

Caratterizzazione delle faglie quaternarie nella dorsale appenninica umbro-marchigiano-abruzzese

F. Calamita¹, A. Pizzi¹, V. Scisciani¹, C. De Girolamo¹, M. Coltorti², P. Pieruccini², E. Turco³

¹ *Dipartimento di Scienze della Terra, Università “G. d’A.” Chieti*

² *Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena*

³ *Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino*

1 Introduzione

L’attività di ricerca svolta nell’ambito del programma GNDT è stata finalizzata allo studio delle seguenti tematiche: a) caratterizzazione delle faglie appartenenti ai sistemi del Morrone, della Valle dell’Aterno, della Maiella, di Norcia-Cittareale, della M. gna dei Fiori e del Fucino; b) definizione delle tipologie di faglie normali nell’area del Gran Sasso; c) relazioni tra le faglie quaternarie e la sismicità nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: area di Colfiorito; d) parametrizzazione dei sistemi di faglie ad attività quaternaria.

2 Caratterizzazione delle faglie quaternarie

2.1 Sistema del Morrone

È costituito da due principali faglie ad andamento NW-SE con immersione a SW (subordinatamente a SSW), carattere distensivo, ed un rigetto geologico di 1500-2000 m, che generano una serie di gradini ribassati verso la Conca di Sulmona (Fig. 1). Le faglie normali del sistema del Morrone sono caratterizzate da evidenze morfologiche (scarpate di faglia) e geologiche (depositi continentali quaternari dislocati) che ne evidenziano una attività tardoquaternaria. Sulla base della differente distribuzione delle *facies*, inoltre, si documenta per dette strutture anche un’attività sinsedimentaria giurassica e cretacea.

I lembi preservati della “*superficie sommitale*” a quote medie di circa 1100-1200 m sui rilievi prospicienti il versante occidentale della conca di Sulmona indicherebbero rigetti “geomorfologici” complessivi di circa 800 m (Calamita et al., 2000). Le suddette faglie sono localizzate ai piedi del versante occidentale del Morrone (Pacentro-Roccacasale-Popoli) mentre, più a monte, una seconda faglia (Impranezza-Valle Grande-Valle dei Preti) suddivide il versante di faglia in due porzioni.

La porzione superiore del versante è relativamente poco rielaborata dall’erosione mentre il blocco ribassato è disseccato in più tratti da valli trasversali. La parte bassa del versante è inoltre coperta da una serie di conoidi coalescenti riferibili al Pleistocene superiore, al cui interno sono state osservate alcune faglie a rigetto decimetrico e metrico già segnalate da Cavinato e Miccadei (1995). Sulla prosecuzione settentrionale di queste faglie, lungo il versante calcareo (nei pressi di Badia Bagnature), è inoltre presente uno “*scarplet*” con evidente “*free-face*” di alcuni metri.

