

NUOVI DATI SULLA TETTONICA TARDOPLEISTOCENICA DELL'ALTA VALLE DEL SANGRO (APPENNINO CENTRALE): IMPLICAZIONI SISMOTETTONICHE

F. Galadini⁽¹⁾ - C. Giraudi⁽²⁾ - P. Messina⁽¹⁾

⁽¹⁾CNR-IRTR, Istituto di Ricerca sulla Tettonica Recente, Area di Ricerca di Roma Tor Vergata,
via del Fosso del Cavaliere, 00133 - Roma (e-mail:galad@irtr.rm.cnr.it),

⁽²⁾ENEA - C.R. Casaccia, C.P. 2400, 00100 Roma, Italy (e-mail:giraudi@casaccia.enea.it)

RIASSUNTO - L'attività quaternaria nell'alta valle del Sangro è evidenziata dalla dislocazione di depositi continentali riferibili alla parte alta del Pleistocene inferiore (formazione di Pescasseroli). Tale attività è legata ad un sistema di faglie con direzione NW-SE caratterizzate da movimenti trascorrenti ed obliqui sinistri, con componente di movimento verticale di tipo normale. Le più chiare evidenze morfologiche dell'attività recente sono comunque da attribuire alla porzione con direzione da E-W a N120 della faglia dei Colli Bassi, caratterizzata in questo tratto da movimenti normali. All'attività di questa faglia è infatti da riferire l'evoluzione di una scarpata con altezza fino a 120 m nelle ghiaie della formazione di Pescasseroli. In generale, l'assenza di affioramenti di depositi più recenti del Pleistocene inferiore a ridosso delle faglie del sistema dell'alto Sangro non ha finora permesso di caratterizzare l'attività tettonica nel Quaternario recente. Recentemente, nel corso di uno studio specifico sulla faglia dei Colli Bassi, sono state analizzate le dislocazioni che interessano una successione di depositi di età più recente di circa 27.000 anni nell'abitato di Pescasseroli. Tale successione appare interessata da più eventi o insiemi di eventi di dislocazione. In un altro affioramento a ridosso della scarpata di faglia dei Colli Bassi sono state osservate delle deformazioni in depositi colluviali riferibili al Pleistocene superiore. Tali deformazioni sono legate a movimenti su piani di taglio a debole rigetto, antitetici rispetto alla faglia dei Colli Bassi. Un ulteriore chiaro indizio di attività tardoquaternaria lungo la faglia citata è rappresentato, in prossimità dell'abitato di Pescasseroli, dal brusco contatto sul fondovalle del Sangro (rispetto al quale la faglia è circa perpendicolare) tra i depositi torbiditici silicoclastici del substrato miocenico ed i depositi alluvionali recenti. Tale contatto evidenzia un'attività continua della faglia dei Colli Bassi nel corso delle fasi alluvionali tardoquaternarie del Sangro, responsabile del sollevamento relativo del settore vallivo a nord della faglia e del ribassamento dell'area corrispondente alla conca di Pescasseroli. In base ai dati disponibili è possibile ipotizzare che il sistema di faglie dell'alto Sangro sia stato caratterizzato da attività successiva all'ultimo massimo glaciale. L'alta valle del Sangro è stata interessata dalla sequenza sismica del maggio 1984 (evento principale Ms=5.8). Questi eventi non sembrano tuttavia riferibili alla riattivazione del sistema di faglie dell'alto Sangro che interessa il settore vallivo tra Villetta Barrea e la Piana del Fucino. L'area è stata altresì interessata da eventi sismici originati in settori appenninici adiacenti (Piana del Fucino, Valle del Liri). Complessivamente, non sono noti nei cataloghi sismici eventi chiaramente attribuibili all'attivazione delle faglie in oggetto.

ABSTRACT - *New data on the Late Quaternary tectonics in the upper Sangro river valley (central Apennine, Italy): seismotectonic implications* - The Quaternary activity in the upper Sangro valley (central Italy) is indicated by the displacement of Early Pleistocene continental deposits (Pescasseroli Formation). This activity is related to a fault system made of NW-SE left-lateral or oblique (with normal component) fault-branches. The most striking evidence of recent activity is, however, related to the E-W to N120 portion of the Colli Bassi fault (characterised by normal movements), which has been responsible for the formation of an impressive scarp (up to 120 m high) in the Early Pleistocene gravels. The lack of outcrops of more recent deposits along the faults of the Upper Sangro system did not permit the recognition of the Late Quaternary activity. Recently, during a specific study performed along the Colli Bassi fault, the displacements which affect a succession of debris and colluvial deposits, more recent than about 27,000 years B.P., have been analysed in the Pescasseroli village. Another outcrop along the same fault showed the deformation affecting a Late Pleistocene colluvial deposit. The deformation is due to minor shear planes related to the Colli Bassi fault. Another evidence of the Late-Quaternary activity along this fault is represented by the sharp and linear contact between the Miocene flysch and the recent alluvium in the Sangro valley bottom (to which the Colli Bassi fault is almost perpendicular). This contact demonstrates the activity of the Colli Bassi fault also after the most recent alluvial episodes of the Sangro river, with the relative uplift of the valley sector north of the fault and the lowering of the Pescasseroli basin. On the basis of the available data it is possible to hypothesise the activity of the Upper Sangro fault system after the last glacial maximum. Considering the length of this system (about 20 km), and the evidence of surficial displacements, it may be responsible for earthquakes of M=6.5. The upper Sangro valley was struck by the May 1984 earthquake sequence (main shock Ms=5.8). These events, however, do not seem related to the re-activation of the Upper Sangro fault system between Villetta Barrea and the Fucino Plain. Moreover, other earthquakes which affected the upper Sangro valley during the past centuries originated in adjacent areas (Fucino Plain, Liri valley). Therefore, large historical earthquakes which may be related to the studied fault system are unknown. Considering the length of the time-interval covered by the Italian seismic catalogues, the upper Sangro valley may represent a seismic gap in the Apennine chain.

Parole chiave: tettonica attiva, sismotettonica, sismicità storica, Appennino centrale
Key words: active tectonics, seismotectonics, historical seismicity, central Apennine.

INTRODUZIONE

I terremoti del maggio 1984 (7 maggio, $M_s=5.8$ e relative repliche di cui la principale occorsa l'11 maggio, $M_s=5.2$; Westaway et al., 1989) nel Parco Nazionale d'Abruzzo hanno rappresentato, nel decennio successivo agli eventi, uno stimolo per la caratterizzazione dell'attività tettonica recente dell'alta valle del fiume Sangro tra Gioia Vecchio e Alfedena (fig. 1).

Il lavoro svolto in passato ha consentito l'individuazione delle faglie caratterizzate da attività quaternaria (sistema di faglie dell'alto Sangro) e la definizione della loro cinematica (Galadini & Messina, 1993). L'attività quaternaria è, nel settore in oggetto, evidenziata dalla dislocazione di depositi riferibili alla parte alta del Pleistocene inferiore. L'assenza di depositi più recenti in rapporto con le faglie studiate non aveva permesso, tuttavia, di dettagliare ulteriormente la cronologia dell'attività nell'ambito del Quaternario recente.

Nuovi dati sono attualmente disponibili sull'attività recente del sistema di faglie dell'alto Sangro e sulla tettonica recente in aree contermini (es. Piana del Fucino; Galadini et al., 1997). Questi dati di recente acquisizione consentono di formulare ulteriori ipotesi sull'evoluzione tardoquaternaria dell'alta valle del Sangro.

Il presente lavoro fornisce la descrizione degli elementi geologici che permettono di ipotizzare l'attività tardo-pleistocenica delle faglie dell'alto Sangro. In particolare verranno descritti affioramenti nei quali sono state direttamente osservate dislocazioni riferibili all'attività del menzionato sistema di faglie ed il condizionamento dell'evoluzione geologica che dalla loro attività deriva (Galadini & Messina, 1993). Verrà altresì fornita una

descrizione della sismicità dell'area. Il confronto dei dati geologici con quelli sismologici permetterà di formulare alcune ipotesi in ambito sismotettonico.

