

CARTA SISMOTETTONICA E DELLA FRANOSITÀ DELLA VALLE DEL FIUME CRATI

C. Tansi¹, M. Folino Gallo², F. Muto³, P. Perrotta¹, L. Russo¹ e S. Critelli³

¹ Consiglio Nazionale delle Ricerche – Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica – UOS di Cosenza

² Agenzia Regionale per la Protezione dell’Ambiente della Calabria

³ Università della Calabria – Dipartimento di Biologia, Ecologia e Scienze della Terra

1 – Introduzione

La valle del Fiume Crati (Lanzafame e Tortorici, 1981; Tortorici, 1981, Tansi *et al.*, 2005a) è una depressione tettonica plio-olocenica che ricade nel più ampio contesto geologico dell’Arco Calabro-Peloritano (Amodio Morelli *et al.*, 1976), un segmento arcuato dell’orogene appenninico-magrebide estruso sulla crosta oceanica del Bacino Jonico durante le fasi finali dei processi collisionali tra Africa ed Europa (Ben Avraham *et al.*, 1990). Strutturalmente, l’Arco rappresenta un *thrust-belt* prodotto dalla sovrapposizione, attuata tra il Cretaceo sup. ed il Paleogene, di una serie di unità costituite da rocce cristallino-metamorfiche paleozoiche e coperture mesozoiche, derivanti dalla deformazione di domini continentali ed oceanici.

La valle del Fiume Crati rappresenta, da un punto di vista strutturale, un *graben* bordato, nella sua porzione centrale, da un sistema di faglie normali ad andamento medio N-S che ne definiscono la forma tipicamente stretta ed allungata. Tali faglie delimitano i depositi clastici plio-quadernari di riempimento del bacino dalle rocce cristallino-metamorfiche paleozoico-cretaciche che costituiscono gli *horsts* della Catena Costiera e del Massiccio della Sila (fig. 1). Il Graben risulta delimitato a nord e a sud da un sistema di faglie trascorrenti sinistre, rappresentate rispettivamente dalla “Linea del Pollino” (Bouquet, 1973) e dalla “Falconara-Carpanzano Fault” (Van Dijk *et al.*, 2000; Tansi *et al.*, 2007).

Le faglie ad andamento N-S che strutturano il Graben del Fiume Crati mostrano attività sismogenetica, come testimoniato sia dai caratteri sia della sismicità storica (Postpischl, 1985; Boschi *et al.*, 1995, 1997) che strumentale (Moretti *et al.*, 1990, INGV) (fig. 1). La sua formazione inizia dal Pliocene Inferiore, mentre la sua evoluzione è legata ai processi di apertura del bacino tirrenico meridionale. La sovrapposizione di una tettonica distensiva su strutture trascorrenti è stata documentata nel Bacino di Paola e nella Valle del Crati da diversi Autori (Van Dijk *et al.*, 2000; Milia *et al.*, 2009; Pepe *et al.*, 2010; Spina *et al.*, 2011) ed interpretata come il risultato dell’interazione tra i processi di accrezione nel margine orientale dell’Arco Calabro e i processi estensionali del margine occidentale (Kastens *et al.*, 1988; Doglioni, 1991; Critelli e Le Pera, 1995; Critelli *et al.*, 2013; Muto *et al.*, 2014; Zecchin *et al.*, 2015). La fase tettonica estensionale iniziata nel Pleistocene controlla il riempimento del bacino del Crati e il sollevamento dei suoi margini, la Catena Costiera a ovest e il Massiccio della Sila a est. I depositi di riempimento della valle del Fiume Crati sono costituiti da una successione conglomeratico-sabbioso-argillosa (di spessore complessivo pari a 1.100 m, solo in parte affiorante), riferibile a un ciclo sedimentario marino del Pliocene sup.-Pleistocene inf., su cui giacciono in discordanza depositi di fan-delta ghiaioso-sabbiosi (Colella *et al.*, 1987) del Pleistocene medio, nonché depositi alluvionali attuali del F. Crati e dei suoi principali tributari.