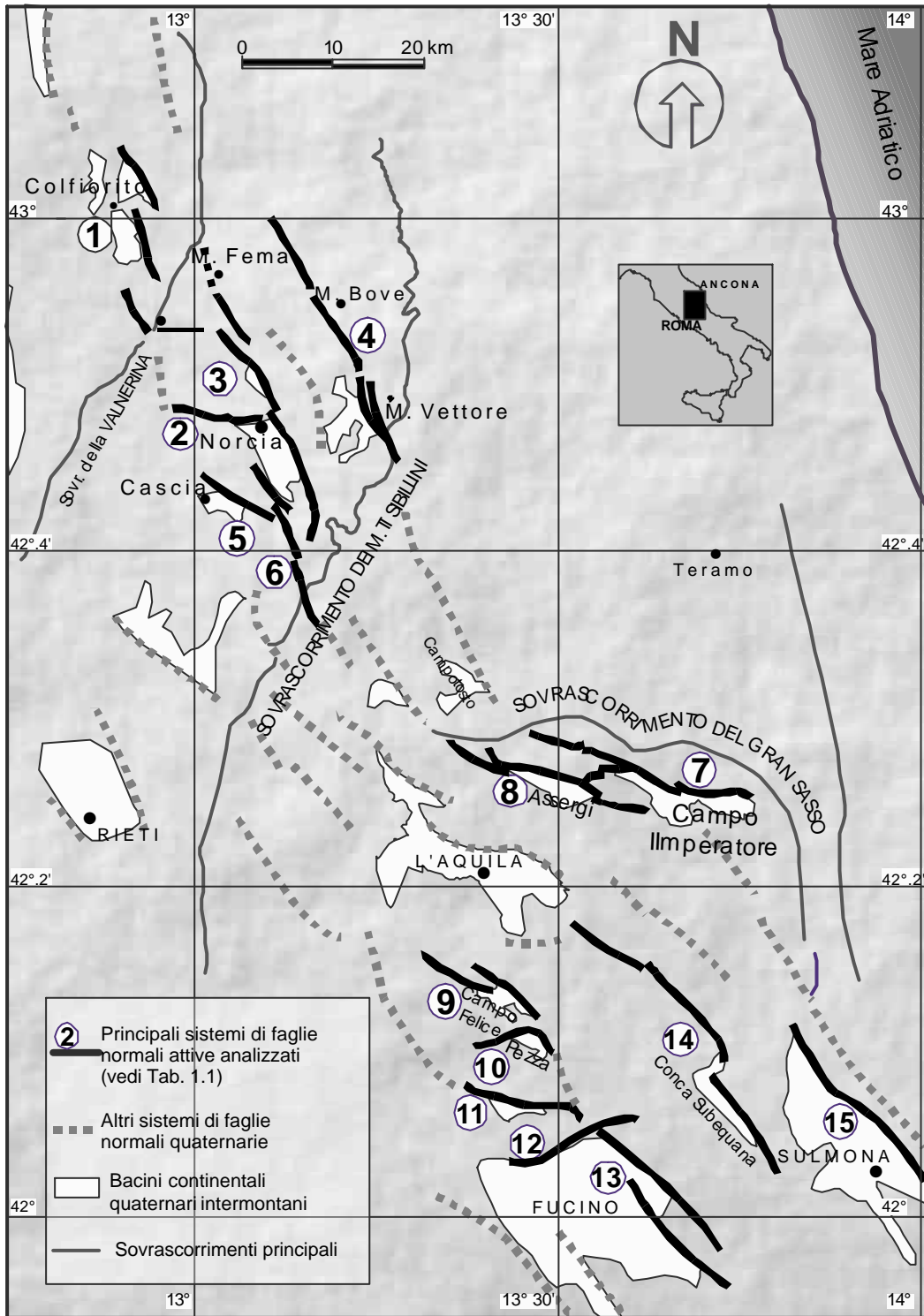


Fig. 1 - Schema tettonico dell'Appennino centrale esterno mostrando i principali sistemi di faglie normali analizzati.

2.2 Sistema della Valle dell'Aterno

La media Valle dell'Aterno mostra spettacolari evidenze di attività tardoquaternaria rappresentate da scarpate di faglia che si riconoscono con continuità (Roccapreturo-Acciano-Molina Aterno). Più a sud le evidenze geologiche e morfotettoniche suggeriscono una prosecuzione del sistema con le faglie di Castelvecchio Subequo-M.Prezza, tramite un importante trasferimento di tipo *en-echelon* destro.

Nella Conca Subequana questo sistema di faglie ha controllato vistosamente gli ambienti di sedimentazione del Pleistocene medio. Infatti, mentre all'interno della depressione si depositavano decine di metri di sedimenti fluviali e lacustri, sulla scarpata di faglia era presente una spiaggia ciottolosa di pochi metri di spessore. In tutta la conca (ad esempio a sud-est di Acciano), ma anche più a nord (nei pressi di Fontecchio), si osservano nei depositi del Pleistocene medio rigetti fino ad alcune centinaia di metri. La presenza di una *free-face* di alcuni metri nel substrato carbonatico e la dislocazione dei depositi detritici e delle conoidi alluvionali del Pleistocene superiore suggeriscono la prosecuzione del movimento tettonico anche durante l'Olocene.

2.3 Sistema di faglie normali della Maiella

Nel fianco occidentale della Maiella è presente una faglia normale ovest-immergente, ad andamento parallelo alla direzione assiale arcuata della piega, che pone a contatto i depositi silicoclastici dell'avanfossa del Pliocene inferiore con la successione carbonatica per un rigetto massimo di circa 2 km. Per tale struttura, sulla base delle variazioni di spessore e di *facies* della successione del Messiniano-Pliocene inferiore, è stata evidenziata (Adamoli et al., 1997a; Bigi et al., 1998; Scisciani et al., in stampa) una importante attività sinsedimentaria.

La faglia mostra una diminuzione del rigetto verso nord, ed è ancora presente a nord di Caramanico, ove pone a contatto la *Formazione Bolognano* con la *Formazione gessoso-solfifera*. Il piano di faglia è costituito da segmenti contigui a direzione intorno a N-S (tra N20°E e N20°W) e circa E-W (tra N60° e N110°), caratterizzati da strie indicanti una cinematica normale-transtensiva precedente a quella trascorrente (destra lungo i piani a direzione N-S e sinistra su quelli E-W), testimoniata da vene di taglio calcitiche. L'analisi strutturale documenta la riutilizzazione della faglia normale sinsedimentaria come trascorrente durante la strutturazione della catena (Pliocene medio-superiore). Più problematica è invece l'attribuzione ad un'attività quaternaria del sistema di faglie normali della Maiella, in quanto mancano evidenze geologiche e morfotettoniche di superficie paragonabili a quelle di Sulmona o della Valle dell'Aterno. Considerando l'età della strutturazione della Maiella è verosimile che il rigetto morfologico di circa 600-700 m tra i lembi della "*superficie sommitale*" (Dramis, 1992; Coltorti e Pieruccini, 1997a,b), ben preservati tanto sulla Maiella che sul Morrone e corrispondente, grossomodo, al dislivello tra i due rilievi (m 2793 al M.Amaro, e m 2060 al M.Morrone), possa essere attribuito tanto all'attività di un sovrascorrimento quanto al rigetto della faglia in questione (Coltorti e Pizzi, in stampa).

2.4 Sistemi di Norcia-Cittareale e di M. Vettore

L'analisi geologico-strutturale ha evidenziato un'attività normale *pre-thrusting* per le faglie appartenenti ai sistemi quaternari di Norcia-Cittareale e di Monte Vettore. In particolare integrando i suddetti dati con quelli emersi attraverso l'analisi morfostrutturale si è riusciti a discriminare le entità di dislocamento relative alla suddetta attività ed a quella quaternaria, il cui valore massimo è pari a circa il 50% del rigetto geologico (Pizzi e Scisciani, 2000).

2.5 Sistema della Montagna dei Fiori

La faglia normale presente nel settore occidentale dell'anticlinale della Montagna dei Fiori ha un rigetto di circa 1000 m ed una immersione a WSW. Lo studio geologico strutturale condotto ha evidenziato per tale faglia una principale attività *pre-thrusting* miocenica (Adamoli et al., 1997a, b; Calamita et al., 1998).