INQUADRAMENTO DELLA TETTONICA RECENTE

La Piana del Fucino e l'alta valle del Sangro sono caratterizzate da faglie ad attività quaternaria con direzione NW-SE, lunghezza pari a 10-15 km e cinematica da normale a trascorrente sinistra (fig. 1). Queste fanno parte di un più lungo sistema di faglie che giunge ad interessare, verso Nord, il bacino aquilano. Più segmenti di questo sistema (compresi quelli che interessano la Piana del Fucino) mostrano chiare evidenze di attività pleistocenica superiore-olocenica e sono stati oggetto di studi specifici inerenti l'evoluzione tettonica quaternaria (es. Galadini & Messina, 1994, per la Piana del Fucino) e gli aspetti paleosismologici (es. Pantosti et al., 1996 per l'Altopiano delle Rocche, a Nord del bacino del Fucino).

Nella Piana del Fucino le faglie primarie responsabili dell'evoluzione tettonica recente interessano il bordo nordorientale del bacino (fig. 1a) e sono responsabili della dislocazione di depositi lacustri e fluviali, a partire dal Pliocene, con cinematica distensiva (Galadini & Messina, 1994). Per ciò che concerne gli aspetti paleosismologici, le faglie del settore Altopiano delle Rocche - Piana del Fucino sono responsabili della dislocazione di depositi olocenici (lacustri, fluviali, colluviali); gli eventi di dislocazione sono caratterizzati da tempi di ricorrenza superiori a 1400 anni (Pantosti et al., 1996; Galadini et

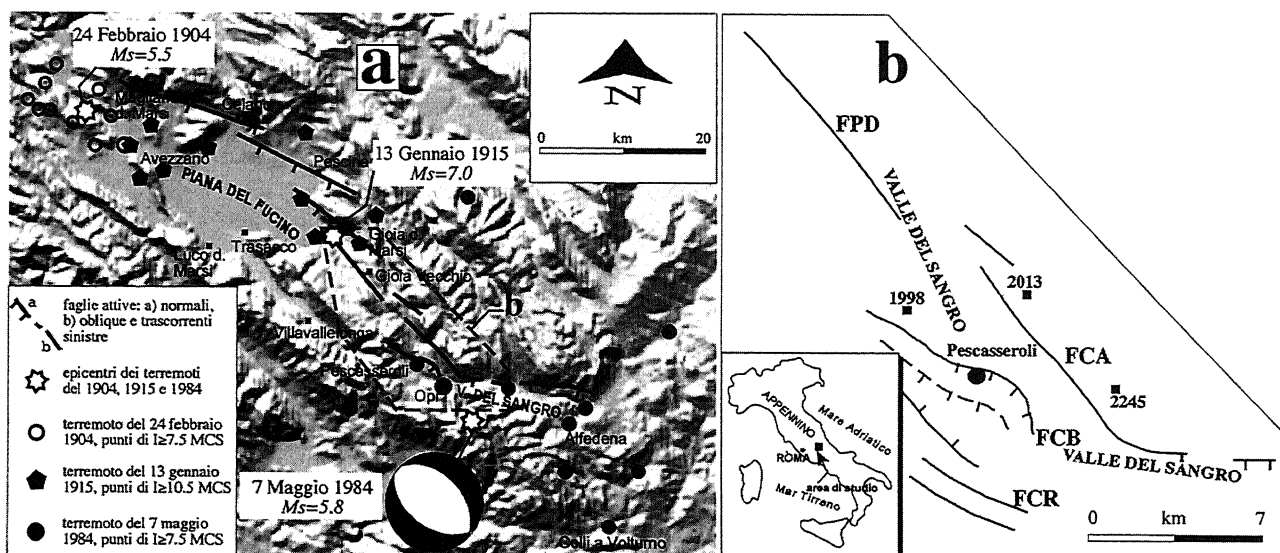


Fig. 1 - a) Faglie attive e principali terremoti nell'area della Piana del Fucino e dell'alta Valle del Sangro; le distribuzioni delle intensità dei terremoti del 1904, 1915 e 1984 sono tratte rispettivamente da Monachesi & Stucchi (1998), Galadini et al. (1995) e Boschi et al. (1997); epicentro e meccanismo focale del terremoto del 1984 sono tratti da Westaway et al. (1989); b) dettaglio strutturale inerente le faglie ad attività quaternaria dell'alta valle del Sangro: FPD, faglia di Passo del Diavolo; FCA, faglia dei Colli Alti; FCB, faglia dei Colli Bassi; FCR, faglie di Campo Rotondo.

a) Active faults and main earthquakes occurred in the Fucino Plain and in the upper Sangro river valley; intensity datapoints of the 1904, 1915 and 1984 earthquakes are taken from Monachesi & Stucchi (1998), Galadini et al. (1995) and Boschi et al. (1997), respectively; epicentral location and focal mechanism of the 1984 earthquake are taken from Westaway et al. (1989); b) structural sketch related to the faults characterised by Quaternary activity in the upper Sangro river valley: FPD, Passo del Diavolo fault; FCA, Colli Alti fault; FCB, Colli Bassi fault; FCR, Campo Rotondo faults.

al., 1997).

Le faglie dell'alta valle del Sangro (anch'esse con direzione NW-SE) rappresentano il proseguimento verso SE delle strutture del bacino del Fucino (fig. 1). Esse sono generalmente caratterizzate da piani sub-verticali e da cinematica trascorrente sinistra, desumibile dalla dislocazione di depositi fluviali riferibili alla parte alta del Pleistocene inferiore (formazione di Pescasseroli) e di forme scolpite su questi (Galadini & Messina; 1993).

La faglia di Passo del Diavolo (FPD in fig. 1b) disloca con cinematica trascorrente sinistra il reticolo idrografico, caratterizzato da corsi d'acqua effimeri, sovrapposto alla formazione di Pescasseroli (Galadini & Messina, 1993). La faglia che interessa il settore più orientale dei Colli Alti (FCA in fig. 1b), pure caratterizzata da cinematica trascorrente sinistra, disloca la formazione di Pescasseroli. Nel settore occidentale del bacino di Pescasseroli, due faglie (FCR in fig. 1b) dislocano con cinematica obliqua sinistra la formazione di Campo Rotondo, costituita da blocchi calcarei (residui di grandi accumuli di frana) e riferita al Pliocene (Galadini & Messina, 1993).

Al contrario, la faglia dei Colli Bassi (FCB in fig. 1b) è caratterizzata da una geometria semicircolare in pianta (direzione variabile da NW-SE a E-W) nel settore compreso tra Pescasseroli e Opi e da cinematica distensiva. Questa faglia disloca la formazione di Pescasseroli e le incisioni ad essa sovrimposte e la sua attività nel corso del Pleistocene ha originato l'evidente scarpata che separa i Colli Alti dai Colli Bassi (Galadini & Messina, 1993).

Un'altra faglia (la cui geometria può soltanto essere ipotizzata ed è riportata in tratteggio in fig. 1b) interessa la parte più sudoccidentale dei Colli Bassi ed è responsabile della dislocazione di circa 20 m della superficie scolpita sulla formazione di Pescasseroli. Verso NW, il dislivello di circa 20 m che la medesima superficie presenta tra i Colli dell'Oro e l'area Colle Carpio - Colle dell'Inferno è probabilmente da riferire alla stessa faglia.