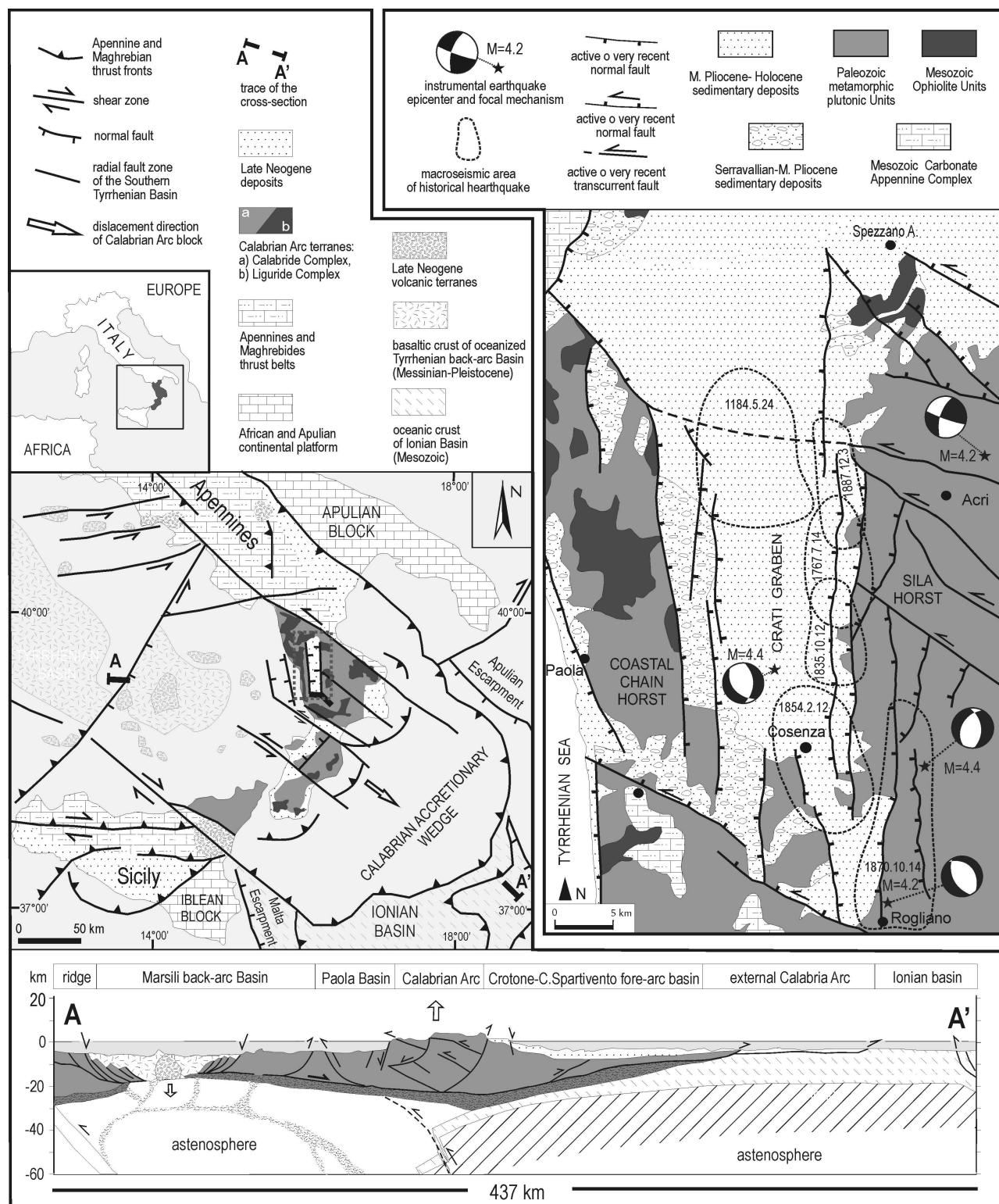


Fig. 1 – Schema geologico del Mediterraneo Centrale (da Tansi et al., 2007, modificato), con schema tettonico semplificato dell'area di studio

La valle del Fiume Crati è interessata da numerosi fenomeni di dissesto gravitativo (Frane, Grandi Frane, Deformazioni Gravitative Profonde di Versante, Fenomeni Tettono-Gravitivi), la cui distribuzione è spesso controllata dalla litologia e dalle condizioni geologico-strutturali presenti.

2 – Metodologia

Lo studio degli elementi morfologici di origine sia tettonica che gravitativa è stato condotto attraverso

un'analisi geologico-strutturale e geomorfologica, eseguita dalla macro alla meso-scala. L'analisi macro-strutturale si è sviluppata, a scala progressivamente crescente, attraverso una fase di interpretazione di foto aeree in scala compresa tra 1:75.000 e 1:13.000 che ha portato alla individuazione di indicatori morfo-neotettonici, lungo cui sono stati programmati gli itinerari di campagna, volti alla definizione dei rapporti geometrici tra le unità stratigrafiche affioranti nelle immediate vicinanze degli elementi tettonici recenti. In tal modo, è stato possibile isolare le faglie con indizi di attività quaternaria, a varie scale di riferimento.

Gli indicatori morfoneotettonici considerati sono rappresentati principalmente da scarpate di faglia e da faccette triangolari/trapezoidali. Altri indicatori considerati sono stati i corsi d'acqua rettificati, nonché 'gradini' e 'selle' morfologiche allineate lungo sistemi di crinali adiacenti.

Lungo le faglie riconosciute alla macroscale sono stati eseguiti studi meso-strutturali sulla base dell'analisi statistica degli indicatori cinematici quali ad es. i piani di scivolamento incisi da strie con ciottoli improntati, e superfici R-R'. (Hancock, 1984). L'analisi ha permesso di valutare le direzioni di spostamento tra i differenti blocchi e, quindi, di classificare i tipi di strutture. Nello studio mesostrutturale delle faglie quaternarie, sono stati considerati gli eventi tettonici cronologicamente più recenti, strettamente connessi con la morfodinamica dell'area riconoscibile nell'attuale paesaggio e con i caratteri sismotettonici. I dati mesostrutturali sono stati raccolti in stazioni di misura distribuite uniformemente lungo le morfostrutture. Per ogni piano di scivolamento striato, sono stati misurati direzione, *dip* e *pitch*, ed è stato determinato il verso di movimento.

Ai fini dello studio, sono stati raccolti 567 piani di faglia striati, distribuiti su 52 stazioni meso-strutturali ricadenti lungo le principali strutture tettoniche individuate. Per esigenze grafiche, nella Carta sono stati riportati soltanto i dati relativi alle 12 stazioni ritenute più rappresentative.

Gli elementi di origine gravitativa e tetto-gravitativa sono stati riconosciuti principalmente utilizzando criteri geomorfologici (rilevamento di scarpate e trincee lungo le creste e sui pendii, l'interferenza con la rete di drenaggio, ecc.), attraverso l'analisi multitemporale di foto aeree a diversa scala e immagini satellitari unitamente a mirati controlli di campagna.

I dati sono stati georeferenziati nel sistema UTM (Universal Transverse Mercator) *Datum* WGS84. Per la digitalizzazione dei dati è stato utilizzato il *software open source* QGIS. Per ciascun elemento tettonico e/o gravitativo, è stato creato un record in una apposita banca dati, contenente informazioni relative ai principali parametri geologici e morfometrici. Sono stati, quindi, analizzati statisticamente i caratteri morfometrici dei fenomeni gravitativi e dei relativi versanti, e le correlazioni esistenti con i parametri geologico-geomorfologici considerati.

3 – Analisi dei dati

3.1 Stratigrafia

Nell'area di studio affiorano diverse unità tettono-stratigrafiche e tettono-metamorfiche su cui giacciono in discordanza i sedimenti neogenico-quaternari. Le unità sono brevemente descritte di seguito dalla più bassa alla più elevata strutturalmente (fig. 2).

Complesso Carbonatico Appenninico, rappresentato prevalentemente da dolomie e metacalcari triassici (*Unità di Monte Cocuzzo*), affioranti in "finestre tettoniche" lungo il bordo meridionale dell'*horst* della Catena Costiera, e da una successione del Mesozoico-Langhiano, costituita principalmente da filladi, dolomie, metacalcari, calcareniti e marne, con strati torbiditici (*Unità di Lungro- Verbicaro*, Iannace *et al.*, 2007), affioranti nell'estremità nord-occidentale dell'area di studio.

Unità ofiolitiche, rappresentate da metabasalti verdi e rossicci e metabrecce di *pillow*, con copertura sedimentaria carbonatica e pelagica (Calcari a Calpionella) (*Unità di Malvito*), e metabasiti massicce e scistose e serpentiniti con copertura metapelitica e metacalcarea (*Unità di Diamante- Terranova*, Critelli, 1993). Tali unità affiorano diffusamente lungo l'*horst* della Catena Costiera e nel bordo NE dell'area di studio.

