

## CARATTERI MORFOTETTONICI DELL'AREA DEL VALICO DI PRESTIERI E DEI MONTI DI LAURIA (APPENNINO MERIDIONALE)

Dario Gioia<sup>1</sup> & Marcello Schiattarella<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata, Potenza

RIASSUNTO: D. Gioia & M. Schiattarella, *Caratteri morfotettonici dell'area del Valico di Prestieri e dei Monti di Lauria (Appennino meridionale)*. (IT ISSN 0394-3356, 2006).

I Monti di Lauria, ubicati ad occidente del bacino del Mercure – che li separa dai vicini rilievi della Catena del Pollino - rappresentano un alto strutturale di carbonati mesozoici la cui morfoevoluzione è stata fortemente controllata dalla tettonica quaternaria. A sud della dorsale compresa tra gli abitati di Lauria e Castelluccio si sviluppa per circa 15 km il “corridoio morfologico” del Valico di Prestieri, nel quale trovano posto sedimenti continentali quaternari organizzati in più corpi deposizionali. In questa nota viene proposto un quadro stratigrafico e morfostrutturale dell'intera area, unitamente alla ricostruzione della sequenza morfo-tettonoevolutiva neogenico-quaternaria. La primitiva struttura contrazionale neogenica risulta smembrata dalla riattivazione mediopleistocenica, in regime estensionale, di un'associazione di faglie originariamente prodotta durante il Pliocene superiore – Pleistocene inferiore in una zona di taglio orientata all'incirca N120°. Sono stati riconosciuti diversi momenti di crisi tettonica nel Pleistocene e periodi di quiescenza durante i quali ha avuto luogo il modellamento - in corrispondenza del paleolivello di base locale dell'erosione - di superfici erosionali più o meno estese e la genesi di corpi sedimentari con top deposizionali a bassa pendenza. L'utilizzo di simili indicatori morfotettonici – ai quali è stato possibile attribuire un'età per correlazione geomorfologica con i vicini bacini del Mercure e del Sinni - ha permesso di valutare i tassi di sollevamento regionali e locali dell'area e la velocità di scivolamento delle principali faglie. I tassi del sollevamento regionale vanno ad assestarsi su valori di circa 1 mm/a mentre quelli locali sono corrispondenti in linea di massima ai tassi di attività delle faglie e raggiungono i valori più elevati (0,5-0,6 mm/a circa) al passaggio Pleistocene inferiore-medio, in coincidenza dell'attivazione della tettonica estensionale ad asse NE-SO.

L'entità dell'esumazione quaternaria legata all'erosione lineare, calcolata attraverso il tasso di incisione delle superfici di spianamento relitte, risulta nettamente minore rispetto a quella necessaria per smantellare le volumetrie responsabili del carico tettonico ipotizzabile per l'area di studio. La necessità di invocare altri meccanismi di esumazione permette allora di collegare le faglie a basso angolo con cinematica normale o trastensiva, rilevate lungo i rilievi di Monte La Spina e Monte Zaccana, a fenomeni, probabilmente di età pliocenica, di denudamento tettonico dell'orogene.

ABSTRACT: D. Gioia & M. Schiattarella, *Morphotectonics of the Valico di Prestieri area and adjacent Lauria Mts (southern Apennines)*. (IT ISSN 0394-3356, 2006).

*Lauria-Castelluccio Mountains, located to the west of the Mercure basin and separated by it from the Pollino Ridge, form a morphostructural high of the Calabria-Lucania border, southern Italy, made of Mesozoic shallow-water carbonates, whose evolution has been strongly controlled by Quaternary tectonics. To the south of the ridge, a 15 km-long narrow depression, named Valico di Prestieri, is filled by continental Pleistocene deposits organized in several sedimentary bodies.*

*In this paper, the stratigraphic and morphostructural picture of the Quaternary deposits and surrounding areas is widely discussed and, in the end, a reconstruction of Miocene to Pleistocene tectonic and morpho-evolutionary sequences is proposed. The original contractional structure – built on during late Miocene to Pliocene time-span – has been dismembered by Pleistocene strike-slip and normal faulting along a N120°- striking shear zone. Several episodes of both tectonic crisis and quiescence have been recognized. During the quiescence periods, sculpture of erosional land surfaces and deposition of sedimentary bodies with gently dipping tops (alluvial fans and flood), both related to the different past base levels of the trough, took place. The use of such features as morphotectonic markers – whose ages have been deduced by morphostratigraphic correlations with the close Mercure River and Sinni River basins – allowed the estimation of the regional and local uplift rates and the calculation of the slip rates of the main high-angle faults. Regional uplift rates are settled on a value of about 1 mm/yr, whereas the local rates are nearly coincident with the magnitude of the fault slip rates, reaching the highest values (about 0,5-0,6 mm/yr) at the passage between early and middle Pleistocene, in correspondence of the beginning of the extensional tectonics with NE-SW oriented tensile axis.*

*The amount of Quaternary denudation due to fluvial erosion, calculated on the base of bedrock incision rates, is clearly less than tectonic burial (several km) suffered by the Mesozoic formations of the Lauria Mts and surrounding areas. Therefore, it is necessary to invoke alternative mechanisms of exhumation, such as tectonic erosion or denudation, that may adequately justify also the presence of low-angle normal or oblique faults, surveyed at Mt. La Spina and Mt. Zaccana and probably Pliocene in age.*

Parole chiave: Evoluzione morfotettonica polifasica, tasso di sollevamento, faglia normale a basso angolo, denudamento tettonico, Monti di Lauria (Appennino calabro-lucano).

Keywords: *Polyphase morphotectonic evolution, uplift rate, low-angle normal fault, tectonic denudation, Lauria Mts (Calabria-Lucania Apennines, Italy)*.

### 1. INTRODUZIONE

I Monti di Lauria rappresentano una morfostruttura modellata nelle successioni calcareo-dolomitiche meso-cenozoiche di piattaforma costituenti le monoclini del confine calabro-lucano (Fig. 1), orlate a nord da un fronte di sovrascorrimento con vergenza verso N-NE

e vistosamente smembrate dalla tettonica fragile plio-quaternaria. La dorsale è infatti confinata a meridione dal corridoio morfotettonico del Valico di Prestieri, aggradato da sedimenti quaternari organizzati in più corpi deposizionali di ambiente continentale. In questa nota viene presentato uno studio geomorfologico della depressione e dei rilievi contigui, finalizzato alla rico-

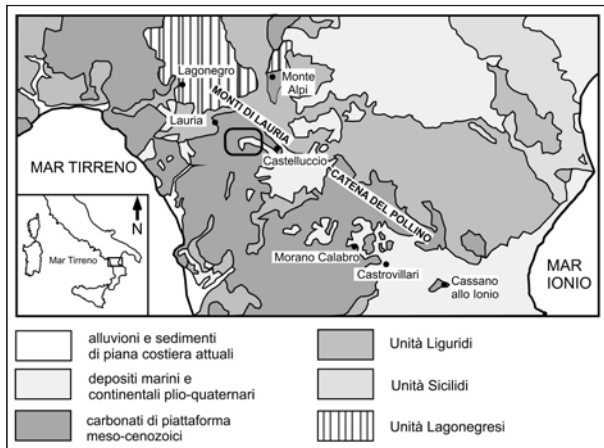


Fig. 1 - Schema geologico del confine calabro-lucano.  
Geological sketch map of the Calabria-Lucania border.

struzione della sequenza morfo-tettonoevolutiva che ha caratterizzato questo settore di catena dal Neogene al Quaternario.

Recenti studi enfatizzano il ruolo delle superfici di spianamento relitte e delle anomalie nei profili longitudinali dei corsi d'acqua come *marker* morfo-cronologici sui quali fondare le stime quantitative dei tassi di sollevamento regionali e locali della catena appenninica (SCHIATTARELLA *et al.*, 2003; 2006; BOENZI *et al.*, 2004). Il buon grado di conservatività morfologica che caratterizza l'ossatura carbonatica dei Monti di Lauria e la presenza di diverse generazioni di depositi continentali nell'area del Valico di Prestieri, unitamente alla mancanza di studi a carattere morfostrutturale, sono i fattori che rendono di particolare interesse l'area di studio. Il rilevamento geologico di dettaglio, con particolare riferimento ai depositi quaternari, ha interessato l'area compresa tra i rilievi di Monte Zaccana e Monte La Spina a nord e le dorsali di Monte Rossino e Serra La Nocera a sud. L'analisi geomorfologica è stata mirata in particolare alla dettagliata cartografia delle superfici topografiche erosionali e/o deposizionali a basso angolo, oltre che al riconoscimento dei morfolineamenti di origine tettonica e di altri elementi del paesaggio fisico legati ai processi tettonici, ed è stata supportata anche dall'analisi morfometrica del reticolo idrografico, realizzata attraverso il calcolo di alcuni parametri geomorfici significativi dal punto di vista morfotettonico (Rb, Rbd, R) e la valutazione delle direzioni preferenziali di deflusso dei corsi d'acqua. L'analisi mesostrutturale degli elementi della deformazione fragile, con particolare riguardo allo stato di fratturazione dei terreni del *bedrock* carbonatico pre-quadernario, si è resa necessaria per la comparazione degli andamenti delle aste fluviali e delle famiglie di discontinuità e per la comprensione della cinematica di alcune faglie ad alto e basso angolo.

Il riconoscimento di diverse generazioni di superfici erosive sospese – alle quali è stato possibile attribuire un'età per correlazione morfostratigrafica con i vicini bacini del Fiume Mercure e del Fiume Sinni – dislocate dalle strutture tettoniche, ha permesso di valutare i tassi di sollevamento regionali e locali quaternari dell'a-

rea e di discriminare quantitativamente l'entità dei movimenti verticali associati alle diverse fasi morfologiche. La distribuzione plano-altimetrica di alcune generazioni di superfici di erosione relitte è stata, inoltre, confrontata con la quota sul livello del mare delle anomalie (punti di flesso o *knickpoint*) e di salti morfologici più pronunciati, non legati a morfoselezione, del profilo longitudinale di alcuni corsi d'acqua.

Come detto, pochi lavori a carattere geomorfologico e morfostrutturale hanno interessato in qualche modo i Monti di Lauria e dintorni: tra questi, si ricordano gli studi di BOUSQUET & GUEREMY (1968), PALMENTOLA *et al.* (1980), LA ROCCA & SANTANGELO (1991) e SCHIATTARELLA *et al.* (1994), nei quali l'area è tuttavia presa in considerazione nell'ambito di contesti più ampi. I caratteri geologici sono stati oggetto della memoria di BONARDI (1966) e, nel contesto di una trattazione più generale sul confine calabro-lucano, dello scritto di LORENZO *et al.* (2001).