2.6 Sistema del Fucino

Nella Piana del Fucino è stata documentata attraverso dati di sottosuolo un'attività anche *pre-thrusting* per la faglia bordiera; si tratta pertanto di una struttura riattivata durante il Quaternario con un rigetto di circa 1000 m, la quale in superficie corrisponde sostanzialmente con la faglia del M. Serrone ad andamento NNW-SSE. Lo studio ha evidenziato inoltre una geometria a semigraben per il bacino quaternario la cui forma è controllata dall'interferenza tra le faglie normali regionali ad andamento NNW-SSE e quelle a direzione WSW-ENE (Boncio et al., 1998).

3 Definizione delle tipologie di faglie normali nell'area del Gran Sasso

Lo studio geologico, strutturale e geomorfologico condotto nell'area del Gran Sasso (Appennino centrale) evidenzia la presenza di tre principali tipologie di faglie estensionali (Fig. 2): (a) faglie ad attività pre-orogena e sin-orogena (sin-flessurazione dell'avampaese in avanfossa); (b) faglie normali *sin-thrusting*; (c) faglie ad attività quaternaria. Quest'ultima tipologia, inoltre, è suddivisa in faglie di neoformazione e faglie che riattivano le strutture estensionali pre-esistenti.

In particolare, per il sistema di faglie normali di Assergi viene documentato un rigetto geologico di circa 1200m ed un rigetto geomorfologico di circa 1000 m; pertanto è verosimile supporre per il sistema in esame una principale attività quaternaria. Tale età (circa 1Ma) è stata desunta estrapolando l'inizio dell'attività tettonica distensiva da altri settori meglio datati dell'Appennino centro-settentrionale (Calamita et al., 2000); è stato valutato uno *slip-rate* a lungo periodo di circa 1mm/a.

Sono state eseguite datazioni assolute con i metodi C^{14} e U/Th nei depositi dislocati dal sistema di faglie normali di Assergi. In particolare, è stata ottenuta un'età di 77.4 Ka per depositi dislocati di circa 50 m dalla *master fault* di Assergi ed un'età di 22.8 Ka per un paleosuolo dislocato di circa 20 m dalla medesima faglia. Ciò ha consentito di definire uno *slip-rate* tardoquaternario con valori compresi tra 0,6 e 0,8 mm/a e documentare più eventi di fagliazione post-22.8 Ka per la faglia di Assergi.

Relativamente ai sistemi delle Tre Selle-Corno Grande e del M. Camicia, ne è stata evidenziata l'appartenenza ad un unico motivo distensivo sinsedimentario meso-cenozoico pre- e sin-orogénico. Le faglie a basso angolo di pendenza del sistema di M. Camicia vengono interpretate come faglie normali sinsedimentarie ruotate su assi orizzontali a seguito della strutturazione pliocénica della catena (faglie riesumate). L'originaria pendenza dei piani di faglia conservata nel sistema delle Tre Selle-Corno Grande ne ha permesso, invece, la riattivazione durante la tettonica distensiva quaternaria con un rigetto geomorfologico massimo di 300-400 m ed uno *slip-rate* relativo all'attività tardoquaternaria (faglie riattivate) compreso tra 0.7 e 1.0 mm/a (Giraudi e Frezzotti, 1995). Nel settore orientale del Gran Sasso (area del M. Camicia - M. Siella), inoltre, è stata evidenziata la presenza di faglie normali a basso angolo di pendenza (c. 40°) che dislocano con rigetti massimi di 100-200m le faglie pre-*thrusting* (pre- e sin-orogéniche) ruotate del sistema M. Camicia-M. Siella (20°-35° di pendenza), o le riutilizzano come livello di *detachment*. Crediamo verosimile associare dette faglie ad una estensione di estradosso connessa alla crescita del *thrust* basale del Gran Sasso (Fig. 2b) durante il Pliocene medio – superiore (?).

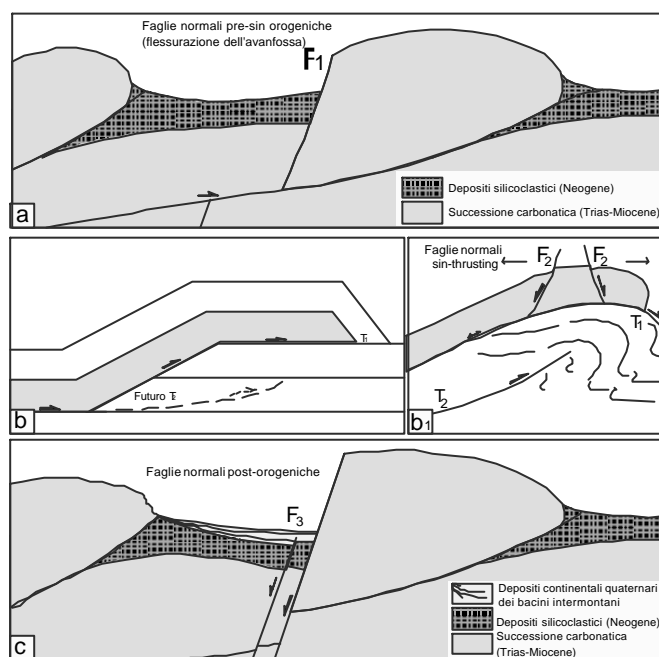


Fig. 2 – Tipologia delle faglie normali dell'Appennino centrale esterno.

Infine, per il sistema bordiero di Campo Imperatore è stato valutato un rigetto geologico di circa 500-600 m nel settore più orientale comparabile con quello geomorfologico, che ne testimonia un'attività esclusivamente quaternaria ed un'entità di dislocazione superiore ai 10 m delle conoidi del Pleistocene medio e superiore, mentre i depositi olocenici sono dislocati di pochi metri.