Unità plutonico-metamorfiche paleozoiche, affiorano diffusamente lungo gli *horsts* della Catena Costiera e del Massiccio della Sila e sono rappresentate, dal basso verso l'alto, da:

- Filladi grigio-scure intercalate da livelli di micascisti, metareniti e porfiroidi, sormontate da una

copertura sedimentaria mesozoica (*Unità di Bagni*);

- Gneiss milonitici, micascisti e, in subordine, marmi (*Unità di Castagna*);
- Gneiss a biotite-sillimanite-granato intercalati da lenti di marmi, presenti in blocchi discontinui fortemente tettonizzati di varie dimensioni e da livelli di anfiboliti e granuliti, con abbondanti intrusioni di filoni felsitici di micrograniti, apliti e pegmatiti (*Unità di Monte Gariglione-Polia Copanello*);
- Corpi intrusivi di estensione regionale e composizione variabile da gabbro e diorite a tonalite, granodiorite e monzogranito. Sono attraversati da una fitta rete di filoni felsitici, da metrici a decimetrici, da microgranitici ad aplitico-pegmatitici (*Batolite della Sila*).

Depositi del Neogene-Quaternario

I depositi trasgressivi del Neogene affiorano lungo i bordi occidentali e orientali della Catena Costiera e sono costituiti da conglomerati e arenarie del Serravalliano-Tortoniano che passano verso l'alto ad argille, con intercali strati di torbiditi, diatomiti e marne (Lanzafame e Zuffa, 1976; Mattei *et al.*, 2002; Mastandrea *et al.*, 2002). I depositi messiniani affiorano principalmente nel margine NE dell'area di studio, nella zona compresa tra il Fiume Rosa e Fiume Grondo. Sono costituiti principalmente da calcareniti e strati argillosi ed arenacei che passano a sottili strati di calcare sovrastati da gessoruditi e gessoareniti. I depositi del Pliocene M.-Pleistocene M., costituiti da una successione marina comprendente conglomerati, sabbie ed argille, rappresentano i depositi di riempimento del bacino del Crati (Lanzafame e Tortorici, 1981).

La successione stratigrafica del bacino del Crati è generalmente divisa in due sequenze sedimentarie. La prima unità, del Pliocene inferiore, sovrasta in discordanza il substrato roccioso ed i depositi messiniani, affiora esclusivamente nel margine occidentale del Bacino ed è costituita da conglomerati e arenarie passanti verso l'alto ad argille limose e argille (Burton, 1971; Lanzafame e Zuffa, 1976; Lanzafame e Tortorici, 1981; Tortorici, 1981; Spina *et al.*, 2011). La seconda unità si trova in discordanza sia sulla prima o direttamente sul substrato nel margine orientale del Bacino (Fabbricatore *et al.*, 2014). Tale sequenza sedimentaria, di età pleistocenica, rappresenta la risposta sedimentaria al bacino in subsidenza e al relativo sollevamento dei margini. In questo periodo il bacino del Crati mostra un'architettura tettono-sedimentaria controllata a nord e a sud da importanti faglie trasversali, mentre ad est e ad ovest da faglie longitudinali. I depositi sono costituiti da conglomerati, arenarie e arenite miste a depositi costieri e deltizi (Carobene e Damiani, 1985; Colella *et al.*, 1987; Colella, 1988; Fabbricatore *et al.*, 2014). A partire dal Pleistocene medio, la Calabria settentrionale ha registrato un intenso sollevamento (Tortorici, 1981), che ha causato la deformazione dei depositi del Pleistocene inferiore e l'accumulo di una successione di spessore di circa 40 m di conglomerato fluviale ben esposta nel margine occidentale del Bacino del Crati; una successione stratigrafica molto simile si trova sul lato orientale del massiccio della Sila (Corbi *et al.*, 2009; Robustelli *et al.*, 2009). Una serie di conoidi alluvionali pedemontane e di terrazzi marini, si formano in risposta al sollevamento dell'intero sistema Catena Costiera-Massiccio della Sila e Valle del Crati attuatosi nel tardo Pleistocene (Carobene *et al.*, 1989; Muto *et al.*, 2003; Robustelli *et al.*, 2005; Molin *et al.*, 2002; Carobene, 2003; Robustelli *et al.* 2009; Ferranti *et al.*, 2009).

I depositi olocenici sono rappresentati dai sedimenti fluviali e deltizi associati al F. Crati e dai suoi principali tributari.

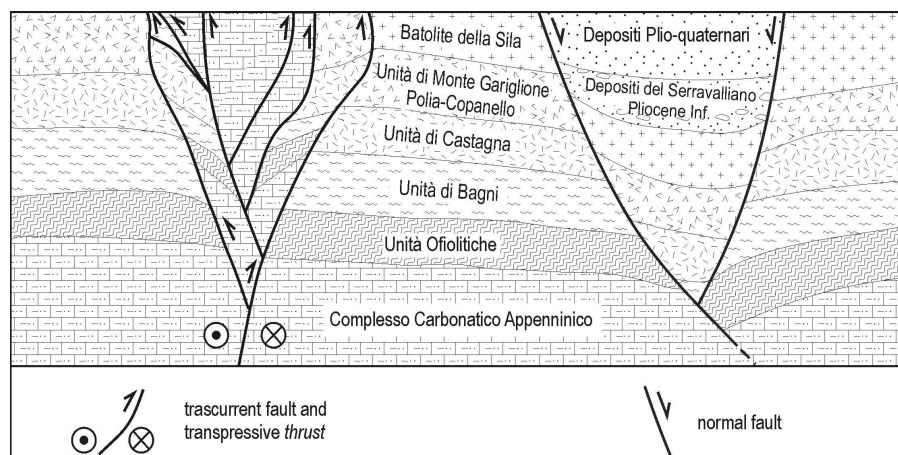


Fig. 2 - Schema tettono-stratigrafico dell'area di studio

3.2 Strutture tettoniche

La valle del Fiume Crati è una depressione tettonica plio-olocenica strutturata da importanti faglie orientate N-S e riempita da depositi clastici marini e continentali (fig. 1). Sui bordi orientale e occidentale il *graben* è delimitato rispettivamente dalle rocce cristallino-metamorfiche paleozoiche degli horsts del Massiccio della Sila e della Catena Costiera. Un sistema di faglie normal-trascorrenti sinistre orientate NW-SE, di importanza regionale, delimita a nord e a sud il Bacino del Crati (Van Dijk *et al.*, 2000; Tansi *et al.*, 2007).