## 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'APPENNINO MERIDIONALE E DELL'AREA DEL CONFINE CALABRO-LUCANO

L'Appennino meridionale è una catena montuosa con generale vergenza nord-orientale, formata in prevalenza da falde derivanti dalla deformazione del paleomargine apulo-africano mesozoico-terziario, sovrascorse e impilate sulla microplacca adriatica in subduzione. Dall'Oligocene terminale, la tettonica compressiva ha coinvolto, in un primo stadio di accrezione, la crosta ofiolitica dell'oceano ligure con la relativa copertura (KNOTT, 1987; MAURO & SCHIATTARELLA, 1988; BONARDI *et al.*, 1988) e successivamente i terreni di piattaforma e bacinali del margine passivo continentale (PESCATORE *et al.*, 1999; CELLO & MAZZOLI, 1999). La migrazione verso est del fronte dei sovrascorrimenti, accompagnata dalla sedimentazione di potenti successioni clastiche sintettoniche, è stata seguita da una estensione di retroarco che ha interessato diacronicamente in tempi plio-pleistocenici prima la fascia tirrenica e poi quella assiale dell'orogene sud-appenninico. Evidenze di attività compressiva pleistocenica sono invece documentate nella porzione esterna della catena (PIERI *et al.*, 1997).

In molti settori della catena, come per la grande morfostruttura del Pollino – Monti di Lauria, la primitiva struttura contrazionale neogenica risulta smembrata da faglie plio-quadernarie trascorrenti ed estensionali con diversi andamenti. Particolare importanza rivestono i lineamenti tettonici con orientazione N120°, in quanto responsabili della genesi e dell'evoluzione di molti bacini quaternari, compresi quelli dell'area del confine calabro-lucano (SCHIATTARELLA, 1998). Il segmento sud-appenninico è anche caratterizzato da faglie normali a basso angolo con cinematica estensionale ed obliqua, che realizzano contatti tettonici anomali del tipo "giovane su vecchio", interpretati in maniera assai differente dai diversi Autori che se ne sono occupati (D'ARGENIO *et al.*, 1986; LETTO & D'ARGENIO, 1990; SCHIATTARELLA, 1996; FERRANTI *et al.*, 1996; SCHIATTARELLA *et al.*, 2006).

Il confine calabro-lucano rappresenta, secondo molti Autori (DEWEY *et al.*, 1989; TURCO *et al.*, 1990; CINQUE *et al.*, 1993; CATALANO *et al.*, 1993; SCHIATTARELLA, 1996; 1998; MARRA, 1998), la fascia di

svincolo cinematico tra l'Appennino meridionale e l'Arco calabro, che si realizza attraverso lo sviluppo di una zona di taglio sinistra orientata all'incirca N120°. Nell'area affiorano estesamente unità interne ofiolitifere, di norma in sovrapposizione tettonica su unità carbonatiche derivanti dalla deformazione della piattaforma appenninica. Lungo il margine settentrionale della Catena del Pollino e dei Monti di Lauria si osserva tuttavia il sovrascorrimento fuori sequenza delle successioni carbonatiche mesozoiche sugli antistanti termini baccinali (SCHIATTARELLA, 1996; 1998).

Le formazioni che compongono le successioni di mare basso ascrivibili alle unità che derivano dalla deformazione della Piattaforma campano-lucana sono rappresentate da un complesso calcareo-dolomitico di età compresa tra il Trias superiore ed il Cretacico superiore, su cui poggiano in concordanza l'alternanza paleogenica calcareo-marnosa della Formazione di Trentinara o le calcareniti a glauconite della Formazione di Cerchiara del Miocene inferiore. La successione è chiusa dalla Formazione del Bifurto, data da un'alternanza di età infra-mesomiocenica di argilliti, calcari marnosi, calcareniti, brecciole a macroforaminiferi rimaneggiati e quarzareniti, che rappresenta la fase di annessamento della piattaforma carbonatica.

L'assetto tettonico della Catena del Pollino e dei Monti di Lauria-Castelluccio deriva dallo smembramento della struttura contrazionale mio-pliocenica ad opera delle faglie prevalentemente quaternarie. Un complesso *pattern* strutturale (TURCO *et al.*, 1990) viene così prodotto nell'ambito della deformazione trascorrente, attiva dal Pliocene superiore, le cui faglie sono successivamente riattivate in regime estensionale (RUSSO & SCHIATTARELLA, 1992; SCHIATTARELLA, 1998). Studi morfologici sui bacini di Castrovillari (RUSSO & SCHIATTARELLA, 1992), del Mercure (SCHIATTARELLA *et al.*, 1994) e di Morano Calabro (PERRI & SCHIATTARELLA, 1997) hanno consentito di porre un vincolo temporale all'attività trascorrente, che risulta ancora in essere durante il Siciliano, mentre la tettonica estensionale, tuttora attiva, si sviluppa a partire dal passaggio tra il Pleistocene inferiore e medio.

### 3. STRATIGRAFIA DEI MONTI DI LAURIA E DEPOSITI QUATERNARI DEL VALICO DI PRESTIERI

I Monti di Lauria sono costituiti da una serie di dorsali allungate in direzione N120°, in prevalenza costituite dai termini cretacicci della successione carbonatica della Piattaforma campano-lucana. I rilievi di Serra Rotonda e Serra Destra del Tornesiello, ubicati lungo il margine nord-occidentale dell'area, e quelli di Serra Sardina e Serra La Nocara, che costituiscono rispettivamente il bordo occidentale e sud-occidentale del basso strutturale del Valico di Prestieri, sono caratterizzati da calcari con rudiste. Dolomie altotriassiche formano invece l'ossatura dei rilievi di Monte La Spina e Monte Zaccana, alla cui sommità si rinvengono, in contatto tettonico per faglia normale a basso angolo, lembi calcarei giurassici e cretacicci. Alternanze terrigene mioceniche, in giacitura spesso caotica, sono conservate in aree di basso strutturale, come ad esempio in località La Starsia, e formano parte del paesaggio collinare che

si dipana lungo il pedemonte meridionale di Serra Rotonda. La Formazione di Trentinara costituisce, invece, parte della dorsale di Serra Pastorella, poco ad est dell'abitato di Lauria.

Nell'area investigata, brecce di versante a matrice arrossata giacciono su ripiani erosionali sospesi rispetto al *top* deposizionale del riempimento fluvio-lacustre del Mercure (ad esempio immediatamente ad est di Monte Zaccana). Simili brecce, molto tettonizzate, si rinvengono a La Starsia, in posizione di basso relativo e totalmente sganciate dai rilievi alimentatori. Il deposito è caratterizzato da clasti carbonatici eterometrici da centimetrici a decimetrici, cementati, con matrice sabbiosa rossastra a luoghi molto abbondante. SCHIATTARELLA *et al.* (1994) correlano questi depositi detritici, prodotti dal disfacimento dei primi versanti di faglia dell'area, alle facies prossimali delle "Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta" (VEZZANI, 1967), attribuibili al Pleistocene inferiore-medio.

I sedimenti continentali quaternari del Valico di Prestieri affiorano, in prevalenza, alla base dei versanti meridionali di Monte La Spina e Monte Zaccana (Fig. 2), a formare una serie di apparati conoidali che verso valle si interdigitano ai depositi lacustri mediopleistocenici del bacino del Mercure. Si tratta di ghiaie clasto-sostentate, solo localmente cementate, con elementi subarrotondati e sottili livelli sabbiosi, soprattutto nelle porzioni distali delle conoidi, che definiscono grossolanamente una clinostratificazione. Il deposito è stato attribuito alla parte bassa del Pleistocene medio da SCHIATTARELLA *et al.* (1994).

Nell'area si rinvengono un'altra serie di conoidi alluvionali, incastrate morfologicamente nelle precedenti, costituite da ghiaie massive con clasti carbonatici, in prevalenza dolomitici, a spigoli vivi di dimensioni da centimetriche a decimetriche; localmente si osservano grossi blocchi disposti caoticamente, che tendono a sparire nelle zone distali dove alle ghiaie si alternano livelli sabbiosi. A luoghi, le ghiaie sono caratterizzate da una matrice sabbiosa di colore rossastro. Si osservano regolarmente anche intercalazioni di paleosuoli costituiti da argille limose brune con scheletro di varie dimensioni, che testimoniano ripetuti periodi di stasi nella sedimentazione alluvionale. Lo spessore di questi depositi, rilevato da dati inediti di perforazione per ricerche idriche, raggiunge i 30 metri nelle zone distali. Sulla base di considerazioni morfologiche, è possibile attribuire queste alluvioni alla parte alta del Pleistocene medio.

Depositi colluviali e conoidi detritici del Pleistocene superiore - Olocene poggiano quasi ovunque sui depositi precedentemente descritti.

### 4. ASSETTO TETTONICO E ANALISI STRUTTURALE

Per quanto concerne il fronte montuoso settentrionale dei Monti di Lauria-Castelluccio, BONARDI (1966) segnala la presenza di un piano di faglia che realizza il sovrascorrimento delle dolomie sui depositi terrigeni miocenici lungo il versante orientale della dorsale Tempa Arena Bianca - Monte Lanzino, a nord di Monte La Spina. Più estesamente, a nord della dorsale Monte Zaccana - Monte La Spina - Serra Rotonda,

