

Evoluzione geologica e tettonica quaternaria dell'area interessata dal terremoto aquilano del 2009

Messina P.¹, Galli P.², Falcucci E.³, Galadini F.³, Giaccio B.¹, Gori S.³, Peronace E.² e Sposato A.¹

- 1- CNR - Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, Monterotondo Scalo.
- 2- Dipartimento della Protezione Civile, Roma.
- 3- INGV, Milano.

La crisi sismica del 2009 dell'Appennino aquilano.

A partire dal mese di Dicembre 2008 l'area di L'Aquila è stata interessata da una serie di eventi sismici culminati nella notte del 6 Aprile 2009 con un *mainshock* di $M_w=6.3$, avvenuto a circa 10 km di profondità (INGV, 2009). A questo terremoto, responsabile di ingenti danni ($I_o=IX$ MCS, Galli e Camassi, 2009), sono seguiti altri due eventi con $M>5$ ($M_w=5.3$ e 5.1 , rispettivamente il 7 ed il 9 Aprile) con epicentro nella parte settentrionale della media valle del fiume Aterno ed in prossimità del lago di Campotosto.

Nelle ore immediatamente successive alla scossa principale, numerosi ricercatori appartenenti a vari Istituti di ricerca e Dipartimenti universitari hanno eseguito rilievi geologici finalizzati all'individuazione degli effetti geologici indotti dal terremoto (fratture, liquefazioni, frane, ecc.), con particolare riguardo ad eventuali fenomeni direttamente connessi con il movimento della faglia responsabile del terremoto (i.e., fagliazione di superficie; Emergeo, Working Group, 2009).

Oltre ad una serie di fenomeni (principalmente frane e crolli) imputabili allo scuotimento, nella zona tra Collebrincioni, Paganica e San Gregorio sono state osservate fratture nel terreno e nei manufatti la cui peculiarità ha destato un immediato interesse. Esse sono, infatti, caratterizzate da una chiara continuità per oltre dieci chilometri di lunghezza (Figura 1), intersecano e tagliano, lungo la stessa direzione, sia terreni più o meno sciolti (figura 2a) che manufatti (figura 2b) e non mostrano alcuna relazione con la morfologia del territorio. Sebbene lungo le fratture non siano stati misurati rigetti importanti (massimo 15 centimetri, cumulati nell'arco di due mesi), mai come in questo caso l'intera comunità scientifica (geologi degli Istituti di ricerca, dei Dipartimenti universitari, del Dipartimento della Protezione Civile, ecc.) è concorde nel ritenere che le fratture siano l'espressione in superficie del movimento della faglia (sistema di faglie di Paganica) che ha prodotto l'evento del 6 Aprile 2009 (Emergeo, Working Group, 2009; Falcucci et al., 2009; Lavecchia et al., 2009).

Questo tipo di interpretazione è avvalorata anche dalle osservazioni sismologiche, geofisiche, geodetiche e quelle provenienti dal telerilevamento (INGV, 2009) che concordano nell'ubicare le maggiori deformazioni cosismiche in corrispondenza dell'involuppo delle fratture.

Anche nelle zone di Bazzano e Monticchio-Fossa si sono prodotte fratture lunghe alcune centinaia di metri che sono state interpretate come l'espressione superficiale di movimenti lungo strutture antitetiche rispetto alla faglia di Paganica (Emergeo, Working Group, 2009; Falcucci et al., 2009; Lavecchia et al., 2009).

E' da notare, inoltre, come in occasione del *mainshock* si sia verificato un forte effetto di direttività verso i quadranti sudorientali. Ciò è deducibile osservando la distribuzione fortemente asimmetrica del danneggiamento (esteso verso SE, fig. 3; Galli e Camassi, 2009) relativamente sia alla proiezione in superficie del piano di faglia attivatosi (rettangolo tratteggiato, corrispondente al PFS di fig. 4), che all'emergenza dello stesso (linea a tratto continuo, ovvero traccia della fagliazione di superficie), ma soprattutto alla posizione dell'ipocentro (stella nera).

Evoluzione geologica e tettonica quaternaria

Lavori precedenti

L'area colpita dal terremoto è caratterizzata da estesi affioramenti di depositi quaternari spesso interessati da faglie attive o comunque ad attività tardo-quaternaria. Oltre alla Carta Geologica d'Italia (Servizio Geologico d'Italia, 1942 e 1955) e alla carta geologica di Vezzani e Ghisetti (1998), i primi lavori riguardanti l'evoluzione geologica quaternaria risalgono agli anni sessanta (Demangeot, 1965) ed al 1970 (Bosi e Bertini, 1970). In particolare quest'ultimi autori, oltre a fornire le caratteristiche delle formazioni geologiche affioranti (vedi carta geologica 1:25.000), descrivono le faglie e le deformazioni quaternarie della media valle dell'Aterno (si veda anche in Bertini et al., 1989; Bosi, 1989). A seguire, Bosi e Messina (1991) formulano un'ipotesi di correlazione fra successioni morfo-litostatigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino laziale-abruzzese comprendente anche le formazioni quaternarie dell'area aquilana, mentre Bagnaia et al. (1992) propongono un'evoluzione geologica quaternaria di un ampio settore compreso tra la conca di L'Aquila e quella subequana. Bertini e Bosi (1993) pubblicano una carta geologica delle formazioni quaternarie della conca di Fossa su cui basano la ricostruzione dell'evoluzione geologica e tettonica dell'area posta poco a sud dell'epicentro della scossa del 6 Aprile. Per quanto riguarda invece il settore a nord di L'Aquila (L'Aquila-Scoppito e la conca di Arischia-Barete) sono da segnalare i lavori di Blumetti et al. (1996), Bagnaia et al. (1996), Messina et al. (2001), Tallini et al. (2002), Messina et al. (2003) e Bosi et al. (2004). Questi ultimi due lavori comprendono una carta delle formazioni quaternarie e propongono un'ipotesi di evoluzione geologica quaternaria basata

sull'integrazione degli elementi stratigrafici con quelli morfologici. Recentemente, infine, è stata pubblicata la nuova carta geologica alla scala 1:50.000 edita nel 2009 dall'ISPRA (Foglio CARG 359).

