EVOLUZIONE TETTONICA QUATERNARIA DEL BACINO DI MORANO CALABRO (CATENA DEL POLLINO, CALABRIA SETTENTRIONALE)

Nota dei Soci Edoardo Perri (*) & Marcello Schiattarella (**)

RIASSUNTO

Il piccolo bacino intermontano di Morano Calabro, posto lungo il versante calabrese della Catena del Pollino, rappresenta un buon esempio di depressione tettonica quaternaria generata in una zona di taglio trascorrente ed evolutasi successivamente in un diverso regime. Vengono infatti presentati dati stratigrafici, strutturali e geomorfologici a sostegno di una storia deformativa polifasica caratterizzata da un cambiamento delle direzioni di massima estensione nel tempo. In particolare si riscontrano evidenze di un passaggio da condizioni transtensive, dominanti nel corso del Pleistocene inferiore, ad un contesto chiaramente estensionale a partire dal Pleistocene medio, in risposta al cambiamento di comportamento cinematico della Linea del Pollino. L'evoluzione morfologica del bacino è dunque fortemente controllata dalla tettonica recente e ricalca il quadro cinematico già delineato in settori limitrofi del confine calabro-lucano.

TERMINI CHIAVE: Geologia strutturale, tettonica fragile quaternaria, confine calabro-lucano (Appennino meridionale).

ABSTRACT

QUATERNARY TECTONIC EVOLUTION OF THE MORANO CALABRO BASIN (POLLINO RIDGE, NORTHERN CALABRIA) - The Morano Calabro basin, Quaternary in age, is located along the southern side of Pollino Ridge (Calabria-Lucania boundary, Southern Italy). It represents a good example of tectonic-controlled depression, generated within a strike-slip shear zone and strongly modified by extensional tectonics. Stratigraphical, structural and geomorphological data testify a polyphase deformational history characterized by changes of the orientation of the tensional axes during Pleistocene. Evidences about a passage from left-lateral strike slip along N120° trending faults to normal dip slip along the same faults are illustrated

and discussed. Furthermore, a subsequent tectonic event produced N150-170° trending normal faults. During this stage the N120° trending faults were reactivated with a dextral component of movement. Shape and morphology of the basin result strictly controlled by the kinematics of the Pollino Fault from Lower to Middle Pleistocene, as occurred in the nearby sectors of the Calabria-Lucania boundary.

KEY WORDS: Structural geology, Quaternary brittle tectonics, Calabria-Lucania boundary (Southern Italy).

1. INTRODUZIONE

È stata studiata l'evoluzione tettonica del bacino quaternario di Morano Calabro, una piccola depressione posta nel settore più meridionale della catena sudappenninica carbonatica, al bordo sud-occidentale della Catena del Pollino (fig. 1). L'integrazione di analisi mesostrutturale e morfostrutturale e la revisione litostratigrafica dei depositi quaternari hanno permesso di ricostruire la cinematica di apertura del bacino e le sue tappe evolutive fino al raggiungimento dell'attuale configurazione.

Il pedemonte meridionale dei rilievi che si dipanano lungo il confine calabro-lucano è caratterizzato dalla presenza di una serie di depressioni più o meno estese. Si incontrano infatti, da sud-est verso nord-ovest, i bacini di Cassano-Castrovillari, di Morano Calabro, di Campo Tenese, del Mercure e del Noce. Queste depressioni si allineano all'interno di una fascia larga all'incirca 10 km, parallela all'allungamento delle dorsali carbonatiche, che costituisce parte del raccordo tra la Catena Costiera Calabra settentrionale e la Catena del Pollino. Studi di dettaglio a carattere geomorfologico, stratigrafico e tettonico sulla genesi e l'evoluzione di questi bacini sono dovu-

^(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria, Cosenza.

^(**) Centro di Geodinamica, Università della Basilicata, Potenza.

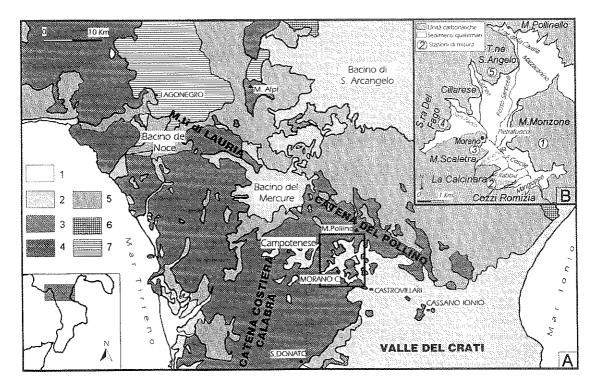


Fig. 1 - Schema geologico del confine calabro-lucano (A). LEGENDA: 1) Alluvioni e sedimenti di piana costiera attuali; 2) Depositi marini e continentali plio-quaternari; 3) Terreni clastici tortoniano-messiniani della Catena Costiera Calabra; 4) Carbonati di piattaforma meso-cenozoici; 5) Complesso Liguride; 6) Unità Sicilidi; 7) Successioni bacinali meso-cenozoiche della «Serie calcareo-silico-marnosa» Auct. (Unità Lagonegresi). Nel riquadro (B): Schema geologico semplificato (substrato meso-cenozoico e depositi quaternari) del bacino di Morano Calabro, con toponimi e ubicazione delle stazioni di rilevamento strutturale.

ti a Bousquet & Gueremy (1969) per la fascia pedemontana del Pollino, a Colella (1988) e Colella & Cappadona (1988) per la bassa valle del Crati ed il bacino di Castrovillari-Cassano, ed a Russo & Schiattarella (1992) per il bacino di Castrovillari. Il bacino del Mercure è stato oggetto dei lavori di Vezzani (1967), di Bousquet & Gueremy (1968) e di Schiattarella et alii (1994), mentre il bacino del Noce è stato investigato da la Rocca & Santangelo (1991). Recentemente sono state avviate ricerche a carattere paleosismologico sulla zona pedemontana meridionale del Pollino (Ferreli et alii, 1994).