Per quanto concerne gli aspetti di evoluzione tettonica pleistocenica, le geometrie deposizionali della formazione di Pescasseroli evidenziano una prima fase di deposizione condizionata da un settore vallivo allungato in direzione NW-SE (fig. 2a). Sul fianco orientale della valle, una faglia normale con la medesima direzione

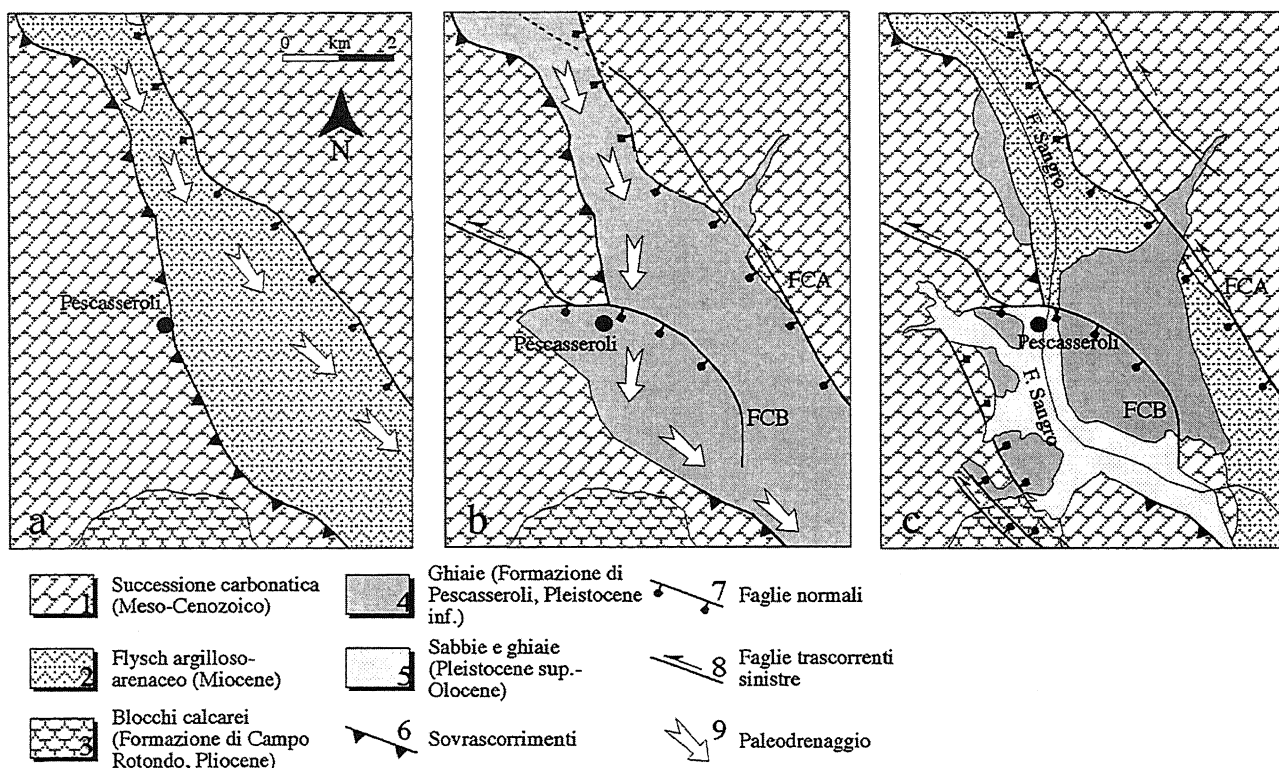


Fig. 2 - Evoluzione geologica e strutturale dell'alta valle del Sangro: a) l'inizio della deposizione della formazione di Pescasseroli è legato ad una tipica valle appenninica a direzione NW-SE, caratterizzata da una faglia normale sul fianco orientale; b) il drenaggio fluviale e la deposizione della formazione di Pescasseroli sono controllati dalla porzione E-W della faglia dei Colli Bassi (FCB), la cui attività è connessa a quella trascorrente sinistra sulle faglie a direzione NW-SE; la faglia dei Colli Alti (FCA) taglia la più antica e non più attiva faglia normale; c) la struttura attuale del bacino di Pescasseroli è fortemente condizionata dall'attività della faglia dei Colli Bassi.

Geological and structural evolution of the upper Sangro valley: a) the beginning of the deposition of the "Pescasseroli Formation" appears to be influenced by a typical NW-SE Apennine valley characterized by a normal fault on the eastern flank; b) the river drainage and related deposition appear to be controlled by normal faulting on the E-W portion of the Colli Bassi fault (FCB), related to the new left-lateral regime affecting the NW-SE faults; the Colli Alti fault (FCA) cut the older and non-active normal fault; c) the present structural setting of the Pescasseroli basin is strongly related to the activity of the Colli Bassi fault. Legend: 1, carbonate bedrock (Meso-Cenozoic); 2, clayey-arenaceous flysch (Miocene); 3, calcareous blocks (Campo Rotondo formation, Pliocene); 4, gravels (Pescasseroli formation, Early Pleistocene); 5, sands and gravels (Late Pleistocene-Holocene); 6, thrust; 7, normal fault; 8, left-lateral strike-slip fault; 9, paleo-drainage.

condiziona la storia tettonica dell'area (Galadini & Messina, 1993). Le geometrie deposizionali dei depositi fluviali, tuttavia, mostrano la progressiva migrazione del depocentro verso l'attuale corso del Sangro (fig. 2b). In corrispondenza del tratto E-W della faglia dei Colli Bassi (FCB) si osserva il massimo spessore dei depositi pleistocenici e il massimo rigetto verticale della base della formazione di Pescasseroli (Galadini & Messina, 1993). La faglia normale di cui il versante orientale della valle del Sangro rappresenta l'espressione morfologica è chiaramente sigillata dai menzionati depositi (Galadini & Messina, 1993); il piano di faglia stesso è tagliato dalla faglia verticale trascorrente sinistra sopra menzionata (FCA in figg. 2b e 2c; Galadini & Messina, 1993). La componente normale lungo il tratto E-W della faglia dei Colli Bassi è compatibile con i movimenti trascorrenti sinistri lungo le faglie NW-SE. Nella parte finale del Pleistocene inferiore l'area mostra quindi di essere caratterizzata da un sostanziale mutamento delle caratteristiche della deformazione. Da un contesto strutturale guidato dall'attività della faglia normale del versante sinistro della valle si passa ad un contesto strutturale in cui il massimo dei movimenti verticali interessa la faglia dei Colli Bassi (nel tratto E-W), mentre le faglie NW-SE sono caratterizzate da movimenti trascorrenti o obliqui sinistri (con componente normale del movimento).

TETTONICA TARDOPLEISTOCENICA

L'attività deposizionale nel Quaternario recente è limitata alle porzioni più depresse della conca di Pescasseroli e legata agli episodi alluvionali del Sangro ed agli apporti da valli immissarie, generalmente rappresentati da conoidi post-glaciali. La base dei versanti carbonatici a ridosso dell'abitato di Pescasseroli e della scarpata di faglia dei Colli Bassi è caratterizzata dalla presenza di limitati lembi di detrito. In generale la carenza di affioramenti di depositi tardopleistocenici-olocenici rende problematica la caratterizzazione dell'attività recente delle faglie dell'alta valle del Sangro. Di seguito vengono descritti gli elementi geologici e geomorfologici che consentono di ipotizzare l'evoluzione tettonica e deposizionale almeno nel tardo-Pleistocene dell'area in oggetto.

Il sito di Pescasseroli

Nel settore nordoccidentale dell'abitato di Pescasseroli è stato studiato lo scavo di fondazione di un edificio realizzato a scopi abitativi, ad una quota leggermente inferiore a 1200 m s.l.m. (figg. 3 e 4), in prossimità della faglia dei Colli Bassi. Lo scavo interessa una successione costituita prevalentemente da depositi di versante e da un accumulo di frana rappresentato

da un enorme blocco calcareo ribaltatosi sui depositi continentali. La direzione della parete principale dello scavo (NE-SW) è obliqua alla direzione generale del versante (WNW-ESE) di faglia alla base del quale è ubicato Pescasseroli. Obliqua all'andamento generale del versante è pure la porzione sudoccidentale dello scavo (lunga circa 3 m) che ha direzione NW-SE.

