

Modalità di riattivazione, circolazione dei fluidi e rottura sismica di alcune delle principali faglie normali nelle zone esterne dell'Appennino centrale

F. Ghisetti¹, L. Vezzani²

¹ *Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania (ghisetti@mbx.unict.it)*

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

1 Introduzione

La regolare distribuzione delle strutture compressive ed estensionali in fasce longitudinali ad allineamento Appenninico risulta bruscamente interrotta nelle zone centro-Appenniniche ed in particolare (Fig. 1) in un'area di collasso estensionale situata ad est dello spartiacque, e corrispondente al "Central Apennines Downfaulted Area" (CADA) di Ghisetti e Vezzani (1999). In questa regione le faglie normali dislocano e sollevano intensamente un segmento della catena peri-Adriatica fortemente raccorciato ed accavallato contro il saliente di avampaese del Gargano.

Il collasso estensionale del CADA è iniziato a partire dal Pliocene superiore ed è connettibile ad una tettonica gravitativa pellicolare. Tale processo è del tutto differenziato dai meccanismi estensionali operanti nelle zone interne della catena, iniziati a partire dal Tortoniano-Messiniano, simultaneamente con le deformazioni contrazionali nei settori esterni ed in conseguenza dell'arretramento flessurale della placca Adriatico-Apula al di sotto delle unità alloctone della catena.

La definizione di tali differenze di meccanismi e di evoluzione spaziotemporale della deformazione estensionale in catena è fondamentale per una corretta interpretazione dello stile e delle modalità di fagliamento sismico nella regione centro-Appenninica.

2 Meccanismi di deformazione crostale nel settore peri-tirrenico e nel CADA

L'arretramento della placca flessurata dell'avampaese Adriatico-Apulo e la connessa progressione delle deformazioni contrazionali ed estensionali nel cuneo orogenico Appenninico hanno controllato lo sviluppo dei graben peri-Tirrenici di età plio-quadernaria, caratterizzati da elevate velocità di subsidenza.

Al contrario, nei domini di catena esterni, a crosta ispessita e fortemente sollevati, i meccanismi di collasso estensionale del CADA hanno dato origine ad una serie di bacini continentali discontinui, posti in posizione topografica elevata, sviluppati in conseguenza di episodi di sollevamento con subsidenza totale negativa (Doglioni et al., 1998).

Le indagini paleomagnetiche relative ai depositi Messiniano-Pliocenici che riempiono i diversi bacini estensionali del margine peri-Tirrenico hanno dimostrato la mancanza di rotazioni post-Messiniane (Mattei et al., 1996). Al contrario, i processi estensionali nel CADA hanno avuto inizio nel Pliocene superiore, con fagliamento pellicolare che ha accomodato le componenti di avanzamento differenziale rotazionale associate ai fronti compressivi con geometria arcuata (Dela

Pierre et al., 1992; Mattei et al., 1995; Ghisetti e Vezzani, 1997a; 1997b). L'attività di queste faglie normali è proseguita per tutto l'intervallo pleistocenico e, in molti casi, nell'Olocene, grazie ad una riattivazione di piani radicati negli stessi livelli di scollamento dei sovrascorrimenti. La geometria che ne risulta è quella di faglie normali che sposano, mimandola, la geometria ereditata dall'edificio compressivo. Pertanto, nel dominio estensionale peri-Tirrenico, l'assottigliamento crostale ed il fagliamento estensionale hanno migrato verso est in modo irrotazionale nel tempo, in conseguenza di processi di stiramento crostale, probabilmente connettabili a faglie a basso angolo est-immergenti (Barchi et al., 1998). Questi processi non sono affatto assimilabili alle rotazioni pellicolari, al sollevamento ed al collasso del settore del CADA, controllato da sistemi di faglie ad alto angolo immergenti verso ovest,