L'ossatura geologica della Catena del Pollino è costituita dalla potente successione calcareo-dolomitica mesozoica di piattaforma dell'Unità Alburno-Cervati (D'ARGENIO et alii, 1973). A nord della dorsale, ed in misura minore anche a sud della stessa, affiorano i terreni ofiolitiferi polideformati del Complesso

Liguride (Knott, 1987; Bonardi et alii, 1988; Mauro & Schiattarella, 1988; Monaco et alii, 1995), di norma in sovrapposizione tettonica sull'unità carbonatica. Lungo il margine settentrionale della Catena del Pollino si osserva tuttavia il sovrascorrimento dei calcari cretacici di piattaforma sulla Formazione del Bifurto (Miocene medio) e sugli antistanti termini liguridi (Schiattarella, 1994, 1996).

I terreni affioranti a sud-ovest della «Linea del Pollino» (fig. 1), che costituiscono il substrato pre-quaternario del bacino di Morano Calabro ed i rilievi circostanti, sono prevalentemente rappresentati da successioni calcareo-dolomitiche meso-cenozoiche appartenenti all'Unità di Verbicaro (AMODIO MORELLI et alii, 1976) ed alla stessa Unità Alburno-Cervati-Pollino, ovvero successioni della Subunità inferiore dell'Unità di Piattaforma Carbonatica secondo Ietto et alii (1992). Piccoli lembi dell'Unità del Frido (sensu BONARDI et alii,

1988) giacciono in contatto tettonico sui carbonati mesozoici.

Il bacino è impostato su una fascia di discontinuità ereditata da rapporti di sovrapposizione tettonica tra le differenti unità carbonatiche (Bousquet, 1971).

La zona di taglio con andamento N120° individuata dalla fascia pedemontana meridionale della Catena del Pollino («Linea del Pollino») è stata interpretata da Ghisetti & VEZZANI (1982) come trascorrente destra, con una cospicua componente normale che solleva il blocco nord-orientale, attiva dalla fine del Miocene al Pleistocene medio. Successivamente altri Autori ricavano forti indizi di comportamento sinistro della linea durante tempi plio-pleistocenici, sia da analisi cinematiche e geodinamiche a scala regionale (REHAULT et alii, 1987; DEWEY et alii, 1989; TURCO et alii, 1990; VAN DIJK & OKKES, 1991; KNOTT & TURCO, 1991; CINQUE et alii, 1993) che da studi strutturali e stratigrafici di dettaglio (Colella & Cappadona, 1988; Colella, 1988; Russo & Schiattarella, 1992; Schiat-TARELLA et alii, 1994; SCHIATTARELLA, 1994. 1996).

2. STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI

I più antichi sedimenti continentali del bacino di Morano sono rappresentati da brecce di versante eterometriche, con clasti da centimetrici a decimetrici, cementate, con matrice terrosa a luoghi molto abbondante e di colore rosso mattone («brecce antiche»). Lo spessore originario di queste brecce, affioranti come lembi residui sui versanti (fig. 2), non è determinabile. In un solo caso (V.ne Cammerolla, fig. 1b) è osservabile il contatto con i sedimenti sovrastanti («brecce stratificate»).

Le «brecce stratificate» sono eterometriche, con aspetto stratoide dovuto all'alternanza di strati cementati, molto vacuolari, e strati terrosi. Costituiscono corpi sedimentari di forma irregolare che vanno a riempire il fondo e i bordi delle principali valli del bacino e mostrano spessori variabili da pochi metri a qualche decina. Il corpo più significativo aggrada il Vallone della Cavalla e si estende dal piede del versante sud-occidentale di Monte Pollinello lungo il Fosso Santicelli.

Sia le brecce antiche che quelle stratificate rappresentano depositi di versante crioclastici. Le due diverse facies di brecce corri-

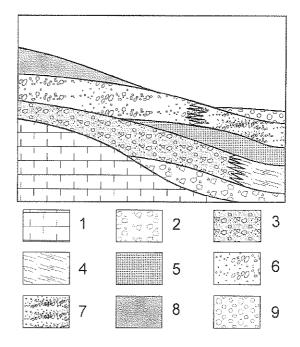


Fig. 2 - Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi quaternari del bacino di Morano Calabro. Legenda:
1) Substrato meso-cenozoico; 2) «Brecce antiche»;
3) «Brecce stratificate»; 4) Depositi lacustri; 5) Coni detritici di prima generazione; 6) Depositi di conoide alluvionale; 7) Depositi di piana alluvionale; 8) Coni detritici di seconda generazione; 9) Alluvioni recenti.

spondono alle *«bréches anciennes»* del contiguo bacino di Castrovillari, attribuite al Riss o al Günz da Bousquet & Gueremy (1969), sebbene gli stessi Autori francesi considerino di età würmiana l'intero riempimento del bacino di Morano. Questi depositi di versante vengono qui correlati con i sedimenti continentali *«siciliani»* del III ciclo sedimentario (Emiliano p.p.-Siciliano) del bacino di Castrovillari (Russo & Schiattarella, 1992).

Verso il centro del bacino, in eteropia con le brecce stratoidi, affiorano silt argillosi massivi con spessori metrici e sabbie da fini a molto grossolane stratificate, che rappresentano depositi di esondazione sedimentati in piccoli specchi d'acqua effimeri della piana alluvionale (depositi di overbank). In particolare, nel Vallone Pietrafuoco si osserva l'interdigitazione tra le brecce stratificate ed i depositi fini basali.