Stratigrafia

La successione stratigrafica affiorante (fig. 4) è costituita da (dal basso verso l'alto):

- Ghiaie in matrice limosa (unità 6). Si tratta di un deposito con potenza visibile di 5 m, costituito da ciottoli eterometrici piuttosto arrotondati, aventi diametro massimo di circa 30 cm, in abbondante matrice limosa marrone. Le ghiaie appaiono stratificate nella parte alta per l'isorientamento dei ciottoli e la loro inclinazione apparente è valutabile attorno a 35-40° verso NE.

- Colluvio di suolo limoso-argilloso derivato da sedimenti contenenti materiale di origine vulcanica, bruno nerastro, con sacche di tufiti rimaneggiate con, al tetto, una intercalazione di detrito eterometrico a spigoli vivi con abbondante matrice calcarea, di colore grigio-beige (unità 5). La sostanza organica contenuta in un

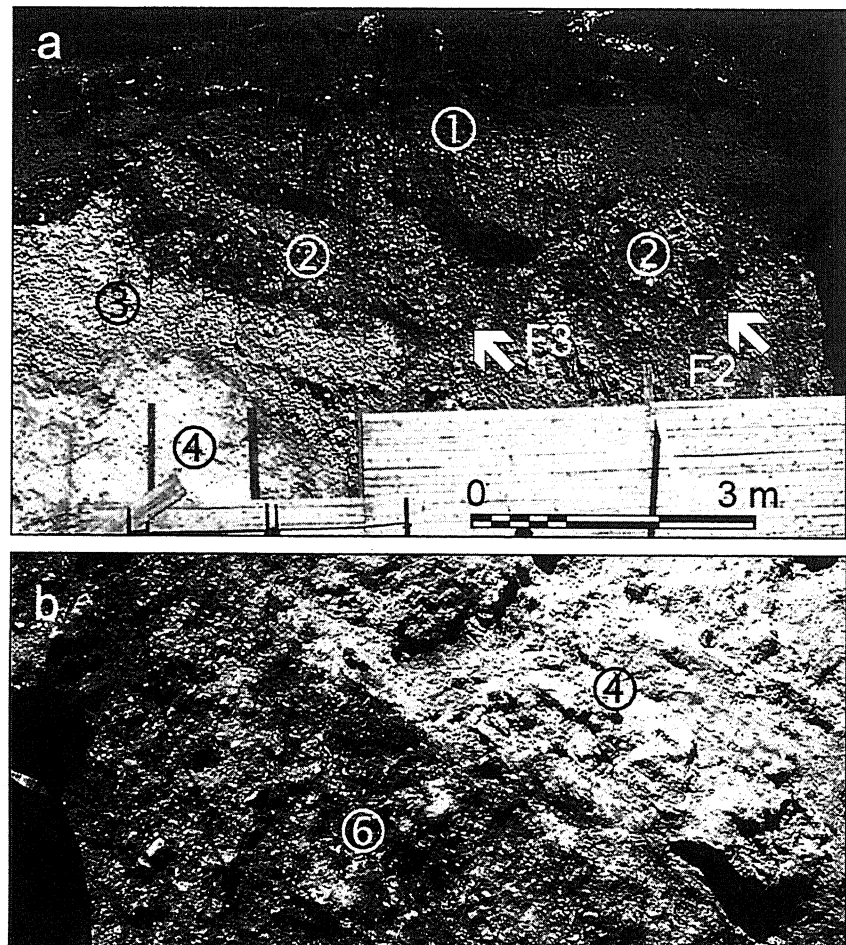
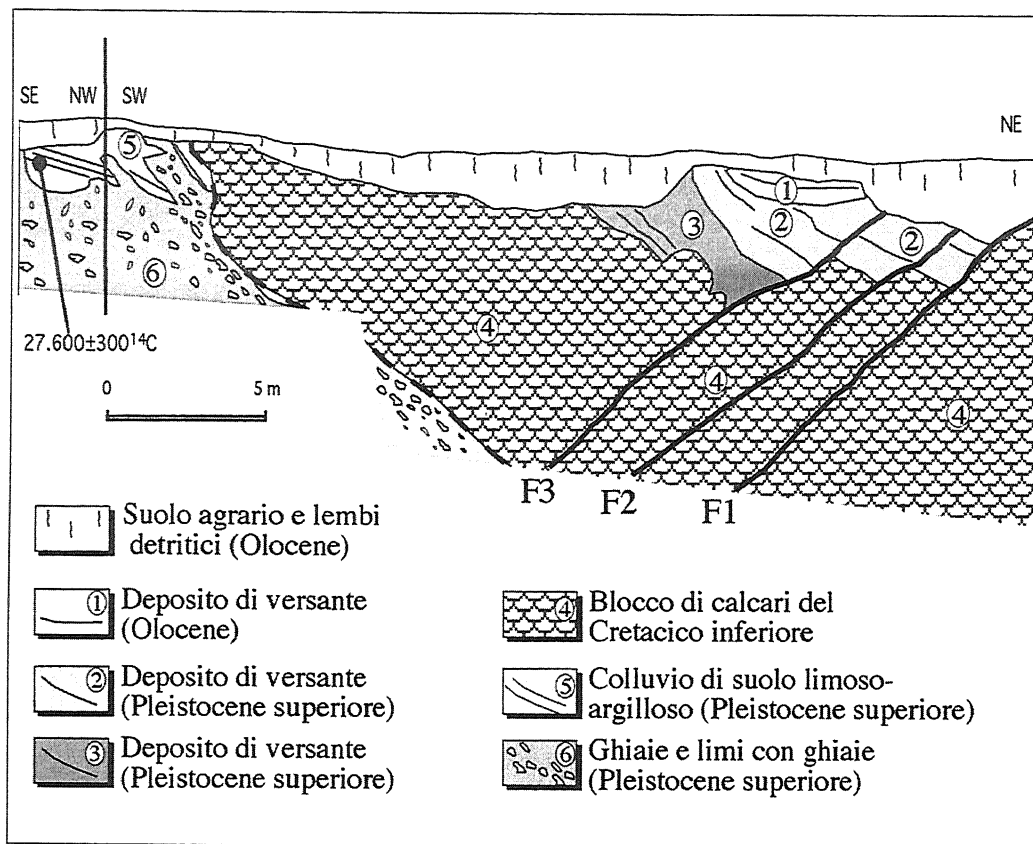


Fig. 3 - Scavo al sito di Pescasseroli; la numerazione delle faglie e delle unità stratigrafiche si riferisce a quella adottata nella sezione geologica di figura 4: a) porzione NE dello scavo; b) porzione SW dello scavo.

View of the excavation at the Pescasseroli site; encircled numbers and numbered faults refer to stratigraphic units and faults reported on the geological section of figure 4: a) view of the NE portion of the excavation; b) view of the SW portion.

Fig. 4 - Sezione geologica delle pareti NW e SW dello scavo al sito di Pescasseroli.

Geological cross-section of the NW and SW wall of the excavation at the Pescasseroli site: 1, slope deposits (Holocene); 2, 3, slope deposits (Late Pleistocene); 4, calcareous block; 5, silty-clayey colluvium (Late Pleistocene); 6, gravels and silt with gravels (Late Pleistocene).



campione di colluvio datato col metodo del ¹⁴C ha fornito una data di 27.600±300 anni BP (BO-245). I colluvi sono eteropici con la porzione superiore delle ghiaie limose (unità 6) e sono inclinati verso NE di valori variabili tra 20° e 40°.

- Accumulo di frana (unità 4) rappresentato da un blocco di calcare del Cretacico inferiore, messo in posto verosimilmente da un meccanismo di crollo e poggiante sia sulle ghiaie limose che sul colluvio.

- Detrito eterometrico ed a granulometria mediamente grossolana, con matrice calcarea, di colore grigio-giallastro; presenta intercalazioni di detrito più minuto in abbondante matrice sabbiosa di colore grigio-marrone chiaro (unità 3). Tale deposito di versante è inclinato di circa 30-35° verso NE.