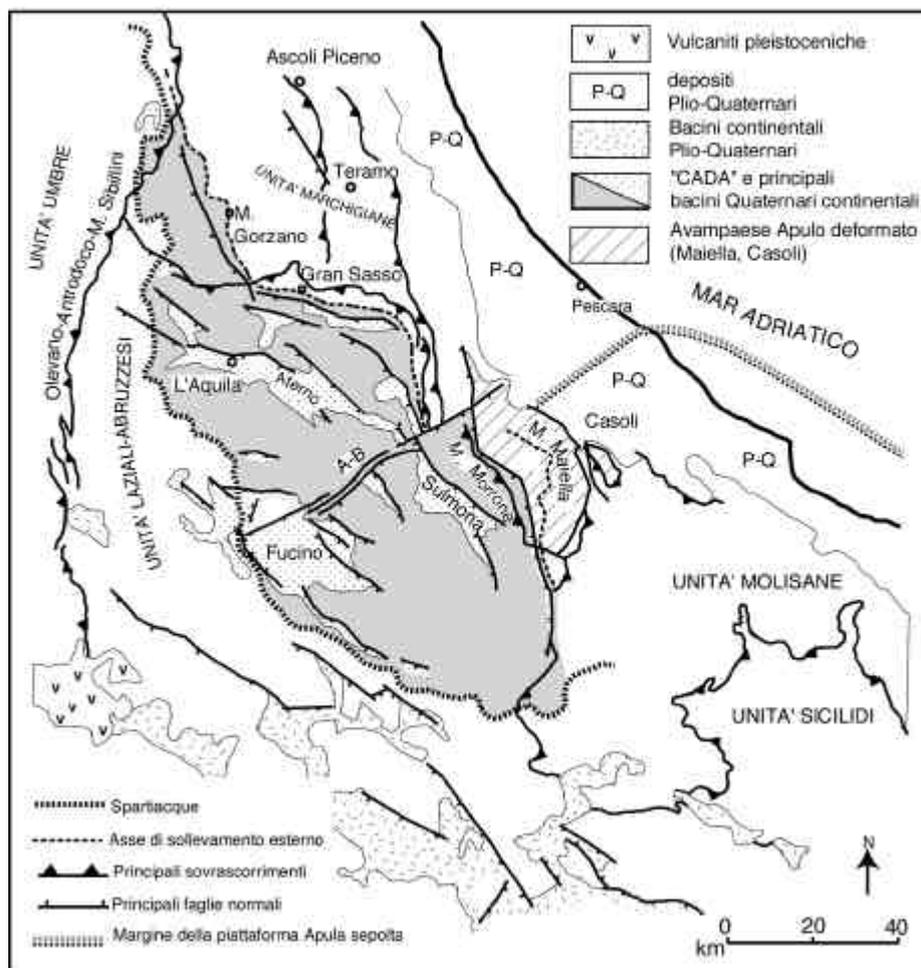


Fig. 1 - Assetto strutturale regionale dell'area del CADA

localizzate in prossimità della fascia di contatto tra il fronte della catena e il sistema avanfossa-avampaese sviluppato sulla crosta Adriatico-Apula.