Una prima generazione di coni detritici si sovrappone stratigraficamente alle brecce stratoidi, come ben osservabile nelle aree meridionali del bacino. Gli spessori delle porzioni più potenti si attestano intorno ai 20-30 m. Questi depositi mostrano una selezione decisamente bassa, simile alle brecce antiche ma con granulometria nettamente minore ed un leggero arrotondamento dei clasti. Sono presenti livelli pedogenizzati rossastri. La litologia, le condizioni di giacitura e la posizione di affioramento (a valle delle brecce stratificate) suggeriscono una alimentazione dalle brecce di versante più antiche.

L'evento sedimentario successivo è rappresentato da depositi di conoide e di piana alluvionale, ascritti al Würm da Bousquet & Gueremy (1969).

Una seconda generazione di coni detritici, tuttora attivi, chiude la successione stratigrafica quaternaria del bacino di Morano. Le litofacies prevalenti sono costituite da brecce sciolte o debolmente cementate a matrice sabbiosa e microconglomerati sabbiosi. Rispetto al primo ciclo di coni detritici, i sedimenti di questa seconda generazione appaiono molto meglio selezionati.

3. ANALISI MESOSTRUTTURALE

I dati di orientazione relativi alle mesostrutture della deformazione fragile sono rappresentati per le diverse stazioni (fig. 3) o accorpati per famiglie azimutali (fig. 4). In entrambi i casi sono riportate solo le faglie per le quali è stato possibile misurare gli indicatori cinematici, mentre l'intera popolazione di faglie è rappresentata nel diagramma di densità di fig. 5. L'ubicazione delle stazioni di misura è mostrata in fig. 1b.

La stazione 1 coincide con il rilievo di Monte Monzone ed è quindi rappresentativa dell'assetto dell'omonimo settore morfostrutturale (cfr. par. 5). I dati

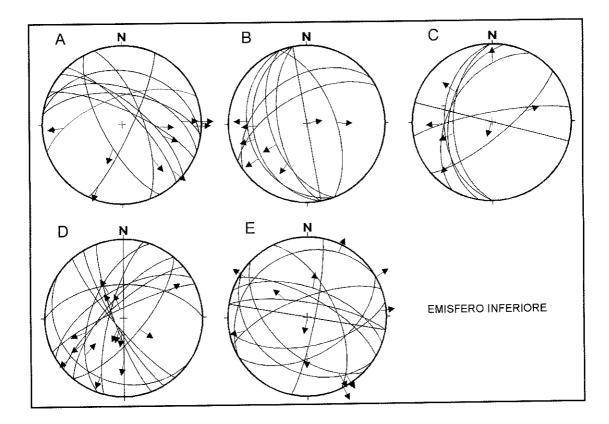


Fig. 3 - Stereogrammi delle faglie relative alle diverse stazioni di misura (sono riportati esclusivamente i piani con indicatori cinematici). A) Stazione 1: Monte Monzone; B) Stazione 2: Morano-S. Basile; C) Stazione 3: Morano-M.te Scaletra; D) Stazione 4: Serra del Fago-La Dirupata; E) Stazione 5: Colle Maddalena-T.ne S. Angelo.

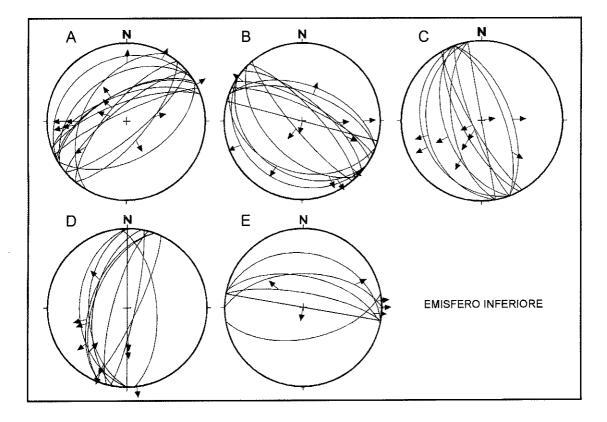


Fig. 4 - Stereogrammi delle famiglie azimutali delle faglie. A) Sistema N40-60°E; B) Sistema N45-70°W; C) Sistema N10-30°W; D) Sistema N0-20°E; E) Sistema E-W. Si noti il carattere polifasico di quasi tutti i sistemi, ad esclusione di quello rappresentato nel diagramma C, relativo alle faglie prodotte durante la fase tettonica più recente.

provengono in buona parte dalle scarpate laterali della vecchia linea ferroviaria. I restanti sono stati raccolti lungo i versanti occidentali del rilievo.

I dati relativi alla stazione 2 sono stati collezionati lungo la strada che da Morano Calabro conduce a S. Basile (dai pressi del cimitero per circa 5 km) e lungo il Vallone Rabbia. Una modesta parte di dati proviene dalle misure effettuate sui diversi versanti di questa stazione. Il colle su cui sorge l'abitato di Morano Calabro e le prime pendici del Monte Scaletra si identificano con l'area della stazione 3. I tagli della S.S. Nº 19 (nei pressi di Morano) e della stradina che si arrampica verso il monte hanno costituito i punti di misura. Le stazioni 2 e 3 ricadono nel settore morfostrutturale di M. Scaletra – La Calcinara (cfr. par. 5).

L'area della stazione 4 comprende i versanti orientali del rilievo di Serra del Fago, intorno alla località La Dirupata. I dati sono stati raccolti lungo i tagli della S.S. Nº 19 (dal km 192 per circa 4 km), lungo il tracciato della vecchia ferrovia nella località Para Morano ed all'interno di piccole incisioni naturali ai piedi del versante. Il rilevamento della stazione 5 è stato effettuato lungo i versanti di Colle Maddalena e di Timpone S. Angelo che si affacciano sul bacino. Ulteriori mi-

sure di orientazione sono state raccolte sulla stradina che conduce dai piedi di M. Vergine fino alla località Colli Lunghi e lungo il sentiero che segue il crinale dell'omonimo colle, oltre che in località Cillarese – lungo i versanti meridionale e orientale – e nei pressi delle sorgenti del Fiume Coscile. Le stazioni 4 e 5 sono comprese nel settore morfostrutturale Serra del Fago-T.ne S. Angelo (cfr. par. 5).