Poiché l'area è stata ripetutamente colpita da forti terremoti (Working Group CPTI, 2004) ed è caratterizzata dalla presenza di numerose faglie ritenute attive (fin da Bosi, 1975), sono numerosi i lavori indirizzati alla comprensione delle caratteristiche dell'attività tettonica recente di questa parte dell'Appennino centrale (CNR, 1987; Galadini e Giuliani, 1991; Carraro e Giardino, 1992; Blumetti et al., 1993; D'Agostino et al., 1994; Salvi e Nardi, 1995; Galadini, 1999; Barchi et al., 2000; Galadini e Galli, 2000; Galadini e Messina, 2001; Galli et al., 2002; Pizzi et al., 2002; Galadini et al., 2003; Galadini e Galli, 2003; Salvi et al., 2003; Galadini e Messina, 2004; Boncio et al., 2004a; Moro et al., 2002; Galli et al., 2008).

Stratigrafia dei depositi continentali quaternari

Il tratto appenninico attraversato dal Fiume Aterno è caratterizzato dalla presenza di depressioni più o meno ampie, tutte di origine tettonica (figura 4). Partendo dal settore settentrionale si possono individuare il bacino di Arischia-Barete (BAB), il bacino di L'Aquila-Scoppito (BAS) ed il bacino della media valle dell'Aterno (BMA). Messina e Galadini (2004) e Messina et al. (2007) ipotizzano che sino al Pleistocene inferiore l'attuale valle dell'Aterno fosse costituita da piccoli bacini tettonici non comunicanti idraulicamente tra loro. Solo a partire dal Pleistocene medio, a causa dell'erosione rimontante e per successivi fenomeni di cattura, la fisiografia dell'area ha assunto progressivamente l'assetto attuale. Questa evoluzione, ovviamente condizionata dall'attività tettonica, ha fortemente influito sui fenomeni di sedimentazione e di erosione succedutesi durante il Pleistocene e descritti sinteticamente nei paragrafi successivi.

Bacino di Arischia - Barete

Nell'area compresa tra il paese di S. Giovanni ed il versante sudoccidentale del M. Pettino, affiora una complessa successione di eventi deposizionali ed erosivi compresa nell'intervallo Pliocene - Pleistocene superiore (Messina et al., 2003). Gli elementi cronologici utilizzati sono sia di tipo strumentale (analisi paleomagnetiche e determinazioni radiometriche) sia provenienti da alcune indicazioni ottenute da tentativi di correlazione con unità presenti in altri bacini della regione. Di seguito vengono brevemente descritte solo le unità sedimentarie; per una descrizione dettagliata delle unità morfologiche si rimanda al lavoro Messina et al. (2003) e Bosi et al. (2004).

L'unità più antica, costituita da conglomerati e da alternanze di livelli ghiaiosi e livelli sabbiosolimosi, ha uno spessore minimo di circa 60 metri e presenta giaciture (in alcuni casi inclinate di

circa 20° verso nord-est) differenti da quelle primarie ad indicare un probabile basculamento tettonico. Questa unità ha polarità normale (Messina et al., 2001) ed è stata riferita ad un generico Pliocene.

L'unità stratigraficamente successiva è costituita da ghiaie fluviali, localmente con intercalazioni sabbioso-limose, ed ha uno spessore minimo di circa 30 metri. Presenta polarità magnetica inversa (Messina et al., 2001) ed è quindi probabilmente riferibile al Pleistocene inferiore.

Segue un'unità costituita da limi sabbioso-argillosi ben stratificati con giacitura generalmente sub-orizzontale che rappresentano un deposito di fine ciclo fluviale passante verso l'alto ad ambiente lacustre. E' caratterizzata da polarità magnetica normale ed è stata riferita al Pleistocene medio.

Segue un'unità, costituita da 10 metri circa di sabbie fini limose di ambiente fluviale di bassa energia, priva, come le unità precedenti, di minerali di origine vulcanica. Per questo motivo è stata dubitativamente collocata nella parte bassa del Pleistocene medio.

L'unità stratigraficamente successiva, di circa 25 metri di spessore affiorante, è costituita da livelli suborizzontali di ghiaie fluviali e da lenti di sabbie che contengono abbondante materiale di origine vulcanica (piccole scorie, pirosseni, biotite, ecc.). Essa è seguita da due unità costituite da pochi metri di spessore rispettivamente di ghiaie sabbioso-limose di ambiente fluviale e di strati limoso-sabbiosi.

Nell'ultima unità sono rappresentati sedimenti fluviali sabbioso-ghiaiosi del fondovalle attuale, coltri colluviali, depositi di versante e depositi di conoide. Tra i depositi di versante vanno segnalate le Breccie di S. Antonio che in corrispondenza della faglia di Monte Marine risultano dislocate. Si tratta di orizzonti di breccie di pochi metri di spessore costituiti da clasti carbonatici a spigoli vivi, in matrice generalmente terrosa di colore bruno. La stratificazione è, di solito, a franapoggio e accompagna l'andamento del versante dei rilievi carbonatici. Determinazioni radiometriche (^{14}C) eseguite su alcuni livelli contenenti materiale organico forniscono un'età variabile tra 31.710 ± 760 e 23.330 ± 300 anni B.P. (Blumetti, 1995; Galadini e Galli, 2000).

L'analisi dell'intera successione ha permesso di delineare una situazione caratterizzata dal progressivo incassamento di forme e depositi che viene a corrispondere alle varie fasi del continuo approfondimento del reticolo idrografico. Questo tipo di evoluzione geologica risulta essere condizionata in modo determinante dall'attività, anche recente, di due strutture tettoniche riconoscibili alla base dei versanti sud-occidentali rispettivamente di M. Marine (Blumetti, 1995; Basili et al., 1997; Basili et al., 1999a, 1999b; Galadini e Galli, 2000; Moro et al., 2002) e di M. Pettino (Galadini e Galli, 2000; Galli et al., in prep.).

Bacino di L'Aquila-Scoppito

In questo bacino, corrispondente all'alta valle dell'Aterno, sono state riconosciute tre principali unità deposizionali (Bosi et al., 2003). La più antica unità (Pianola) affiora a sud del bacino di L'Aquila ed è prevalentemente costituita da sabbie e limi stratificati di origine lacustre. Questi depositi si caratterizzano per l'abbondante presenza di granuli di quarzo, plagioclasio e mica che suggeriscono un'alimentazione della sedimentazione a spese dei flysch miocenici. Da un punto di vista tettonico-strutturale, questa successione lacustre presenta importanti deformazioni con significative inclinazioni degli strati verso nord. Il fatto che abbia subito una lunga storia di deformazioni tettoniche e che presenti una polarità magnetica normale, permette di ipotizzare che abbia un'età maggiore di 1,770 Ma.

La seconda unità è costituita da un'alternanza di limi e sabbie passanti verso l'alto a ghiaie (Formazione di Madonna della Strada) e da breccie cementate ben stratificate (Breccie di San Marco) costituite da clasti calcarei a spigoli vivi immersi in una matrice calcarea spesso di colore rosa.