- Detrito eterometrico ed a granulometria mediamente grossolana con matrice limosa di colore marrone e con intercalazioni di limi di colore bruno scuro di origine colluviale (unità 2). Anche tale deposito presenta inclinazione di 30°-35° verso NE.

- Detrito con scarsa matrice limosa, in giacitura sub-orizzontale, potente 30-40 cm (unità 1).

- Detrito da fine a grossolano con scarsa matrice limosa, pedogenizzato sub-affiorante in alcuni piccoli tratti della sezione.

La fine della sedimentazione delle ghiaie limose (unità 6) e la messa in posto dei colluvi di suolo ricchi di minerali di origine vulcanica (unità 5) appaiono più recenti o penecontemporanei alla data ottenuta sulla sostanza organica contenuta nei colluvi, cioè di 27.600±300 anni BP. La messa in posto potrebbe essere riferita ad una fase di erosione dei suoli legata alla diminuzione della copertura vegetale, molto probabil-

mente causata dalla diminuzione delle precipitazioni. Fasi di colluviamento di suoli o della copertura connessi con episodi di messa in posto di detrito di falda o di alluvioni sono noti in varie zone dell'Appennino Abruzzese attorno a 30.000 anni BP (Frezzotti & Giraudi, 1992; Frezzotti & Narcisi, 1996). Queste rappresentano la conseguenza di una variazione climatica da un periodo temperato-umido ad uno assai più arido.

Il deposito eterometrico a spigoli vivi ed a matrice calcarea (unità 3), che rappresenta il primo corpo detritico successivo alla messa in posto del blocco calcareo, è probabilmente dovuto, per la sua struttura, a gelifrazione. Il corpo detritico successivo (unità 2), a matrice limosa, è probabile si sia formato per ulteriori processi di degradazione del versante, sempre legati alla scarsità di copertura vegetale.

La sedimentazione di tali depositi di versante dovrebbe essersi verificata per lo più nel corso dell'ultimo massimo glaciale e nelle fasi immediatamente successive.

Per quel che riguarda il sottile corpo detritico sub-orizzontale, con scarsa matrice limosa, esso ha l'aspetto tipico dei detriti che in altre parti dell'Appennino Abruzzese (ad esempio ai margini della Piana del Fucino, Giraudi, 1995; Galadini et al. 1997) sono databili alla seconda metà dell'Olocene.

Tettonica

Dallo schema riportato in figura 4 è evidente che le unità 2, 3 e 4 sono dislocate da piani di faglia (F1, F2 e F3 in fig. 4) che presentano la stessa direzione della faglia dei Colli Bassi ma pendenza molto minore rispetto a quella misurata (70-80°) lungo la faglia stessa, nell'a-

bitato di Pescasseroli, poco ad Est del sito studiato.

Le giaciture dei depositi di versante (unità 2 e 3) e della superficie di appoggio dell'unità 4, nonché la scarsa pendenza dei piani di faglia F1-F3 implicano che, successivamente alla deposizione della successione analizzata ed alla sua dislocazione, l'intero corpo strutturato dei depositi continentali (tranne l'unità 1) abbia subito un basculamento. Questo sarebbe avvenuto su un piano di taglio la cui emergenza dovrebbe trovarsi a Nord dello scavo analizzato. L'entità minima del basculamento, immaginando una superficie di appoggio dell'unità 4 ed una giacitura delle unità 2 e 3 in origine almeno suborizzontali, dovrebbe essere dell'ordine dei 30°-35°. Un retro-basculamento di questa entità porterebbe i piani di faglia F1-F3 ad avere una pendenza pari a 70-80°, simile a quella del piano di faglia principale della faglia dei Colli Bassi.

Precedentemente al basculamento, tuttavia, le faglie F1-F3 sono state responsabili della dislocazione delle unità affioranti. Infatti, dalla figura 4 si può notare che l'unità 3 non è presente a NE del piano di faglia F3. Ciò è verosimilmente da riferire ad erosione dei depositi in un settore "sollevato" a causa dell'attività delle faglie riportate in figura 4 e consente di individuare l'occorrenza di un evento (o insieme di eventi) di dislocazione che ha interessato l'unità 3 precedentemente alla deposizione dell'unità 2.

L'evidente rigetto verticale che interessa l'unità 2 testimonia l'occorrenza di un ulteriore evento (o insieme di eventi) di dislocazione. La limitata continuità laterale dell'unità 1 non permette di ipotizzare eventi più recenti.

Complessivamente, pertanto, gli eventi di dislocazione possono essere schematizzati come segue (dal più antico): 1) dislocazione successiva alla deposizione dell'unità 3 e precedente alla deposizione dell'unità 2; 2) dislocazione successiva alla deposizione dell'unità 2. L'intera successione ha subito infine un basculamento di entità probabilmente pari a 30°-35°.

Il sito dei Colli Bassi

Nel settore settentrionale dei Colli Bassi, in una piccola incisione trasversale alla scarpata di faglia che separa questi dai Colli Alti, uno scavo recente ha mostrato una successione limoso-sabbiosa-ghiaiosa (fig. 5). Il fronte dello scavo è in corrispondenza della scarpata di faglia ed è ad essa parallelo. In particolare, sono stati individuati dal basso verso l'alto:

- Sabbie limose pedogenizzate non stratificate di colore ocreo, molto leggere e porose, di probabile origine eolica (unità 3 in fig. 5), ricche di materiale di origine vulcanica, affioranti per uno spessore massimo pari a 0.5-1 m.

- Limi e limi sabbiosi di colore bruno-rossiccio, non stratificati, inglobanti limi argillosi di colore nerastro, ricchi di materiali carboniosi e di origine vulcanica (unità 2 in fig. 5). L'origine di questi depositi è da riferire ad apporti colluviali dalla scarpata di faglia dei Colli Bassi. Lo spessore massimo è pari a 1,5 m.

- Ghiaia media, ad elementi con spigoli vivi, con matrice sabbiosa abbondante, di colore grigio scuro; ghiaia grossolana ad elementi con spigoli vivi e scarsa matrice; sabbia grossolana di colore grigio scuro (unità 1 in fig. 5). L'origine del deposito è legata ad episodi colluviali e alluvionali alimentati dalla scarpata di faglia dei Colli Bassi. Lo spessore è pari a 1-1,5 m.

Per quanto concerne l'età della successione descritta, si può osservare che mentre in una cava adiacente al sito investigato, nell'unità 1 sono stati rinvenuti frammenti ceramici di età indeterminata, le analisi con il metodo del radiocarbonio condotte sulla sostanza organica contenuta in un campione proveniente dall'unità 2 hanno evidenziato un'età più antica di 40.000 anni BP.