Sistema di faglie normali N-S

Morfologicamente le faglie sono marcate da scarpate cumulative di altezza compresa fra 300 e 400 metri, sensibilmente rettilinee, che delimitano i blocchi sollevati. Lungo le scarpate si riconoscono faccette triangolari e/o trapezoidali con altezze medie di 70-100 m. (Tortorici *et al.*, 1995; Tansi *et al.*, 2005a). Il reticolo di drenaggio è disposto all'incirca perpendicolarmente ai segmenti di faglia ed è marcato, nei blocchi sollevati, da valli profondamente incise che sfociano in valli a fondo piatto, modellate nei settori ribassati dalle faglie. Lungo alcune scarpate, si riconoscono rotture di crinale che documentano anche una componente di trascorrenza destrorsa.

Alla mesoscala, i dati strutturali acquisiti lungo le principali strutture tettoniche associate al sistema orientato N-S hanno evidenziato piani sub-verticali (inclinazioni comprese tra 60 e 90°) ad orientamento variabile tra N160E e N25E, immergenti in prevalenza verso W (in subordine, verso E). Gli indicatori cinematici documentano una componente di trascorrenza che passa gradualmente da fortemente sinistrorsa (*pitch* inclinanti fino a 40° verso sud), a debolmente destrorsa (*pitch* inclinanti fino a 70° verso nord). I dati mesostrutturali indicano, nel complesso, una direzione di estensione media tardiva orientata WNW-ESE.

Sistema di faglie trascorrenti sinistre e normal-trascorrenti sinistre NW-SE

Le faglie appartenenti a questo sistema mostrano direzioni comprese tra N100 e N140 con immersione prevalente verso E e piani sub-verticali (inclinazione media 70-80°). Gli spostamenti verticali di queste faglie sono significativamente inferiori a quelli delle faglie N-S ed estremamente variabili, con scarpate cumulative comprese tra 0 e 300 m e faccette triangolari e/o trapezoidali comprese tra 40 e -100 m.

Alla mesoscala, i piani di faglia mostrano direzioni comprese tra N120E e N145E, inclinazione subverticale e immersione prevalente verso NE nella parte meridionale (Carpanzano-Falconara, Van Dijk *et al.*, 2000) e verso SW nella zona del Pollino a nord. Detti piani sono caratterizzati da strie sub-orizzontali con indicatori cinematici che documentano movimenti trascorrenti sinistri, indicanti una direzione di compressione media orientata EW. Queste strutture tettoniche sono coerenti con un σ_1 sub-orizzontale orientato da EW a ONO-ESE.

Thrusts transpressivi

Gli affioramenti carbonatici di Monte Cocuzzo e Monte San Giovanni, localizzati nel settore SW

dell'area di studio, rappresentano due *push-up* bordati da faglie trascorrenti sinistre che penetrano i terreni appartenenti al dominio strutturale dell'Arco Calabro (Tansi *et al.*, 2007).

Le rampe di *thrust* che strutturano il *push-up* di Monte Cocuzzo individuano, nel suo complesso, una struttura a “fiore positiva” (fig. 3). Alla mesoscala i piani di faglia mostrano direzioni che variano da NNW-SSE a NE-SW, con immersione sia verso E o W ed inclinazione estremamente variabile. I piani di faglia mostrano strie oblique, marcate da gradini di calcite o fratture di *Riedel*, che documentano movimenti inversi con una componente di trascorrenza sinistra. I trusts sono coerenti con un σ_1 sub-orizzontale orientato WNW-ESE.

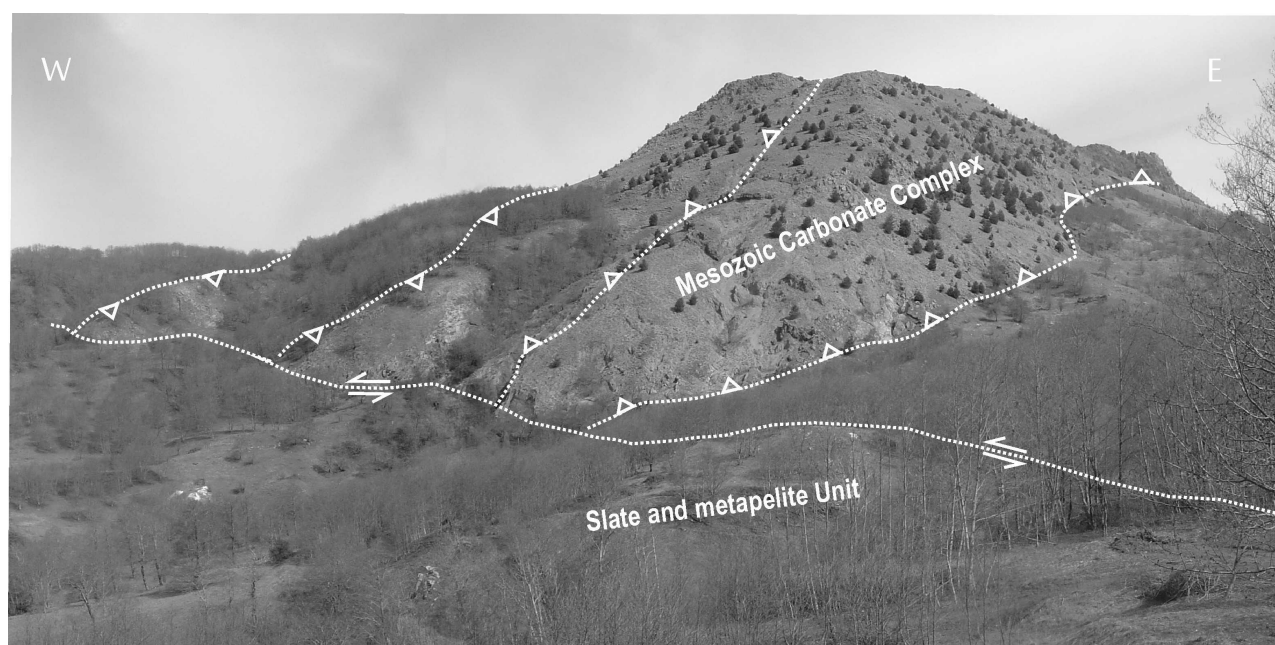


Fig. 3 – Vista da SE del *push-up* di Monte Cocuzzo (modificata da Tansi *et al.*, 2007)

Il *push-up* di Monte San Giovanni, costituito da rocce che appartengono alla porzione superiore del Complesso Carbonatico Mesozoico, è delimitato a Sud - immediatamente al di fuori dell'area di studio – da un'importante faglia trascorrente sinistra orientata NW-SE. Alla mesoscala i piani di faglia mostrano direzioni medie NNE-SSW, inclinazioni comprese tra 45° e 80°, immergenti sia verso E che verso W. Gli indicatori cinematici documentano movimenti inversi ed un σ_1 sub-orizzontale orientato WNW-ESE.