Il rinvenimento di *Arkidiscon meridionalis vestinus* nella Formazione di Madonna della Strada (Azzaroli, 1983) e la polarità magnetica inversa delle Breccie di San Marco (Messina et al., 2001), permettono di attribuire a questi depositi un'età maggiore del limite Bruhnes-Matuyama datato a ca. 0,78 Ma.

L'unità successiva (Civitatomassa) è costituita da depositi fluviali ghiaiosi, probabilmente mesopleistocenici (Bosi et al., 2003), la cui sommità definisce una superficie deposizionale ben conservata. In base ai rapporti morfologici con altre superfici più recenti ed antiche esposte nell'area, questa forma può essere correlata alla più bassa delle superfici erosive scolpite nei depositi dell'unità Madonna della Strada-San Marco.

Seguono una serie di depositi, prevalentemente fluviali, progressivamente incassati gli uni negli altri (Tallini et al., 2002; Bosi et al., 2003; Bosi et al., 2004). In base ai rapporti morfologici e stratigrafici con le unità più antiche, queste unità sono state riferite al Pleistocene superiore.

Bacino della media valle dell'Aterno

Quattro principali unità deposizionali compongono il quadro stratigrafico ed evolutivo di questo bacino (Bosi et al., 2003).

L'unità in affioramento più antica (Campana) è stata osservata nell'area compresa tra San Demetrio ne' Vestini, Barisciano e Campana. Anche in questo caso si tratta di limi lacustri prevalentemente derivanti dall'erosione di depositi flyschiodi miocenici. Sebbene al momento manchino chiare relazioni stratigrafiche, questa unità lacustre è probabilmente correlata a breccie cementate (breccie di M. Ruzza) chiaramente generate in condizioni morfologiche di bassissimo gradiente orografico.

La seconda unità (Fonte Vedice - San Nicandro) è a sua volta suddivisa in diverse sotto-unità o litofacies, la più antica delle quali è rappresentata dai limi carbonatici lacustri di San Nicandro (Bosi e Bertini, 1970; Bertini e Bosi, 1993). Misure paleomagnetiche dei depositi di questa sub-unità, interessata da significative deformazioni tettoniche, hanno rivelato una polarità inversa e quindi un'età più antica del limite Bruhnes-Matuyama (ca. 0,78 Ma).

I limi di San Nicandro sono eteropici con breccie carbonatiche di versante (Formazione di Valle Valiano (Bertini e Bosi, 1993) ben stratificate ed immergenti verso il bacino dell'Aterno.

La più alta fra le sub-unità, anch'essa caratterizzata da una polarità paleomagnetica inversa, è rappresentata da breccie di versante in matrice ocra-rosa (Breccie di Fonte Vedice) passanti lateralmente a conglomerati fluviali (Formazione di Valle Colle di Bertini e Bosi, 1993).

La terza unità (Valle dell'Inferno) del bacino della media valle dell'Aterno è costituita da ghiaie e conglomerati con intercalazioni di livelli sabbioso-limosi, con *top* deposizionale ben conservato che a luoghi passa lateralmente ad una superficie di erosione scolpita nei depositi del substrato marino.

La quarta unità (San Mauro-San Giovanni in Bertini e Bosi, 1993) è costituita da ghiaie e sabbie contenenti numerosi livelli di tefra che rappresentano un carattere distintivo rispetto alle unità più antiche. La presenza dei numerosi livelli vulcanici, assenti infatti nelle unità precedenti, permette di collocarla nell'ambito del Pleistocene medio durante il quale si è sviluppato il vulcanismo peritirrenico della Provincia Comagmatica Romana.

Seguono una serie di unità suprapleistoceniche ed oloceniche costituite quasi esclusivamente da depositi fluviali riferibili ad un andamento del corso d'acqua dell'Aterno del tutto confrontabile con quello attuale.

Quadro sismotettonico dei bacini aquilani

Il contesto sismotettonico dell'area interessata dal terremoto aquilano del 6 aprile 2009 si può inquadrare nei processi estensionali che caratterizzano la deformazione della crosta appenninica ed in particolare in quelli relativi alla distensione NE-SW di questo settore di catena. Tale estensione (valutata nell'ordine dei 3 mm/a tramite misurazioni GPS; Mantenuto et al., 2007) è accomodata da faglie normali ad andamento NW-SE ed immersione tirrenica, alle quali va ascritta tutta la maggiore sismicità dell'Appennino centrale (Galadini and Galli, 2000).

Nella regione aquilana tali faglie sono conosciute e molte di esse sono state studiate in dettaglio anche attraverso analisi paleosismologiche che ne hanno consentito la parametrizzazione in termini sismogenetici (Galli et al., 2008 e relativa bibliografia; vedi in Fig. 4). Ad esse sono stati anche associati i forti terremoti della regione, alcuni con l'utilizzo dei dati derivanti appunto dalle analisi

paleosismologiche, altri dall'associazione della distribuzione delle massime intensità rispetto all'andamento di ogni singola struttura.

In particolare, Galadini e Galli (2000), nel loro lavoro sulle faglie attive potenzialmente responsabili di terremoti con $M \geq 6.5$, hanno descritto due principali *set* di faglie attive nell'area di interesse; l'uno, nel settore più esterno della catena, caratterizzato da faglie e sistemi di faglia normali "silenti", ovvero con evidenze geologiche e geomorfologiche di attività dopo il Pleistocene superiore ma senza che ad esse sia possibile attribuire terremoti da catalogo (sistemi di faglie della Laga, di Campo Imperatore e del Monte Morrone, rispettivamente LMFS, CIFS e MMFS in Fig. 4). L'altro, nel settore più interno, al quale sono stati associati gli eventi più distruttivi presenti nei repertori sismologici (sistemi di faglie dell'alta valle dell'Aterno, di Campo Felice-Ovindoli e del Fucino, rispettivamente UAFS, CFCFS-OPFS e FFS in Fig. 4).

La Figura 4 mostra schematicamente i due *set* di faglie ed i terremoti con $M_w \geq 6.3$ associati al sistema occidentale. Il terremoto del 1703 (2 febbraio, $M_w=6.7$; magnitudo da Working Group CPTI, 2004) è stato causato dall'attivazione del sistema di faglie dell'alta valle dell'Aterno (UAFS; faglie del M. Marine e del M. Pettino), quello del 1349 (mainshock settentrionale, $M_w=6.5$; per quello più meridionale vedi Galli e Naso, 2009) forse dal sistema di faglie intorno a Campo Felice (OPFS-CFCFS, faglie di Ovindoli-Pezza, Campo Felice e Colle Cerasitto) e quello catastrofico del 1915 ($M_w=7$) dal sistema di faglie del Fucino (FFS).

