

## ANALISI STRUTTURALE ED OSSERVAZIONI MORFOSTRATIGRAFICHE NEL BACINO DEL MERCURE (CONFINO CALABRO-LUCANO)

M. Schiattarella <sup>(1)</sup> - M. M. Torrente <sup>(2)</sup> - F. Russo <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup>Facoltà di Scienze MM.FF.NN., Università della Basilicata, Potenza

<sup>(2)</sup>Dip.to di Scienze della Terra, Università di Napoli "Federico II", Napoli

**RIASSUNTO** - *Analisi strutturale ed osservazioni morfostratigrafiche nel Bacino del Mercure (confine calabro-lucano)* - Il Quaternario, 7(2), 1994, 613-626 - Sono state studiate congiuntamente le forme del paesaggio e la deformazione fragile recente nei depositi lacustri e pedemontani quaternari e nel substrato carbonatico mesozoico del bacino del Mercure (confine calabro-lucano). Lo studio ha mostrato l'esistenza di due stadi tettonici principali, entrambi anteriori alla deposizione dei sedimenti fluvio-lacustri medio- altopleistocenici. Tali fasi sono interpretate in termini cinematici come responsabili della primitiva strutturazione della depressione tettonica, che rappresenterebbe un *half-graben* trasversale alla catena prodotto in regime trascorrente, e della sua successiva evoluzione a bacino endoreico. Quest'ultimo evento è segnato da una fase a carattere estensionale, che si attua in conseguenza di una progressiva rotazione del campo deformativo. Una blanda fase tettonica interessa anche i depositi lacustri, fratturandoli prevalentemente lungo direzioni strutturali  $N150^\circ \pm 20^\circ$  relative a sistemi di giunti estensionali e fagliandoli con deboli rigetti normali secondo andamenti meridiani e tirrenici (E-W). Questo assetto sembra interpretabile come effetto ultimo della rotazione oraria dell'asse estensionale. Le peliti lacustri sono localmente deformate anche da mesofaglie dirette con andamento appenninico e geometria listrica. Il carattere sinsedimentario di queste strutture testimonia il perdurare del *climax* tettonico medio-pleistocenico durante la deposizione dei sedimenti lacustri.

**ABSTRACT** - *Structural analysis and morphostratigraphic observations in the Mercure Basin (Calabria-Lucania boundary)* - Il Quaternario, 7(2), 1994, 613-626 - Geomorphological features and recent brittle deformations of the Mercure Basin at the Calabria-Lucania boundary (Southern Apennines) have been surveyed. Orientation measurements have been performed for both the Mesozoic carbonate bedrock and the Quaternary lacustrine and slope deposits. Two different tectonic stages responsible for the genesis and the evolution of the basin have been identified, predating the deposition of the Middle-Upper Pleistocene lacustrine sediments. If the sedimentary sequences of the Mercure, S. Arcangelo and Castrovillari basins are correlated to one another the above mentioned tectonic events are to be ascribed to the Emilian and Sicilian stages (Lower Pleistocene). The first tectonic stage occurred in a transcurent regime related to the kinematics of the Pollino left-lateral strike-slip  $N120^\circ$  trending fault zone. It created a transversal half-graben which breaks off the lateral continuity of the chain. The second stage took place in an extensional strain field characterized by a counter-apenninic extension axis rotating clockwise through the time. This stage occurred between the end of the Lower Pleistocene and the beginning of the Middle Pleistocene. It set the conditions for the development of an endoreic basin, because of the uplift of the  $N110^\circ$ - $120^\circ$  trending La Fagosa Ridge. Both the tectonic stages are to be interpreted as the consequence of a continuous reorganization of the local stress fields due to a rotational field acting along the Pollino Fault System. A weak tectonic event is also recorded by the lacustrine deposits. The presence of  $N150^\circ \pm 20^\circ$  trending joint sets, besides N-S and E-W trending fault systems with little normal offset is interpreted as the last effect of the extension axis clockwise rotation. Clays and marls of the lake sequences are affected by synsedimentary listric normal faults as well, which testify the persistence of an extensional tectonic regime during Middle-Upper Pleistocene times.

Parole chiave: Geologia del Quaternario, tettonica fragile, confine calabro-lucano

Key-words: Quaternary geology, brittle tectonics, Calabria-Lucania boundary, southern Italy

### 1. INTRODUZIONE

L'attuale bacino del Fiume Mercure, al confine calabro-lucano, è ospitato da un'ampia depressione tettonica che interrompe la continuità fisica della Catena del Pollino, essendo interposta tra i rilievi più occidentali di quest'ultima ad oriente ed i monti di Lauria (che da un punto di vista morfostrutturale rappresentano la prosecuzione della dorsale carbonatica del Pollino) ad ovest (Fig. 1). Il basso strutturale del Mercure è aggradata in massima parte da sedimenti fluvio-lacustri medio-altopleistocenici e, subordinatamente, da terreni quaternari più antichi, costituiti da brecce di versante ed eteropici depositi conoidali continentali riferibili alla parte alta del Pleistocene inferiore (Fig. 2).