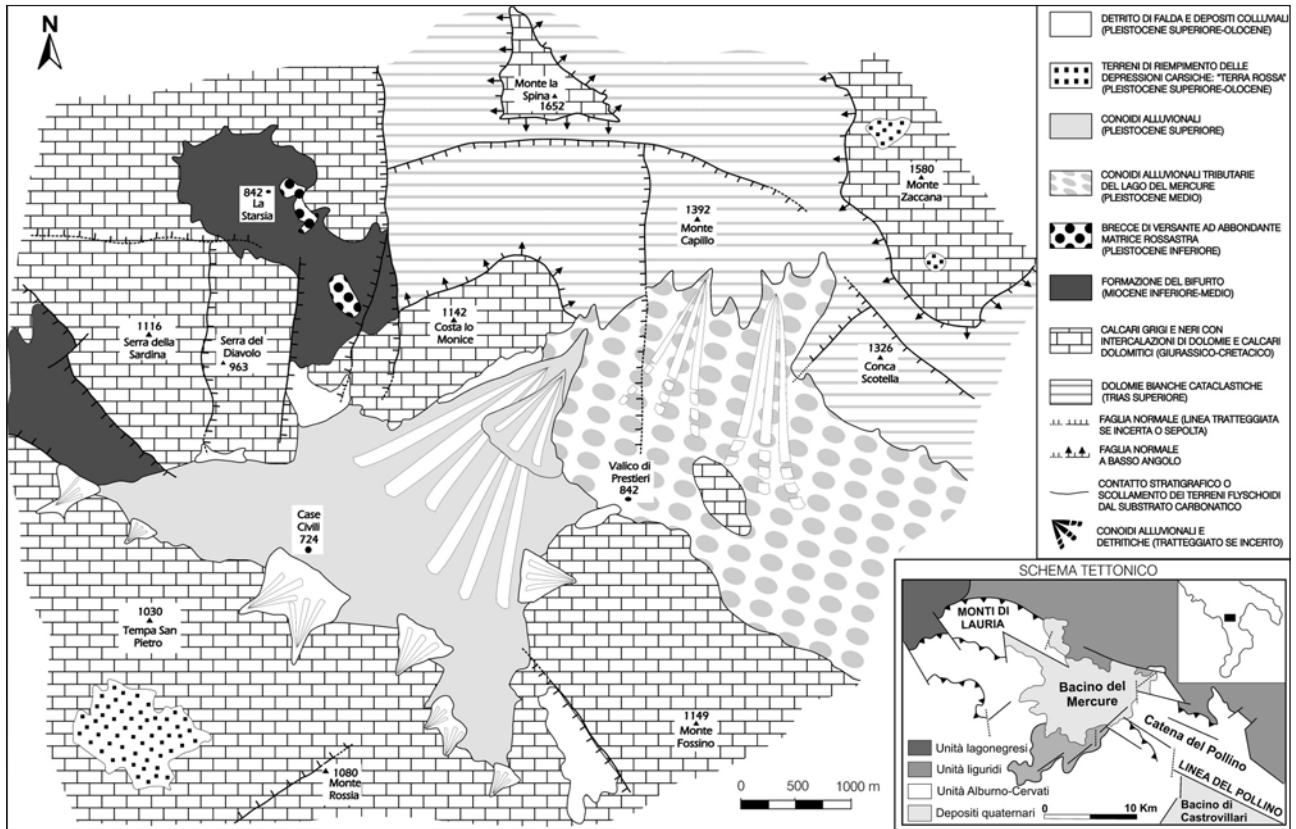


Fig. 2 - Carta geologica dell'area del Valico di Prestieri. Nel riquadro in basso a destra, schema tettonico dell'area del confine calabro-lucano (da SCHIATTARELLA, 1998).

Geological sketch map of the Valico di Prestieri area. In the box below on the right, tectonic sketch map of the Calabria-Lucania boundary (after SCHIATTARELLA, 1998).

SCHIATTARELLA (1996) rileva il sovrascorrimento fuori sequenza dei terreni carbonatici sulle successioni pelagiche liguridi e lagonegresi. Fenomeni di deformazione contrazionale o traspressiva di probabile età pliocenica sono stati riconosciuti anche lungo il fronte settentrionale della Catena del Pollino (SCHIATTARELLA, 1996) e nei Monti di Maratea (LORENZO *et al.*, 2001).

Alla sommità e lungo i versanti meridionali dei rilievi di Monte La Spina e Monte Zaccana si osservano le faglie trastensive a basso angolo che, come detto, realizzano la sovrapposizione di lembi calcarei giurassici o cretaci su dolomie altotriassiche. LETTO & D'ARGENIO (1990) interpretano i contatti "giovane su vecchio" come espressione di una tettonica estensionale sovrapposta alla tettonica contrazionale neogenica. FERRANTI *et al.* (1996) sostengono che l'estensione, avvenuta parallelamente all'asse della catena, si sia formata in risposta all'aumento della lunghezza e dell'inarcamento della catena, mentre PERRI & SCHIATTARELLA (1997) relazionano le faglie a basso angolo e scivolamento obliquo, sulla base della compatibilità cinematica, al fagliamento trascorrente suprapliocenico-infrapleistocenico all'interno di zone di taglio orientate N120°. La differenza tra l'entità dei tassi di sollevamento quaternari (legati alla tettonica estensionale accoppiata con la risalita isostatica/termica dell'orogene e, in misura minore, allo stesso fagliamento trascorrente, attivo durante le prime fasi neotettoniche) ed i valori del carico tettonico sop-

portato dalle successioni mesozoiche, suggerisce invece di collegare geneticamente queste strutture a processi di denudamento tettonico attivi fin dalle fasi contrazionali di costruzione della catena (SCHIATTARELLA *et al.*, 2003; 2006). Le superfici tettoniche a basso angolo con componente normale del movimento appaiono in ogni caso più vecchie delle faglie neotettoniche. Una faglia normale ad alto angolo orientata all'incirca E-O, ad esempio, disloca un simile contatto lungo il versante meridionale di Monte La Spina (Fig. 3). La dissezione ad

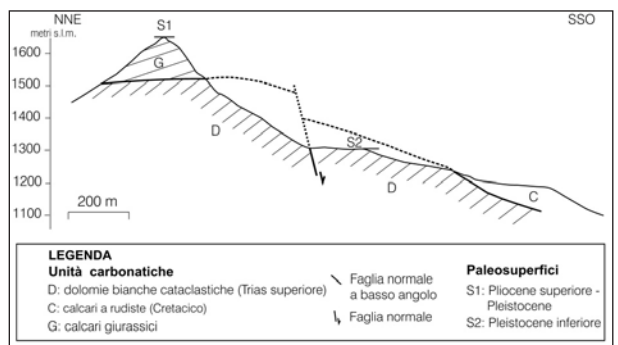


Fig. 3 - Sezione geologica del versante meridionale di Monte La Spina.

Geological cross-section of the southern slope of Mt. La Spina.

opera delle faglie quaternarie, la dissecazione del rilievo causata dai corsi d'acqua, susseguenti e non, e i processi di erosione selettiva sono infine responsabili dell'attuale configurazione "a lembi" delle sovrapposizioni tettoniche anomale.

Il versante sud-occidentale dei rilievi di Serra Sardina e Serra Rotonda è delimitato da una faglia sub-verticale normale orientata N160°, che accosta i calcari cretaci ai terreni miocenici. La dorsale Monte Rossino – Serra La Nocara, allungata in direzione N120°, appare invece dislocata trasversalmente a gradinata da una serie di faglie a direzione antiappenninica e componente prevalentemente normale, con aumento dei rigetti da SE a NO, come mostrato dalla distribuzione e dalla dislocazione delle superfici erosionali (vedi paragrafo successivo). Immediatamente a sud della dorsale compresa tra Lauria e Castelluccio inferiore, si dipana per circa 15 km il basso strutturale del Valico di Prestieri, perimetrato da faglie orientate N120°, N-S e N30-40° e colmato da sedimenti continentali quaternari.

I dati relativi alle mesostrutture fragili, relativi a tre stazioni di misura ubicate in Figura 4, sono stati accorpate per famiglie azimuthali (Fig. 5). Ciò ha permesso di identificare la fase tettonica più recente, a carattere distensivo ed asse tensile in direzione NE-SO, responsabile della produzione delle faglie normali con orientazione media N150-160° che tagliano tutte le altre strutture della deformazione fragile. I piani N120-130° presentano spesso cinematica trasversiva destra, proprio in funzione della riattivazione in regime estensionale delle faglie trascorrenti. Un simile motivo polifascico caratterizza anche le faglie meridiane e antiappenniniche con valori dell'angolo di *pitch* alquanto variabile, a testimonianza di ripetuti fenomeni di riattivazione di piani di discontinuità preesistenti. Si registra, infine, la diffusa presenza di sistemi di *joint* estensionali all'incirca meridiani (Fig. 5d), che hanno avuto una certa influenza nel condizionamento del reticolo idrografico.

**5. ANALISI MORFOSTRUTTURALE**

Le dorsali carbonatiche dei Monti di Lauria sono bordate da faglie ad alto angolo trascorrenti ed estensionali che hanno generato una serie di depressioni occupate dai depositi continentali quaternari e, in misura minore, dai sedimenti terrigeni miocenici. La depressione maggiore, aggradata da una serie di conoidi alluvionali quaternarie, si colloca tra i rilievi dolomiti di Monte La Spina e Monte Zaccana e quelli calcarei di Monte Rossino e Serra La Nocara. Il basso strutturale de La Starsia, meno esteso del precedente, caratterizza, invece, la parte nord-occidentale dell'area di studio ed è impostato nelle successioni terrigene mioceniche. In quest'area si ritrovano affioramenti di brecce in lembi più o meno estesi ascrivibili al Pleistocene inferiore-medio.

Diverse evidenze morfologiche (discontinuità altimetriche e plano-altimetriche dei versanti, versanti a sviluppo rettilineo, allineamenti di vette e doline) e anomalie del reticolo idrografico (corsi d'acqua a sviluppo rettilineo, gomiti e doppi gomiti fluviali, forre) mettono in luce, in accordo con l'analisi strutturale, sistemi di faglie distribuiti sistematicamente secondo le direzioni N-S,

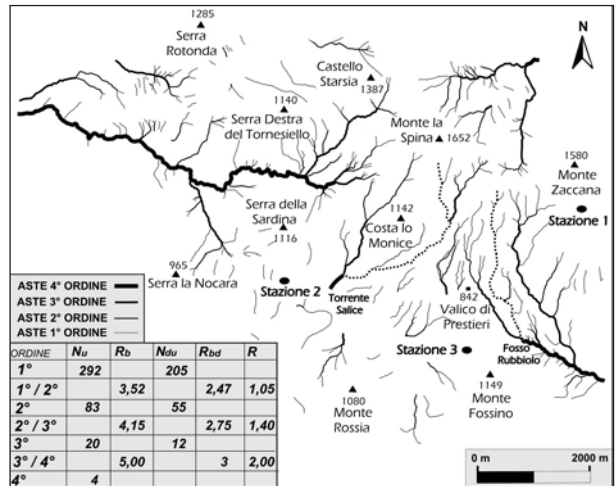


Fig. 4 - Reticolo idrografico gerarchizzato con relativi valori degli indici morfometrici (Nu = numero di corsi di ordine u; Rb = rapporto di biforcazione; Ndu = numero di corsi di ordine u che fluiscono in corsi di ordine u+1; Rbd = rapporto di biforcazione diretto; R = indice di biforcazione) e ubicazione delle stazioni di misura strutturale. In tratteggio, i corsi d'acqua analizzati come indicatori morfotettonici del sollevamento quaternario.