Le caratteristiche granulometriche e mineralogiche dell'unità 3 nonché il suo grado di pedogenesi suggeriscono una probabile correlazione con livelli a caratteristiche analoghe rinvenuti a Campo Felice (a Sud de L'Aquila). In tale località è stato rinvenuto un deposito

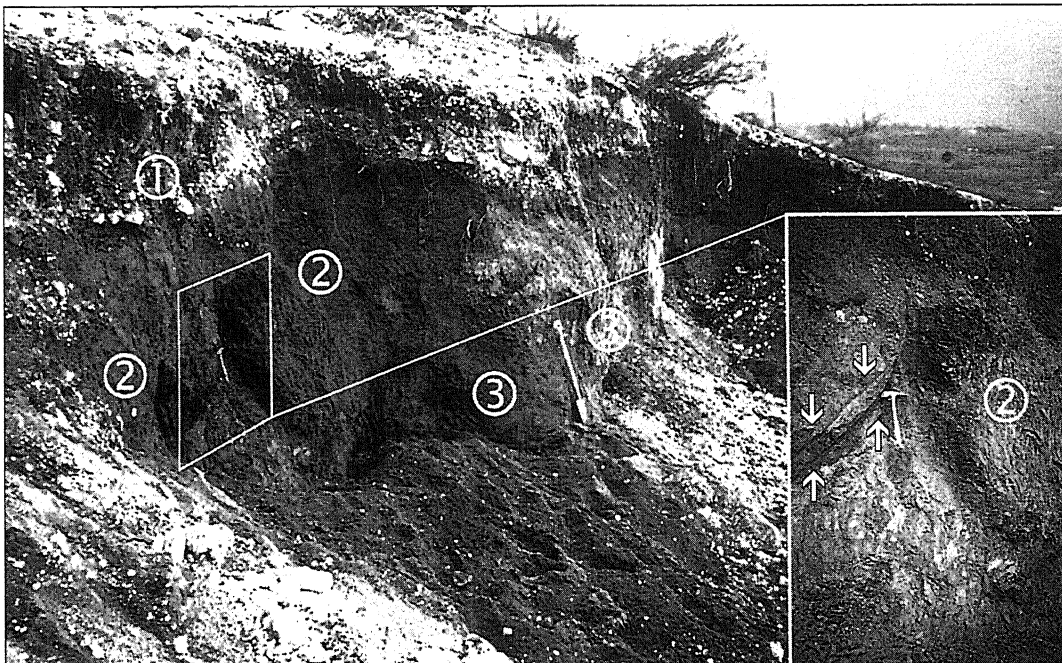


Fig. 5 - Scavo al sito dei Colli Bassi; i numeri si riferiscono alle unità stratigrafiche citate nel testo; le frecce evidenziano i piani di faglia che interessano l'unità 2.

View of the excavation at the Colli Bassi site; encircled numbers refer to the stratigraphic units (1, gravels with abundant light greyish sandy matrix, Holocene; 2, brownish-reddish silt and sandy silt, Late Pleistocene; 3, yellowish silty sands, Late Pleistocene); arrows indicate minor normal faults affecting unit 2.

limoso giallastro costituito in prevalenza da minerali vulcanici al di sopra di morene relative ad una fase di espansione precedente all'ultimo massimo glaciale (Riss Auct.; Giraudi, in stampa). All'interno del deposito limoso sono stati rinvenuti manufatti attribuibili alla cultura Musteriana. Tale cultura è perdurata approssimativamente da circa 130.000 anni fa (stadio isotopico 5 o "interglaciale Riss-Würm") fino a 35-40.000 anni fa. In considerazione del fatto che i limi in oggetto non hanno subito la forte pedogenesi generalmente associata al periodo interglaciale, appare logica l'attribuzione dei sedimenti ad un momento successivo all'interglaciale stesso. E' pertanto lecito riferire al Pleistocene superiore, ma ad un momento precedente a circa 40.000 anni fa, la deposizione dei limi ocracei nelle aree di Campo Felice e di Pescasseroli.

Dal punto di vista tettonico l'elemento di maggiore importanza di questa successione stratigrafica è rappresentato dalla unità 2. Essa infatti si presenta interessata da un insieme di piani di taglio di dimensioni ridotte, con direzione parallela a quella della scarpata di faglia (WNW-ESE) ed immersione però opposta rispetto a quest'ultima, cioè verso NE. Questi presumibilmente rappresentano strutture minori, antitetiche della struttura principale (immergente verso SW) e testimoniano comunque di deformazioni successive alla deposizione dell'unità 2, vale a dire di età quantomeno Pleistocenica superiore.

I reticoli idrografici dei Colli Alti e dei Colli Bassi

Le due ampie spianate, poste a quote diverse, ad Est dell'abitato di Pescasseroli (Colli Alti e Colli Bassi) costituiscono i lembi relitti di un'unica superficie di erosione imposta sulla formazione di Pescasseroli (fig. 6). Esse sono separate da una scarpata debolmente arcuata in pianta, alta da 60 a 120 m, risultato della evoluzione della faglia dei Colli Bassi (Galadini & Messina, 1993).

Recenti studi hanno permesso di approfondire gli aspetti legati all'evoluzione del reticolo idrografico che interessa le spianate di cui sopra e di precisare in modo più esauriente le motivazioni che spingono a ritenere che l'attività della faglia sia proseguita anche dopo l'impostazione del reticolo stesso.

Il reticolo idrografico, presente sia sui Colli Alti che sui Colli Bassi, è caratterizzato da canali a fondo generalmente piatto (Galadini & Messina, 1993). Attualmente essi raccolgono esclusivamente le acque di precipitazione che insistono sulla zona Colli Alti - Colli Bassi essendo del tutto scollegati da significative aree di alimentazione. Il reticolo idrografico sembra inoltre essere il frutto di più fasi evolutive legate, oltre che a fattori climatici, all'evoluzione geologica e tettonica



Fig. 6 - Sintesi dell'evoluzione del reticolo idrografico nell'area Colli Alti-Colli Bassi (ripresa COMPAGNIA GENERALE RIPRESE AEREE S.p.A. - PARMA, con S.M.A./R.G.S. n.1 - 781 del 14.11.1998).

Aerial photograph of the Colli Alti-Colli Bassi area; capital letters refer to the areas characterised by different evolution of the drainage; black lines indicate the faults (a, normal; b, strike-slip); arrows indicate the different kinds of streams affecting the area (a, main; b, suspended; c, with truncated upper portion); the asterisk with the letter P indicates the contact between the Miocene flysch and the Late Pleistocene-Holocene alluvial deposits of the Sangro river.

della conca di Pescasseroli. E' possibile infatti distinguere nel settore dei Colli Alti almeno quattro zone (Fig. 6) con le seguenti caratteristiche:

- A, corrisponde a due piccole aree comprese tra le quote 1450 e 1470 forse coincidenti con l'originaria superficie di accumulo della formazione di Pescasseroli (S1 in Galadini e Messina, 1993); l'originario reticolo idrografico è stato quasi completamente cancellato dall'evoluzione successiva;
- B, corrisponde ad un'area allungata in direzione circa N-S a quote comprese tra 1300 e 1360. Attualmente il reticolo è completamente scollegato dalla originaria zona di alimentazione, rappresentata dal versante sudoccidentale del M. Marsicano, e in alcuni tratti sembra in parte essere sepolto dalle ghiaie rimobilizzate durante le fasi fluviali legate allo sviluppo del reticolo della zona C (fig. 6) evolutasi in tempi successivi;
- C, corrisponde ad un'area compresa tra le quote 1370 e 1400 circa; non è facilmente distinguibile dalla zona B ma il reticolo idrografico scolpito su di essa sembra essere successivo a quello della zona B in base a quanto detto al punto precedente;
- D, corrisponde ad un'area compresa tra le quote 1340 e 1370 circa; il reticolo scolpito su di essa taglia quello dell'area C ed è quindi successivo a quest'ultimo.

Le predette aree sono inoltre interessate da alcuni canali (i principali sono indicati in fig. 6), in parte ereditati da antichi reticoli, che attualmente rappresentano le principali linee di drenaggio dei Colli Alti.

La spianata dei Colli Bassi presenta un reticolo idrografico simile a quella dei Colli Alti sviluppato in direzione circa WNW-ESE. La sua evoluzione, ad eccezione di quella testimoniata dall'area A (sui Colli Bassi non più riconoscibile), è del tutto confrontabile con quella dei Colli Alti. Tale similitudine si spinge sino al punto di poter riconoscere, soprattutto per i reticoli C e D, una originaria continuità degli stessi nei tratti ora separati dalla scarpata che divide i Colli Alti dai Colli Bassi. Ciò consente di ipotizzare che l'attività della faglia si sia protratta anche dopo la formazione e l'evoluzione del reticolo idrografico impostatosi sulla formazione di Pescasseroli, in tempi abbondantemente successivi alla sua deposizione.