Il bacino del Mercure è separato dalla Val Sinni dall'alto morfostrutturale de La Fagosa, una dorsale ad

andamento  $N110^\circ$ - $120^\circ$  costituita principalmente da metasedimenti terrigeni ofiolitiferi dell'Unità del Frido (Amodio Morelli *et al.*, 1976; Knott, 1987; Mauro & Schiattarella, 1988; Bonardi *et al.*, 1988, e bibliografie contenute) tettonicamente sovrapposti ai carbonati meso-cenozoici in facies di piattaforma dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino e dell'Unità di Verbicaro (D'Argenio *et al.*, 1973; Amodio Morelli *et al.*, 1976; letto *et al.*, 1992, e bibliografie contenute). Le successioni carbonatiche formano l'ossatura geologica della dorsale montuosa che da Lauria decorre con andamento  $N120^\circ$  fino alla Piana di Sibari, compresa nella fascia di taglio del sistema di faglie del Pollino (D'Argenio, 1966; Ghisetti & Vezzani, 1982; Turco *et al.*, 1990). A meridione della dorsale si apre verso est il bacino di Castrovillari (Colella, 1988; Russo & Schiattarella, 1992), che rappresenta l'appendice settentrionale della più estesa fossa tettonica del Fiume Crati (Vezzani, 1968;

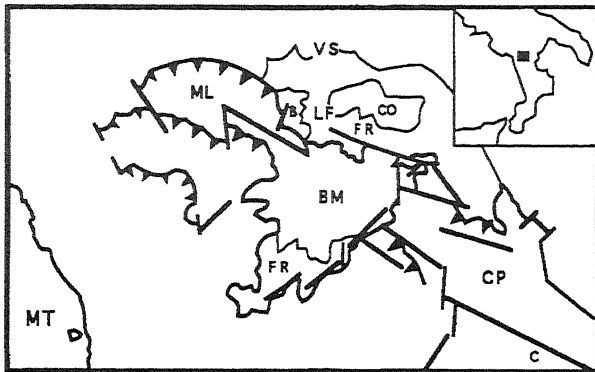


Fig. 1 - Schema tettonico del confine calabro-lucano: MT = Mar Tirreno; ML = Monti di Lauria; BM = Bacino del Mercure; LF = La Fagosa; VS = Val Sinni; CP = Catena del Pollino; FR = Unità del Frido; B = breccie infrapleistoceniche; CO = conglomerati infrapleistocenici; C = Bacino di Castrovillari. Nel riquadro è indicata l'ubicazione del Bacino del Mercure nell'Italia meridionale.

*Tectonic map of the Calabria-Lucania boundary area: MT = Tyrrhenian Sea; ML = Lauria Mts; BM = Mercure Basin; LF = La Fagosa; VS = Sinni Valley; CP = Pollino Ridge; FR = Frido Unit; B = Lower Pleistocene breccias; CO = Lower Pleistocene conglomerates; C = Castrovillari Basin. The inset shows the location of the Mercure Basin in southern Italy.*

Lanzafame & Tortorici, 1981; Colella *et al.*, 1987), allungata in direzione meridiana tra la Catena Costiera Calabria ed il Massiccio della Sila.

Lo scopo del presente lavoro consiste nel fornire una completa analisi strutturale, integrata da nuove osservazioni morfostratigrafiche, ai fini della comprensione della genesi della depressione tettonica e della sua evoluzione cinematica.

Le prime ricerche sulla geologia del bacino del Mercure risalgono alla fine del secolo scorso, ad opera del celebre Giuseppe De Lorenzo (1898). Secondo l'Autore lucano l'età della successione fluvio-lacustre è da riferire al Pleistocene, come documentato dai resti fossili di vertebrati. La genesi del bacino sarebbe dovuta allo sbarramento tettonico dell'alta valle del Fiume Sinni, mentre l'estinzione risulterebbe legata all'erosione della soglia da parte del Fiume Lao. Una datazione più accurata del riempimento quaternario lacustre, basata sull'analisi pollinica, si deve a Lona & Ricciardi (1961), che attribuiscono la successione al Pleistocene medio-superiore (post-Mindel - pre-Würm). Questa attribuzione cronologica è stata confermata dallo studio della GE.MI.NA (1963) finalizzato allo sfruttamento dei livelli ligniferi.