*Drainage network pattern with the relative values of morphometric parameters (Nu = number of streams of the u order; Rb = bifurcation ratio; Ndu = number of streams of u order flowing in u+1 order; Rbd = direct bifurcation ratio; R = bifurcation index) and location map of the structural measurement stations. In dotted line, the channels analysed like morphotectonic indicators of the Quaternary uplift.*

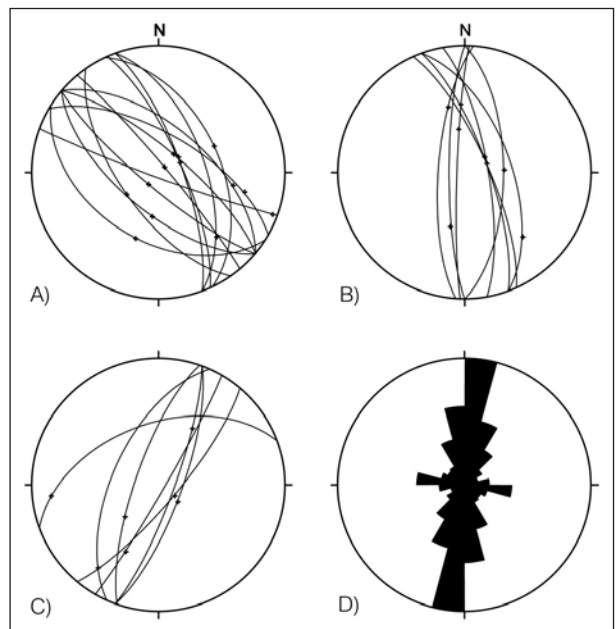


Fig. 5 - Stereogrammi delle faglie rilevate nei terreni carbonatici, accorpate per famiglia azimuthale. A) NO-SE; B) N-S; C) N30°-60°; D) Diagramma azimuthale dei sistemi di frattura rilevati, alla mesoscala, nei carbonati meso-cenozoici.

*Stereoplots of faults collected in carbonate rocks, separated on the basis of the azimuthal classes. A) NW-SE; B) N-S; C) N30°-60°; D) Rose diagram of the tectonic joint sets affected Meso-Cenozoic carbonates of the study area.*

N120°, N30-50° e N160° (Fig. 6). La realizzazione di alcuni profili morfostratigrafici, corredati da dati geologici e strutturali, ha dimostrato che queste strutture tettoniche sono responsabili della dislocazione delle diverse generazioni di superfici di spianamento relitte (Figg. 7, 8 e 9).

#### Reticolo idrografico

Il reticolo idrografico dei Monti di Lauria-Castelluccio (Fig. 4) mostra, in generale, una bassa densità di drenaggio, insistendo principalmente sui carbonati che formano l'ossatura della monoclinale e sui depositi alluvionali quaternari caratterizzati da una buona permeabilità e da bassi gradienti di pendio. Il deflusso delle acque mostra una migliore organizzazione in corrispondenza degli affioramenti delle dolomie bianche altotriassiche, soprattutto nella zona di testata e, in misura maggiore, laddove insiste sulle litologie delle successioni terrigene. L'organizzazione e il grado di maturità del reticolo può essere desunta dagli alti valori degli indici morfometrici (AVENA *et al.*, 1967) dei quattro sottobacini del 4° ordine in cui è divisa l'area. In particolare, gli alti valori dell'indice di biforcazione delle aste di alto ordine gerarchico (valori di 1,4 e 2 per il 2°/3° ordine e il 3°/4° ordine, rispettivamente) sono probabilmente dovuti alla diffusa presenza di segmenti anomali nei corsi d'acqua maggiori ed indicano una struttura del reticolo alquanto disorganizzata, propria delle aree in cui l'evoluzione del reticolo è controllata dalla struttura (FIRPO & SPAGNOLO, 2000).

L'analisi su base statistica delle direzioni di deflusso delle acque (Fig. 6) ha messo in luce alcuni andamenti preferenziali nella direzione dei corsi d'acqua. Il diagramma "a rosetta" relativo alle aste di basso ordine gerarchico (1° e 2° ordine, Fig. 6d) mostra un massimo assoluto attorno alla classe meridiana, oltre ad un picco meno sviluppato in corrispondenza della classe N90-100°. Per quanto concerne le sole aste del 1° ordine, anche la classe N30-40° appare statisticamente significativa (Fig. 6a). Il diagramma azimutale delle fratture ad alto angolo (costruito sulla base delle 331 misure effettuate nelle tre stazioni riportate in Fig. 4) mostra l'esistenza di un chiaro massimo assoluto in corrispondenza dell'andamento meridiano, oltre ad un picco meno sviluppato attorno alla classe N90-100° (Fig. 5d). La geometria del sistema di fratture è pertanto rappresentata nell'intera area da due famiglie ortogonali, come rilevato alla mesoscala, ad esempio, a Serra La Nocara. La buona corrispondenza tra le direzioni di deflusso preferenziale delle aste di basso ordine gerarchico e quelle dei sistemi di frattura dimostra che la nascita e lo sviluppo dei corsi d'acqua minori sono fortemente controllati dallo stato di fratturazione dell'ammasso roccioso carbonatico. Il massimo relativo N30-40° relativo alle aste del 1° ordine sembra invece più semplicemente relazionato alle direzioni di massima pendenza (il *trend* è ortogonale all'allungamento morfostrutturale della depressione).

Le aste del 3° ordine si distribuiscono intorno a più direzioni. Nonostante una certa dispersione dei dati, si possono riconoscere i *trend* N-S, N40-50°, N90-100° e N140-150°. È da notare che alcune direzioni preferenziali di deflusso delle aste del 3° ordine corrispondono, almeno in parte, agli andamenti dei morfolineamenti più

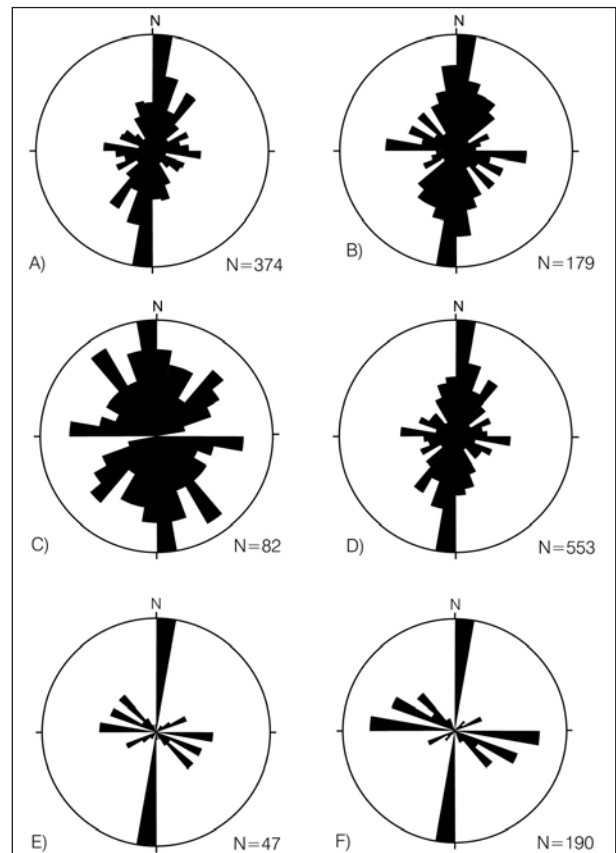


Fig. 6 - A) Diagramma azimutale delle aste del 1° ordine; B) Diagramma azimutale delle aste del 2° ordine; C) Diagramma azimutale delle aste del 3° ordine; D) Diagramma azimutale delle aste del 1° e del 2° ordine; E) Diagramma azimutale dei morfolineamenti di origine tettonica (base dei versanti di faglia, corsi d'acqua rettilinei, gomiti fluviali, ecc.) dell'area; F) Diagramma azimutale costruito sulla base della lunghezza dei morfolineamenti di origine tettonica (modulo unitario di 500 m).

A) Rose diagrams of the I order streams; B) Rose diagrams of the II order streams; C) Rose diagrams of the III order streams; D) Rose diagrams of the I and II order streams; E) Rose diagrams of the tectonic lineaments of the area; F) Rose diagrams constructed on the basis of the length of tectonic lineaments (unit module = 500 m).

lunghi dell'area e, in particolare, ai lineamenti con orientazione N-S, E-O e N130-140° (cfr. Figg. 4 e 6f).

I profili longitudinali di alcuni corsi d'acqua (Fosso Rubbiolo e Torrente Salice, Fig. 10) mostrano alcuni flessi e salti non legati a morfoselezione, dovuti alla risposta dei corsi d'acqua al sollevamento recente (BOENZI *et al.*, 2004; MOLIN *et al.*, 2004), che appaiono in accordo con la distribuzione altimetrica delle superfici erosionali (Figg. 8 e 9; cfr. sottoparagrafo successivo).

I tratti di corsi d'acqua a sviluppo rettilineo, i segmenti rettilinei di forre (Torrente Caffaro, Fosso della Zaccana e Vallone Buona Zita), i gomiti e i doppi gomiti fluviali, unitamente ai versanti a sviluppo rettilineo, alle faccette triangolari ed alle discontinuità altimetriche e plano-altimetriche dei crinali, hanno permesso di individuare famiglie di faglie, la cui espressione morfologica è stata anche riconosciuta dall'analisi di aerofoto e verificata sul terreno, distribuite attorno alle classi azimutali

N-S, N50-60°, N90-100°, N120°-N150°. Il trend meridiano è chiaramente prevalente nell'area, pur risultando significativamente presenti anche gli andamenti compresi nei quadranti NO e SE, come meglio mostrato dal diagramma costruito in funzione della lunghezza dei morfolineamenti (Fig. 6f). In particolare, le faglie con orientazione N120°, che peraltro rappresentano ele-

menti strutturali a valenza regionale (SCHIATTARELLA, 1998), hanno esercitato una certa influenza solo sui corsi d'acqua di alto ordine gerarchico, come ad esempio si può rilevare alla base del versante nord-orientale di Monte Fossino, dove il Fosso Rubbiolo si dispone secondo tale andamento con un percorso pressoché rettilineo (Fig. 4).