A Nord ed a Sud del CADA i tassi di raccorciamento e di estensione sono

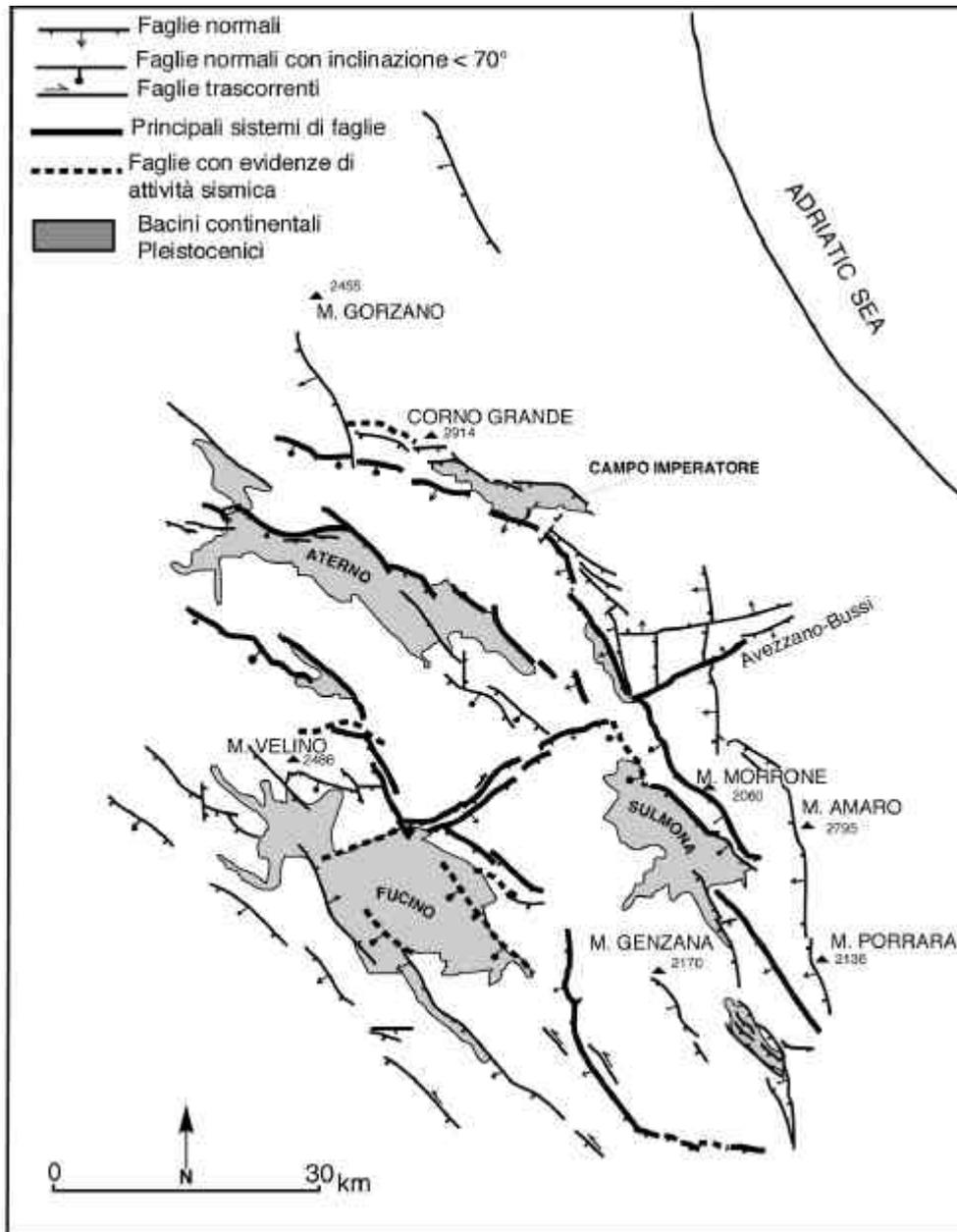


Fig. 2 - Principali sistemi di faglie normali attive nell'area del CADA

differenti. Nella zona Tirrenica i tassi di estensione media variano da meno di 2-3 cm/anno a Nord (Faccenna et al., 1996) a 5-6 cm/anno a Sud (Patacca et al., 1990), e appaiono compatibili con una velocità di migrazione del rialzo periferico dell'avampaese che aumenta da 1.5 cm/anno a 6 cm/anno rispettivamente nel

segmento settentrionale ed in quello meridionale dell'avampaese. Questa differenza può essere correlata alla subduzione di una crosta continentale a debole inclinazione nel dominio Adriatico, contrapposta a quella di una placca oceanica fortemente inclinata nel dominio Ionico (Amato et al., 1993).

Le stime effettuate sui tassi di raccorciamento in Appennino (Ghisetti et al., 1993) sono troppo elevate per essere bilanciate dalla bassa velocità di migrazione del rialzo periferico dell'avampaese a Sud del bacino di Pescara, e ciò probabilmente a causa della tendenza al galleggiamento della rigida piattaforma carbonatica Apulo-Garganica.

La configurazione che ne risulta ha dato origine allo sviluppo locale ed anomalo di un margine in avanzamento piuttosto che in arretramento, così come suggerito dai valori di ispessimento crostale, dalla presenza di catene montuose a forte elevazione topografica con versanti molto ripidi, a dal più elevato tasso di erosione e denudamento nella regione sollevata al margine orientale del CADA.

3 Assetto strutturale del CADA

Il CADA (Fig. 1) occupa una fascia ad orientazione NW-SE, ampia 35-40 km e lunga 100 km. E' bordato ad Est e Nord-Est da una dorsale esterna definita dai rilievi montuosi della Maiella, Gran Sasso e M. Gorzano. Le faglie normali che delimitano la zona decorrono sub-parallele ai fronti arcuati di sovrascorrimento e dislocano il settore peri-Adriatico fortemente raccorciato, che comprende le unità alloctone del Gran Sasso, M. Morrone, Maiella e Casoli (Ghisetti e Vezzani, 1997b).