Diversi studi sono stati dedicati all'evoluzione tettonica quaternaria di singoli bacini, di porzioni di catena o dell'intera area del confine calabro-lucano. Si ricordano i lavori di Vezzani (1967b) e di Bousquet & Gueremy (1968) sul bacino del Mercure, di Bousquet & Gueremy (1969), di Colella & Cappadona (1988), di Russo & Schiattarella (1992) e di Moretti & Chiodo (1993) sul bacino di Castrovillari, di Monaco & Tansi (1992) e di Schiattarella *et al.* (1994) su porzioni diverse della Catena del Pollino, oltre alle più ampie sintesi di tettonica recente e/o assetto strutturale di Bousquet (1973),

Tortorici (1981), Ghisetti & Vezzani (1982), Turco *et al.* (1990), Cello *et al.* (1990), Catalano *et al.* (1993). Per una contestualizzazione a carattere cinematico e geodinamico a scala regionale si rimanda il lettore agli scritti di Dewey *et al.* (1989), Patacca & Scandone (1989), Sartori (1990), Doglioni (1991), Knott & Turco (1991), Van Dijk & Okkes (1991), Ortolani *et al.* (1992), Cinque *et al.* (1993), mentre un più completo inquadramento geologico del confine calabro-lucano è fornito dai classici lavori di Ogniben (1969) e Bousquet (1971).

## 2. I DEPOSITI QUATERNARI

### 2.1 I depositi pre-lacustri

Questi depositi affiorano lungo i rilievi bordieri dell'area bacinale, sospesi sull'attuale fondovalle e sui ripiani fluvio-lacustri (Figg. 2, 3 e 4). Si tratta di sedimenti clastici grossolani e subordinatamente fini di ambiente detritico-alluvionale. Buone esposizioni si ritrovano immediatamente ad est di Monte Zaccana, rilievo posto a NW di Castelluccio Superiore, mentre affioramenti più limitati sono localizzati sulla dorsale de La Fagosa, sul versante nord-occidentale di Monte Cerviero e ad est di

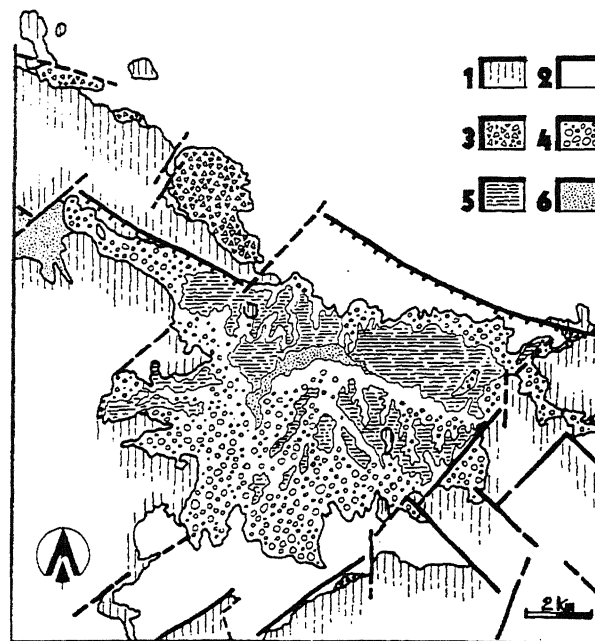


Fig. 2 - Carta geologica schematica del bacino del Mercure. Legenda: 1) unità carbonatiche meso-cenozoiche; 2) unità ofiolitifere meso-cenozoiche e melanges associati; 3) breccie infrapleistoceniche; 4) conglomerati fluvio-lacustri medio-alto pleistocenici; 5) marne e argille fluvio-lacustri medio-alto pleistoceniche; 6) alluvioni altopleistoceniche.

*Schematic geologic map of the Mercure Basin. Legend: 1) Meso-Cenozoic carbonate units 2) Meso-Cenozoic ophiolite-bearing units (Frido Unit) and associated melanges; 3) Lower Pleistocene slope breccia and fan deposits; 4) Middle-Upper Pleistocene fluvial and lacustrine conglomerates; 5) Middle-Upper Pleistocene fluvial and lacustrine marls and clays; 6) Upper Pleistocene alluvial sediments.*