L'analisi dei dati ha consentito di individuare più famiglie di faglie e di attribuire loro diversi comportamenti cinematici, come di seguito riportato:

- 1) N45-70°W. Si osservano faglie sia trascorrenti sinistre che dirette. Subordinatamente si rilevano faglie transtensive destre:
- 2) N0-20°E. Il sistema è rappresentato sia da faglie trascorrenti destre che transtensive sinistre;
- 3) N40-60°E. Si tratta in maggioranza di faglie oblique, ovvero trascorrenti sia destre

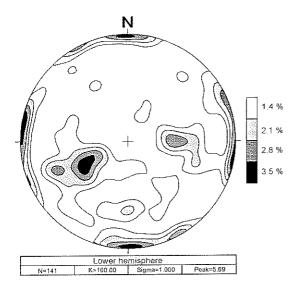


Fig. 5 - Diagramma di densità dell'intera popolazione di faglie rilevate (compresì i piani senza indicatori cinematici).

che sinistre con componenti normali, oltre che di faglie dirette;

- 4) N10-30°W. Si rilevano faglie chiaramente estensionali, spesso a geometria listrica:
- 5) E-W. Queste faglie presentano cinematiche da trascorrenti a dirette.

È possibile osservare come la maggior parte degli indicatori cinematici lineari (cfr. stazioni 2 e 4, fra gli esempi più chiari) si orientino lungo direzioni preferenziali indipendenti dalla orientazione nello spazio dei piani di faglia su cui giacciono. Appare dunque evidente che le faglie rilevate sono state ripetutamente riattivate da diversi campi di stress. La cronologia relativa stabilita sul terreno (relazioni di cross-cutting e sovrapposizione di indicatori cinematici su uno stesso piano di faglia) indica che le faglie comprese nell'intervallo azimutale N45-70°W (parallele alla Linea del Pollino) sono state generate come trascorrenti sinistre e riattivate dapprima come faglie dirette e successivamente come transtensive destre.

Le mesostrutture fragili senza apparente rigetto sono prevalentemente fratture da estensione. Il carattere distensivo della famiglia di faglie comprese nel *range* N10-30°W è in accordo con la diffusa presenza di sistemi di *joints* estensionali all'incirca meridiani (fig. 6b).

4. INTERPRETAZIONE CINEMATICA

La cinematica delle faglie suggerisce l'esistenza di tre stadi deformativi nella tettonica fragile recente responsabile della configurazione morfostrutturale del bacino. La prima fase (D1) genera una associazione strutturale data da faglie appenniniche trascorrenti sinistre ed antiappenniniche dirette o transtensive in accordo con una direzione di estensione orientata N140°, mutuata dal comportamento trascorrente sinistro della Linea del Pollino. Le faglie meridiane trascorrenti destre potrebbero essere state prodotte durante questo stadio come strutture antitetiche. La fase D2 riattiva le faglie appenniniche essenzialmente come dirette, mentre le strutture fragili antiappenniniche e meridiane assumono il carattere di faglie di trasferimento, mostrando cinematiche trascorrenti sia destre che sinistre. La direzione di massima estensione è circa N30°. Uno stadio successivo (D3) produce faglie dirette comprese in un range N10-30°W, denunciando una nuova direzione di estensione massima orientata all'incirca N60°. In questa fase le faglie appenniniche vengono localmente riattivate come transtensive destre.

Le faglie normali e le fratture estensionali con trend E-W spesso tagliano o interrompono la continuità delle altre strutture, configurandosi come la famiglia più recente, sebbene restino da chiarire i rapporti con le faglie dirette della fase D3. Più in generale, le mesofaglie dirette con andamento all'incirca E-W, abbastanza diffuse nei terreni detritici quaternari del pedemonte meridionale del Pollino (Russo & Schiattarella, 1992) e presenti localmente anche nei termini lacustri stratigraficamente più alti del bacino del Mercure (Schiattarella et alii, 1994), appaiono come i sistemi della deformazione fragile più recenti dell'intera area della Catena del Pollino (SCHIATTARELLA, 1994, 1996). Anche nel caso del bacino del Mercure, tuttavia, le relazioni cronologiche tra questa famiglia ed i sistemi della fase estensionale più recente, esplicatasi lungo direttrici di frattura comprese tra N30°W e N-S e quindi perfettamente compatibile con la fase D3 del bacino di Morano, non sono univoche. Schiattarella et alii (1994) suggeriscono che i sistemi di faglie normali con direzione N-S ed E-W siano stati prodotti contemporaneamente da un campo di stress triassiale non-andersoniano con lo sforzo principale massimo verticale (AYDIN &

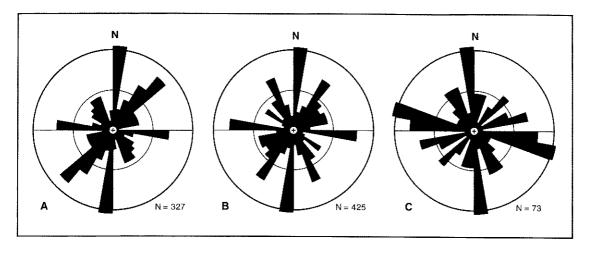


Fig. 6 - A) Diagramma azimutale delle aste relative ai corsi d'acqua di primo ordine; B) diagramma dei sistemi di frattura a scala mesoscopica rilevati nei carbonati meso-cenozoici; C) diagramma dei lineamenti tettonici dell'area del bacino.