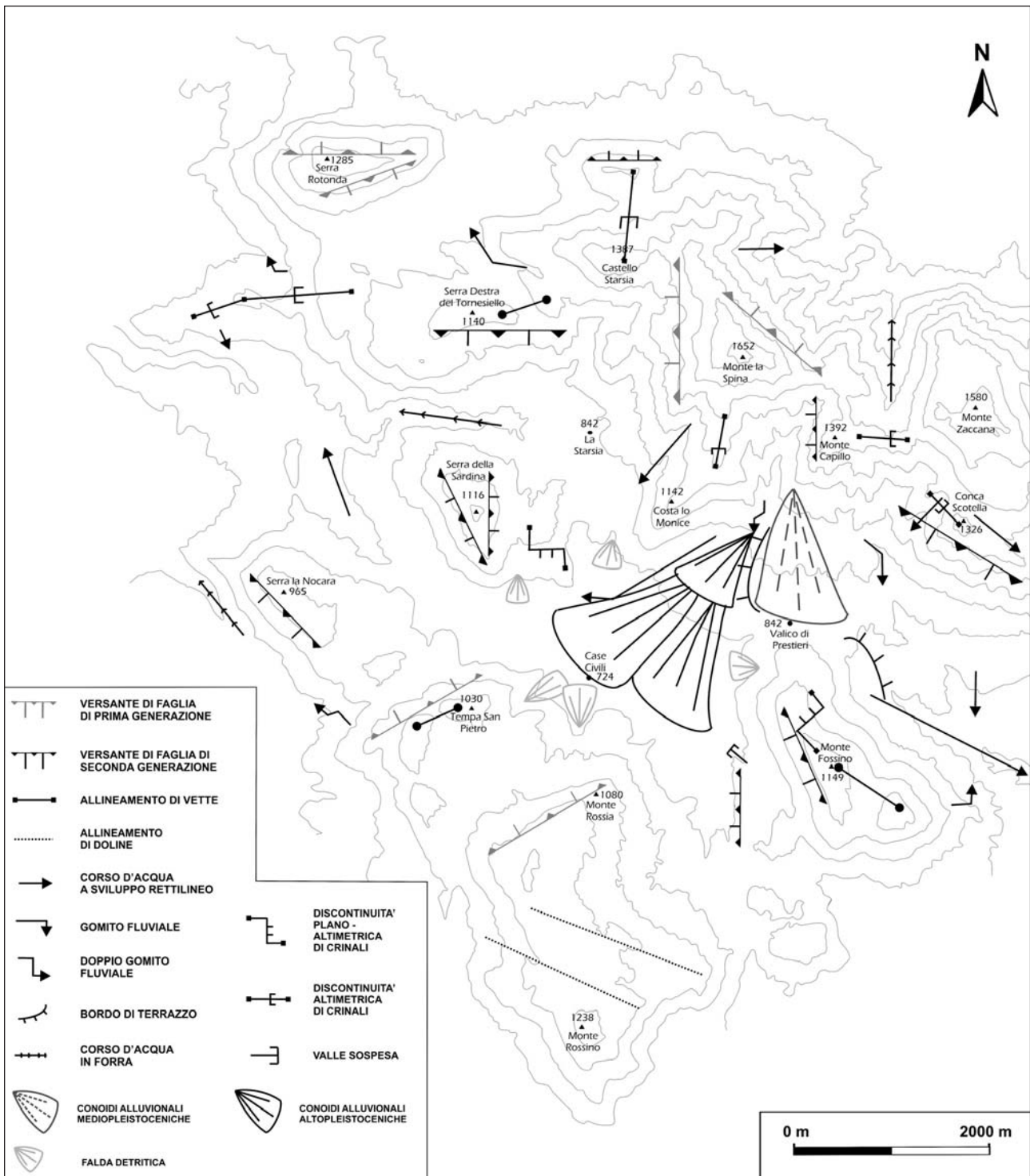


Fig. 7 - Schema morfostrutturale dell'area dei Monti di Lauria e del Valico di Prestieri. Morphostructural map of the Lauria Mts - Prestieri Trough area.

*Superfici erosionali e deposizionali*

Molti dei versanti di faglia dell'area investigata sono caratterizzati da profili convessi o da profili complessi realizzati da superfici erosionali a debole pendenza sospese rispetto all'attuale livello di base che raccordano tratti di versante ad inclinazione costante ma

diversa per i differenti segmenti. Entrambi i casi testimoniano l'evoluzione polifasica del rilievo, prodotta dall'alternanza di momenti di sollevamento e di fasi erosive. Durante antichi stazionamenti dei livelli di base locali dell'erosione, la morfogenesi ha prodotto superfici di spianamento o cenge e ripiani erosionali, scolpiti in

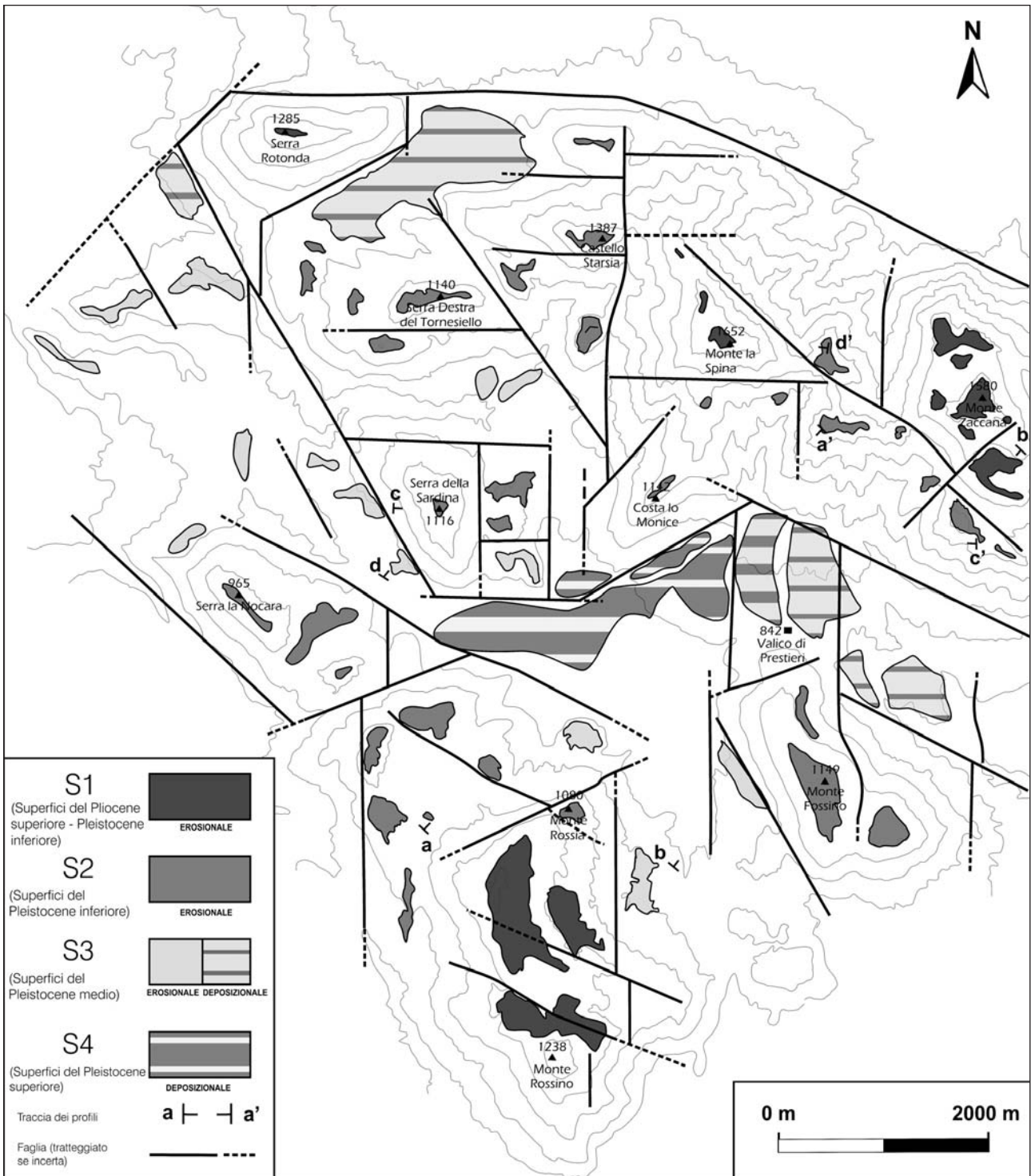


Fig. 8 - Distribuzione plano-altimetrica dei lembi relitti di superfici erosionali e deposizionali e principali morfolineamenti di origine tettonica.

*Spatial arrangement of the relict erosional and depositional surfaces and main tectonic lineaments of the area.*



discordanza prevalentemente nelle unità carbonatiche mesozoiche, ma anche nelle successioni terrigene mioceniche e nei depositi continentali plio-quadernari. I sin-

goli lembi hanno dimensioni variabili da poche centinaia di metri ad alcuni chilometri quadrati, pendenze inferiori ai 7-8° e bassa energia di rilievo. I lembi alle quote più

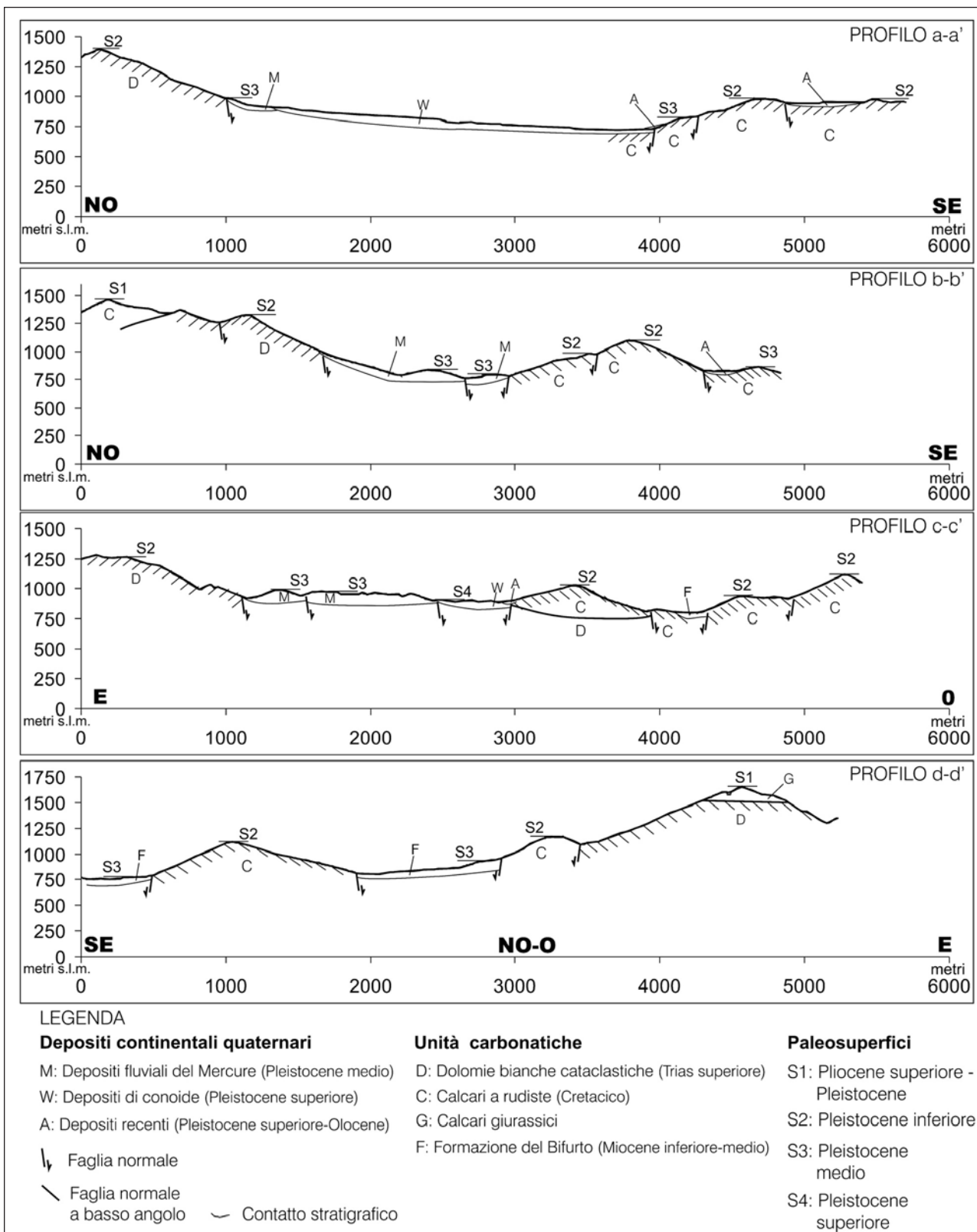


Fig. 9 - Profili morfostratigrafici, integrati da dati geologico-strutturali, che intercettano i diversi ordini di superfici erosionali e deposizionali relitte

Morphostratigraphic sections showing the different orders of relict erosional and depositional surfaces of the area.

elevate si configurano come relitti di più ampie superfici erosionali mentre quelli situati a quote più basse presentano caratteristiche che sembrano indicare un modellamento più simile alle condizioni prodotte dal reticolo idrografico attuale.