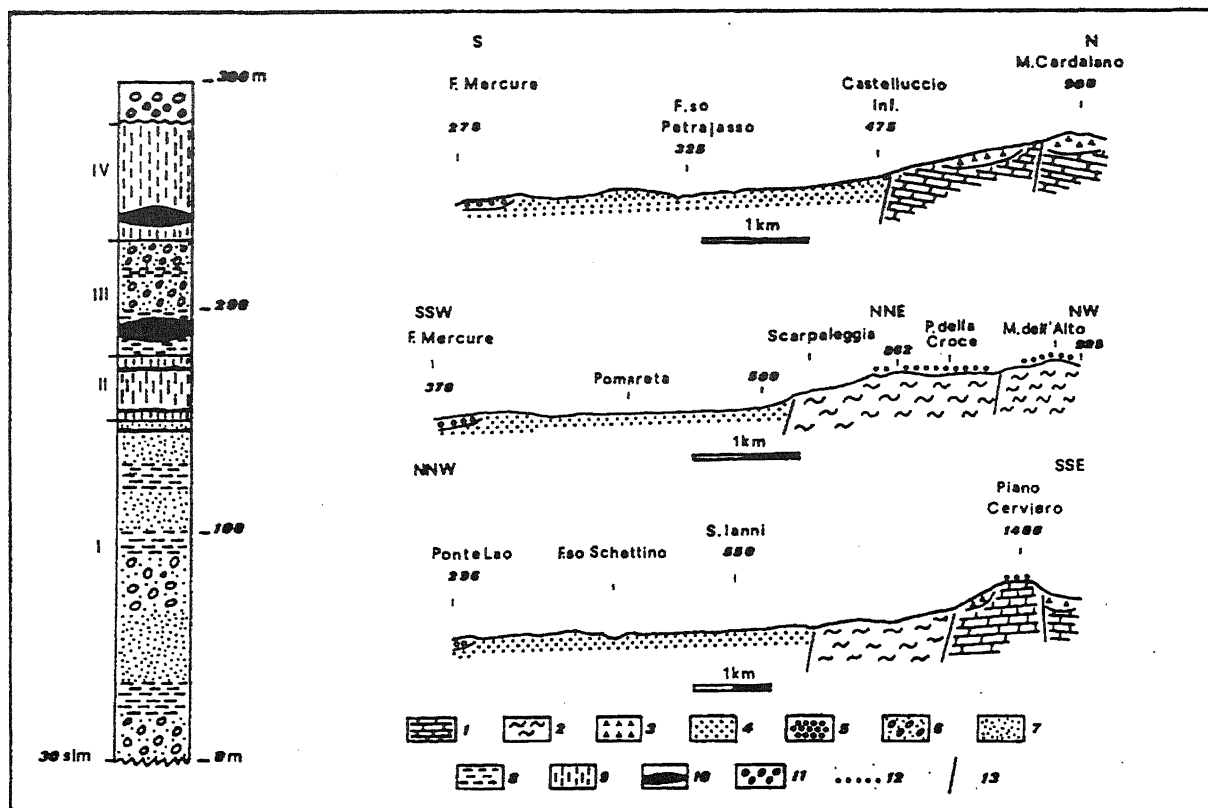


Fig. 3 - Colonna stratigrafica generale della porzione settentrionale del bacino del Mercure, ottenuta reinterpretando i numerosi dati di sondaggio esistenti, e sezioni morfostratigrafiche schematiche di alcune porzioni significative dei margini del bacino. Legenda: 1) rocce carbonatiche meso-cenozoiche; 2) unità metasedimentarie meso-cenozoiche; 3) breccie di versante e depositi conoidali del Pleistocene inferiore; 4) sedimenti fluvio-lacustri medio-altopleistocenici; 5) sedimenti alluvionali post-lacustri altopleistocenici; 6) conglomerati fluvio-lacustri; 7) sabbie fluvio-lacustri; 8) argille limno-palustri; 9) marne lacustri; 10) lignite; 11) conglomerati alluvionali e breccie di pendio post-lacustri; 12) Paleosuperficie Auct.; 13) faglie; I - IV) intervalli della sedimentazione fluvio-lacustre.

*Stratigraphic column of the northern part of the Mercure Basin as obtained from the analysis of well data, and morphostratigraphic profiles across the basin boundaries. Legend: 1) Meso-Cenozoic carbonate rocks; 2) Meso-Cenozoic meta-sedimentary units; 3) Lower Pleistocene slope breccias and fan deposits; 4) Middle-Upper Pleistocene fluvial and lake sediments; 5) Upper Pleistocene (post-lake) alluvial sediments; 6) fluvial and lake conglomerates; 7) fluvial and lake sands; 8) Limnic and palustrine clays; 9) lacustrine marls; 10) lignite; 11) alluvial conglomerates and breccias; 12) "Paleosuperficie Auct." (hanging old flat landscape); 13) faults; I to IV lacustrine sedimentation intervals.*

Viggianello. I depositi presentano caratteri tipici delle breccie di versante stratificate e cementate ad elementi carbonatici a spigoli vivi immersi in una matrice sabbioso-argillosa a luoghi arrossata o ocracea. Nell'area di Castelluccio Superiore la successione è costituita alla base da un membro potente una decina di metri, non stratificato e costituito da grandi blocchi disposti caoticamente, mentre verso l'alto le dimensioni dei clasti si riducono fino alla comparsa di livelli fini, con una migliore organizzazione del deposito e strutture sedimentarie da correnti trattive canalizzate.