Thrusts antichi

Sia nel *push-up* di Monte Cocuzzo che in quello di Monte San Giovanni sono stati riconosciuti i *thrusts* suborizzontali, con piani orientati da E-W a WNW-ESE. Queste strutture non mostrano alcuna evidenza morfologica e sono documentati solo alla mesoscala (dove sono comunemente dislocati dai *thrusts* N-S che costituiscono *push-up*). I piani di faglia mostrano cinematismi inversi che documentano un σ_1 sub-orizzontale orientato N-S: essi possono ragionevolmente essere correlati con i sovrascorrimenti responsabili della costruzione della Catena nell'Oligocene-Miocene.

3.3 Sismotettonica

La Valle del Crati corrisponde con la zona epicentrale di numerosi terremoti sia strumentali ($3 > M > 5$, anni 1983-2014 - INGV) che storici (Imax fino al X MCS; Boschi *et al.*, 1995).

Riguardo ai caratteri della sismicità storica, l'area è stata interessata da sei terremoti disastrosi, di intensità massima compresa tra IX e X MCS (tab. 1): di questi, cinque presentano aree epicentrali localizzate lungo il bordo orientale della Valle del Crati. Fa eccezione l'evento del 1184, ubicato in corrispondenza delle faglie che strutturano il margine occidentale del *graben* (e di più incerta localizzazione, per l'epoca assai remota). In particolare, gli epicentri dei tre eventi tellurici più intensi, occorsi nel 1835, 1854 e 1870 (che nel complesso causarono circa 800 vittime), risultano distribuiti nella

porzione centro-meridionale dell'area considerata, con progressiva migrazione verso sud. L'asse di allungamento delle zone macrosismiche relative ai terremoti suddetti coincide con le principali faglie N-S.

| Data del terremoto | Epicentro | I _{max} MCS | Vittime |
|--------------------|-------------------------|----------------------|--------------|
| 24.05.1184 | Cosenza-Luzzi-Bisignano | IX | migliaia (?) |
| 14.07.1767 | Rose-Luzzi | VIII-IX | centinaia |
| 12.10.1835 | Castiglione Cosentino | X | 115 |
| 12.02.1854 | Donnici-S.Ippolito | X | 500 |
| 04.10.1870 | Mangone | X | 117 |
| 03.12.1887 | Bisignano | IX | 20 |

Tab. 1 – Principali terremoti storici avvenuti nell'area di studio

Inoltre, i meccanismi focali dei terremoti del 18 ottobre 2001 ($M = 4.2$), del 20 febbraio 1980 e del 28 dicembre 2014 ($M = 4.4$) confermano l'attività del sistema di faglie N-S, mentre il meccanismo focale del terremoto del 24 aprile 1996 ($M = 4.2$) suggerisce l'attività del sistema di faglie orientate NW-SE.

3.4 Fenomeni gravitativi e tettono-gravitativi

L'area di studio è caratterizzata da diffusi fenomeni di instabilità dei versanti che variano sia tipologicamente che per dimensioni. Questi fenomeni sono determinati dal particolare contesto geologico-strutturale presente, caratterizzato da un'elevata energia di rilievo, un notevole grado di fratturazione dei litotipi coinvolti nelle deformazioni tettoniche e da particolari pattern strutturali predisponenti i versanti all'instabilità.

In particolare, le stagioni invernali degli anni 2008-2012 sono state caratterizzate da condizioni climatiche eccezionali, tali da portare la Presidenza del Consiglio dei Ministri ad emettere quattro Ordinanze di Protezione Civile legate all'emergenza causata dal maltempo nell'area di studio. Le incessanti piogge hanno causato dissesti che hanno danneggiato vaste aree del territorio con effetti particolarmente gravi sulla rete stradale e sulle attività economiche.

Questi eventi hanno modificato il quadro conoscitivo dei rischi delineato nei vari strumenti di pianificazione e governo del territorio, espandendo significativamente le aree di rischio idrogeologico, andando spesso, a riattivare fenomeni che gli stessi strumenti indicavano in stato di quiescenza (Conforti *et al.*, 2014), aumentando le situazioni critiche e rendendo, di conseguenza, indispensabile un rivisitazione della mappatura delle aree a rischio idrogeologico.

In questo senso, la Provincia di Cosenza, nel 2012, ha siglato con l'Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica del Consiglio Nazionale delle Ricerche italiano (CNR-IRPI) una convenzione per l'aggiornamento e la mappatura delle aree a rischio idrogeologico della provincia di Cosenza. Questo studio descrive parte dei risultati ottenuti nell'ambito della Convenzione.

In particolare, nella Carta sono stati distinti i seguenti tipi di fenomeni gravitativi e tettono-gravitativi:

- Frane attivate nel periodo 2008-2012 che hanno interessato le aree residenziali (con più di 200 abitanti) e le principali infrastrutture. I fenomeni sono stati distinti (seguendo la classificazione di Cruden e Varnes (1996) in: frane da scorrimento, da colamento e complesse, zona franosa superficiale, zona franosa profonda ed area in intensa erosione;
- Frane riconosciute prima dell'anno 2001, che hanno interessato le aree residenziali e le principali infrastrutture, censite dall'Autorità di bacino della Regione Calabria (Piano di Assetto Idrogeologico per la protezione del suolo - PAI - della Regione Calabria, Italia Autorità di bacino, 2001). Nella Carta sono stati riportati solo i fenomeni attivi e quelli quiescenti per le stesse tipologie di frane sopra elencate;
- Grandi Frane, Deformazioni Gravitative Profonde di Versante e Deformazioni Tettono-gravitative (fonte: Sorriso-Valvo e Tansi, 1996; Iovine e Tansi, 1998; Tansi *et al.*, 2005b; PAI della Regione Calabria, Italia Autorità di bacino, 2001.). Sono state distinte: in fenomeni scorrimento, colamento, complesso, Grande Frana, *Sackung* e Espansione Laterale.