Per quanto concerne il terremoto del 1461 ($M_w=6.5$), Galadini e Galli (2000) non forniscono indicazioni se non porre in maniera interrogativa la possibilità che esso sia stato generato dalla faglia di Assergi, una delle strutture incluse nel sistema di Campo Imperatore (Fig. 4), oppure ad una delle faglie minori nella valle dell'Aterno (nel caso specifico, quella di Paganica).

A questo proposito, sembra utile citare lo schema di sorgenti sismogenetiche più recentemente pubblicato da Boncio et al. (2004b). Tale schema include un'ipotesi di sorgente relativa al terremoto del 1461 ottenuta unendo la faglia di Paganica con quella del Monte Pettino. Attualmente, la comunità scientifica tende a considerare i terremoti del 1461 e del 2009 come il risultato dell'attivazione di una sorgente la cui espressione in superficie è rappresentata dalla faglia qui ridefinita Collebrincioni-San Demetrio (PFS, Paganica Fault System, in rosso in Fig. 4).

La geometria di questa faglia era fino ad oggi nota in maniera non conclusiva. Oltre che nel citato lavoro di Boncio et al. (2004b), essa era in parte delineata da Bagnaia et al. (1992), con attribuzione di attività non successiva agli ultimi 18ka B.P., e in Vezzani e Ghisetti (1998).

Più in generale, quanto brevemente riassunto chiarisce che il fatto più evidente dal punto di vista del comportamento sismogenetico - quindi di notevole importanza per quanto concerne la pericolosità sismica dell'area - è l'esistenza di numerosi sistemi di faglie potenzialmente in grado di

generare terremoti distruttivi ma storicamente silenti. E' evidente che alle faglie dei Monti della Laga (LMFS), di Assergi - Campo Imperatore (CIFS), della media valle dell'Aterno s.s. (MAFS), del Monte Morrone (MMFS), sono associabili – in base alla loro lunghezza – terremoti di magnitudo anche superiore a quella dell'evento del 6 Aprile. Inoltre, alla prospettiva dell'energia associabile va sommata una probabilità di occorrenza in un tempo di interesse per l'attuale società che è certamente superiore a quello che riguarda faglie responsabili di terremoti storici.

Nel quadro sopra delineato, il terremoto del 2009, grazie alle citate osservazioni di campagna condotte nei giorni successivi al *mainshock*, ed in particolare a quelle relative alla fagliazione di superficie, ha certamente consentito di migliorare le conoscenze sulla geometria delle sorgenti sismogenetiche in area aquilana, non essendo - come pocanzi sottolineato - il PFS pienamente conosciuto e parametrizzato in precedenza.

Infine, per quanto concerne i possibili tempi di ritorno dei terremoti simili a quello dell'Aprile 2009, è possibile ipotizzare un intervallo di qualche centinaia di anni. Infatti, ipotizzando che il terremoto del 1461 sia un "gemello" di quello del 2009 e che sia stato generato dalla stessa sorgente sismogenetica, il tempo intercorso tra i due eventi (circa 550 anni) potrebbe essere preso come termine di riferimento per questa classe di magnitudo ($M_w \sim 6.3$). Tuttavia, dal momento che il sistema di faglie di Paganica può interagire con i sistemi posti sia a NW (UAFS) che a SE (MAFS), non si può escludere - allo stato attuale delle conoscenze - l'occorrenza di terremoti anche più grandi al di fuori dalla sequenza temporale ipotizzata. Si pensi, per esempio, al più forte terremoto del 1703 ($M_w = 6.7$), che potrebbe essere stato generato p.p. anche dal sistema di Paganica.

Analisi paleosismologiche in corso da parte degli scriventi sia sulla faglia di Paganica (Fig. 5) che su quella del M. Pettino potranno, forse, dare una risposta più adeguata agli interrogativi ancora aperti sul comportamento sismogenetico delle strutture della conca aquilana.

Conclusioni

In questa breve nota viene fatto il punto sulle conoscenze della geologia del Quaternario e sulla tettonica recente dell'area colpita dal terremoto abruzzese del 2009. L'area in questione è caratterizzata dalla presenza di numerose depressioni intermontane, tutte di origine tettonica, originatesi indipendentemente l'una dall'altra durante il Pleistocene inferiore in direzione appenninica. Alcune tra queste, a partire dal Pleistocene medio, sono cresciute di ampiezza unendosi tra loro, anche a causa di fenomeni di erosione regressiva e cattura fluviale, formando una complessa unità fisiografica attraversata oggi longitudinalmente dal Fiume Aterno. A questa evoluzione hanno contribuito fortemente anche alcune delle faglie normali che bordano i principali bacini e che ancora oggi ne guidano l'estensione in senso NE-SW. A queste strutture vanno

attribuiti i maggiori terremoti storici, quali quelli del 1349, 1461 e 1703, sino a quello dell'Aprile 2009.

I rilievi geologici eseguiti nell'area mesosismica, così come le osservazioni sismologiche, geofisiche e geodetiche hanno evidenziato come la frattura apertasi tra Collebrincioni-Paganica-San Gregorio, per una lunghezza di oltre dieci chilometri, sia da considerare come l'espressione in superficie del movimento della sorgente sismogenetica, ovvero come tale frattura possa essere assimilata a fagliazione di superficie lungo il sistema di Paganica (PFS).

Al di là dell'immane tragedia umana, questo terremoto è l'occasione per colmare un parziale vuoto di conoscenze sulle sorgenti sismogenetiche dell'area aquilana, permettendo di ipotizzare che i tempi di ritorno per terremoti di questa classe di magnitudo ($M_w=6.3$) sul sistema di Paganica siano nell'ordine di 0.5 ka, mentre è possibile che terremoti più grandi ($M_w=6.7$) siano generati dalla rottura contemporanea di più strutture contermini, ivi compresa quella di Paganica stessa.

In quest'ottica, si sottolinea che le analisi paleosismologiche attualmente in corso da parte degli scriventi sia sul sistema di faglie di Paganica che su altre strutture limitrofe potranno dare, auspicabilmente, una risposta più adeguata agli interrogativi ancora aperti sul comportamento sismogenetico delle sorgenti aquilane.