Già De Lorenzo (1898) aveva correlato questi depositi con quelli sommitali della successione del bacino di S. Arcangelo, poi compresi nella formazione delle "Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta" istituita ed attribuita al Siciliano da Vezzani (1967a). Livelli vulcanoclastici intercalati ai depositi lacustri correlabili a questa formazione hanno fornito un'età K/Ar di  $1.1 \pm 0.3$  Ma (Caggianelli *et al.*, 1992). Bousquet & Gueremy (1968) ascrivono le breccie calcaree a cemento rosso, osservate ai piedi del versante

orientale del Monte Raparo, ad un episodio freddo della fine del Villafranchiano (verosimilmente al Günz). Gli stessi Autori francesi (1969) riconoscono simili breccie intercalate a depositi lacustri infrapleistocenici lungo il versante meridionale della Catena del Pollino, che solo più tardi Russo & Schiattarella (1992) hanno potuto attribuire con certezza al Siciliano.

In conclusione, appare chiaro che i depositi detritico-alluvionali pre-lacustri del bacino del Mercure sono da attribuire alla parte alta del Pleistocene inferiore, che in termini di stratigrafia marina del Quaternario corrisponde al Siciliano (*sensu* Ruggieri *et al.*, 1984).

## 2.2 I depositi fluvio-lacustri

I sedimenti fluvio-lacustri pleistocenici del bacino del Mercure risultano tipologicamente monotoni, a causa di una certa omogeneità delle rocce mesozoico-terziarie che costituiscono i rilievi alimentatori. I depositi in oggetto



Fig. 4 - Breccie infrapleistoceniche fagliate ad elementi carbonatici immersi in una matrice sabbiosa, affioranti nei paraggi di Castelluccio Superiore.

*Faulted Lower Pleistocene sandy breccia made up of carbonate clasts, outcropping near Castelluccio Superiore.*

sono rappresentati da sedimenti clastici grossolani e subordinatamente fini, derivati in gran parte della degradazione fisica dei rilievi calcareo-dolomitici. Si tratta di livelli di ghiaie più o meno grossolane a luoghi cementati, quasi sempre clasto-sostenuti, anche se talora si osservano componenti clastiche più fini che fungono da matrice o individuano strati lenticolari interposti di modeste dimensioni (Fig. 5). I clasti presentano forme subsferiche e allungate, denunciando un discreto grado di elaborazione.

Nelle zone marginali del bacino tali depositi sono in genere massivi. Strutture stratoidi sono evidenziate localmente dalla presenza di sottili livelli sabbioso-siltosi. In certe zone, come per esempio in località S. Maria (poco ad est di Laino Castello) si osservano simili successioni spesse anche oltre un centinaio di metri e con giacitura suborizzontale. Nelle zone distali le ghiaie sono organizzate in strati a volte cementati e con più frequenti intercalazioni lenticolari di sedimenti fini sabbiosi e siltosi, come osservabile in località il Cugno e nei pressi di Timpone Rindello, ad ovest dell'abitato di Rotonda. In questi stessi punti si può rilevare con chiarezza il rapporto di eteropia tra le facies fluvio-lacustri grossolane e quelle fini più francamente lacustri. I rapporti eteropici più evidenti si osservano lungo gli affioramenti che bordano la S.S. 19 "delle Calabrie" nei pressi di Castelluccio Inferiore.

La natura litologica delle ghiaie è quasi interamente calcarea, con litotipi riferibili in massima parte alle facies carbonatiche mesozoiche dei rilievi marginali del bacino. Solo localmente si osservano litologie relative a metasedimenti ed ofioliti provenienti dallo smantellamento erosivo dell'Unità del Frido, che costituisce una parte del substrato pre-quaternario.

I depositi ghiaiosi occupano l'intera porzione meridionale ed occidentale del bacino e costituiscono in affioramento almeno i due terzi dei sedimenti fluvio-lacustri. In questi depositi, lungo alcune sezioni esaminate (per es. lungo il Fosso Scala), sono presenti livelli siltoso-argillosi di colore rossastro spessi mediamente circa 20-30 cm, lateralmente continui, identificabili come prodotti vulcano-