Le tabelle che seguono forniscono una sintesi dei risultati ottenuti e dell'analisi statistica effettuata.

In particolare, la tabella 2 mostra i dati statistici sui fenomeni franosi attivatisi nel periodo 2008-2012.

| Tipo di Movimento | N. frane | % frane | Area (km ²) | % Area |
|---------------------------|----------|---------|-------------------------|--------|
| Scivolamento | 1433 | 58,65 | 9,06 | 32,85 |
| Colata | 220 | 9,00 | 1,60 | 5,80 |
| Complesso | 172 | 7,10 | 3,20 | 11,60 |
| Area franosa superficiale | 557 | 22,80 | 8,70 | 31,65 |
| Area franosa profonda | 21 | 0,85 | 4,40 | 16,10 |
| Area di intensa erosione | 37 | 1,60 | 0,54 | 2,00 |
| Totale | 2440 | 100,00 | 27,50 | 100,00 |

Tab. 2 – Dati statistici sulle frane attivate nel periodo 2008-2012 (area totale della carta 2039,7 km²)

I fenomeni riconosciuti sono stati 2.440 (superficie complessiva coinvolta: 27,5 km²); la tipologia più frequente è lo “scorrimento” (1.433), mentre i fenomeni più estesi sono le “zone franose” (comprendenti sia quelle superficiali che profonde). Il 91,3% dei dissesti (2.228 fenomeni per un’area interessata di 23,88 km²) coinvolge la Valle del Crati; tali fenomeni si distribuiscono prevalentemente sui due bordi della valle in corrispondenza delle faglie responsabili del contatto tettonico tra le rocce paleozoiche degli *horsts* della Catena Costiera e del Massiccio della Sila ed i depositi sedimentari plio-pleistocenici di riempimento della valle stessa. Dallo studio si evince, altresì, il controllo delle strutture tettoniche sulla distribuzione delle frane: il 51% (1.243) dei fenomeni franosi si originano nelle fasce cataclastiche associate alle principali faglie.

Le frane che si verificano lungo il bordo occidentale del *graben* del Crati occupano una superficie di circa tre volte superiore a quelle che si verificano lungo il margine orientale (16,88 km² contro 7,0 km²), anche se il numero totale dei fenomeni non è molto diverso (1.135 contro 1.093 frane).

Da un confronto con i dati raccolti dall’Autorità di Bacino – relativi a fenomeni franosi antecedenti al 2001, si nota come molte delle frane attivate nel periodo 2008-2012 (1.513 per una superficie totale di 15,12 km²) interessano aree che erano classificate come “quiescenti” nel PAI. In altri casi, alcune frane indicate come “attive” dal PAI hanno aumentato significativamente la loro superficie. Infine, 927 fenomeni franosi (38%) rappresentano frane di neoformazione o comunque non riconosciute dal PAI Calabria.

La tabella 3 mostra il riepilogo statistico dei dati relativi a Grandi Frane (GF), Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV), e fenomeni Tettono-Gravitativi.

| Tipologia | N. fenomeni | % fenomeni | Area (km ²) | % Area |
|---|-------------|------------|-------------------------|--------|
| Grandi frane | 30 | 34,00 | 56,65 | 28,30 |
| Deformazioni gravitative Profonde di Versante | 35 | 39,80 | 84,35 | 42,00 |
| Sackung | 21 | 23,90 | 36,50 | 18,20 |
| Espansione laterale | 2 | 2,30 | 23,15 | 11,50 |
| Totale | 88 | 100,00 | 200,65 | 100,00 |

Tab. 3 – Dati statistici sulle grandi frane e sulle deformazioni gravitative e tettono/gravitative di versante (area totale della carta 2039,7 km²)

Questi fenomeni si sviluppano principalmente lungo i confini occidentali e orientali della Valle del Crati, dove l’alta energia di rilievo ed i versanti ripidi sono comunemente associati con un’intensa fratturazione tettonica, come ad esempio i profili di alterazione profonda (Borrelli *et al.*, 2012 2014, 2015A, 2015b). In totale sono stati mappati 88 fenomeni, riconosciuti da diversi Autori e raffigurati nella Carta: essi coinvolgono 200,65 km² corrispondente 9,85% dell’area di studio, interessando, generalmente, le rocce del substrato pre-miocenico.

I fenomeni gravitativi e tettono-gravitativi sono generalmente delimitati da faglie o da *thrusts*.

4. Conclusioni

La Valle del Fiume Crati è una depressione tettonica controllata principalmente da faglie normali N-S

lungo i bordi centrali e faglie trascorrenti orientate WNW-ESE nella sua estremità settentrionale e meridionale. Da un punto di vista morfologico queste faglie sono caratterizzate da una notevole freschezza. L'area è stata caratterizzata da un punto di vista geologico-strutturale attraverso studi macro e meso-strutturali. Il confronto dei dati ha mostrato una buona correlazione tra strutture tettoniche e zone colpite da dissesti legati a fenomeni gravitativi. Le faglie recenti e attive sono state confrontate con la sismicità storica e strumentale, al fine di individuare le principali strutture sismogenetiche. I numerosi terremoti avvenuti in epoca storica e la sismicità strumentale rilevata negli ultimi 30 anni confermano il carattere sismogenetico della Valle del Crati. Nel complesso, la sismicità osservata è principalmente legata all'attività delle faglie che bordano il confine orientale della Valle.

In considerazione sia dell'estensione lineare delle principali strutture tettoniche e sia della velocità di sollevamento stimata per quest'area (Westaway, 1993), è possibile ipotizzare un alto potenziale sismogenetico delle strutture con possibili fenomeni caratterizzati da notevole energia.

Lo studio geomorfologico dell'area è stato effettuato mediante l'interpretazione di foto aeree e immagini satellitari e rilievi in campagna che hanno portato all'identificazione delle principali zone colpite da fenomeni di instabilità, molti dei quali con carattere distruttivo, causati dalle piogge eccezionali che hanno caratterizzato le stagioni invernali degli anni 2008-2012. Lo studio ha riguardato le aree urbane nonché le strutture ed infrastrutture di importanza strategica (scuole, ospedali, strade statali e provinciali). Nel complesso sono stati identificati 2690 fenomeni franosi di cui, 1575 "scorrimenti", 232 'colate', 185 'fenomeni complessi', 655 'zone franose', 43 'aree in intensa erosione'.