Bibliografia

- Azzaroli A. (1983). Quaternary mammals and the "end-Villafranchian" dispersal event - a turning point in the history of Eurasia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 44, 117-139.
- Barchi M., Galadini F., Lavecchia G., Messina P., Michetti A., M., Peruzza L., Pizzi A., Tondi E., Vittori E. (a cura di) (2000). Sintesi delle conoscenze sulle faglie attive in Italia centrale, CNR - Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, 62 pp.
- 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*, 9(1), 287-292.
- Bagnaia R., D'Epifanio A., Sylos Labini S. (1992) - Aquila and subaequan basins: an example of Quaternary evolution in Central Apennines, Italy. *Quaternaria Nova*, II, 187-209 (preprint spec. number 1, 1-23 1989).
- 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*, 10(2), 621-624.
- Basili R., Bosi C., Messina P. (1999a). Paleo-landsurfaces and tectonics in the upper Aterno valley (central Apennines). *Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 118*, 17-25.
- Basili R., Galadini F., Messina P. (1999b). The application of palaeolandsurface analysis to the study of recent tectonics in central Italy. In: Smith B.J., Whalley W.B., Warke P.A. (eds.). *Uplift, Erosion and Stability: Perspectives on Long-term Landscape Development*. Geological Society London, spec. publ., 162, 109-117.
- Bertini T., Bosi C. (1993). La tettonica quaternaria della conca di Fossa (L'Aquila), *Il Quaternario* 6, 293-314.
- Bertini T., Bosi C., Galadini F., (1989). La conca di Fossa-S. Demetrio dei Vestini. In: C.N.R., Centro di Studio per la Geologia Tecnica & ENEA, P.A.S.: "Elementi di tettonica pliocenico-quaternaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino lazialeabruzzese", *Soc. Geol. It.*, 26-58.
- Blumetti A.M. (1995). Neotectonic investigations and evidence of paleoseismicity in the epicentral area of the January-February 1703, central Italy, earthquakes, in L. Serva and D. B. Slemmons (Editors), *Perspectives in Paleoseismology*, Association of English Geologists, Spec. Publ., no. 6, 83-100.
- Blumetti A.M., Cavinato G.P., Tallini M. (1996). Evoluzione plio-quaternaria della conca di L'Aquila-Scoppito: studio preliminare. *Il Quaternario*, 9(1), 281-286.
- Blumetti A.M., Dramis F., Michetti A.M. (1993). Fault generated mountain fronts in the Central Apennines (Central Italy): geomorphological features and seismotectonic implications. *Earth Surf. Proc. and Land.*, 18, 203-223.
- Boncio P., Lavecchia G., Milana G., Rozzi B. (2004a) - Seismogenesis in Central Apennines, Italy: an integrated analysis of minor earthquake sequences and structural data in the Amatrice-Campotosto area. *Annals of Geophysics*, 47, n. 6, 1723-1742.
- Boncio P., Lavecchia G., Pace B. (2004b) - Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: the case of central Apennines (Italy). *Journal of Seismology*, 8/3, 407-425.
- Bosi C. (1975). Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino centrale, *Boll. Soc. Geol. It.* 94, 827-859.
- Bosi C. (1989). Tentativo di correlazione fra le successioni plio-pleistoceniche. In: C.N.R., Centro di Studio per la Geologia Tecnica & ENEA, P.A.S.: "Elementi di tettonica pliocenico-quaternaria ed indizi di sismicità olocenica nell'Appennino lazialeabruzzese", *Soc. Geol. It.*, Rome, pp. 97-104.

- Bosi C., Bertini T. (1970). Geologia della media valle dell'Aterno, Mem. Soc. Geol. It. 9, 719 - 777.
- Bosi C., Galadini F., Giaccio B., Messina P., Sposato A. (2003). Plio-Quaternary continental deposits in the Latium-Abruzzi Apennines: the correlation of geological events across different intermontane basins. *Il Quaternario*, 16 (1Bis), 55-76.
- Bosi C., Messina P. (1991). Ipotesi di correlazione fra successioni morfo-litostatigrafiche plio-pleistoceniche nell'Appennino Laziale-Abruzzese. *Studi Geol. Cam., Special Volume 1991/2*, 257-263.
- Bosi C., Messina P., Moro M. (2004). Use of the allo-morphosequential units in the quaternary geological map of the upper Aterno valley (central Italy). Testo abbinato alla carta "Quaternary geological map of the upper Aterno valley (Central Italy)" in: *Mapping geology in Italy*. Pasquarè G. & Venturini C. Eds. APAT, Dip. Dif. del Suolo. Selca, Firenze, 107-112.
- Carraro F., Giardino M. (1992). Geological evidence of recent fault evolution. Examples from Campo Imperatore (L'Aquila-central Apennines), *Il Quaternario* 5, 181-200.
- Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) - Progetto Finalizzato Geodinamica (PFG) (1987). Neotectonic map of Italy, *Quaderni de La Ricerca Scientifica*, 114 pp.
- D'Agostino N., Funicello R., Speranza F., Tozzi M. (1994). Caratteri della tettonica distensiva nell'Appennino centrale: l'area di S. Stefano Sessanio-Calascio (L'Aquila). *Boll. Soc. Geol. It.*, 113, 37-53.
- Demangeot J. (1965). Géomorphologie des Abruzzes Adriatiques. Centre Recherche et documentation Cartographiques, *Memoires et Documents*, Paris, 403 pp.
- Emergeo, Working Group (2009). Rilievi geologici di terreno effettuati nell'area epicentrale della sequenza sismica dell'Aquilano del 6 aprile 2009. Reports 04.04.01. Earthquake geology and paleoseismology. <http://hdl.handle.net/2122/5036>.
- Falcucci E., Gori S., Peronace E., Fubelli G., Moro M., Saroli M., Giaccio B., Messina P., Naso G., Scardia G., Sposato A., Voltaggio M., Galli P., Galadini F., Pantosti D. (2009). Surface faulting due to the L'Aquila earthquake of April 6th 2009. *Seismological Research Letters* (sottomesso).
- Foglio CARG 1:50,000 (2009). Cartografia geologica ufficiale Foglio CARG 1:50,000 N. 359, L'Aquila.
- Galadini F. (1999). Pleistocene change in the central Apennine fault kinematics, a key to decipher active tectonics in central Italy. *Tectonics*, 18, 877-894.
- Galadini F., Galli P. (2000). Active tectonics in the central Apennines (Italy) - input data for seismic hazard assessment, *Nat. Haz.* 22, 225-270.
- Galadini F., Galli P. (2003). Paleoseismology of silent faults in the Central Apennines (Italy): the Mt. Vettore and Laga Mts. Faults. *Annals of Geophysics*, 46, n. 5, 815-836.
- Galadini F., Galli P., Moro M. (2003) Paleoseismology of silent faults in the central Apennines (Italy): the Campo Imperatore fault (Gran Sasso Range fault system), *Ann. Geophys.* 46, 793-813.
- Galadini F., Giuliani R. (1991). Pleistocene deformational history of the Barisciano-Calascio area, NE margin of the middle Aterno river valley (Central Italy). *Boll. Serv. Geol. d'It.*, 110, 169-180.
- Galadini F., Messina P. (2001). Plio-Quaternary changes of the normal fault architecture in the central Apennines (Italy), *Geodinamica Acta* 14, 321-344.
- Galadini F., Messina P. (2004). Early-middle Pleistocene eastward migration of the Abruzzi Apennine (central Italy) extensional domain, *J. Geodyn.* 37, 57-81.
- Galadini F., Messina P., Giaccio B., Sposato A. (2003). Early uplift history of the Abruzzi Apennines (central Italy): available geomorphological constraints. *Quaternary International*, 101/102, 125-135.
- Galli P., Camassi R. (eds.), (2009). Rapporto sugli effetti del terremoto aquilano del 6 aprile 2009, <http://www.mi.ingv.it/eq/090406/quest.html>