4 Relazioni tra le faglie quaternarie e la sismicità nella dorsale appenninica umbro-marchigiana: area di Colfiorito

È stata effettuata nell'area della sequenza sismica di Colfiorito (Appennino umbro-marchigiano), verificatasi nell'autunno 1997, l'analisi integrata tra i dati geologico-strutturali e geomorfologici di terreno e quelli derivati dalla fotointerpretazione delle immagini aeree e da satellite. Lo studio ha consentito di confermare per le faglie quaternarie un contesto tettonico distensivo, caratterizzato da un asse principale massimo della deformazione finita orientato circa NE-SW, in accordo con le soluzioni focali CMT delle scosse principali.

Nel modello sismotettonico proposto (Fig. 3), la struttura sismogenetica (faglia normale a basso angolo con immersione a SW, localizzata tra 5-8 km) emersa attraverso i dati sismologici relativi alla sequenza sismica suddetta, è stata interpretata come la rampa crostale di un pre-esistente piano di sovrascorrimento, invertita in regime distensivo. Pertanto, la deformazione distensiva/transensiva del settore fragile della crosta si realizza nei primi 5 km attraverso faglie ad alto angolo che spesso riutilizzano strutture preesistenti (faglie normali giurassiche, cretatiche e mioceniche), mentre tra i 5-12 km comporta la riattivazione o l'inversione delle discontinuità a basso angolo (rampe dei piani di sovrascorrimento).

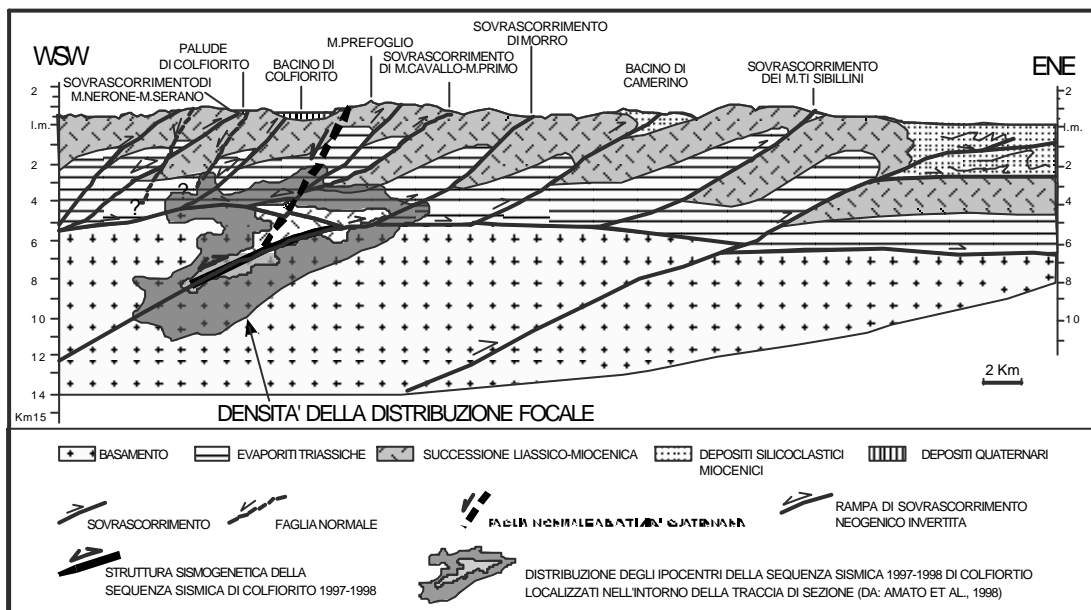


Fig. 3 – Sezione geologica attraverso l'area della sequenza sismica 1997/98 di Colfiorito.

Tale contesto consente di ipotizzare un controllo prioritario da parte della distribuzione regionale di queste strutture sulla zonazione sismotettonica rispetto al *pattern* delle faglie affioranti che rappresentano la fagliazione superficiale. La proiezione in superficie della struttura sismogenetica, attivata durante una sequenza sismica, individua il volume crostale (*box*) dove la deformazione è realizzata dalle faglie normali ad alto angolo. In tale modello, inoltre, la magnitudo massima all'interno di una *box* è in stretto rapporto con il tasso di scorrimento delle faglie di

superficie, valutabile anche attraverso la stima del dislocamento della superficie di planazione sommitale.

5 Parametrizzazione dei sistemi di faglie ad attività quaternaria

La parametrizzazione dei sistemi di faglia ad attività quaternaria ha consentito di definire la lunghezza dei sistemi di faglia, dei relativi segmenti contigui, i rigetti e i relativi *slip-rate*, le caratteristiche geometriche e cinematiche (Tab. 1).