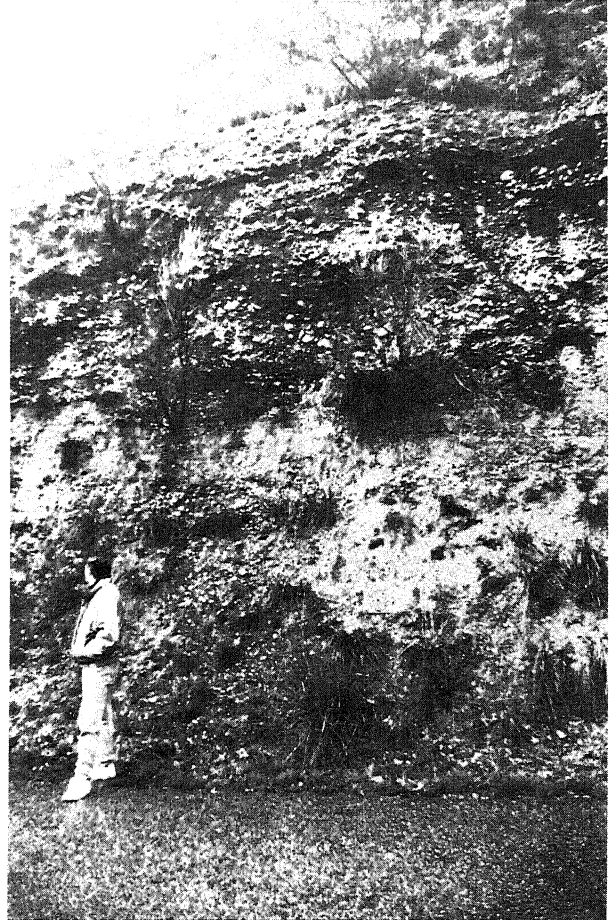


Fig. 5 - Depositi fluvio-lacustri affioranti nei dintorni di Rotonda. *Fluvial and lake sediments outcropping near Rotonda.*

clastici profondamente alterati in ambiente pedogenico.

La successione fluvio-lacustre ghiaiosa presenta le caratteristiche dei grandi corpi di conoide alluvionale il cui assetto morfologico è ancora parzialmente riconoscibile. In particolare, due grandi apparati conoidali dominano tutto il settore meridionale del bacino e si sviluppano essenzialmente da sud verso nord lungo le attuali direttrici rappresentate dai fossi Battendiero e Paraturo-Mauro. Apparati alluvionali minori sono localizzati lungo il Canale della Canica, a nord di Laino, ed il torrente Magliasole, ad ovest di Castelluccio, e nei pressi degli abitati di Viggianello e di Scarpaleggia. I primi due dominano tutto il settore occidentale del bacino ed insieme agli altri danno luogo a *fan-delta* lacustri coalescenti. Le facies frontali di questi apparati deltizi sono quelle meno conservate: nei pochi affioramenti dove si possono osservare con chiarezza (a Viggianello e a Scarpaleggia) hanno probabilmente tratto in inganno Bousquet & Gueremy (1968) che ne interpretarono la clinostratificazione come di origine tettonica.

I depositi lacustri s.s. sono costituiti da argille e, più diffusamente, da marne lacustri estremamente fossilifere e ricche di pollini, che affiorano in buona parte della porzione settentrionale ed orientale del bacino, lungo la congiungente Castelluccio Inferiore-Viggianello. A questi



Fig. 6 - Banco di lignite intercalato ad argille e marni lacustri affiorante nei pressi di Cozzo Pietrasasso.

*Lignite seam interbedded with lacustrine clays and marls outcropping near Cozzo Pietrasasso.*

sedimenti sono intercalati numerosi banchi di lignite spessi anche qualche decina di metri, attivamente sfruttati in passato (Fig. 6). In affioramento i depositi lacustri, sottilmente stratificati ed a luoghi varvati, sono spessi al massimo 70 m. Sottili intercalazioni piroclastiche e banchi di travertino fitoclastico sono talvolta presenti.

Le marni lacustri sono tipicamente interdigitate ai depositi ghiaiosi e spesso li ricoprono, con placche dello spessore di qualche decina di metri, estendendosi anche verso gli altri settori del bacino, come sui ripiani nei dintorni di Rotonda (località il Cugno, Montagna e Fontanelle) e di Laino (località S.lanni, Fornari, Cesariello e Tavernito). Ciò indica chiaramente fasi alterne di ampliamento e restringimento dello specchio lacustre che nella sua fase di massima estensione doveva occupare una superficie di circa 80 km<sup>2</sup>, con un depocentro "finale" coincidente con il settore settentrionale dell'attuale bacino, come testimoniato dalla mappa di distribuzione dei sedimenti più fini allungati in direzione NW-SE. Questo settore si sviluppa lungo tutto il bordo settentrionale della conca ed è caratterizzato da un substrato pre-quadernario di natura essenzialmente terrigena (Unità del Frido), con versanti la cui instabilità durante la fase lacustre è documentata dalla presenza di corpi di frana all'interno della successione marnosa, come riscontrato nei sondaggi (GE.MI.NA., 1963). Sebbene lo spessore in affioramento dei depositi fluvio-lacustri non superi il centinaio di metri, i dati derivanti dai sondaggi denunciano la presenza di almeno altri 200 m di sedimenti (Fig. 3) nell'area depocentrale "primitiva" della depressione, che si dipana con andamento antiappenninico lungo il bordo orientale del bacino (GE.MI.NA., 1963).