RECHES, 1982; HANCOCK, 1985) o da brusche inversioni degli sforzi principali minimo ed intermedio sul piano orizzontale, come invocato da HANCOCK *et alii* (1987) per la genesi dei sistemi di *joints* ortogonali.

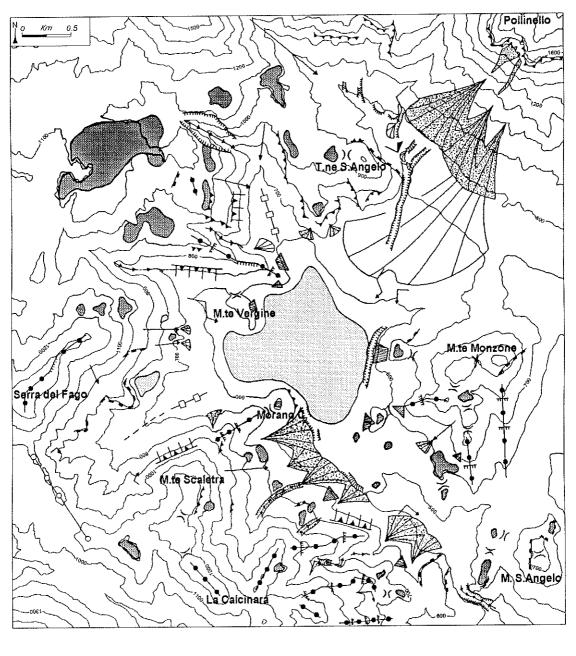
5. ANALISI MORFOSTRUTTURALE

Le aree depresse del bacino di Morano, riempite da sedimenti quaternari, hanno in pianta forma allungata in due direzioni principali ortogonali fra di loro (NW-SE e NE-SW). La depressione maggiore è allungata per circa 5 km in senso NE-SW e si estende dalle pendici di Monte Pollinello a nord-est per richiudersi dopo una larghezza massima di circa 2 km con la valle a fondo piatto compresa fra i rilievi di M. Scaletra e Serra del Fago. Lungo la depressione si aprono verso nordovest, nella parte centrale, le valli a fondo piatto di Gonea e S. Paolo e all'estremo nord il Vallone della Cavalla, ultimo tratto della stretta Valle di Mauro. In corrispondenza della zona più pianeggiante della depressione principale si apre verso sud-ovest la valle del Fiume Coscile, caratterizzato da un andamento sinuoso, che dopo aver raccolto il contributo delle strette incisioni dei valloni Cammerolla, Rabbia, Mangioppo ed altri minori, si getta, all'altezza dei Cozzi della Romizia, in una forra lunga circa 1,5 km, dalla quale sfocia dopo un dislivello di circa 100 m nel bacino di Castrovillari.

In tutta l'area del bacino i versanti dei rilievi si raccordano con i fondovalle mediante bruschi salti di pendenza. Nella parte nord-occidentale questo è ancor più evidente grazie alla piatta morfologia dei fondovalle. Il profilo dei versanti prosegue verso le quote più elevate con pendenze variabili tra 25° e 40°. Numerose sono le discontinuità altimetriche e plano-altimetriche dei versanti e dei crinali (fig. 7).

L'analisi delle caratteristiche geometriche del reticolo idrografico ed il confronto dei dati di orientazione delle aste fluviali con quelli relativi ai lineamenti tettonici ed alla fratturazione ad alto angolo (fig. 6) mostra un chiaro condizionamento del deflusso superficiale ad opera della struttura tettonica. In particolare si osserva come gli ordini gerarchici più bassi coincidano con le direzioni di deflusso controllate dai sistemi di fratturazione che pervadono i corpi rocciosi.

Le superfici spianate sono state distinte in deposizionali ed erosionali (fig. 7). Le prime comprendono la piana alluvionale, che copre la parte più depressa del bacino con un'inclinazione di 2-3° verso sud, e due piccoli pianori intorno a quota 800 m sul versante orientale di Monte La Serra, inclinati di circa 6-7° verso est. Queste sono originate dalla deposizione di brecce crioclastiche («brecce stratifi-



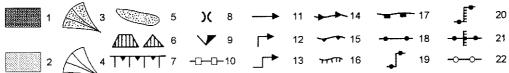


Fig. 7

cate»), attualmente sospese sul fondovalle. Alla seconda tipologia afferiscono lembi di superfici di spianamento poste a quota diversa che, unitamente a considerazioni di carattere tettonico, hanno consentito di raggruppare i rilievi a contorno della depressione in tre settori morfostrutturali omogenei.

Nel settore M. Monzone-M.S. Angelo, che rappresenta il bordo sud-orientale del bacino, i lembi di superfici erosionali sono principalmente distribuiti in due fasce altimetriche poste mediamente intorno alle quote 600 ed 800 m. Il settore Calcinara-M. Scaletra, costituito dai rilievi dolomitici del bordo sud-occidentale, è caratterizzato da superfici di spianamento intorno alle quote 700, 1100 e 1200 m. Nel settore Serra del Fago-T.ne S. Angelo, costituito dai rilievi calcarei che bordano a nordovest la depressione, si osservano lembi di superfici erosionali intorno a quote medie di 800, 1000 e 1150 m.

I versanti a sviluppo rettilineo, le faccette triangolari e trapezoidali, le discontinuità dei crinali ed altri indizi morfostrutturali (fig. 7) permettono di individuare sistemi di faglie – sistematicamente verificati sul terreno – con direzioni NW-SE, NE-SW, N-S ed E-W. Le aree di fondovalle del bacino di Morano risultanto pertanto interamente perimetrate da faglie con i suddetti andamenti, le quali separano anche i settori prima descritti.