- Galli P., Galadini F., Moro M., Giraudi C. (2002). New paleoseismological data from the Gran Sasso d'Italia area (central Apennines), *Geophys. Res. Lett.* 29, no. 7, doi 10.1029/2001GL013292, 38.1–38.4.
- Galli P., Galadini F., Pantosti D. (2008). Twenty years of paleoseismology in Italy. *Earth-Science Reviews*, 88, 89–117.
- Galli P., Naso G. (2009). Unmasking the 1349 earthquake source (southern Italy). Paleoseismological and archaeoseismological indications from the Aquae Iuliae fault, *J. Structural Geology*, 31, 128-149.
- Giraudi, C., Frezzotti M. (1995). Paleoseismicity in the Gran Sasso massif (Abruzzo, central Italy), *Quaternary Int.* 25, 81–93.
- INGV (2009). La sequenza sismica de L'Aquilano, Aprile 2009. Attività in corso e primi risultati. http://portale.ingv.it/primo-piano/archivio-primo-piano/notizie-2009/terremoto-6-aprile/copy_of_la-sequenza-sismica-dell-aquilano-aprile-2009/
- Lavecchia G., Boncio P., Brozzetti F., De Nardis R., Di Naccio D., Ferrarini F., Pizzi A., Pomposo G. (2009). The April 2009 Aquila (central Italy) seismic sequence (Mw6.3): A preliminary seismotectonic picture, in: P. Guarnieri (ed.), *Recent Progress on Earthquake Geology*, Nova Publisher, in stampa.
- Mantenuto S., Bonci L., Calcaterra S., D'Agostino N., Giuliani R., Mattone M. e Merli K. (2007). Analysis of active extension in the Central Apennines (Abruzzo, Italy) using GPS measurements. *Geophysical Research Abstracts* 9, 04341. EGU2007-A-04341
- Messina P., Bosi C., Moro M. (2003). Sedimenti e forme quaternari nell'alta valle dell'Aterno (L'Aquila). *Il Quaternario*, 16 (2), 231-239.
- Messina P., Dramis F., Galadini F., Falcucci E., Giaccio B., Gori S., Moro M., Saroli M., Sposato A. (2007). Quaternary tectonics of the Abruzzi Apennines (Italy) inferred from integrated geomorphological-stratigraphic data. *Epitome*. vol. 2, pp. 235-236 ISSN: 1972-1552.
- Messina P., Galadini F. (2004). Evoluzione morfologico-stratigrafica delle conche intermontane abruzzesi e relative implicazioni tettoniche. In: *Convegno sul tema: "La geologia del Quaternario in Italia: temi emergenti e zone d'ombra"*. Roma, 16-18 febbraio 2004, volume degli abstract, 54.
- Messina P., Moro M., Speranza F. (2001). Primi risultati di stratigrafia magnetica su alcune formazioni continentali dell'alta valle dell'Aterno (Italia centrale). *Il Quaternario*, 14, 167-172.
- 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* 15, 267–278.
- Pizzi A., Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P. (2002). Quaternary normal faults, intramontane basins and seismicity in the Umbria-Marche-Abruzzi Apennine ridge (Italy): contribution of neotectonic analysis to seismic hazard assessment, *Boll. Soc. Geol. It., Spec. Publ.*, 1, 923–929.
- Salvi S., Nardi A. (1995). The Ovindoli fault: a segment of a longer, active fault-zone in central Abruzzi (Italy), in *Perspectives in Paleoseismology*, L. Serva and D. B. Slemmons (Editors), *Bull. Assoc. Eng. Geol., Spec. Publ.*, Vol. 6, 101–113.
- Salvi S., Cinti F.R., Colini L., D'Addezio G., Doumaz F., Pettinelli E. (2003). Investigation of the active Celano-L'Aquila Fault System, Abruzzi (central Apennines, Italy) with combined ground-penetrating radar and palaeoseismic trenching. *Geophys. J. Int.*, 155, 805-818.
- Servizio Geologico d'Italia (1942). Foglio 146 della Carta Geologica d'Italia.
- Servizio Geologico d'Italia (1955). Foglio 139 della Carta Geologica d'Italia.
- Tallini M., Magaldi D., Lorè A., Reale E., Scozzafava M. (2002). Geologia del Quaternario e pianificazione territoriale della piana in tramontana L'Aquila – Scoppito (Italia centrale). *GEAM, Geoingegneria ambientale e mineraria*, anno 39, n.1, 55 – 67.
- Vezzani L., Ghisetti, F. (1998) - Carta Geologica dell'Abruzzo, scale 1:100,000. S.EL.CA., Firenze.
- Working Group Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI) (2004). *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*, vers. 2004, Istituto Nazionale di Geofisica, Bologna, Italy.

Didascalie delle figure

Figura 1 - Immagine satellitare sulla quale sono tracciati (linee bianche) i segmenti che compongono parte del sistema di faglie di Paganica; i quadrati neri e bianchi indicano rispettivamente *i*) le evidenze in superficie della faglia e *ii*) le evidenze di fagliazione superficiale (fratture nel terreno e *free-face* di neoformazione alla base di piani di faglia in roccia) lungo la struttura tettonica associate al terremoto del 6 Aprile 2009.