La segmentazione estensionale ed il forte sollevamento del CADA sono controllati da faglie normali (Fig. 2) con orientazione N 110° nelle aree affondate di Campo Imperatore-L'Aquila, al retro del fronte del Gran Sasso e N160°-170° nella zona del M. Morrone-Maiella (Vezzani e Ghisetti, 1998).

Il rigetto totale medio delle principali faglie normali, se calibrato su orizzonti di età Miocene inferiore-medio è dell'ordine di 1-2 km; rigetti maggiori, dell'ordine dei 4 km, sono invece stimabili per la faglia normale della Maiella qualora calibrati su orizzonti di età Pliocene inferiore.

Le principali faglie normali (Fig. 2) sono tutte state riattivate durante l'intervallo Pleistocenico. I sollevamenti medi stimati sono dell'ordine dei 1-2 mm/anno, ciò che suggerisce che i piani di faglia attualmente esposti in superficie sono stati esumati da profondità dell'ordine dei 1-3 km.

4 Caratteristiche strutturali ed evidenze di ripetuta riattivazione delle principali faglie normali del CADA

Le principali faglie normali del CADA mostrano tutte una strutturazione cataclastica delle rocce di faglia loro peculiare. E' rilevante che tali caratteri possano essere riconosciuti in modo pressoché identico per faglie diverse e non collegate strutturalmente. Il carattere fondamentale è rappresentato da una

zonazione cataclastica con 6 zone principali (Fig. 3), che verranno brevemente descritte in quel che segue, a partire dalla più lontana a letto del piano di faglia.

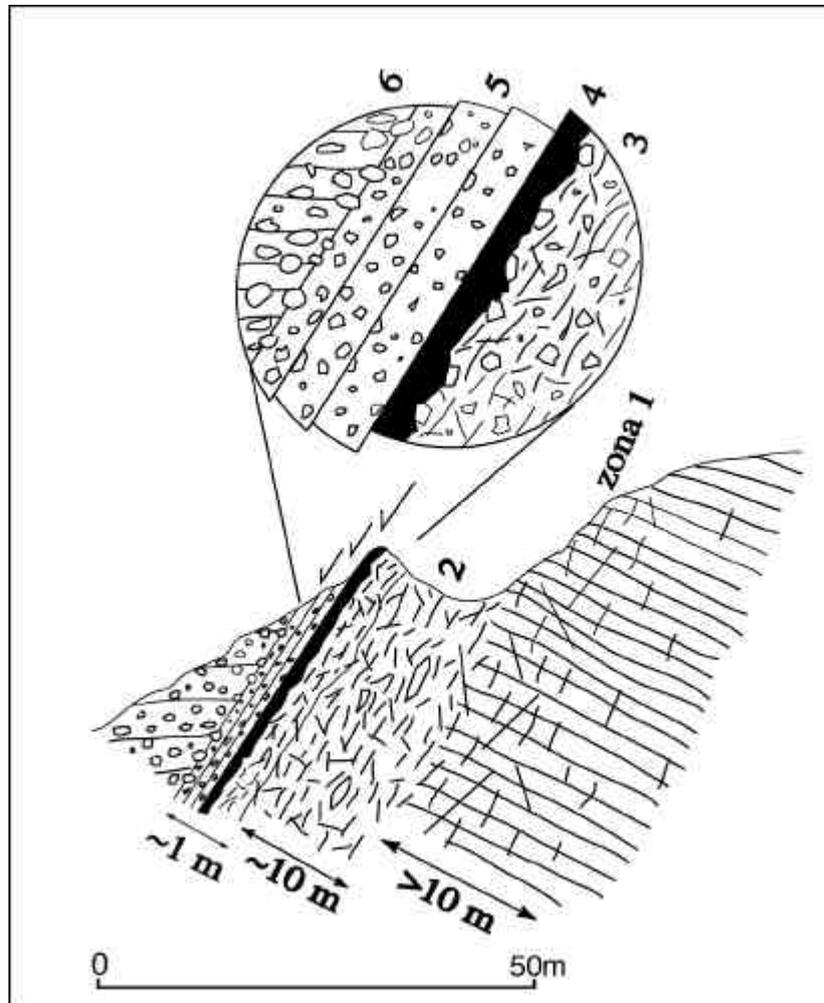


Fig. 3 - Schema di zonazione delle rocce di faglia prossime alle principali faglie normali attive nella regione del CADA.