L'età dei depositi fluvio-lacustri è stata desunta essenzialmente dalle indicazioni fornite dai reperti pollinici contenuti nei sedimenti fini lacustri (Lona & Ricciardi, 1961) e si riferisce esclusivamente agli ultimi 175 m di successione, riferiti al periodo compreso tra la glaciazione del Mindel e quella würmiana. La presenza del polline di *Zelkova*, scomparso con l'ultima glaciazione dalle nostre latitudini, conferma che non tutto il Würm è compreso

nell'indicazione cronologica fornita dagli Autori citati. D'altro canto l'assenza di pollini di specie vegetali riferibili al Pleistocene inferiore conferma l'età medio-pleistocenica. I depositi lacustri sono peraltro localmente ricoperti da brecce di versante ritenute di età würmiana o altopleistocenica. Simili brecce, in località lungo la costa tirrenica, contengono livelli di piroclastiti di sicura età altopleistocenica ed a luoghi fossilizzano depositi marini di età tirreniana.

Va tenuto presente, inoltre, che depositi marini di età siciliana sono sospesi a mezza costa sui due versanti della valle del Fiume Lao fino a 215 m s.l.m., alcuni chilometri a valle della forra di Laino. La posizione geomorfologica dei depositi fluvio-lacustri del Mercure permette dunque di ritenere che essi siano "incastrati" in quelli marini di età siciliana e quindi successivi. I sedimenti lacustri *s.l.* sono, infine, "incastrati" anche nei depositi detritici ("brecce rosse" *Auct.*) del Pleistocene inferiore (Siciliano) affioranti sui ripiani erosionali ai margini del bacino. Pertanto, pur in assenza di datazioni assolute, non vi è alcun valido motivo per dubitare dell'attribuzione al Pleistocene medio-superiore di buona parte della successione fluvio-lacustre, anche se la sua base potrebbe essere leggermente più antica.

### 2.3 I depositi post-lacustri

Depositi conglomeratici costituiti da clasti a spigoli appena smussati immersi in una abbondante matrice terrosa rossastra e detriti colluviali sono presenti un po' dovunque nell'area e specialmente in prossimità dei rilievi marginali. Sono documentati anche nei dintorni dell'abitato di Rotonda, dove appaiono chiaramente relazionati alla degradazione dei versanti locali ed associati ad una falda detritica di brecce cementate, morfologicamente intatta ed ancora attaccata al proprio versante di faglia.

Questi sedimenti riposano su quelli fluvio-lacustri ed una superficie di erosione tra i due depositi è talora evidente. Gli ammassi detritici sono costituiti da brecce di versante a supporto clastico in genere cementate, di spessore non superiore ad una ventina di metri ed estese anche per qualche chilometro. Bousquet & Gueremy (1968) avevano attribuito al Würm tali depositi.

Una serie di terrazzi, costituiti da conglomerati alluvionali, nettamente incastrati nei depositi fluvio-lacustri, sono inoltre presenti lungo il fondovalle del Fiume Mercure, intorno ai 300 m di quota, sospesi di qualche decina di metri sull'attuale fondovalle ed a luoghi reincisi. Bousquet (1973) non esita a definirli di età würmiana, sulla base della correlazione con le suddette brecce di versante.

## 3. GLI ELEMENTI GEOMORFOLOGICI E TETTONICI

Il Fiume Mercure, che nel territorio calabrese prende il nome Lao, scorre nella parte centrale del bacino, dapprima in senso WNW-ESE e poi NE-SW, dividendolo in due parti caratterizzate da un diverso assetto morfo-

gico. La porzione meridionale è costituita prevalentemente dai depositi clastici grossolani della successione fluvio-lacustre, sulla sommità dei quali è inscritta un'ampia superficie deposizionale subpianeggiante (il terrazzo fluvio-lacustre) profondamente dissecata dai principali corsi d'acqua, come il Fosso Schettino, che conservano ancora il primitivo carattere di conseguenza. La superficie terrazzata coincide con quella, debolmente inclinata, delle vecchie conoidi alluvionali tributarie del lago pleistocenico. Lungo il fondovalle si rilevano altre superfici terrazzate che accompagnano, sebbene in maniera discontinua, l'intero sviluppo del tracciato fluviale fino al suo ingresso nella forra incisa nelle dolomie mesozoiche, nei pressi dell'abitato di Laino Borgo.

La parte settentrionale dell'area bacinale, bordata dai rilievi terrigeni che costituiscono la dorsale de La Fagosa, è rappresentata prevalentemente dai depositi lacustri fini, erodibili ed instabili, caratterizzati nel complesso da forme dolci sub-collinari ed ampie valli svasate: questa porzione rappresenta la zona depocentrale del bacino lacustre, relativamente ad una fase di aggradazione terminale. La zona di massimo accumulo va infatti ricercata lungo il margine orientale dell'attuale depressione (cfr. dati in GE.MI.NA., 1963), confinata ad est dai versanti di faglia in rocce carbonatiche del sistema Viggianello-Mormanno (Fig. 7). Lungo questo lineamento tettonico si sono anche realizzati i massimi rigetti dei versanti di prima generazione.