6. TETTONICA

I morfolineamenti di origine tettonica, censiti mediante l'interpretazione di foto aeree, sono stati rappresentati nella carta di fig. 8. Il rilevamento strutturale ha permesso in molti casi di discriminarne la cinematica ultima. Il diagramma azimutale di fig. 6c mostra l'esistenza di due massimi assoluti in coincidenza degli andamenti N100-110° e N170-180°.

Il settore M. Monzone-M.S. Angelo è delimitato ad oriente ed occidente da due faglie meridiane, a sud-ovest da una faglia appenninica che si individua anche nel basso corso del Fiume Coscile, a nord e a sud da faglie ad andamento all'incirca E-W. Il settore M. Scaletra-La Calcinara è delimitato ed attraversato da numerose faglie appenniniche ed antiappenniniche. Queste direttrici strutturali sono comuni anche al settore Serra del Fago-T.ne S. Angelo, caratterizzato inoltre da faglie con andamento meridiano. Lungo il versante nord-orientale di T.ne S. Angelo, bordato dalla faglia ad andamento N130° di V.ne della Cavalla, si osservano piani tettonici a basso angolo, a carattere transtensivo, che realizzano la sovrapposizione di calcari maastrichtiani su dolomia norica, e di quest'ultima su dolomía infraliassica. I contatti tettonici di tipo «giovane su vecchio» sono stati attribuiti a tettonica estensionale da IETTO & D'ARGENIO (1990), ed in particolare ad estensione parallela all'asse della catena da Oldow et alii (1994). L'analisi cinematica suggerisce tuttavia che le faglie a basso angolo del pedemonte meridionale del Pollino, che presentano indicatori di scivolamento obliquo, siano meglio compatibili con la tettonica trascorrente pliopleistocenica (SCHIATTARELLA, 1994, 1996). Un chiaro esempio di coesistenza di faglie trascorrenti ad alto angolo e faglie transtensive a basso angolo nello stesso campo deformativo è stato tra l'altro recentemente illustrato da BURCHFIEL et alii (1995) per la Valle della Morte in California.

La depressione tettonica di Morano è bordata infine a nord-est dai contrafforti carbonatici del Pollinello, alla base dei quali si dipana la Linea del Pollino e la faglia di V.ne della Cavalla che ne rappresenta la prosecuzione verso nord-ovest (fig. 8).

7. EVOLUZIONE TETTONO-SEDIMENTARIA

L'evoluzione strutturale del bacino è rappresentata in fig. 9. Lo schema mette in evidenza i lineamenti tettonici principali che

Fig. 7 - Schema morfostrutturale del bacino di Morano. LEGENDA: 1) Lembo di superficie erosionale suborizzontale (inclinazione < 10°); 2) Superficie deposizionale (inclinazione < 4°); 3) Conoide di deiezione; 4) Conoide alluvionale; 5) Falda detritica; 6) Faccette triangolari o trapezoidali; 7) Versante a sviluppo rettilineo; 8) Sella; 9) Valle asimmetrica; 10) Valle a fondo piatto; 11) Tratto di corso d'acqua rettilineo; 12) Gomito fluviale; 13) Doppio gomito fluviale; 14) Forra, canale inciso o in erosione accelerata; 15) Orlo di scarpata modellato dai processi di degradazione; 16) Scarpata di erosione fluviale; 17) Orlo di scarpata; 18) Cresta a sviluppo rettilineo; 19) Discontinuità planimetrica di un crinale; 20) Discontinuità plano-altimetrica di un crinale; 21) Discontinuità altimetrica di un crinale; 22) Allineamento di vette.

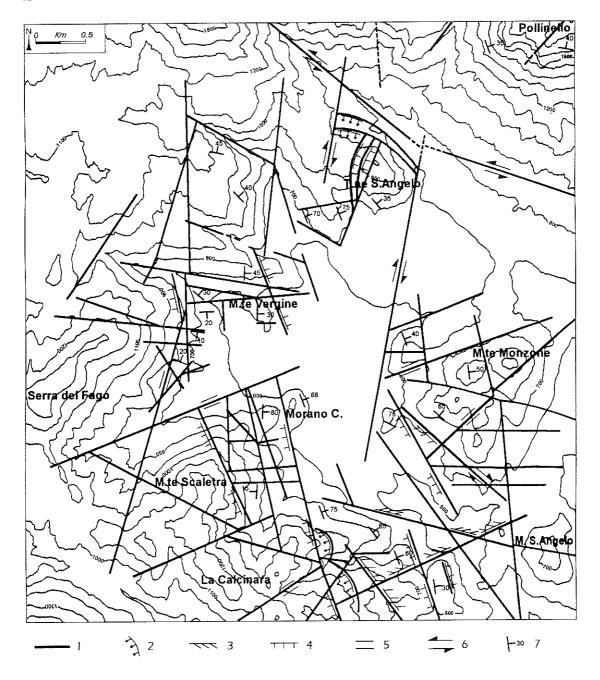


Fig. 8 - Carta tettonica del bacino di Morano. LEGENDA: 1) Lineamenti tettonici; 2) Faglie normali o trastensive a basso angolo; 3) Faglie transtensive; 4) Faglie normali; 5) Faglie trascorrenti con senso di taglio non determinabile; 6) Faglie trascorrenti; 7) Giaciture degli strati.

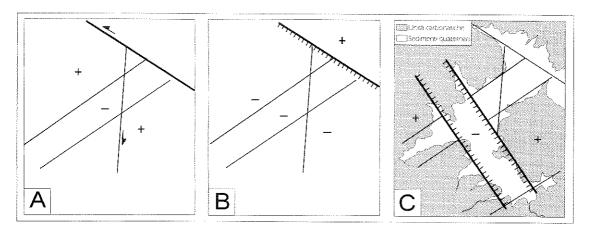


Fig. 9 - Rappresentazione schematica dell'evoluzione tettonica dell'area del bacino (per spiegazione vedi testo). In neretto le faglie principali legate ad ogni fase (i trattini indicano la parte ribassata nel fagliamento normale, le frecce il senso di movimento delle faglie trascorrenti, i segni + e – i blocchi relativamente rialzati o ribassati).

hanno condizionato lo sviluppo delle differenti unità morfostrutturali.