Nell'area dei Monti di Lauria-Castelluccio sono stati riconosciuti quattro ordini di superfici di erosione sospese rispetto al fondovalle attuale, indicative di altrettanti paleolivelli di base locali dell'erosione, distribuite tra 1600 m e 700 m di quota s.l.m.; a ciascun ordine di superfici spianate è stata attribuita un'età di disattivazione (riferita al momento in cui viene dislocata una superficie di erosione, si deprime il livello di base e si innesca un approfondimento verticale che si sviluppa con maggiore energia rispetto all'erosione laterale) sulla base dei dati di letteratura, con particolare riferimento alle aree del bacino del Mercure e della Catena del Pollino (SCHIATTARELLA *et al.*, 1994; 2006).

L'elemento geomorfologico più antico (S1) è rappresentato dai resti di un antico paesaggio erosionale sub-pianeggiante di estensione regionale ("Paleosuperficie" in CAPALDI *et al.*, 1988) posto in posizione sommitale sui Monti di Lauria-Castelluccio, a cui è stata attribuita un'età di disattivazione compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore (SCHIATTARELLA *et al.*, 2003; BOENZI *et al.*, 2004). I lembi della superficie sommitale, scolpiti in discordanza sui terreni carbonatici e distribuiti a quote superiori ai 1300 metri, sono fortemente rimodellati e presentano forme tipiche di morfogenesi in ambiente fluvio-carsico, come sulla sommità del Monte Rossino, dove la S1 si presenta debolmente ondulata e con tracce di erosione subaerea quali incisioni e doline. I lembi che formano la cima di Serra Rotonda e di Monte La Spina sono invece ridotti in estensione dal modellamento retrogrado dei versanti e la preesistente spianata è testimoniata solo dall'andamento sub-orizzontale dei crinali. L'originaria genesi della Paleosuperficie *Auctt.* è stata attribuita a processi di modellamento in ambiente marino-transizionale (BOENZI *et al.*, 2004), le cui tracce risultano obliterate dal successivo rimodellamento in contesti morfoclimatici continentali. La sovrapposizione di diversi episodi morfogenetici permette di considerare la superficie S1 come una superficie di spianamento poligenica; inoltre essa è da considerare anche policiclica, a causa della riattivazione tettonica del ciclo erosivo.

I lembi della superficie sommitale sono delimitati da un versante di faglia che si raccorda ad un ampio paesaggio di erosione (superficie di erosione S2), riconducibile ad un modellamento composito di tipo fluvio-carsico, che insiste sia sul substrato carbonatico che, a luoghi, sulle "brecce antiche" di BOUSQUET *et al.* (1969). I lembi della S2 hanno dimensioni abbastanza ridotte e si distribuiscono attorno a quote comprese tra 1300 ed i 1000 metri s.l.m.; il carattere poligenico della superficie S2, alla quale è possibile attribuire un'età di disattivazione compresa nell'intervallo temporale 1.4-1.1 Ma (in cui ricade la crisi tettonica "emiliana", documentata nell'area da RUSSO & SCHIATTARELLA, 1992), è evidenziato dalla sovrapposizione di forme riconducibili a processi di erosione lineare su elementi morfologici legati ad un modellamento di tipo carsico.

La superficie S3 presenta caratteristiche diverse rispetto ai paesaggi più antichi in quanto si configura come un *glacis* d'erosione o di accumulo che si raccor-

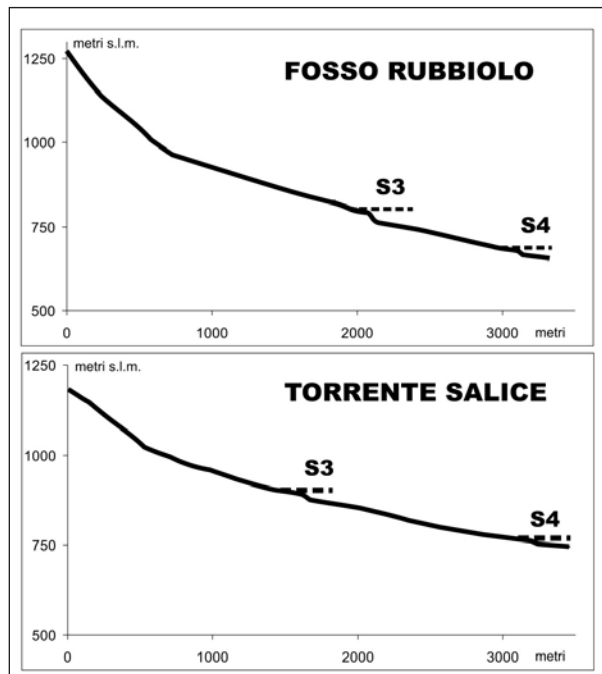


Fig. 10 - Anomalie, non legate a morfoselezione, nei profili longitudinali del Torrente Salice e del Fosso Rubbiolo, correlabili ai livelli di base locale dell'erosione riconosciuti attraverso le superfici relitte.

*Knickpoints of the longitudinal profiles of Salice and Rubbiolo streams, correlated with the same orders of erosional and depositional surfaces.*

da alle superfici S1 e S2 tramite versanti di faglia regolarizzati, profondamente inciso dai corsi d'acqua e sospeso rispetto al fondovalle attuale. I lembi della superficie S3 sono i più ampi e diffusi dell'area di studio, distribuiti tra gli 800 e i 1000 metri di quota e frequentemente modellati sui calcari cretaci. L'età di disattivazione attribuibile alla superficie S3 è di circa 0.8-0.7 Ma, poiché essa appare correlabile con il *top* deposizionale delle brecce di Misciarolara, affioranti alla terminazione nord-orientale della dorsale dei Monti di Lauria e attribuite da SCHIATTARELLA *et al.* (1994) al Pleistocene inferiore-medio.

La superficie S4 coincide con il *top* deposizionale delle conoidi alluvionali recenti dell'area del Valico di Prestieri ed è sospesa a poche decine di metri rispetto al fondovalle attuale. L'incisione di questo elemento ad opera del Torrente Salice è iniziata presumibilmente a 0.13-0.11 Ma circa, in seguito al vistoso approfondimento del reticolo idrografico del contiguo bacino del Mercure, aggradato da sedimenti lacustri post-mindeliiani, a sua volta innescato dal sollevamento "tirreniano".

I profili morfometrici qui presentati (Fig. 9) mostrano chiaramente il carattere erosionale delle superfici poste a quote più elevate, scolpite in discordanza rispetto alla giacitura del substrato carbonatico. L'attività delle faglie ha dislocato e sospeso le superfici di spianamento, attivando nuovi cicli morfogenetici, probabilmente caratterizzati anche da condizioni morfoclimatiche diverse, e ne ha determinato il carattere poli-

genico e policiclico. Altre faglie sono invece rasate, e dunque fossilizzate, dal modellamento della superficie (si veda ad esempio il profilo a-a'). I rigetti verticali maggiori si registrano lungo i versanti che raccordano le superfici S2 con quelle S3. Localmente si può osservare come alcuni lembi originariamente orizzontali siano basculati e ruotati contro monte dall'attività tettonica.

Al fine di individuare i paleolivelli di base locale dell'erosione, sono stati anche eseguiti alcuni profili longitudinali a scala di dettaglio (1:5000) lungo corsi d'acqua minori dell'area in esame (Fig. 10). La risposta di un corso d'acqua al sollevamento recente porta all'alterazione del suo profilo attraverso la formazione di un flesso (*knickpoint*), in corrispondenza dello stazionamento degli antichi livelli di base locali, che si conserva nel medio termine in litologie lapidee. La presenza di piccoli terrazzi *strath* e cenge erosionali in roccia in coincidenza dei punti di flesso corroborano tale ipotesi. Gli intervalli di quota delle anomalie ed i salti non legati a morfoselezione dei profili longitudinali dei corsi sono stati quindi confrontati con quelli delle superfici di erosione. La correlazione altitudinale, operata per settori omogenei, mostra una buona corrispondenza tra gli indicatori di paleolivelli di base più recenti. La differenza di quota tra le anomalie nel profilo longitudinale del Torrente Salice e quelle del Fosso Rubbiolo, che mostra il paleolivello di base locale corrispondente alla superficie S3 a quote maggiori, può essere imputata al fatto che quest'ultimo intercetta alcune faglie che non incrociano, invece, il corso del Torrente Salice.

**6. TASSI DI SOLLEVAMENTO**

L'età e la distribuzione altimetrica dei diversi ordini di superfici erosionali dell'area di studio hanno permesso di calcolare i tassi di sollevamento e l'entità dei rigetti verticali prodotti dalle faglie. Il grafico quota/età (Fig. 11) evidenzia che nel Quaternario l'energia del rilievo è stata acquisita in modo pressoché costante. Si osserva solo un leggero aumento della velocità dell'acquisizione del rilievo (maggiore pendenza della curva) dalla metà del Pleistocene inferiore all'inizio del Pleistocene medio.

I tassi di sollevamento regionale vanno ad assestarsi su valori medi di circa 1 mm/a, con una crescita costante dal Pliocene terminale al Pleistocene medio. I tassi di sollevamento locale, che coincidono in linea di massima con il tasso di scivolamento lungo le faglie dell'area, mostrano valori medi intorno a 0,5 mm/a fino al Pleistocene medio per diminuire sensibilmente in seguito. Il decremento dei tassi di sollevamento durante il Pleistocene superiore è in accordo con i dati provenienti da altre zone dell'Appennino meridionale e può essere suffragato, nell'area del confine calabro-lucano, dai dati paleosismologici e dalla scarsità di evidenze di deformazione nei depositi più recenti (FERRELI *et al.*, 1996; PERRI & SCHIATTARELLA, 1997).