Il fondovalle del fiume Sangro

Un precedente lavoro (Galadini & Messina, 1993) aveva evidenziato l'assenza di importanti cicli sedimentari tra la deposizione della formazione di Pescasseroli e quella dei depositi fluvio-glaciali relativi all'ultimo massimo glaciale. Ciò indubbiamente rappresenta un'anomalia nel panorama delle conche intermontane dell'Appennino abruzzese dove i depositi riferibili al Pleistocene medio - Pleistocene superiore sono in genere ampiamente rappresentati. D'altra parte i log di due perforazioni ubicate in prossimità dell'abitato di Pescasseroli mettono in evidenza la presenza di un bacino di sedimentazione che in prossimità della faglia dei Colli Bassi supera i cento metri di profondità (Galadini e Messina, 1993). L'ipotesi più probabile è che nella conca di Pescasseroli i depositi relativi ai cicli "mancanti" siano sepolti al di sotto delle coperture oloceniche nel settore più depresso, in seguito al progressivo abbassamento tettonico della conca dal Pleistocene medio.

E' da notare inoltre che, nel tratto a nord di

Pescasseroli, il Sangro incide i terreni argilloso-arenacei miocenici mentre nella zona della piana attuale il fiume è impostato sui sedimenti olocenici in facies fluviale o lacustre. Questo passaggio tra le due zone a diversa litologia avviene in modo assai repentino ed è ben osservabile nell'alveo del Sangro nel tratto all'interno dell'abitato di Pescasseroli (punto P in figura 6). Il passaggio avviene in corrispondenza della faglia dei Colli Bassi; in questo tratto la faglia presenta il massimo rigetto ed i depositi della formazione di Pescasseroli raggiungono il loro massimo spessore (Galadini e Messina, 1993), suggerendo un forte condizionamento dell'attività della faglia sulla sedimentazione almeno sino all'Olocene.

SISMICITA'

A causa della scossa del 7 maggio 1984 ($M_s=5.8$, Westaway et al., 1989), Opi, Pescasseroli e Villetta Barrea hanno subito danni pari al VII-VIII grado della scala MCS (fig. 1a; Boschi et al., 1997). Il meccanismo focale del terremoto mostra una rottura legata all'attivazione di un piano di faglia con direzione NW-SE. La distribuzione dei punti di intensità con $I \geq VII$ -VIII MCS relativa allo stesso evento evidenzia un'area di maggiore danneggiamento compresa tra il settore più meridionale dell'alta valle del Sangro e l'alta valle del Volturno, con danni significativi nell'alta valle del Sangro a Villetta Barrea, Opi e Pescasseroli ($I=VII$ -VIII MCS).

L'epicentro strumentale dell'evento del 7 maggio, e le relative repliche si localizzano circa (Westaway et al., 1989) 6-7 km a SE di Opi (fig. 1a).

In generale, i dati sulla distribuzione del danno e le ubicazioni epicentrali farebbero escludere che i terremoti del 1984 siano da riferire all'attività della parte principale del sistema di faglie dell'alta valle del Sangro, cioè quella che interessa l'area compresa tra Opi e la Piana del Fucino. Questa ipotesi è avvalorata dalla recente rielaborazione dei dati sismologici proposta da Boncio et al. (1998). Gli autori ritengono che gli eventi del maggio 1984 siano da riferire alla riattivazione di una delle faglie normali a direzione NNW-SSE nell'area ad Ovest di Alfedena e facenti parte di un altro sistema di faglie.

Precedentemente al 1984 l'alta valle del Sangro ha subito gli effetti di terremoti originati in aree adiacenti, soprattutto nella valle del Liri. Tra questi vanno citati i terremoti del:

- 23 luglio 1654 ($M_s=6.4$, Camassi & Stucchi, 1997) che ha comportato effetti pari al IX-X grado della scala MCS a Opi (Boschi et al., 1995);
- 12 luglio 1873 ($M_s=5.5$, Camassi & Stucchi, 1997), con intensità pari al VII grado MCS a Villetta Barrea (Monachesi & Stucchi, 1998);
- 31 luglio 1901 ($M_s=5.2$, Camassi & Stucchi, 1997), con intensità pari al VII grado MCS a Villetta Barrea ed al VI-VII grado ad Opi ed a Pescasseroli (Monachesi & Stucchi, 1998).

Effetti significativi, pari all'VIII grado MCS a Pescasseroli, Opi e Villetta Barrea sono da riferire al terremoto del Fucino del 13 gennaio 1915.

In base al quadro della sismicità sopra delineato, si può concludere che non sono noti terremoti significativi nell'area dell'alta valle del Sangro che siano riferibili alla attivazione della principale struttura locale.

DISCUSSIONE

Quanto esposto evidenzia che l'area dell'alta valle del Sangro è stata interessata da attività tettonica tardo-pleistocenica. Le evidenze di attività recente sono prevalentemente localizzate lungo la faglia dei Colli Bassi, unica struttura dell'area in oggetto lungo la quale sono presenti depositi tardoquaternari.

Per quanto concerne i rigetti, la faglia dei Colli Bassi disloca verticalmente di 150 m la base della formazione di Pescasseroli in prossimità dell'intersezione con l'alveo del Sangro. Per avere una indicazione sull'entità dell'abbassamento della conca di Pescasseroli, alla componente verticale della faglia dei Colli Bassi vanno aggiunti altri 20 m di rigetto verticale legati all'attività della faglia più sudoccidentale che disloca i Colli Bassi (fig. 1).

La faglia dei Colli Alti, posta a NE della faglia dei Colli Bassi (fig. 6), disloca orizzontalmente di 140 m, con movimento sinistro, la formazione di Pescasseroli a ridosso del Fosso La Canala (Galadini e Messina, 1993).

Pertanto, per quanto concerne la componente verticale, il rateo di movimento legato al sistema di faglie normali dei Colli Bassi (calcolato tenendo conto di un'età della formazione di Pescasseroli dell'ordine del 1.000.000-800.000 anni) è dell'ordine di 0,17-0,21 mm/a. Il rateo di movimento legato alla componente orizzontale della faglia dei Colli Alti sarebbe invece dell'ordine di 0,14-0,18 mm/a; questo probabilmente rappresenta un valore minimo in considerazione del fatto che almeno un'altra faglia è parallela a quella dei Colli Alti ed interessa la successione carbonatica ad Est di essa con cinematica obliqua, senza che sia possibile quantificarne l'attività quaternaria.

In generale, si può notare che il rateo di movimento verticale, calcolato sul lungo arco temporale rappresentato dall'età della formazione di Pescasseroli, è più basso di quello calcolato considerando dislocazioni verticali su depositi del Pleistocene superiore - Olocene per le faglie del bacino del Fucino (variabile tra 0,24 e 0,5 mm/yr; Galadini et al., 1997), a nord dell'area di studio. E' altresì sensibilmente inferiore a quello calcolato in base a rigetti su depositi di età analoga alla formazione di Pescasseroli per la faglia della Magnola, nel settore settentrionale del bacino fucense (0,7 mm/yr). Comunque, i dati disponibili per la valle del Sangro confermano il quadro generale delle conoscenze sui ratei di movimento quaternari nel settore appenninico in esame, generalmente caratterizzati da valori inferiori al millimetro per anno.

Il sistema di faglie dell'alta valle del Sangro costituisce, dal punto di vista geometrico, il proseguimento verso SE delle faglie del bacino del Fucino. L'attività olocenica di queste ultime è ben nota (es. Giraudi, 1988) e ricerche paleosismologiche (es. Galadini et al., 1997) evidenziano che all'attività di queste faglie è legato il terremoto del 13 gennaio 1915 ($M_s=7.0$, Camassi & Stucchi, 1997). Le strutture dell'alta valle del Sangro interessano l'area più meridionale dell'Appennino centrale, rappresentando la chiusura dei sistemi di faglia abruzzesi ad attività recente sull'importante limite tra Appennino centrale ed Appennino meridionale rappresentato dalla cosiddetta "linea Ortona-Roccamonfina" (es., Patacca et al., 1990).