La formazione del bacino ha inizio con la «fase» tettonica legata al regime di trascorrenza sinistra lungo la Linea del Pollino (D1). La direzione di massima estensione compatibile con questo campo deformativo ha prodotto faglie dirette o transtensive ad andamento N40-60°E. Alle faglie maggiori con questa orientazione si deve l'individuazione di una depressione allungata appunto in direzione antiappenninica (fig. 9a). Durante questo stadio viene sbloccato l'elemento morfologico più antico, rappresentato dalle superfici spianate più elevate, che dovevano costituire parte di un paesaggio maturo di età pliocenica. Vengono in tal modo prodotti deboli rigetti verticali e si accumulano i primi depositi clastici al piede dei versanti («brecce antiche»). Le correlazioni morfostratigrafiche con il contiguo bacino di Castrovillari permettono di posizionare l'evento sedimentario al Pleistocene inferiore. È pertanto possibile che il regime trascorrente perduri nell'area dal Pliocene superiore. La paleovalle infrapleistocenica principale del bacino è rappresentata dal lineamento che oggi separa i blocchi di M. Monzone e La Calcinara a sud-est dal blocco di Serra del Fago-T.ne S. Angelo a nord-ovest (cfr. figg. 1b, 7 e 9a).

Successivamente si assiste alla riattivazione delle faglie trascorrenti appenniniche sinistre come faglie distensive o transtensive (D2),

mentre quelle antiappenniniche e meridiane trasferiscono la deformazione ai settori adiacenti. In questo stadio i rilievi carbonatici costituenti l'attuale Catena del Pollino acquisiscono i massimi rigetti verticali rispetto ai bacini pedemontani (fig. 9b). Immediatamente a sud della Linea del Pollino, i residui ancora ampi della paleosuperficie vengono rigettati di circa 250-300 m. Le numerose valli sospese e le forme carsiche troncate lungo le cornici sommitali dei versanti meridionali della dorsale vanno riferite a questa fase, così come la predisposizione dei versanti a favorire gli accumuli detritici delle «brecce stratificate». I lineamenti antiappenninici vengono tagliati dalla riattivazione della Linea del Pollino come faglia diretta, che causa il sollevamento del blocco del Pollinello. Le condizioni di endoreicità così acquisite provocano la sedimentazione lacustre coeva alle brecce di

L'ultimo stadio tettonico (D3) attribuisce al bacino una configurazione morfostrutturale simile all'attuale (fig. 9c), con la creazione del basso strutturale che ospita il F. Coscile e la tettonizzazione delle «brecce stratificate». La nuova direzione di estensione (N60°) riattiva i vecchi lineamenti con diverse cinematiche a seconda della loro orientazione. In tal modo numerose faglie appenniniche assumono un comportamento transtensivo destro, mentre la separazione dal bacino di Castrovillari viene ancora assicurata dalla riattivazione

come *transfer fault* sinistra della faglia antiappenninica che separa M. Monzone da M.S. Angelo. L'isolamento del bacino di Morano perdurerà fino alla erosione della soglia ad opera del F. Coscile.

La sedimentazione dei coni di detrito di prima generazione, successiva alla fase D3, testimonia l'assenza di nuovi importanti movimenti tettonici. La stasi tettonica sembra perdurare durante la deposizione dei corpi di conoide e la formazione dei paleosuoli intercalati. Durante le fasi evolutive altopleistoceniche-oloceniche si assiste alla deposizione di coni di detrito di seconda generazione e di forti spessori colluviali, oltre alla reincisione dei depositi precedenti dovuta all'erosione regressiva. Il reticolo idrografico minore risente principalmente dell'effetto dell'ultima fase tettonica che aveva prodotto faglie e fratture con orientazioni prossime agli andamenti N-S ed E-W (fig. 6).

8. ETÀ DELLA DEFORMAZIONE E CONCLUSIONI

Sulla base delle correlazioni con le aree contigue (Bacino del Mercure e Bacino di Castrovillari), è possibile attribuire al Pliocene superiore (?)-Pleistocene inferiore la fase tettonica trascorrente (D1), mentre il secondo stadio tettonico (D2) caratterizza il passaggio dal Pleistocene inferiore al medio. La terza fase deformativa è riferibile al Pleistocene medio, poichè tettonizza i depositi siciliani del bacino di Castrovillari. Le evidenze di tettonica sinsedimentaria nei depositi lacustri postmindeliani-prewürmiani del bacino del Mercure testimoniano il perdurare nel tempo di questa fase. Il passaggio dalla seconda alla terza «fase» - tra l'altro avvenuto in tempi brevi - è interpretabile come effetto della rotazione oraria della direzione di massima estensione. I due episodi tettonici rappresenterebbero pertanto un continuum deformativo in risposta al regime estensionale che più in generale interessa la porzione tirrenica ed assiale dell'orogene sud-appenninico in tempi mediopleistocenici. Tuttavia, anche il passaggio dal regime trascorrente (D1) a quello distensivo (D2) sembra avvenire progressivamente, come testimoniato dalla diffusione delle faglie transtensive, forse in virtù di una rotazione antioraria di blocchi a scala regionale con una sostanziale invarianza del campo di stress.

Manoscritto pervenuto il 5 gennaio 1996. Testo approvato per la stampa il 20 luglio 1996. Ultime bozze restituite il 26 novembre 1996.