La dislocazione tettonica delle superfici spianate è stata utilizzata per calcolare il tasso di scivolamento lungo la faglia che borda a sud il rilievo di Monte Zaccana e che rappresenta forse il principale elemento strutturale dell'area. Il rigetto verticale totale cumulato nel corso del Quaternario è di circa 700 metri, con uno *slip rate* di 0,5 mm/a.

**7. CONCLUSIONI**

Sulla base dei dati morfostratigrafici e morfostrutturali acquisiti in questo studio, la storia tettono-evolutiva dell'area dei Monti di Lauria e del Valico di Prestieri può essere riassunta nel modo di seguito illustrato e rappresentato schematicamente in Figura 12.

Le strutture legate alla tettonica contrazionale oligo-miocenica (PESCATORE *et al.*, 1999) - che non avevano prodotto un rilievo apprezzabile, almeno nell'area investigata - vengono tagliate e dislocate, probabilmente durante il Pliocene inferiore, da piani di taglio a basso angolo con cinematica normale o obliqua. L'ipotesi più probabile, avallata anche dal confronto tra i dati relativi ai tassi di sollevamento quaternari e dei carichi tettonici stimati per l'area dei massicci carbonatici silentini, per le unità interne ofiolitifere e per il nucleo profondo della catena appenninica (SCHIATTARELLA *et al.*, 2003; 2006; ALDEGA *et al.*, 2005; DI LEO *et al.*, 2005), è che si tratti di strutture generate da processi di denuda-

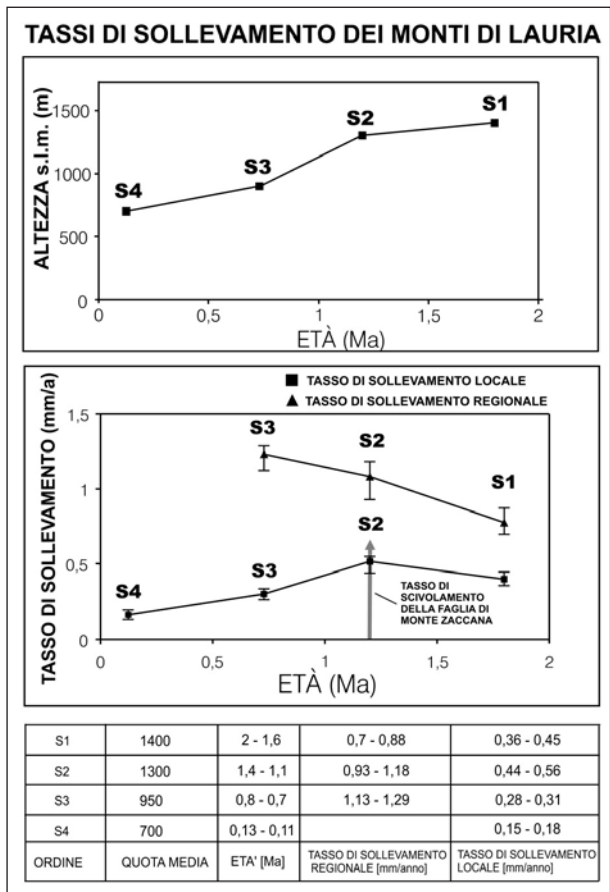


Fig. 11 - Rappresentazione grafica dei tassi di sollevamento quaternari regionale e locale. Il tasso di scivolamento della faglia che borda, con andamento all'incirca N120°, il versante meridionale di Monte Zaccana è stato calcolato sulla base dell'entità dei rigetti verticali cumulati dalle superfici erosive sospese.

*Diagrams showing Quaternary regional and local uplift rates. Slip rates of the fault bordering the southern slope of Mt. Zaccana has been calculated on the basis of the erosional surfaces displacement.*

mento tettonico, attivati e guidati dalla topografia della catena acquisita durante la deformazione contrazionale tardo- e post-miocenica, come recentemente sostenuto da SCHIATTARELLA *et al.* (2003; 2006). Il principale vincolo cronologico per determinare l'intervallo di attività del denudamento tettonico è rappresentato dall'età di emersione della catena nel settore assiale (non prima del Tortoniano inferiore, età più recente dei depositi terrogeni miocenici dell'area, cfr. ALDEGA *et al.*, 2005). Inoltre, i rapporti intercorrenti con la Paleosuperficie *Auctt.* permettono in ogni caso di considerare queste strutture nei carbonati mesozoici più antiche del Pliocene superiore e di collocarle perciò nell'ambito della deformazione infrapliocenica. Le faglie a basso angolo con componente normale, responsabili dei contatti tettonici "giovane su vecchio" (LETTO & D'ARGENIO, 1990), si configurano pertanto come dei relitti morfostrutturali antichi, in posizione apicale rispetto ai versanti di faglia pleistocenici, dislocati dalla tettonica fragile plio-quadernaria e isolati dall'erosione lineare.

Successivamente ai fenomeni di denudamento tettonico (e quindi probabilmente a partire dal Pliocene medio) ha luogo il sovrascorrimento fuori sequenza dei terreni carbonatici sulle unità interne, che lungo il bordo settentrionale della Catena del Pollino è interpretabile - per quanto concerne la sua evoluzione infrapleistocenica e sulla base di considerazioni cinematico-giacaturali (SCHIATTARELLA, 1996) - come legato alla rotazione antioraria di circa 30° lungo l'asse verticale di blocchi rigidi individuati dall'intersezione di faglie trascorrenti sinistre con orientazione N120° e faglie trascorrenti destre ad andamento meridiano. I modesti rigetti verticali prodotti da questa tettonica a scala regionale promuovono il modellamento di una morfologia matura (Paleosuperficie *Auctt.*) che viene dislocata tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore, in risposta al perdurare del regime di trascorrenza sinistra lungo i lineamenti N120° (RUSSO & SCHIATTARELLA, 1992; PERRI & SCHIATTARELLA, 1997). La direzione di estensione compatibile con questo campo deformativo genera faglie dirette o trasversive ad andamento N30-60°, che producono deboli rigetti verticali ed individuano bassi morfostrutturali all'interno dei quali si accumulano i depositi clastici ("brecce antiche") derivanti dalla degradazione dei primi versanti di faglia.

Nel passaggio tra il Pleistocene inferiore e medio il nuovo regime estensionale ad asse NE-SO genera faglie normali orientate circa N150-160° e riattiva le faglie trascorrenti N120° con movimenti obliqui o normali, mentre quelle antiappenniniche e meridiane assolvono passivamente al compito di trasferire la deformazione in settori adiacenti (SCHIATTARELLA *et al.*, 1994; SCHIATTARELLA, 1998). In questa fase i rilievi carbonatici dei Monti di Lauria-Castelluccio acquisiscono i massimi rigetti verticali e il basso del Valico di Prestieri, che guadagna spazio di accomodamento per i sedimenti, viene riempito dai depositi di conoide alluvionale. Tale stadio deformativo perdura durante il Pleistocene medio in quanto sblocca la superficie S3 dell'area di studio e tettonizza i depositi lacustri del bacino del Mercure (SCHIATTARELLA *et al.*, 1994). L'attività delle faglie sembra invece diminuire nel Pleistocene superiore: i depositi di conoide altopleistocenici non presentano evidenze di deformazione, in accordo con i dati paleosismologici (FERRELLI *et al.*, 1996), e si assiste solo alla reincisione

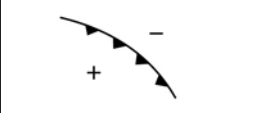

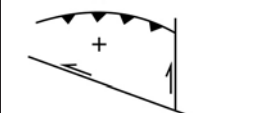
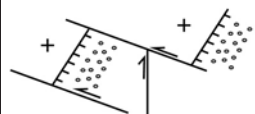
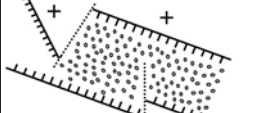
	MIOCENE MEDIO - Pliocene inferiore	<b>TETTONICA CONTRAZIONALE</b> SOVRAPPOSIZIONE DEI TERRENI LIGURIDI SUI CARBONATI DI PIATTAFORMA E GENESI DEI SOVRASCORRIMENTI NE-VERGENTI.
	Pliocene inferiore	<b>TETTONICA ESTENSIONALE</b> FAGLIE NORMALI A BASSO ANGOLO, CHE TAGLIANO O RIATTIVANO I VECCHI THRUST, RIESUMANDO ANCHE IL NUCLEO PROFONDO DELLA CATENA. Sovrapposizioni tettoniche del tipo "giovane su vecchio".
	Pliocene medio	<b>TETTONICA TRANSPRESSIVA</b> SOVRASCORRIMENTI AD ALTO ANGOLO CHE DETERMINANO LA SOVRAPPOSIZIONE FUORI SEQUENZA DELLE UNITÀ CARBONATICHE SUI TERMINI BACINALI, IN PARTE CINEMATICAMENTE ASSOCIABILI AL PATTERN STRUTTURALE TRASCORRENTE
	Pliocene superiore - Pleistocene inferiore	<b>FAGLIAMENTO TRASCORRENTE</b> FAGLIE TRANSTENSIVE SINISTRE ORIENTATE N120°, PIANI N-S DESTRI E N30-60° DIRETTI. Dislocazione della S1 e accumulo, alla base dei versanti di faglia, dei primi accumuli clastici ("Brecce antiche").
	Pleistocene medio - Attuale	<b>TETTONICA ESTENSIONALE</b> FAGLIE NORMALI N160° E RIATTIVAZIONE DELLE FAGLIE N120° COME FAGLIE NORMALI O TRANSTENSIVE MENTRE I PIANI ANTIAPENNINICI E MERIDIANI FUNZIONANO DA FAGLIE DI TRASFERIMENTO. I rilievi carbonatici acquisiscono i massimi rigetti verticali mentre i bassi strutturali vengono riempiti dai sedimenti alluvionali del Valico di Prestieri.

Fig. 12 - Sequenza morfo-tettonoevolutiva dell'area di studio dal Miocene medio al Quaternario. Legenda: i segni + e - indicano rispettivamente i blocchi rialzati e ribassati, le aree con puntinato i depositi quaternari, le linee dritte con frecce o tratti rappresentano rispettivamente le faglie trascorrenti e dirette, le linee tratteggiate le faglie di trasferimento, le linee curve con triangoli i sovrascorrimenti, le linee curve con frecce e trattini le faglie normali a basso angolo.

*Morphotectonic evolutionary sequence of the study area from middle Miocene to Quaternary. Legend: Signs + and - show uplifted and downthrown blocks, dotted parts represent the Quaternary deposits, straight lines with arrows or dashes are respectively strike-slip and normal faults, broken lines are transfer faults, curved lines with triangles represent thrusts, curved lines with arrows and dashes represent low-angle normal faults.*

dei depositi alluvionali altopleistocenici e alla deposizione dei depositi detritici recenti.