Figura 2 - Fratture cosismiche rinvenute lungo la faglia di Paganica che interessano terreni (a; rigetto verticale di ~10 cm, con beanza di ~10 cm) e strutture murarie (b). Per l'ubicazione v. figura 1.

Figura 3 - Distribuzione delle intensità macrosismiche (scala MCS) valutate dal Quick Earthquake Survey Team (Galli e Camassi, 2009) per il terremoto dell'Aprile 2009. In blu le località con intensità pari al V grado MCS, in azzurro quelle tra il V-VI ed il VI e così via. Il rettangolo nero a tratteggio indica la proiezione approssimativa in superficie del piano di faglia responsabile del terremoto di Mw=6.3. La linea a tratto pieno evidenzia in maniera semplificata l'andamento della fagliazione di superficie rilevata dagli autori del presente lavoro. La stella nera è l'ipocentro rilocalizzato in prossimità dell'Aquila dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia a circa 10 km di profondità, mentre la soluzione focale è stata mutuata dall'United States Geological Survey (USGS, faglia normale immergente a sudovest di 55°). Osservando la figura risulta chiara la direzione di rottura della faglia, dall'area più occidentale in profondità (ipocentro) verso quella più orientale in superficie. L'effetto di direttività della rottura ha comportato un maggior scuotimento ed allungamento dell'area verso sudest, caratterizzata dalle intensità più elevate.

Figura 4 - Schema delle faglie attive primarie dell'Appennino aquilano (le faglie sono tutte a cinematica prevalente normale ed immergono a ~SW). LMFS, sistema di faglie dei Monti della Laga; CIFS, sistema di faglie del Monte San Franco (ad occidente) e di Campo Imperatore (ad oriente); UAFS, sistema di faglie dell'alta valle dell'Aterno (i.e., faglie del Monte Marine e del Monte Pettino); PFS, sistema di faglie di Paganica (faglie Collebrincioni-San Demetrio); MAFS, sistema di faglie della media valle dell'Aterno; MMFS, sistema di faglie bordiere della piana di Sulmona (faglie del Monte Morrone); CFCFS, sistema di faglie di Campo Felice-Colle Cerasitto; OPFS, faglie di Ovindoli-Piano di Pezza; FFS, sistema di faglie del bacino del Fucino. Le grandi frecce divergenti indicano la direzione di estensione da dati GPS (Mantenuto et al., 2007). La stella rossa indica l'ipocentro del terremoto del 2009 (rilocalizzazione INGV, 2009). In rosso le date dei terremoti distruttivi associati alle relative strutture tettoniche note. In rosso anche il PFS, responsabile del terremoto del 2009, che rappresenta l'estensione verso NW del MAFS, ma appare – almeno in questa occasione – da questo indipendente. Il simbolo dello scavatore indica le faglie investigate e parametrizzate tramite analisi paleosismologiche (vedi in Galli et al., 2008 gli studi relativi; i siti 5 e 6 sono stati studiati da Galli et al., a seguito del terremoto ed i risultati sono in corso di elaborazione; il sito 10 è in corso di elaborazione da Falcucci et al.). In giallo i bacini lungo il corso del fiume Aterno (BAB, bacino Arischia – Barete; BAS, bacino L'Aquila – Scoppito; BMA, bacino della media valle dell'Aterno).

Figura 5 – Veduta della parete SE di una delle trincee scavate attraverso il sistema di faglie responsabile del terremoto del 6 Aprile (segmento di Paganica, sito 6 in Fig. 4. Reticolo a maglie di 1 m). A sinistra delle linee bianche a tratteggio (faglie), nel *footwall*, si riconoscono le ghiaie medio pleistoceniche affioranti lungo tutto il versante a ridosso dell'abitato di Paganica. Nell'*hangingwall* tutti i depositi colluviali e di versante sono fagliati, ad eccezione di quello più scuro al di sopra della linea nera a tratteggio, che sigilla l'ultimo evento di fagliazione (ad eccezione, beninteso, dell'evento del 2009, osservato localmente in superficie come una piccola beanza, corrispondente in parete ad una frattura senza rigetto). Mentre in occasione del 6 aprile il rigetto cosismico lungo tutta la struttura è stato comunque di pochi centimetri, l'apertura di questa trincea ha permesso di scoprire che in passato la faglia si è mossa con rigetti ben più consistenti, generando – verosimilmente – terremoti più energetici. La datazione assoluta dei depositi esposti potrà consentire di riconoscere la scansione degli eventi cosismici del passato (da Galli et al. in prep.).