	SISTEMA DI FAGLIA	Lunghezza totale (Km)	n. di segmenti: lungh.>5km	Lunghezza del segmento maggiore (Km)	Immersione e pendenza (in superficie)	Direzione d'estensione principale	Rigetto totale (Quaternario): (valore medio in m)	Elementi per la definizione dell'attività tardoquaternaria b.f.s.= evidente scarpata di faglia nel <i>bedrock</i> f.f.= <i>free-face</i>	<i>Slip-rate</i> a lungo termine (Quaternario): mm/a	Dislocazione associata ad eventi sismici (cm)	<i>Slip-rate</i> tardoquaternario: mm/a
1	Colfiorito	15-20	2(3)	7	50°-60° SW	NE	400	> 1997 (f.f.) b.f.s.	0.3-0.4	c. 10? (1997)	
2	Cortigno	8-10		3	45°-60° SSW	NNE	200	Pleistocene medio-finale fagliato? b.f.s.			
3	Norcia - M. Fema	30	3	15?	50°-60° SW	NE	700-800	Pleistocene sup.-Olocene fagliato f.f.	0.6-0.7		
4	M. Vettore-M. Bove	25-30	3(4)	10	45°-70° SW	NE	600-700	Pleistocene sup.-Olocene fagliato b.f.s.	0.5-0.6		
5	Cascia	10	1	5	45°-70°	NE	300-400	Pleistocene medio-finale fagliato?	0.2-0.3		
6	Ocricchio-Cittareale	15-18		4	45°-70°	NNE	200-300	>1979 (f.f.)?		c.15? (1979)	
7	Tre Selle-Campo Imperatore	25	3	11	40°-70° SSW	NNE	300-600	tardo Olocene fagliato b.f.s.	c.1.0		0.7-1.0
8	Assergi	30-35	3	12	45°-60° SSW	NNE	1000	Più di 1 evento post 22,8 Ka b.f.s.			0.6-0.8
9	Campo Felice	15	2	8	50°-70° SW	NE		b.f.s.			
10	P. di Pezza-Ovindoli	9	1		50°-70° SSW	NNE		Olocene fagliato b.f.s.			
11	Magnola	13	1	13	50°-70° SSW	(N)NE		b.f.s.			
12	Tre Monti	15	1	15	50°-70° SSE	(N)NE		b.f.s.			
13	Fucino	25 (35?)	2	19	50°-70° SW	NE	≥1000	1915 f.f. b.f.s.	c. 1.0?	c.60 (1915)	
14	Media Valle Aterno	23 (35)	2(3)	14	50°-70° SW	NE	200-400	Pleistocene sup.-Olocene fagliato b.f.s.			
15	Morrone	21	1	21	50°-70° SW	NE	700	Pleistocene sup.-Olocene? fagliato b.f.s.			

Tab. 1 – Parametrizzazione dei sistemi di faglie ad attività quaternaria analizzati.

La compilazione della tabella è stata eseguita partendo, principalmente, dai dati geologici di superficie, geomorfologici ed, in alcuni casi, paleosismologici (Pizzi, 1992; Giraudi e Frezzotti, 1995; Calamita et al., 1999a).

I sistemi di faglia individuati derivano dall'accorpamento di due o più "segmenti" di faglia, generalmente disposti in modo *en-echelon*, mostranti caratteri strutturali, morfotettonici e geomorfologici pressoché omogenei (geometria, cinematica ed entità dei rigetti delle faglie; geometria dei bacini intramontani, rigetti stimati in base ad elementi geomorfologici).

I sistemi di Norcia e di Oricchio-Cittareale così come quelli di Assergi e Campo Imperatore, nonostante presentino una continuità longitudinale e/o ridotta distanza planimetrica, sono stati distinti sulla base dei differenti caratteri (es. evidenze morfotettoniche o ordine di grandezza dei rigetti quaternari). Tali differenze potrebbero essere imputate ad un diverso comportamento delle faglie (*slip-rate*, tempi di ricorrenza ecc.) o, verosimilmente, ad un'attivazione in tempi più recenti dei sistemi di Oricchio – Cittareale e di Campo Imperatore rispetto a quelli di Norcia e Assergi.

Generalmente, l'assetto *en-echelon* dei segmenti analizzati suggerisce la presenza, in profondità, di una struttura "unica", la cui lunghezza potrebbe corrispondere a quella del sistema di faglia in affioramento. Tale unica struttura verrebbe a costituire la faglia sismogenetica, potenzialmente attivabile durante un unico evento, la cui proiezione in superficie individua una *box* che dovrebbe racchiudere le faglie affioranti.

Tuttavia, i *record* geologici e geomorfologici (es. andamento longitudinale discontinuo dell'entità dei rigetti e dell'estensione dei bacini) indicano una principale attivazione della struttura sismogenetica per segmenti discreti (*fault segmentation*); come verificatosi nella sequenza di Colfiorito del 1997.

I risultati della parametrizzazione effettuata consentono di evidenziare un progressivo aumento verso sud della lunghezza sia dei singoli segmenti che dei sistemi di faglia, concordemente con l'incremento dell'entità del rigetto e del relativo *slip-rate*, nonché delle dimensioni dei bacini quaternari intermontani, in accordo con l'aumento del grado di sismicità.

6 Relazioni tra faglie normali, bacini intermontani e sismicità

Per quanto riguarda l'evoluzione dei bacini intermontani, sono stati ricostruiti tre principali stadi (Fig. 4). Il primo è caratterizzato dalla modellazione della superficie di planazione su di una catena già strutturata, nell'ambito della quale le faglie normali pre- e sin-orogeniche (Scisciani et al., 1999; Scisciani et al., in stampa) realizzavano i contatti tettonici tra i depositi silicoclastici ed i carbonati nei blocchi di tetto dei sovrascorrimenti (Figura 4a: stadio 1 - Pliocene inferiore-Pliocene medio *p.p.*).

Successivamente, l'erosione differenziata tra i carbonati ed i depositi terrigeni ha controllato lo sviluppo di un paesaggio ondulato generando ampie valli interposte tra le dorsali carbonatiche (Figura 4b: stadio 2 - Pliocene medio/superiore-Pleistocene inferiore).

A partire dal Pleistocene inferiore (circa 1.1 Ma), l'attività tettonica distensiva, contemporanea al sollevamento generalizzato dell'area, ha determinato l'attivazione di strutture estensionali, la riattivazione delle precedenti faglie normali e lo sviluppo dei bacini intermontani, localizzati in corrispondenza dei segmenti a maggior rigetto delle faglie attive (Figura 4c: stadio 3).