La zona 1 comprende la roccia madre a letto della faglia, deformata da un sistema dominante di fratture spaziate dalle decine di cm al metro, orientate sub-parallelamente alla faglia principale. Lo spessore di questa zona può variare dalle decine alle centinaia di metri.

Adiacente alla zona 1 è presente una fascia di cataclasiti, di spessore variabile dal metro alle decine di metri (zona 2), anch'esse deformate da un sistema di fratture parallele alla faglia principale, con densità superiore a quella della zona 1 che aumenta procedendo verso la faglia. In queste rocce sono sovente preservati litoni di lunghezza metrica di rocce meno fratturate, delimitate da un reticolo anastomosato di fratture. Contrariamente alla zona 1, nella zona 2 la stratificazione

è in genere obliterata. In affioramento questa zona è caratterizzata da una erosione molto superiore a quella delle zone adiacenti del letto.

In prossimità della faglia principale è presente una fascia di spessore metrico (zona 3) di cataclasiti coerenti, cementate da un cemento di colore chiaro, con clasti residui di roccia madre del diametro variabile dal cm ad alcuni dm.

A questa zona segue un orizzonte cementato con cemento rosa, di spessore variabile da 1 a 5 cm (zona 4), privo totalmente di clasti di roccia madre. Il contatto tra gli orizzonti delle zone 3 e 4 è generalmente irregolare. La superficie superiore della fascia cementata rosa corrisponde invece invariabilmente ad un piano di taglio netto, planare e striato con strie di *dip-slip* puro (*pitch* delle strie compreso tra 80° e 90°). Questa zona corrisponde al limite tra le cataclasiti di letto e di tetto della faglia.

Al disopra della zona 4 si sviluppa la fascia della zona 5 (Fig. 4), caratterizzata da cataclasiti a grana fine e da breccie cataclastiche grossolane, con cementi di colore da rosa ad arancio a biancastro. La struttura microscopica è dominata da clasti eterometrici, sia a margini spigolosi che arrotondati, interamente immersi in un cemento di neo-precipitazione o in un *gouge* non risolvibile otticamente. E' raro osservare contatti diretti grano-grano. In genere la dimensione dei clasti aumenta all'aumentare della distanza dall'orizzonte a cemento rosa. Fatta



Fig. 4 - Relazioni tra zone 4 e 5 lungo la faglia di Castel del Monte

eccezione per l'orizzonte apicale, le superfici dei singoli livelli cataclastici sono generalmente delimitate da piani di taglio netti e planari, sovente striati con strie di

dip-slip puro. Al disopra della zona 5 sono presenti depositi Quaternari continentali, con clasti eterometrici talora estremamente grossolani (fino al metro di diametro), e cementazione dei clasti minori con un cemento di colore arancione-rosato (zona 6). I depositi Quaternari possono talora poggiare in discordanza sulle faglie, suturandole, ma sovente sono a loro volta dislocati da faglie minori, sub-parallele alla faglia principale.

La zonazione mesostrutturale descritta può essere attribuita alla progressiva formazione di rocce cataclastiche durante episodi successivi di attività delle faglie normali, concomitanti con la progressiva esumazione delle rocce di letto. L'alternarsi di piani di faglia striati e di cavità tensili riempite da rocce cataclastiche cementate o da cementi calcitici puri suggerisce il ripetuto alternarsi di episodi di taglio e di apertura tensile.

La mobilizzazione delle faglie testimoniata da queste strutture è pertanto collocabile negli ultimi stadi di esumazione e deve essere avvenuta in presenza di fluidi capaci di precipitare cementi calcitici che hanno di volta in volta riconsolidato le rocce cataclastiche generate dai singoli episodi di rottura.

5 Faglie attive a circolazione dei fluidi

In corrispondenza dei principali sistemi di faglie normali dell'area (Campo Imperatore, Castel del Monte, Sulmona, Venere, Rivisondoli, Fig. 2), sono state eseguite campionature mirate ad evidenziare anomalie negli isotopi del Carbonio e dell'Ossigeno nei cementi calcitici delle faglie normali relativamente alle rocce incassanti (Ghisetti et al, in stampa). Tutte le analisi isotopiche sono state effettuate da D. Kirschner presso il laboratorio di geochimica della Università di St. Louis, U.S.A.