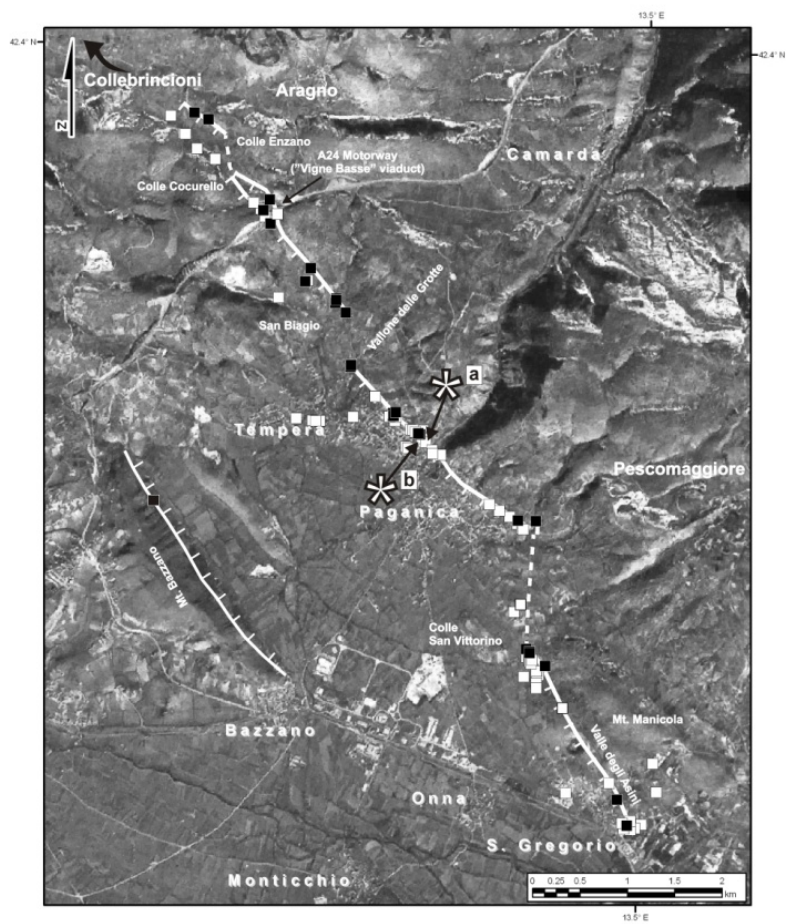


Figura 1



Figura 2

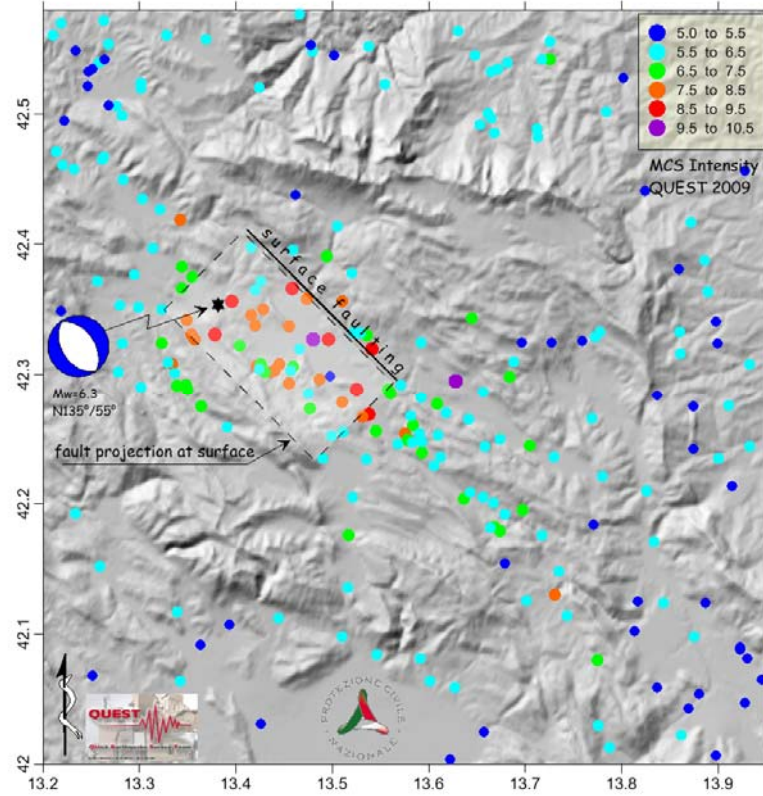


Figura 3

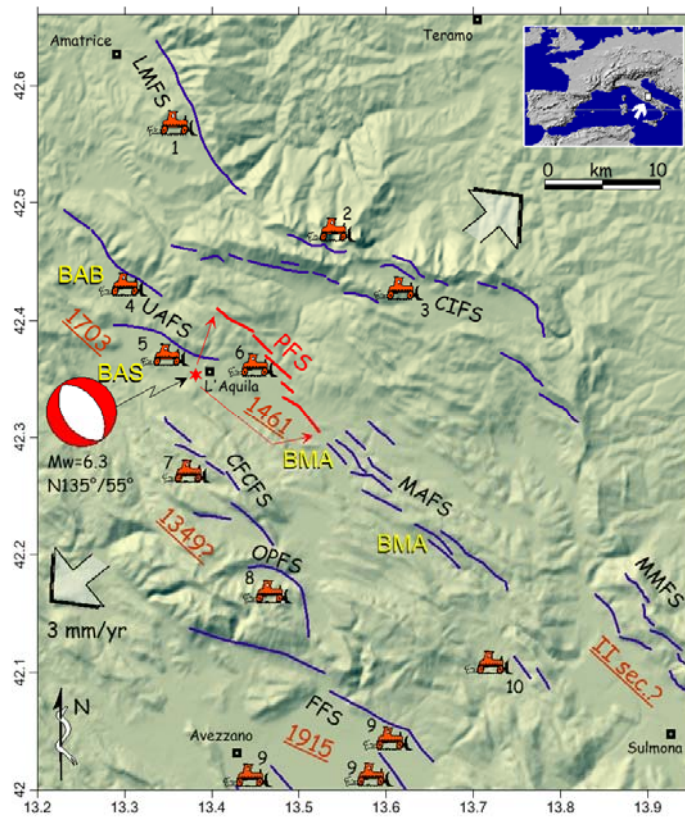


Figura 4

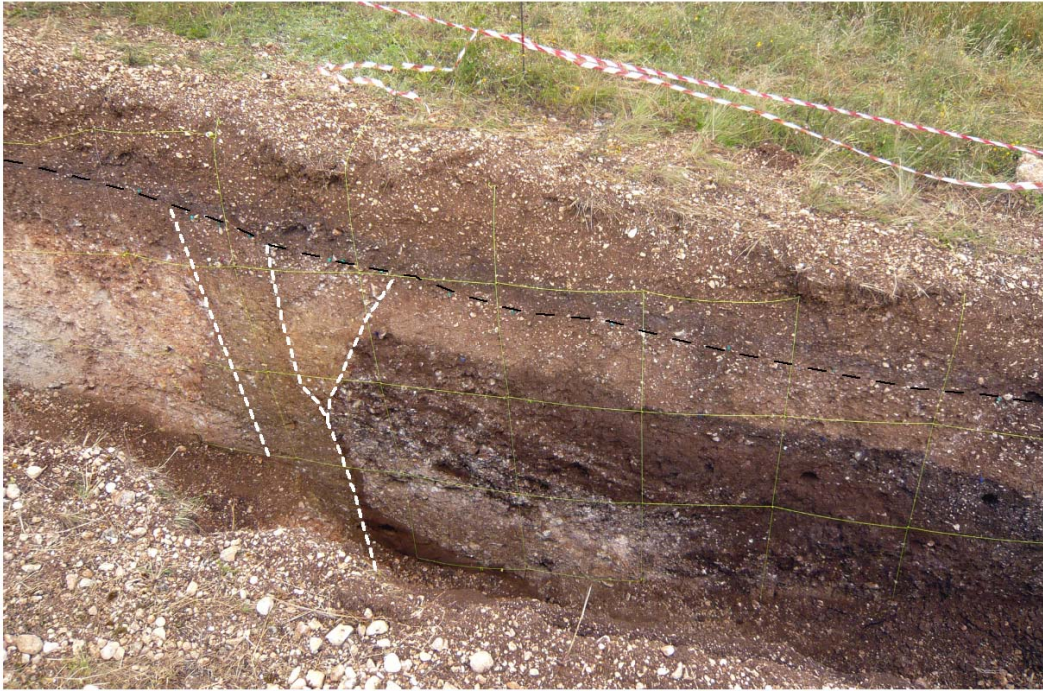


Figura 5