In base alle evidenze di tettonica tardo-pleistocenica e per i motivi strutturali e cinematici sopra riportati, il sistema di faglie dell'alta valle del Sangro è da ritenersi attivo.

Gli eventi sismici che hanno interessato l'area in studio in epoca storica non sono direttamente correlabili al sistema di faglie dall'alta valle del Sangro, così come pure l'evento del 1984, riferibile ad una delle faglie emergenti alcuni km a SE dell'area in esame. Considerando che il sistema di faglie dell'alto Sangro si sviluppa per una lunghezza dell'ordine dei 20 km, a fronte delle evidenze di attività recente è lecito attendersi che la struttura in esame sia in grado di originare terremoti di elevata magnitudo (probabilmente $M=6.5-7.0$).

Gli studi paleosismologici condotti in aree adiacenti a quella in studio (es. Piana del Fucino, Altopiano delle Rocche) hanno evidenziato che terremoti responsabili di fagliazione di superficie (presumibilmente con $M=6.5-7.0$) hanno tempi di ricorrenza decisamente lunghi, superiori ai 1400 anni (Pantosti et al., 1996; Galadini et al., 1997). La lunghezza dell'intervallo temporale per il quale i cataloghi sismici disponibili mostrano completezza per gli eventi di elevata magnitudo è dell'ordine di parecchi secoli. Pertanto l'assenza sui cataloghi sismici di un terremoto di elevata magnitudo nell'alta valle del Sangro è probabilmente legato ad un comportamento sismogenetico di quest'area simile a quello delle aree adiacenti, caratterizzato da lunghi tempi di ricorrenza.

Se si considera più in generale il sistema di faglie attive che interessa l'area marsicana, tra il settore aquilano e la valle del Sangro, si può osservare che esso è stato interessato da due forti terremoti storici: il già citato terremoto del 1915 nella Piana del Fucino ed il terremoto del 2 febbraio 1703 nell'area aquilana. Nell'Altopiano delle Rocche, recenti ricerche paleosismologiche hanno consentito di riconoscere un evento di fagliazione di superficie occorso tra l'860 d.C. e il 1300 (Pantosti et al., 1996).

In sostanza, su basi prevalentemente storiche e subordinatamente paleosismologiche è possibile ipotizzare che la maggior parte del sistema di faglie attive più occidentale dell'Appennino abruzzese si sia riattivato nell'ultimo millennio. I dati attualmente disponibili per l'alta valle del Sangro non consentono di formulare questa ipotesi per le faglie che interessano quest'area. E' pertanto possibile che essa rappresenti un gap sismico nella catena appenninica.

CONCLUSIONI

I nuovi dati acquisiti sulla tettonica recente dell'alta valle del Sangro consentono di ipotizzare un'attività tardo-pleistocenica nell'area di Pescasseroli. L'attività è evidente lungo la principale faglia a componente normale del sistema di faglie dell'alto Sangro, in particolare nell'abitato di Pescasseroli e lungo la scarpata di faglia che separa i Colli Alti dai Colli Bassi. I dati disponibili evidenziano movimenti ripetuti della faglia in questione successivamente a circa 27.000 anni fa. Queste indicazioni cronologiche fanno ritenere attivo il sistema di faglie dell'alto Sangro.

Per quanto riguarda la sismicità dell'area va notato che non sono noti terremoti significativi riferibili alla struttura in oggetto. I terremoti del 1984 hanno infatti

avuto origine in un'area a SE di quella interessata dal sistema di faglie dell'Alto Sangro e, in generale, i risentimenti nel settore compreso tra Villetta Barrea e Pescasseroli sono da riferire a terremoti con origine in aree adiacenti (prevalentemente la media Valle del Liri).

Nell'ambito del sistema di faglie attive più occidentale dell'Appennino abruzzese che interessa il settore compreso tra l'aquilano a nord e la valle del Sangro a sud, quest'ultima porzione è praticamente l'unica per la quale non sia attualmente ipotizzabile l'occorrenza di eventi di elevata magnitudo in questo millennio.

RINGRAZIAMENTI

Il lavoro è stato eseguito con il contributo del Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti. Si desidera ringraziare P. Bartolomei ed i colleghi del Laboratorio 14C dell'ENEA di Bologna per la datazione effettuata.

LAVORI CITATI

- Boncio P., Brozzetti F., Di Matteo P., Lavecchia G. & Pace B. (1998) - Il controllo dell'interazione fra strutture sincinematiche a diversa orientazione nella genesi ed evoluzione dei processi sismogenetici: l'esempio della Val di Sangro (Abruzzo). CNR - Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, 17° Convegno Nazionale, Roma, 10-12 Novembre 1998, riassunti estesi delle comunicazioni, 113-115.
- Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G. & Valensise G. (1995) - Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980. Istituto Nazionale di Geofisica, SGA storia geofisica ambiente, Bologna, 973 pp.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G. & Gasperini P. (1997) - Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990. Istituto Nazionale di Geofisica, SGA storia geofisica ambiente, Bologna, 644 pp.
- Camassi R. & Stucchi M. (1997) - NT4.1, a parametric catalogue of damaging earthquakes in the Italian area (release NT4.1.1). GNDT, Milano, 66 + XXVII pp. (Internet, <http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html>).
- Frezzotti M. & Giraudi C. (1992) - Evoluzione geologica tardopleistocenica ed olocenica del conoide complesso di Valle Majelama (Massiccio del Velino - Abruzzo). *Il Quaternario*, 5, 33-50.
- Frezzotti M. & Narcisi B. (1996) - Late Quaternary tephra-derived paleosols in Central Italy's carbonate Apennine range: stratigraphical and paleoclimatological implications. *Quaternary International*, 34-36, 147-153.
- Galadini F. & Messina P. (1993) - Stratigrafia dei depositi continentali, tettonica ed evoluzione geologica quaternaria dell'alta valle del fiume Sangro (Abruzzo meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 112, 877-892, .
- Galadini F. & Messina P. (1994) - Plio-Quaternary tectonics of the Fucino basin and surrounding areas (central Italy). *Giorn.Geol.*, 56, 73-99.
- Galadini F., Galli P., Giraudi C. & Molin D. (1995) - Il terremoto del 1915 e la sismicità della Piana del Fucino (Italia centrale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 114, 635-663.
- Galadini F., Galli P. & Giraudi C. (1997) - Paleosismologia della Piana del Fucino (Italia centrale), *Il Quaternario*, 10, 27-64.
- Giraudi C. (1988) - Evoluzione geologica della Piana del Fucino (Abruzzo) negli ultimi 30.000 anni, *Il Quaternario*, 1, 131-159.
- Giraudi C. (1995) - I detriti di versante ai margini della Piana del Fucino (Italia Centrale): significato paleoclimatico ed impatto antropico. *Il Quaternario* 8, 203-210.
- Giraudi C. (in stampa) - The Late Quaternary geologic evolution of Campo Felice (Abruzzo - central Italy). *Giornale di Geologia*.
- Monachesi G. & Stucchi M. (1998) - DOM 4.1 an intensity database of damaging earthquakes in the Italian area. Internet address, <http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html>
- Pantosti D., D'Addezio G. & Cinti F.R. (1996) - Paleoseismicity of the Ovindoli-Pezza fault, central Apennines, Italy: a history including a large, previously unrecorded earthquake in the Middle Ages (860-1300 A.D.). *J. Geophys. Res.*, 101, 5937-5959.
- Patacca E., Sartori R. & Scandone P. (1990) - Tyrrhenian basin and apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 425-451.
- Westaway R., Gawthorpe R. & Tozzi M. (1989) - Seismological and field observations of the 1984 Lazio-Abruzzo earthquakes: implications from the active tectonics of Italy. *Geophysical Journal*, 89, 489-514.

*Ms: ricevuto il: 11 gennaio 1999
Testo definitivo ricevuto il: 14 maggio 1999*

*Ms received: January 11, 1999
Final text received: May 14, 1999*