L'analisi sismologica, geo-strutturale e geomorfologica è stata eseguita in ambiente GIS (QGIS software), attraverso diverse fasi che hanno permesso la strutturazione di un geo-database che ha permesso l'analisi spaziale dei dati e la loro interpretazione.

In ultima analisi il presente lavoro aggiorna il quadro conoscitivo delle condizioni di rischio della Valle del Fiume Crati. Il documento rappresenta, dunque, un utile riferimento nella scelte di pianificazione e manutenzione del territorio e uno strumento essenziale per la politica di protezione civile dell'area.

Bibliografia

- Amodio-Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E. e Zuppetta A. 1976, «L'arco Calabro-Peloritano nell'orogene appenninico Maghrebide», in *Memorie della Società Geologica Italiana*, 17, pp. 1–60.
- Borrelli L., Perri F., Critelli S. and Gullà G., 2012, «Minero-petrographical features of weathering profiles in Calabria, southern Italy», in *Catena*, v. 92, pp. 196-207.
- Borrelli L., Perri F., Critelli S. and Gullà G., 2014, «Characterization of granitoid and gneissic weathering profiles of the Mucone River Basin (Calabria, southern Italy)», in *Catena*, v. 113, pp. 325-340.
- Borrelli L., Critelli S., Gullà G. and Muto F., 2015a, «Weathering grade and geotectonics of the western-central Mucone River basin (Calabria, Italy)», in *Journal of Maps*, Vol. 11, No. 4, pp. 606–624.
- Borrelli L., Coniglio S., Critelli S., La Barbera A. and Gullà G., 2015b, «Weathering grade in granitoid rocks: The San Giovanni in Fiore area (Calabria, Italy)», in *Journal of Maps*, pp. 1-16.
- Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G. e Valensise G., 1995, *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a. C. al 1980*, n. 1 CD-ROM. ING and SGA, Roma, 973 pp.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Valensise G. e Gasperini P., 1997, *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a. C. al 1990*, vol. 2 n. 1 CD-ROM. ING and SGA, Roma, 644 pp.
- Burton A.N., 1971, *Carta Geologica della Calabria alla scala di 1:25.000. Relazione generale Cassa per il Mezzogiorno*, Servizio Bonifiche, Roma, 120.
- Carobene L., 2003, «Genesi, età sollevamento ed erosione dei terrazzi marini di Crosia-Calopezzati (costa ionica della Calabria-Italia)», in *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Science*, 16 (1), pp. 43-90.
- Carobene L. e Damiani A.V., 1985, «Tettonica e sedimentazione pleistocenica nella media Valle del F. Crati (Calabria)», in *Boll. Soc. Geol. It.*, 104, pp. 93-114.

- Carobene L., Mengani M.E. e Oliviero M., 1989, «Superfici terrazzate pleistoceniche nella media valle del Fiume Crati (Calabria)», in *Il Quaternario*, 2 (1), pp. 15-39.
- Colella A., De Boer P.L. and Nio S.D., 1987, «Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin, Calabria, Southern Italy», in *Sedimentology*, 34, pp. 721-736.
- Colella A., 1988, Pliocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati Basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions. In: W. Nemeč & R.J. Steel (eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting*. Blackie and Son, London, 50-74.
- Conforti M., Muto F., Rago V. and Critelli S., 2014, «Landslide inventory map of north-eastern Calabria (South Italy)», in *Journal of Maps*, Vol. 10, No. 1, pp. 90–102.
- Critelli S. and Le Pera E., 1995, «Tectonic evolution of the Southern Apennines thrust-belt (Italy) as reflected in modal compositions of Cenozoic sandstone», in *The Journal of Geology*, 103, pp. 95-105.
- Critelli S., Muto F., Tripodi V. and Perri F., 2011, «Relationships between lithospheric flexure, thrust tectonics and stratigraphic sequences in foreland setting: the southern Apennines foreland basin system, Italy», in Schattner, U. (Ed.) *New Frontiers in Tectonic Research—at the Midst of Plate Convergence* Schattner, Tech Open Access Publisher, pp. 121-170.
- Critelli S., Muto F., Tripodi V. and Perri F., 2013, «Link between thrust tectonics and sedimentation processes of stratigraphic sequences from the southern Apennines foreland basin system, Italy», in *Rend. Online Soc. Geol. Ital.*, 25, pp. 21–42.
- Doglioni C., 1991, «A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions. Possible applications to the Tyrrhenian–Apennines system», in *Terra Nova* 3, pp. 423–434.
- Fabbricatore D., Robustelli G. and Muto F., 2014, «Facies analysis and depositional architecture of shelf-type deltas in the Crati Basin (Calabrian Arc, south Italy)», in *Ital. J. Geosci.* 133, pp. 131–148.
- Ferranti L., Santoro E., Mazzella M.E., Monaco C. and Morelli D., 2009, «Active transpression in the northern Calabria Apennines, southern Italy», in *Tectonophysics*, 476, pp. 226–251.
- Ghisetti F. and Vezzani L., 1981, «Contribution of structural analysis to understanding the geodynamic evolution of the Calabrian Arc (southern Italy)», in *J. Struct. Geol.*, 3, pp. 371–381.
- Iannace A., Vitale S., D’Errico M., Mazzoli S., Distaso A., Macaione E., Messina A., Reddy S.M., Somma R., Zamparelli V., Zattin M. and Bonardi G., 2007, «The carbonate tectonic units of northern Calabria (Italy): a record of Apulian palaeomargin evolution and Miocene convergence, continental crust subduction, and exhumation of HP-LT rocks», in *Journal of the Geological Society, London*, 164, 2007, pp. 1165-1186.
- Kastens K., Mascle J., Aurox C., Bonatti E., Broglia C., Channell J., Curzi P., Emeis K.C., Glaçon G., Hasegawa S., Hieke W., Mascle G., McCoy F., McKenzie J., Mendelson J., Muller C., Rehault J.P., Robertson A., Sartori R., Sprovieri R. and Tori M., 1988, «ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution», in *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, pp. 1140–1156.
- Lanzafame G. e Zuffa G.G., 1976, «Geologia e petrografia del Foglio di Bisignano (Bacino del Crati, Calabria)», in *Geologica Romana*, 15, pp. 223-270.
- Lanzafame G. e Tortorici L., 1981, «La tettonica recente del Fiume Crati (Calabria)», in *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 4, pp. 11-21.
- Mattei M., Cipollari P., Cosentino D., Argentieri A., Rossetti F. and Speranza F., 2002, «The Miocene tectonic evolution of the southern Tyrrhenian Sea: Stratigraphy, structural and paleomagnetic data from the on-shore Amantea Basin (Calabrian arc, Italy)», in *Basin Research*, 14, pp. 147-168.
- Mastandrea A., Muto F., Neri C., Papazzoni C.A., Perri E. and Russo F., 2002, «Deep-Water Coral Banks: an Example from the "Calcare di Mendicino" (Upper Miocene, Northern Calabria, Italy)», in *Facies*, 47, pp. 27-42.
- Milia A., Turco E., Pierantoni P.P. and Schettino A., 2009, «Four-dimensional tectonostratigraphic evolution of the Southeastern peri-Tyrrhenian Basins (Margin of Calabria, Italy)», in *Tectonophysics*, 476, pp. 41–56.