I dati relativi alle faglie normali (Fig. 5) mostrano che i cementi, le cataclasi ed il *gouge* presenti lungo le strutture estensionali hanno valori isotopici nettamente inferiori a quelli delle rocce madri, con valori di $\delta^{18}\text{O}$ e di $\delta^{13}\text{C}$ fino a 19

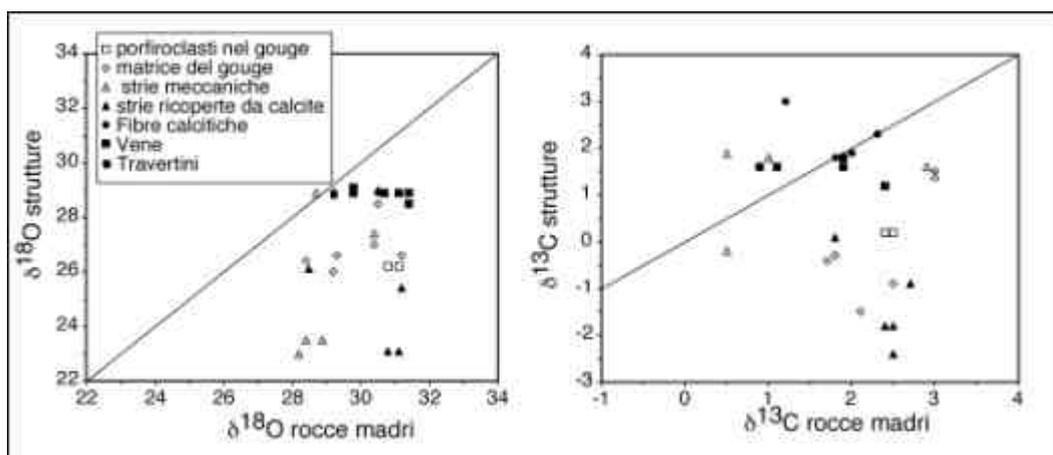


Fig. 5 - Anomalie isotopiche del Carbonio e dell'Ossigeno registrate per le strutture tensionali e loro relazioni relativamente ai valori delle rocce madri.

e -5, rispettivamente. Questi dati implicano che la gran parte delle cataclasiti e della calcite di neo-precipitazione che definisce le fibre di movimento e che riempie le vene tensili è derivata da fluidi in disequilibrio isotopico relativamente alle rocce carbonatiche. Questi fluidi sono, con tutta probabilità, di origine meteorica e appaiono avere circolato fino a profondità di alcuni km lungo le faglie. E' probabile che il Carbonio di questi fluidi derivi da materiale organico presente vicino alla superficie.

Alcune delle principali faglie normali dell'area (Campo Imperatore, Castel del Monte, Sulmona, Venere, Rivisondoli, Fig. 2), sono caratterizzate dalle anomalie isotopiche più rilevanti; tuttavia i dati non evidenziano alcuna chiara correlazione tra anomalie isotopiche e valori differenziati di rigetto o di lunghezza delle faglie campionate. Un carattere comune a tutte queste faglie è quello di essere state attive fino a tempi tardo-pleistocenici con *slip-rates* dell'ordine dei 1-2 mm/anno ed in connessione con una esumazione accompagnata da attività sismica.

I fluidi che hanno circolato lungo le faglie possono certamente aver contribuito alla riattivazione sismica dei piani di faglia. Tuttavia, per nessuna delle faglie affioranti la campionatura può fornire informazioni sui processi operativi alla profondità di generazione di gran parte degli eventi sismici nell'area. Ne consegue che, coi dati a disposizione, non è possibile avanzare ipotesi sulla presenza dei fluidi nella zona di sorgente sismogenetica o durante il ciclo sismico.