La presenza di faglie che dislocano i depositi tarδοquaternari dei bacini intermontani è ben documentata nel settore centro meridionale (Norcia, M. Vettore, Fucino e Sulmona), mentre in quello settentrionale (es. Colfiorito) tale attività è desumibile da evidenze morfotettoniche. Nella suddetta area, inoltre, le *free-face* sviluppatasi in occasione dell'ultima sequenza sismica (1997-98) lungo le scarpate di faglia sono interpretate come effetto diretto della fagliazione in superficie o come risultato della compattazione differenziale tra il substrato e i depositi continentali (Basili et al., 1998; Cello et al., 1998).

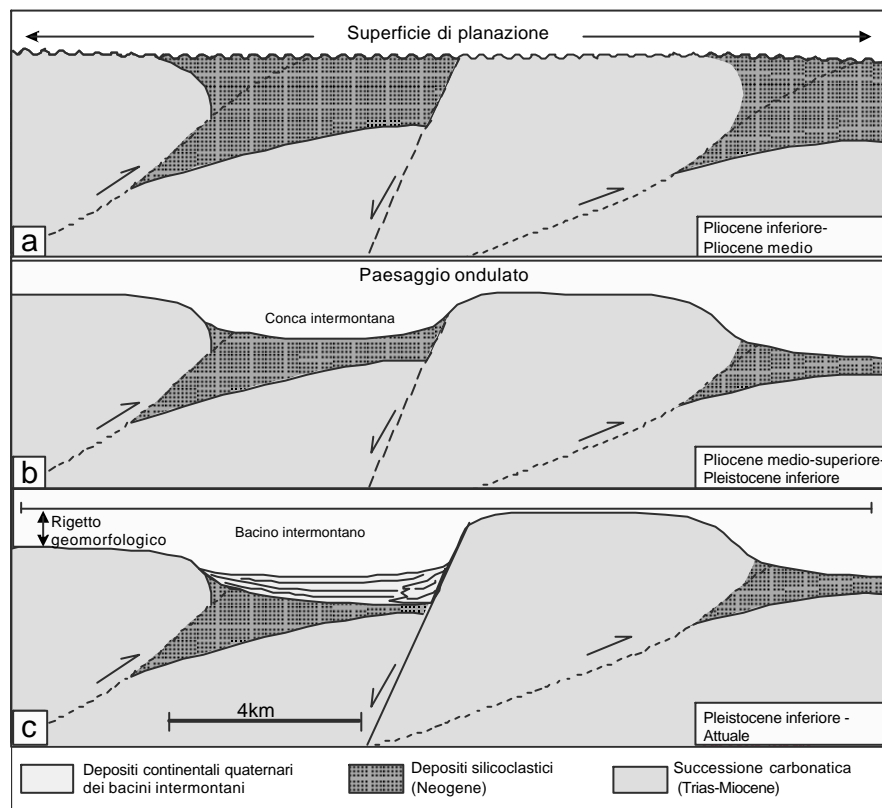


Fig. 4 – Schema evolutivo dei bacini intermontani nell'Appennino centrale esterno.

L'entità dei rigetti e dei tassi di *slip* relativi all'attività quaternaria dei vari sistemi di faglie (*long-term slip-rate*) è stata realizzata correlando la superficie di planazione sommitale (Fig. 4c). Relativamente all'area di Colfiorito si ottiene un valore di circa 0.4 mm/a, mentre per quelle di Norcia, del Morrone e del M. Velino si ottengono valori compresi tra 0.7 e 1.2 mm/a (Calamita et al., 2000; Pizzi e Scisciani, 2000), a conferma dell'aumento, verso SE, della magnitudo massima da 6 a 7 e dello

spessore dello strato sismogenetico da profondità di 8-10 Km a 12-13 Km verso sud. Quest'ultimo elemento può essere connesso all'aumento dello *slip rate*, e quindi dello *strain rate*, che ostacola il flusso plastico e favorisce il comportamento elastico-frizionale, aumentando la resistenza della crosta.

I suddetti dati sono in accordo con quelli emersi dalla parametrizzazione che consentono di evidenziare un progressivo aumento verso sud della lunghezza dei singoli segmenti e dei sistemi di faglia, nonché delle dimensioni dei bacini quaternari intermontani.

7 Contesto sismotettonico e considerazioni geodinamiche

Nella catena appenninica umbro-marchigiana, sulla base della revisione dei dati della sismica a rifrazione (Ponziani et al., 1994) e dell'interpretazione del profilo sismico CROP 03 (Barchi et al., 1996), sono state riconosciute strutture, da crostali a litosferiche, rappresentate da piani di sovrascorrimento (i cui settori frontali sono affioranti nell'*off-shore* adriatico e si approfondiscono via via verso ovest fino a coinvolgere la Moho al di sotto della Val Tiberina) e da faglie normali est-immergenti, delle quali la più orientale è quella Altotiberina.

Sulla base del suddetto assetto crostale-litosferico e dei dati geologico-strutturali e geomorfologici, (Calamita et al., 1999b-c) è stata ricostruita la seguente evoluzione plio-quaternaria, distinta in due fasi principali. La prima, attiva fino al Pleistocene inferiore, è caratterizzata dalla migrazione del sistema catena-avanfossa-avampaese, durante la quale il "fronte" della catena raggiunge l'*off-shore* adriatico, e dal contemporaneo sviluppo nella zona interna di faglie normali a basso angolo est-immergenti, delle quali la più orientale è la faglia Altotiberina.

Un nuovo regime tettonico inizia dal Pleistocene inferiore-medio e genera lo sviluppo delle faglie normali ad alto angolo e l'inversione dei piani di sovrascorrimento a profondità comprese tra 5-12. Tale contesto è associabile ad un processo di *rifting* da mettere in relazione alla migrazione verso NNE del blocco apulo, al quale si associa l'effetto del collasso gravitazionale post-orogeno.