- Molin P., Dramis F. and Lupia Palmieri E., 2002, «The Pliocene-Quaternary uplift of the Ionian northern Calabria coastal belt between Corigliano Calabro and Capo Trionto», in *Studi Geologici Camerti*, pp. 135-145.
- Moretti A., Corea I. e Guerra I., 1990, «Sismicità attuale e sistemi di fratture superficiali in Calabria», in *Atti del Convegno GNDT*, 1, pp. 89-101.
- Muto F., Robustelli G., Scarciglia F., Spina V. and Critelli S., 2003, «Geomorphology, tectonics and sedimentology of Late Quaternary fans between Guardia Piemontese and Paola (Tyrrhenian coast of Calabria, Southern Italy)», in *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 16, pp. 217-229.
- Muto F., Spina V., Tripodi V., Critelli S. and Roda C., 2014, «Neogene tectonostratigraphic evolution of allochthonous terranes in the eastern Calabrian foreland (southern Italy)», in *Ital. J. Geosci.*, 133, pp. 455–473.
- Ogniben L., 1969, «Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano», in *Memorie della Società Geologica Italiana*, 8, pp. 453–763.
- Ogniben L., 1973, «Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni», in *Geol. Romana*, 12, pp. 243-585.
- Pepe F., Sulli A., Bertott G. and Cella F., 2010, «Architecture and Neogene to Recent evolution of the western Calabrian continental margin: an upper plate perspective to the Ionian subduction system, central Mediterranean», in *Tectonics*, 29, TC3007. <http://dx.doi.org/10.1029/2009TC002599>.
- Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico (PAI), Autorità di Bacino, Regione Calabria, 2001.
- Postpischl D., 1985, *Catalogo dei forti terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*, CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Graficop, Bologna, 239 pp.
- Robustelli G., Lucà F., Corbi F., Pelle T., Dramis F., Fubelli G., Scarciglia F., Muto F. and Cugliari D., 2009, «Alluvial terraces on the Ionian coast of northern Calabria, southern Italy: implications for tectonic and sea level controls», in *Geomorphology*, 106, pp. 165-179.
- Robustelli G., Muto F., Scarciglia F., Spina V. and Critelli S., 2005, «Eustatic and tectonic control on Late Quaternary alluvial fans along the Tyrrhenian Sea coast of Calabria (South Italy)», in *Quaternary Science Review*, 24, pp. 2101-2119.
- Sorriso-Valvo M. e Tansi C., 1996, «Grandi frane e deformazioni gravitative profonde di versante della Calabria. – Note illustrative per la carta al 250.000», in *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 19, pp. 395-408.
- Spina V., Tondi E. and Mazzoli S., 2011, «Complex basin development in a wrench-dominated back-arc area: tectonic evolution of the Crati Basin, Calabria, Italy», in *Journal of Geodynamics*, 51, pp. 90–109.
- Tansi C., Iovine G. e Folino Gallo M., 2005a, «Tettonica attiva e recente, e manifestazioni gravitative profonde, lungo il bordo orientale del graben del Fiume Crati (Calabria Settentrionale)», in *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 124 (3), pp. 563–578.
- Tansi C.; Iovine G. e Folino Gallo M., 2005b, «Tettonica attiva e recente, manifestazioni gravitative profonde, lungo il bordo orientale del graben del Fiume Crati (Calabria settentrionale)», in *Boll. Soc. Geol. It.*, 124(3), pp. 563-578.
- Tansi C., Muto F., Critelli S. and Iovine G., 2007, «Neogene–Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (southern Italy)», in *Journal of Geodynamics*, 43, pp. 393–414.
- Tortorici L., 1981, «Analisi delle deformazioni fragili dei sedimenti postorogeni della Calabria settentrionale», in *Boll. Soc. Geol. It.*, 100, pp. 291-308.
- Tortorici L., 1982, «Lineamenti geologico-strutturali dell'Arco Calabro Peloritano», in *Società Italiana di Mineralogia e Petrografia*, 38, pp. 927–940.
- Tripodi V., Muto F. and Critelli S., 2013, «Structural style and tectono-stratigraphic evolution of the Neogene Quaternary Siderno Basin, southern Calabrian Arc, Italy», in *Int. Geol. Rev.*, 55, pp. 468–481.
- Turco E., Maresca R. e Cappadona P., 1990, «La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico», in *Memorie della Società Geologica Italiana*, 45, pp. 519–529.
- Van Dijk J.P., Bello M., Brancaleoni G.P., Cantarella G., Costa V., Frixia A., Golfetto F., Merlini S., Riva

M., Torricelli S., Toscano C. and Zerilli A., 2000, «A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy)», in *Tectonophysics*, 324, pp. 267–320.

Westaway R., 1993, «Quaternary Uplift of Southern Italy», in *Journ. Geophys. Rec.*, 98, 21.741-21.772.

Zecchin M., Caffau M., Civile D., Critelli S., Di Stefano A., Maniscalco R., Muto F., Sturiale G. and Roda C., 2012, «The Plio-Pleistocene evolution of the Crotona Basin (southern Italy): interplay between sedimentation, tectonics and eustasy in the frame of Calabrian Arc migration», in *Earth Sci. Rev.*, 115, pp. 273–303.

Zecchin M., Praeg D., Ceramicola S. and Muto F., 2015, «Onshore to offshore correlation of regional unconformities in the Plio-Pleistocene sedimentary successions of the Calabrian Arc (central Mediterranean)», in *Earth-Science Reviews*, 142, pp. 60–78.