E' tuttavia possibile affermare che i fluidi sono presenti almeno nelle porzioni

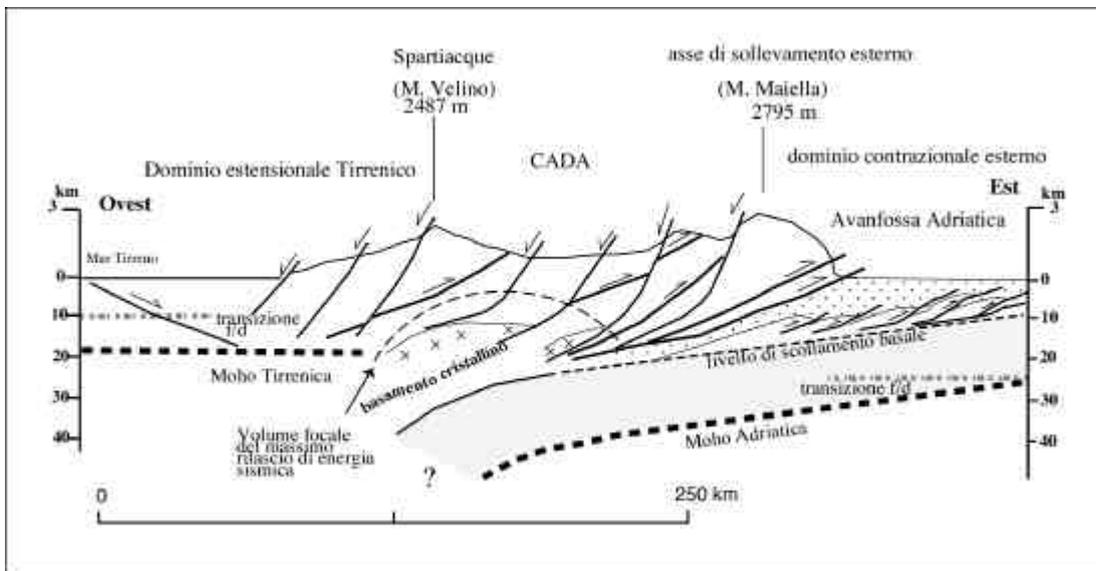


Fig. 6 - Profilo schematico attraverso l'Appennino centrale che illustra il diverso assetto tettonico delle zone interne e del CADA.

superiori delle faglie sismicamente attive durante i diversi episodi di rimobilizzazione. I dati raccolti suggeriscono comunque che la circolazione dei fluidi nelle porzioni più superficiali del piano di faglia è controllata in modo

complesso dalla strutturazione mesostrutturale sviluppata in concomitanza di episodi di taglio tensile. E' probabile che in prossimità della superficie i fattori che possono controllare la permeabilità strutturale siano molteplici, e comprendano, tra l'altro, la geometria e l'interconnettività del reticolo di fratture e l'ampiezza della fascia cataclastica, nonché la densità e l'apertura delle fratture, e i cicli di cementazione e rottura di singole fratture durante i diversi stadi del ciclo di carico di una faglia attiva. Se il flusso attraverso il reticolo di fratturazione è una componente importante del flusso totale nelle rocce carbonatiche allora ci si aspetterebbe che le faglie con associazioni strutturali caratterizzate da un reticolo più denso ed interconnesso di fratture e con *slip-rates* più elevati risultino più permeabili e siano in grado di convogliare un flusso di fluidi più rilevante.

Inoltre faglie di dimensioni maggiori dovrebbero avere una maggiore probabilità di intersecare grandi acquiferi regionali sia prossimi alla superficie che sepolti a diverse profondità nella pila strutturale.

Tuttavia né i dati strutturali né tantomeno quelli isotopici permettono di discriminare il ruolo assunto da questi diversi fattori.

6 Conclusioni

I caratteri tettonici dell'Appennino centrale possono essere interpretati considerando che tutto il segmento di catena bordato ad Est dalle dorsali Maiella-Gran Sasso-Gorzano, e ad Ovest dallo spartiacque Appenninico appartenga ad un settore fortemente sollevato non ancora compensato isostaticamente. I margini orientale ed occidentale del CADA corrispondono rispettivamente a: 1. la discontinuità al margine di sovrascorimento con l'avampaese Adriatico fortemente subsidente e, 2. la fascia di disequilibrio gravitativo che separa la zona assottigliata peri-tirrenica dalle zone orientali, ove la catena è stata soggetta a tassi di estensione molto inferiori.