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. & Zuppetta A. (1976) L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.
- AYDIN A. & RECHES Z. (1982) Number and orientation of fault sets in the field and in experiments. Geology, 10, 107-112.
- 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, 17-35.
- BOUSQUET J.C. (1971) La tectonique tangentielle des séries calcaréo-dolomitiques du Nord-Est de l'Apennin calabro-lucanien (Italie méridionale). Geol. Romana, 10, 23-52.
- 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, 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, 223-236.
- Burchfiel B.C., Molnar P., Zhang P., Deng Q., Zhang W. & Wang Y. (1995) - Example of a supradetachment basin within a pull-apart tectonic setting: Mormon Point, Death Valley, California. Basin Res., 7, 199-214.
- 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. Ann. Geof., 36, 249-260.
- COLELLA A. (1988) Gilbert-type fan deltas in the Crati Basin (Pliocene-Holocene, Southern Italy). In: Colella A. (Ed.) «Excursion Guidebook», Int. Workshop on Fan Deltas, Calabria, 17-77.
- COLELLA A. & CAPPADONA P. (1988) Evidenze stratigrafiche del carattere trascorrente sinistro della zona di faglie del Pollino. Valutazioni sulla velocità di trascorrenza. Pre-stampe Atti 74º Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento, vol. B, 147-150.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) Schema geologico dell'Appennino Meridionale (Campania, Lucania). Atti del Convegno: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc. Naz. Lincei, Quaderno 183, 49-72.

- 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, 265-283.
- FERRELI L., MICHETTI A.M., SERVA L., VITTORI E. & ZAMBONELLI E. (1994) Terremoti olocenici lungo la Faglia del Pollino (Calabria settentrionale): nota preliminare. Atti del Convegno: «Paleosismologia e pericolosità sismica: stato delle conoscenze ed ipotesi di sviluppo». C.N.R.-G.N.D.T. Rendiconto 2, 1994, Roma.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1982) Strutture tensionali e compressive indotte da meccanismi profondi lungo la linea del Pollino (Appennino meridionale). Boll. Soc. Geol. It., 101, 385-440.
- HANCOCK P.L. (1985) Brittle microtectonics: principles and practice. J. Struct. Geol., 7, 437-457.
- HANCOCK P.L., AL-KAHDI A., BARKA A.A. & BEVAN T.G. (1987) Aspects of analysing brittle structures. Ann. Tect., 1, 5-19.
- IETTO A., BARILARO A.M., CALLIGARO G. & MANCUSO C. (1992) - Elementi per una revisione dei rapporti Appennino-Arco Calabro. Boll. Soc. Geol. It., 111, 193-215.
- IETTO A. & D'ARGENIO B. (1990) Some accounts on thrust and subsequent extensional tectonics in the Pollino Mountains, Southern Apennines. Rend. Soc. Geol. It., 13, 121-124.
- KNOTT S.D. (1987) The Liguride Complex of Southern Italy - a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge. Tectonophysics, 142, 217-226.
- KNOTT S.D. & TURCO E. (1991) Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc, Southern Italy. Tectonics, 10, 1164-1172.
- La Rocca S. & Santangelo N. (1991) Nuovi dati sulla stratigrafia e sull'evoluzione geomorfologica del bacino lacustre pleistocenico del Fiume Noce (Basilicata). Geogr. Fis. e Dinam. Quat., 14, 229-242.
- 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, 1201-1213.
- Monaco C., Tortorici L., Morten L., Critelli S. & Tansi C. (1995) Geologia del versante nord-orientale del massiccio del Pollino (confine calabro-luca-

- no): nota illustrativa sintetica della Carta geologica alla scala 1:50.000. Boll. Soc. Geol. It., 114, 277-291 (con carta allegata).
- Nur A., Ron H. & Scotti O. (1986) Fault mechanics and the kinematics of block rotations. Geology, 14, 746-749.
- OLDOW J.S., D'ARGENIO B., FERRANTI L., PAPPONE G., MARSELLA E. & SACCHI M. (1993) - Large-scale longitudinal extension in the southern Apennines contractional belt, Italy. Geology, 21, 1123-1126.
- Ortolani F., Pagliuca S., Pepe E., Schiattarella M. & Toccaceli R.M. (1992) Active tectonics in the Southern Apennines: Relationships between cover geometries and basement structure. A hypothesis for a geodynamic model. IGCP N° 276, Newsletter, 5, 413-419.
- REHAULT J.P., MOUSSAT E. & FABBRI A. (1987) Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin. Mar. Geol., 74, 123-150.
- Russo F. & Schiattarella M. (1992) Osservazioni preliminari sull'evoluzione morfostrutturale del bacino di Castrovillari (Calabria settentrionale). Studi Geol. Camerti, vol. spec., 1992/1, 271-278.
- Schiattarella M. (1994) Tettonica della Catena del Pollino (Confine calabro-lucano). Riassunti 77° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Bari, 182-183.
- Schiattarella M. (1996) Tettonica della Catena del Pollino (Confine calabro-lucano). Mem. Soc. Geol. It., 51, in stampa.
- Schiattarella M., Torrente M.M. & Russo F. (1994) Analisi strutturale ed osservazioni morfostratigrafiche nel bacino del Mercure (confine calabro-lucano). Il Quaternario, 7, 613-626.
- SYLVESTER A.G. (1988) Strike-slip faults. Geol. Soc. Am. Bull., **100**, 1666-1703.
- Turco E., Maresca R. & Cappadona P. (1990) La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico. Mem. Soc. Geol. It., 45, 519-529.
- VAN DIJK J.P. & OKKES M. (1991) Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basins; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean. Tectonophysics, 196, 23-60.
- VEZZANI L. (1967) Osservazioni sul bacino lacustre del Fiume Mercure. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, 18, 229-235.