 6.3 L’Aquila, Central Italy, earthquake and other global earthquakes, *B. Seismol. Soc. Am.*, 102, 918–935, doi.org/10.1785/0120100301.
- Bosi C. (1975) – Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell’Appennino Centrale. *Boll. Soc. Geol. It.* 94, 827-859.
- Bosi C., Messina P., Moro M. (2003) – Nuovi procedimenti cartografici per il Quaternario Continentale: l’esempio della Carta Geologica dell’Alta Valle dell’Aterno. *Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences*, 16(1), 109-120.
- Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2015. Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC), versione 1.0. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della protezione civile, Roma, 2015.
- Cortinovis S., Balsamo F., Storti F., La Valle F., Fondriest M., Di Toro G. (2018) – Architecture and fault rocks of the seismogenic Monte Marine fault zone (Central Apennines, Italy). *GNGTS 2018*, Sessione 1.1., 39-41.
- D’Agostino, N., 2014. Complete seismic release of tectonic strain and earthquake recurrence in the Apennines (Italy). *Geophysical Research Letters*, 41, 1155–1162.
- Galadini F., Galli P. (2000) – Active Tectonics in the Central Apennines (Italy) – Input Data for Seismic Hazard Assessment. *Natural Hazards*, 22, 225-270.
- Galli P., Giaccio B., Messina P., Peronace E., Zuppi G.M. (2011) – Paleoseismology of the L’Aquila faults (Central Italy, 2009, M_w 6.3 earthquake): implications for active fault linkage. *Geophysical Journal International*, 187, 1119-1134.
- Moro M., Bosi V., Galadini F., Galli P., Giaccio B., Messina P., Sposato A. (2002) – Analisi paleosismologiche lungo la faglia del M. Marine (Alta Valle dell’Aterno): risultati preliminari. *Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences*, 15(2), 259-270.
- Moro M., Falcucci E., Gori S., Saroli M., Galadini F. (2016) – New paleoseismic data across the Mt. Marine Fault between the 2016 Amatrice and 2009 L’Aquila seismic sequences (Central Apennines). *Annals of Geophysics*, 59, Fast Track 5.
- Nocentini M. (2017) – Microzonazione Sismica di Livello 3 del Comune di Barete (AQ) – Relazione



ISTITUTO NAZIONALE
DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA



ISPRA
Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale



Illustrativa. 102 pgg

Rovida, A., Locati, M., Camassi, R., Lolli, B., & Gasperini, P., 2016. CPTI15, the 2015 version of the parametric catalogue of Italian earthquakes. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Tatoni S., D'onofrio K., Presciutti A. (2017) – Microzonazione Sismica di Livello 3 del Comune Di Pizzoli (AQ) – Relazione Illustrativa. 61 Pgg