Il riconoscimento di diversi ordini di superfici di spianamento poligeniche e polifasiche ha permesso di determinare l'entità dei movimenti verticali quaternari. L'energia del rilievo è stata acquisita nell'area tramite la congiunzione del sollevamento regionale e dell'attività delle faglie ad alto angolo, come del resto accaduto per l'intero Appennino meridionale, vistosamente smembrato dagli eventi neotettonici. Il tasso di sollevamento regionale si attesta attorno a 1 mm/a, mentre la velocità di scivolamento delle superfici delle faglie principali è mediamente di 0,5 mm/a. Le evidenze morfostrutturali permettono di affermare che gli *slip rate* delle faglie dell'area si distribuiscono intorno a valori più elevati nell'intervallo temporale relativo al passaggio Pleistocene inferiore-medio. Il sollevamento tettonico ed i periodi di stasi sono stati registrati anche dai corsi d'acqua dell'area, attraverso la formazione di *knickpoint* in corrispondenza delle quote dei paleolivelli di base locale dell'erosione più recenti. Le direzioni preferenziali di deflusso

delle acque coincidono inoltre con le direzioni delle strutture tettoniche recenti. In particolare, lo sviluppo del reticolo risente fortemente dell'influenza della tettonica mediopleistocenica: i corsi d'acqua di basso ordine gerarchico sono impostati sulle vie di minore resistenza che nelle litologie carbonatiche sono rappresentate tipicamente da fratture ad alto angolo che pervadono l'ammasso roccioso, mentre le aste di ordine maggiore si distribuiscono lungo i principali lineamenti strutturali, secondo percorsi pressoché rettilinei e valli ripide e strette. La fase tettonica mediopleistocenica determina anche un'ondata di erosione regressiva che produce un generale approfondimento dei corsi d'acqua, il terrazzamento dei depositi conoidali del Valico di Prestieri e l'incisione del substrato. A questo generale approfondimento del reticolo sono collegati anche i fenomeni di esumazione della base di alcuni versanti di faglia, la genesi di numerose forre e probabilmente qualche fenomeno di cattura fluviale (p.es. alto corso del T.te Caffaro).

È interessante notare, in conclusione, come l'attuale assetto geomorfologico di un'area relativamente poco estesa sia il risultato della stessa sommatoria di avvenimenti tettonici, deposizionali ed erosivi che hanno interessato l'intera zona assiale dell'Appennino meridionale e che, pertanto, anche da simili aree si possono ricavare informazioni atte a verificare la congruenza di modelli evolutivi relativi a contesti più ampi.

## RINGRAZIAMENTI

Gli Autori desiderano ringraziare due *referee* anonimi per gli utili suggerimenti. Lavoro finanziato con il contributo Cofin PRIN 2005, Unità Operativa dell'Università della Basilicata (Resp. M. Schiattarella).

## LAVORI CITATI

- ALDEGA L., CORRADO S., DI LEO P., GIAMPAOLO C., INVERNIZZI C., MARTINO C., MAZZOLI S., SCHIATTARELLA M. & ZATTIN M. (2005) - *The southern Apennines case history: thermal constraints and reconstruction of tectonic and sedimentary burials*. Atti Ticin. Sc. Terra, Serie Spec., **10**, pp. 45-53.
- AVENA G.C., GIULIANO G. & LUPIA PALMIERI E. (1967) - *Sulla valutazione quantitativa della gerarchizzazione ed evoluzione dei reticoli fluviali*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, pp. 781-796.
- BOENZI F., CAPOLONGO D., CECARO G., D'ANDREA E., GIANO S.I., LAZZARI M. & SCHIATTARELLA M. (2004) - *Evoluzione geomorfologica polifasica e tassi di sollevamento del bordo sud-occidentale dell'alta Val d'Agri (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **123**, pp. 357-372.
- BONARDI G. (1966) - *Osservazioni geologiche sui monti di Lauria*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **75**, pp. 181-200.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, pp. 17-35.
- BOUSQUET J.C. & GUEREMY P. (1968) - *Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin calabro-lucanien et leurs conséquences morphologiques. I) Bassin du Mercure et haute vallée du Sinni*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., **10**, pp. 225-238.
- BOUSQUET J.C. & GUEREMY P. (1969) - *Quelques phénomènes de néotectonique dans l'Apennin calabro-lucanien et leurs conséquences morphologiques. II) L'escarpement méridional du Pollino et son piémont*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., **11**, pp. 223-236.
- CAPALDI G., CINQUE A. & ROMANO P. (1988) - *Ricostruzione di sequenze morfoevolutive nei Picentini meridionali (Campania, Appennino Meridionale)*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1**, pp. 207-222.
- CATALANO S., MONACO C., TORTORICI L. & TANSI C. (1993) - *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy)*. Tectonics, **12**, pp. 656-665.
- CELLO G. & MAZZOLI S. (1999) - *Apennine tectonics in Southern Italy: a review*. Journ. Geodyn., **27**, pp. 191-211.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. Annali di Geofisica, **36**, pp. 249-260.
- D'ARGENIO B., LETTO A. & OLDOW J.S. (1986) - *Low angle normal faults in the Picentini Mountains, Southern Apennines*. Rend. Soc. Geol. It., **9**, pp. 113-122.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D. (1989) - *Kinematics of the Western Mediterranean*. In: Coward M.P., Dietrich D. & Park R.G. (eds), Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ., **45**, pp. 265-283.
- DI LEO P., SCHIATTARELLA M., CUADROS J. & CULLERS R. (2005) - *Clay mineralogy, geochemistry and structural setting of the ophiolite-bearing units from southern Italy: a multidisciplinary approach to assess tectonic history and exhumation modalities*. Atti Ticin. Sc. Terra, Serie Spec., **10**, pp. 87-93.
- FERRANTI L., OLDOW J.S. & SACCHI M. (1996) - *Pre-Quaternary orogen-parallel extension in the Southern Apennine belt, Italy*. Tectonophysics, **260**, pp. 325-347.
- FERRELLI L., MICHETTI A.M., SERVA L., VITTORI E. & ZAMBONELLI E. (1996) - *Tettonica recente ed evidenze di fagliazione superficiale nella Catena del Pollino (Calabria settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, pp. 451-466.
- FIRPO M. & SPAGNOLO M. (2000) - *Morphometric analysis of Sansobbia River Basin (Liguria, Italia) and tectonic implications*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **24**, pp. 57-63.
- LETTO A. & D'ARGENIO B. (1990) - *Some accounts on thrust and subsequent extensional tectonics in the Pollino Mountains, Southern Apennines*. Rend. Soc. Geol. It., **13**, pp. 121-124.
- KNOTT S.D. (1987) - *The Liguride Complex of Southern Italy - a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge*. Tectonophysics, **142**, pp. 217-226.
- LA ROCCA S. & SANTANGELO N. (1991) - *Nuovi dati sulla stratigrafia e sull'evoluzione geomorfologica del*

- bacino lacustre pleistocenico del Fiume Noce (Basilicata)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14**, pp. 229-242.
- LORENZO P., SCHIATTARELLA M., SDAO F. & TANSI C. (2001) - *Inquadramento geologico e condizioni di stabilità dei versanti dell'area interessata dal sisma del 9 settembre 1998*. In: "Dissesti prodotti o aggravati dal sisma del 9 settembre 1998 nei territori del confine calabro-lucano" a cura di Gulla' G. & Sdao F., CNR-GNDCl, **2121**, pp. 9-37.
- MARRA F. (1998) - *Evidenze di tettonica trascorrente alto pleistocenica al confine calabro-lucano: analisi morfostratigrafica e strutturale del bacino del Mercure*. Il Quaternario, **11**, pp. 201-215.
- MAURO A. & SCHIATTARELLA M. (1988) - *L'Unità Silentina di Base: assetto strutturale, metamorfismo e significato tettonico nel quadro geologico dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, pp. 1201-1213.
- MOLIN P., PAZZAGLIA F.J. & DRAMIS F. (2004) - *Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila Massif, Calabria, southern Italy*. Am. Journ. Sci., **304**, pp. 559-589.
- PALMENTOLA G., MARCHESE F. & VIGNOLA N. (1980) - *Dati e considerazioni sulla neotettonica dell'area dei fogli 199 (Potenza) e 210 (Lauria)*. C.N.R. - Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia - Progetto Finalizzato Geodinamica - Sottoprogetto Neotettonica, Pubbl. n. **269**, pp. 135-153.
- PERRI E. & SCHIATTARELLA M. (1997) - *Evoluzione tettonica quaternaria del bacino di Morano Calabro (Catena del Pollino, Calabria settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**, pp. 3-15.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999) - *Stratigraphic and structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy*. Tectonophysics, **315**, pp. 269-286.
- PIERI P., VITALE G., BENEDEUCE P., DOGLIONI C., GALLICCHIO S., GIANO S. I., LOIZZO R., MORETTI M., PROSSER G., SABATO L., SCHIATTARELLA M., TRAMUTOLI M. & TROPEANO M. (1997) - *Tettonica quaternaria nell'area bradanico-ionica*. Il Quaternario, **10**, pp. 535-542.
- RUSSO F. & SCHIATTARELLA M. (1992) - *Osservazioni preliminari sull'evoluzione morfostrutturale del bacino di Castrovillari (Calabria settentrionale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **1992/1**, pp. 271-278.
- SCHIATTARELLA M. (1996) - *Tettonica della Catena del Pollino (confine calabro-lucano)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, pp. 543-566.
- SCHIATTARELLA M. (1998) - *Quaternary tectonics of the Pollino Ridge, Calabria-Lucania boundary, Southern Italy*. In: Holdsworth R.E., Strachan R.A., Dewey J.F. (eds), "Continental Transpressional and Transtensional Tectonics". Geological Society, London, Spec. Publ., **135**, pp. 341-354.
- SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDEUCE P. & GIANO S.I. (2003) - *Quaternary uplift vs tectonic loading: a case-study from the Lucanian Apennine, southern Italy*. Quaternary International, **101-102**, pp. 239-251.
- SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDEUCE P., GIANO S.I. & MARTINO C. (2006) - *Tectonically driven exhumation of a young orogen: An example from the southern Apennines, Italy*. In: Willett S.D., Hovius N., Brandon M.T., Fisher D. (eds), "Tectonics, climate, and landscape evolution". Geological Society of America, Spec. Papers, **398**, pp. 371-385.
- SCHIATTARELLA M., TORRENTE M.M. & RUSSO F. (1994) - *Analisi strutturale ed osservazioni morfostratigrafiche nel bacino del Mercure (confine calabro-lucano)*. Il Quaternario, **7**, pp. 613-626.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1990) - *La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, pp. 519-529.
- VEZZANI L. (1967) - *Osservazioni sul bacino lacustre del Fiume Mercure*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **18**, pp. 229-235.

Ms. ricevuto il 6 giugno 2006

Testo definitivo ricevuto il 17 ottobre 2006

Ms. received: June 6, 2006

Final text received: October 17, 2006