Interpretiamo l'evoluzione tettonica, attiva fino al Pleistocene inferiore nel contesto geodinamico della subduzione passiva della placca adriatica al di sotto dell'Appennino (*sensu* Reutter et al., 1980), associando il sollevamento generalizzato post-0,7 Ma al *rebound* litosferico che segue l'interruzione del *roll-back* stesso, verosimilmente connesso al distacco dello *slab* evidenziato da Spakman et al. (1993). In tale contesto, consideriamo lo sviluppo del *rifting* connesso alla deriva del blocco apulo verso N o NNE, evidenziata rispettivamente da Zarraco et al. (1994) e da Ward (1994) per il caposaldo di Matera.

8 Conclusioni

L'analisi integrata tra i dati geologico-strutturali e quelli geomorfologici ha evidenziato che molte delle faglie normali/transtenive quaternarie della dorsale appenninica umbro-marchigiano-abruzzese rappresentano la riattivazione di strutture estensionali pre-orogeniche e sin-orogeniche. Queste ultime sono connesse alla flessurazione dell'avampaese in avanfossa e raggiungono entità di rigetto anche di

circa un chilometro. Ciò giustifica lo scarto esistente tra il rigetto geologico e quello geomorfologico valutabile per tali strutture. Pertanto il rigetto totale delle faglie che bordano le conche intermontane deve essere ripartito tra questi diversi eventi deformativi. Ne consegue, quindi, una importante ereditarietà delle conche in questione dalla strutturazione pre-quadernaria.

Sulla base dei suddetti dati ed utilizzando come area campione quella di Colfiorito è stato ricostruito un modello sismogenetico che consente di mettere in relazione le faglie di superficie con le strutture sismogenetiche. La definizione dell'assetto crostale, ricostruito attraverso l'interpretazione del profilo sismico CROP 03, ha permesso di eseguire una sezione geologica attraverso la dorsale appenninica in corrispondenza dell'area di Colfiorito. Nella sezione è stata riportata la struttura sismogenetica (faglia normale a basso angolo) emersa dall'interpretazione dei dati relativi alla sequenza sismica dell'autunno 1997 (Ekström et al., 1998), considerata come un piano di sovrascorrimento invertito in regime distensivo, sul quale si raccordano le faglie ad alto angolo.

In tale contesto, la deformazione del settore fragile della crosta è pertanto realizzata nei primi 5 km da faglie ad alto angolo che spesso riutilizzano strutture preesistenti (faglie normali giurassiche, cretatiche e mioceniche), mentre tra i 5-12 km si verifica, principalmente, la riattivazione o l'inversione delle discontinuità a basso angolo (rampe dei piani di sovrascorrimento).

La distribuzione regionale di queste ultime strutture ha un controllo prioritario sulla zonazione sismotettonica rispetto alle faglie affioranti che rappresentano la deformazione superficiale discretizzata lungo discontinuità preesistenti. La proiezione in superficie dell'area di rottura della struttura sismogenetica, attivatasi durante una sequenza sismica, consente, pertanto, di individuare i volumi crostali (*box*) dove si distribuisce la deformazione, in regime deformativo distensivo, realizzata dalle faglie ad alto angolo responsabili anche della fagliazione superficiale (Calamita et al., 2000).

In tale modello l'intensità della attività sismica è in stretto rapporto con il tasso di scorrimento delle faglie di superficie relative ad un *box*. Inoltre, non si esclude la probabilità che la struttura sismogenetica possa attivarsi per più segmenti comportando un rilascio di energia maggiore. Tuttavia, la rottura multipla di più segmenti è verosimilmente associata alle faglie con *slip-rate* maggiori che caratterizzano il settore meridionale dell'area analizzata come, d'altra parte, documentato da dati sismologici (es. Avezzano 1915) e dalla parametrizzazione effettuata.

Bibliografia

- Adamoli L., Calamita F., Pierantoni P.P., Pizzi A., Ridolfi M., Ruscidelli G., Scisciani V. (1997a): Miocene pre-thrusting normal faults in the central Apennines (Italy). *Abstract: Tectonic Studies Group, Annual Meeting, Durham (UK), December, 1997*
- Adamoli L., Calamita F., Pierantoni P.P., Pizzi A., Ridolfi M., Ruscidelli G., Scisciani V. (1997b): Miocene pre-thrusting normal faults in the Central Apennines (Italy). *Poster presentato al Convegno: Tectonic Studies Group, University of Durham. Dicembre 1997.*