Il sollevamento ed il fagliamento del CADA non sono pertanto connessi, né spazialmente, né temporalmente, con la migrazione verso Est del fronte estensionale peri-tirrenico (Fig. 6). Nel CADA le faglie normali appaiono radicarsi su orizzonti di scollamento pellicolari, non penetrano a forti profondità crostali e, apparentemente, non sono in grado di accomodare forti componenti di estensione.

I dati isotopici relativi alle strutture estensionali suggeriscono un sistema da aperto a semi-aperto per la circolazione dei fluidi. I fluidi che sono passati lungo le principali faglie normali sono probabilmente di origine meteorica. Durante il forte sollevamento con progressiva esumazione delle unità rocciose, l'erosione delle coperture siliciclastiche apicali, unitamente a ripetuti episodi di riattivazione delle faglie, possono aver portato a condizioni di permeabilità controllata strutturalmente, in concomitanza con la dissezione dell'edificio compressivo operata dalle faglie normali.

Questa interpretazione sembra accordarsi con la distribuzione delle profondità ipocentrali dei terremoti crostali (GNDT, 1997) che si addensano tra lo spartiacque Appenninico e l'avampaese Adriatico, al limite tra zone soggette a tassi di sollevamento differenziale. Le informazioni disponibili relative ai meccanismi

focali indicano come dominanti i processi di fagliamento normale, che, secondo la nostra interpretazione (Ghisetti e Vezzani, 1999), accomodano il collasso gravitativo indotto dalle elevate componenti di sollevamento.

Bibliografia

- Amato A., Alessandrini B., Cimini G., Frepoli A., Selvaggi, G. (1993): Active and remnant subducted slabs beneath Italy: evidence from seismic tomography and seismicity. *Annali di Geofisica*, **36**, 201-214.
- Barchi M., Minelli G., Pialli G. (1998): The CROP03 profile: a synthesis of results on deep structures of the northern Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, **52**, 383-400.
- Dela Pierre F., Ghisetti F., Lanza R., Vezzani L. (1992): Palaeomagnetic and structural evidence of Neogene tectonic rotation of the Gran Sasso range (Central Apennines, Italy). *Tectonophysics*, **215**, 335-348.
- Doglioni C., D'Agostino N., Mariotti G. (1998): Normal faulting vs regional subsidence and sedimentation rate. *Marine and Petroleum Geology*, **15**, 7337-750.
- Faccenna C., Davy P., Brun J. P., Funiciello R., Giardini D., Mattei M., Nalpas T. (1996): The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophys. J. Int.*, **126**, 781-795.
- Ghisetti F., Vezzani L. (1997a): Interfering paths of deformation and development of arcs in the fold-and-thrust belt of the central Apennines (Italy). *Tectonics*, **16**, 523-536.
- Ghisetti F., Vezzani L. (1997b): Geometrie deformative ed evoluzione cinematica dell'Appennino centrale. *Studi Geol. Camerti*, **1997/2**, 35-50.
- Ghisetti F., Vezzani L. (1999): Depths and modes of crustal extension of the Apennines (Italy). *Terra Nova*, **11**, 67-72.
- Ghisetti F., Barchi M., Bally A.W., Moretti I., Vezzani L. (1993): Conflicting balanced structural sections across the central Apennines (Italy): problems and implications. In *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons III* (A.M. Spencer ed.), Special Publ. Europ. Assoc. Petrol. Geosc., Springer-Verlag, Berlin, **3**, pp. 219-231.
- Ghisetti F., Kirschner D.L., Vezzani L., Agosta F. (in stampa): Stable isotope evidence for contrasting paleofluid circulation in thrust faults and normal faults of Central Apennines, Italy. *J. Geophys. Res.*
- GNDT (1997): Catalogo dei Terremoti italiani dall' anno 1000. <http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT.home.html>.
- Mattei M., Funiciello R., Kissel C. (1995): Paleomagnetic and structural evidence for Neogene block rotations in the central Apennines (Italy). *J. Geophys. Res.*, **100**, 17863-17883.
- Mattei M., Kissel C., Funiciello R. (1996): No tectonic rotation of the Tuscan Tyrrhenian margin (Italy) since late Messinian. *J. Geophys. Res.*, **101**, 2835-2845.
- 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.
- Vezzani L., Ghisetti F. (1998): Carta Geologica dell'Abruzzo. Scale 1:100.000, S.EL.CA., Firenze.