- Dipartimento di Scienze della Terra, Università "G. d'Annunzio", Chieti. Tipografia Di Virgilio, Chieti.
- Barchi M., Minelli G., Piali G. (1996): Tettonica dell'Appennino settentrionale alla luce dei risultati del CROP 03. *Abstract Convegno: «Presentazione dei risultati del profilo sismico CROP 03»*. Roma, Novembre 1996, 11-12.
- Basili R., Bosi V., Galadini F., Galli P., Meghraoui M., Messina P., Moro M., Sposato A. (1998): The Colfiorito earthquake sequence of September-October 1997: surface breaks and seismotectonic implications for the Central Apennines (Italy). *J. Earthq. Eng.*, **2**(2), 291-302.
- Bigi S., Scisciani V., Rusciadelli G., Calamita F., Paltrinieri W. (1998): Il ruolo delle faglie normali pre-thrusting nella strutturazione della catena: l'esempio della Maiella. *Abstract, Convegno SGI, Palermo 1998*.
- Boncio P., Pizzi A., Rusciadelli G., Calamita F., Lavecchia G., Paltrinieri W. (1998): Il pattern d'interferenza tra discontinuità meso-cenozoiche e quaternarie come controllo nello sviluppo delle conche intermontane: l'esempio della Piana del Fucino (Appennino Centrale). *Abstract in "Atti del 79° Congresso Nazionale della S.G.I."*. Palermo 21-23 settembre 1998, p. 181.
- Calamita F., Coltorti M., Piccinini D., Pierantoni P.P., Pizzi A., Ripepe M., Scisciani V., Turco E. (2000): Quaternary faults and seismicity in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy): evidences from the 1997 Colfiorito earthquake. *J. Geodyn.*, **29**, 245-264.
- Calamita F., Coltorti M., Pierantoni P.P., Pizzi A., Turco E., Scisciani V. (1999a): Relazioni tra le faglie quaternarie e la sismicità nella Dorsale appenninica umbro-marchigiana: l'area di Colfiorito. *Studi Geol. Camerti*, Vol., **XIV** (1996/7), 177-191.
- Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P., Pizzi A. (1999b): Major steps in the creation of the Umbro-Marchean relief (Central Italy). *Terra Antartica Reports*, **3**, 167-172.
- Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P., Pizzi A. (1999c). Evoluzione strutturale e morfogenesi plio-quaternaria dell'Appennino umbro-marchigiano tra il pedappennino umbro e la costa adriatica. *Boll. Soc. Geol. It.*, **118**, 125-139.
- Calamita F., Pizzi A., Ridolfi M., Rusciadelli G., Scisciani V. (1998): Il Buttressing delle faglie sinsedimentarie pre-thrusting sulla strutturazione della catena appenninica: l'esempio della M. gna dei Fiori (Appennino centrale esterno). *Boll. Soc. Geol. It.*, **117**, 725-745.
- Cavinato G.P., Miccadei E. (1995): Sintesi preliminare delle caratteristiche tettoniche e sedimentarie dei depositi quaternari della conca di Sulmona (L'Aquila). *Il Quaternario*, **8**(1):129-140.
- Cello G., Deiana G., Mangano P., Mazzoli S., Tondi E., Ferreli L., Maschio L., Michetti A.M., Serva L., Vittori E. (1998): Evidence for surface faulting during the September 26, 1997, Colfiorito Central Italy earthquake. *J. of Earthquake Engineering*, **2**(2), 303-324.
- Dramis F. (1992): Il ruolo dei sollevamenti tettonici a largo raggio nella genesi del rilievo appenninico. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec. 1992/1: 9-15.
- Coltorti M., Pieruccini P. (1997a): The southern east Tiber basin (Spoleto, central Italy): geology and stratigraphy of the Plio-Pleistocene sediments. *Il Quaternario*, **10**(2): 159-180.
- Coltorti M., Pieruccini P. (1997b): Middle-Upper Pliocene "compression" and Middle Pleistocene "extension" in the East Tiber Basin: from "synform" to "extensional" basins in the Tyrrhenian side of the northern Apennines. *Il Quaternario*, **10**(2): 521-528.
- Coltorti M., Pizzi A. (in stampa): Neotettonica. In: *Note illustrative del Foglio n.369 Sulmona*. Progetto CARG Regione Abruzzo.

- Ekström G., Morelli A., Boschi E., Dziewonski A.M. (1998): Moment tensor analyses of the Central Italy earthquake sequence of September-October 1997. *Geoph. Res. Letters*, **25/11**, 1971-1974.
- Giraudi C., Frezzotti M. (1995): Palaeoseismicity in the Gran Sasso Massif (Abruzzo, Central Italy). *Quat. Int.*, **25**,81-93.
- Pizzi A. (1992): Faglie recenti ed attive e origine delle depressioni tettoniche. Esempi dall'Appennino umbro-marchigiano. *Tesi di dottorato*. Università degli Studi della Calabria, 172 pp.
- Pizzi A., Scisciani V. (2000): Methods for determining Pleistocene-Olocene displacement in active faults reactivating pre-Quaternary structures. Example from the Central Apennines (Italy). *J. Geodyn.*, (**29**), 445-457.
- Ponziani F., De Franco R., Minelli G., Biella G., Federico C., Piali G. (1994): Caratteristiche della crosta nell'Appennino settentrionale in base alla revisione dei dati dei profili N-C-S e B-C-A della campagna DSS 1978. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec.,1994/1, CROP 18, 151-162.
- Reutter K., Giese P., Closs H. (1980): Litospheric split in the descending plate: observations from the Northern Apennines. *Tectonophysics*, **84**, T1-T9.
- Spakman W., van der Lee S., der Hilst R. (1993): Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Phys. Earth. Plan. Int.*, **79**, 3-74.
- Scisciani V., Calamita F., Tavarnelli E., Paltrinieri W., Rusciadelli G. (1999): Extensional faults in synorogenic basins and their heritage on thrust system architecture: an example from the central Apennines, Italy. *Abstract, EUG 10*, Strasburgo 1999.
- Scisciani V., Calamita F., Tavarnelli E., Rusciadelli G., Ori G. G., Paltrinieri W. (*in press*): Foreland-dipping normal faults in the inner edge of syn-orogenic basins: a case from the central Apennines, Italy. *Tectonophysics*.
- Ward S.N. (1994): Constraints on the seismotectonic of the Central Mediterranean from VLBI. *Geophys. J. Int.*, **117**, 441-452.
- Zarreao N., Rius A., Sardón E., Ryan J.W. (1994): Relative motions in Europe studied with a geodetic VLBI network. *Geophys. J. Int.*, **117**, 763-768.