I versanti perimetrali della conca, specialmente quelli modellati in rocce carbonatiche, hanno un profilo debolmente concavo e sono perfettamente raccordati alla sommità del terrazzo fluvio-lacustre mediante ampi glacis di accumulo costituiti, come ai piedi di Monte Zaccana, da conoidi alluvionali che verso valle si interdigitano con i sedimenti fini lacustri. Questi sono esempi di versanti di faglia con profilo regolarizzato ed assestato su pendenze uguali a quelle dell'angolo di scarpa naturale del detrito prodotto. A luoghi si identificano come versanti di Richter,



Fig. 7 - Bordo orientale del bacino del Mercure delimitato dal lineamento Viggianello-Mormanno (sullo sfondo la Serra dell'Abete innevata). In primo piano il terrazzo lacustre.

*Mercure Basin eastern boundary: Viggianello-Mormanno fault line (the snowy peak is Serra dell'Abete). In the foreground, the lacustrine terrace.*

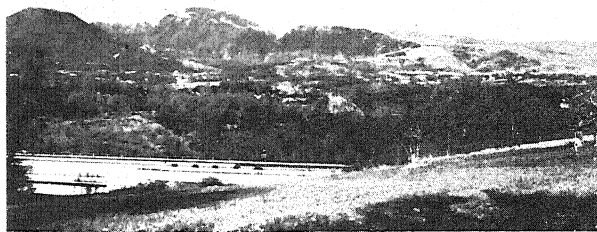


Fig. 8 - Versante di faglia di Monte la Spina-Castelluccio Superiore.

*Mt. La Spina-Castelluccio Superiore fault scarp.*

essendo interamente modellati in roccia. Le faglie alla base di questi versanti, come ad esempio quelle che delimitano il bacino verso nord lungo il sistema Castelluccio-Gallizzi (Fig. 8), sono chiaramente fossilizzate dai depositi fluvio-lacustri. Questa situazione morfotettonica e quella prima ricordata per il bordo orientale della depressione, rivelano senza dubbio una strutturazione precedente l'impianto del bacino endoreico. In entrambi i casi si possono osservare lembi relitti di antichi paesaggi sub-pianeggianti di erosione subaerea con spettacolari valli sospese, raccordate alla superficie quasi indeformata del terrazzo fluvio-lacustre attraverso versanti di faglia estesi per diversi chilometri, legati a strutture con rigetti di alcune centinaia di metri. La superficie del terrazzo fluvio-lacustre è a sua volta vistosamente sospesa di un centinaio di metri sull'attuale fondovalle (Fig. 7).

Gli elementi stratigrafici e morfostrutturali che confermano la preesistenza di una depressione tettonica con una diversa configurazione e ben più antica di quella che avrebbe ospitato il bacino lacustre possono essere riassunti nel modo seguente:

a) la presenza di depositi detritici (brecce di versante infrapleistoceniche) giacenti su ripiani erosionali oggi sospesi sul terrazzo fluvio-lacustre;

b) piccole valli sospese, dirette verso l'alta valle del Sinni, sulla dorsale de La Fagosa, in terreni dell'Unità del Frido e *melanges* associati;

c) rilievi carbonatici con versanti di faglia direttamente aggettanti per diverse centinaia di metri sulla sommità spianata della dorsale de La Fagosa, che costituiva il basso topografico relativo locale drenante verso l'alta valle del Sinni (tali versanti sono perfettamente raccordati alla sommità della spianata della dorsale, a sua volta sospesa sul terrazzo fluvio-lacustre, attraverso *glacis* detritici che si raccordano verso l'alta valle del Sinni ai depositi alluvionali del Pleistocene inferiore del contiguo bacino di S. Arcangelo);

d) nella ricostruzione del tetto del substrato pre-lacustre effettuata dalla GE.MI.NA. (1963) si evince chiaramente una paleomorfologia valliva ad asse antiappenninico, con

relativa affluenza laterale, diretta verso l'alta valle del Sinni;

e) sui versanti di faglia dei rilievi marginali è evidente una marcata rottura di pendenza a mezza costa che a luoghi (Monte Cerviero) è contraddistinta da un ripiano erosionale e/o da brecce di versante a matrice rossa, cementate e carsificate, testimonianti le tracce di un antico livello di base sospeso sull'attuale terrazzo fluvio-lacustre.

Queste considerazioni permettono di ritenere che l'individuazione tettonica della depressione si è articolata in almeno due distinti momenti, da collocare nel Pleistocene inferiore data l'età dei depositi coinvolti nei vari stadi morfologici. È probabile dunque che in seguito alla c.d. fase tettonica emiliana si individui un'ampia depressione drenante verso l'adriatico (Paleosinni), che interrompe la continuità assiale della catena in questo settore dell'Appennino. Questo basso morfostrutturale viene parzialmente colmato da sedimenti detritici ("brecce rosse" *Auct.*), prodotti dal disfacimento dei primi versanti di faglia, che verso valle passano eteropicamente ad apparati di conoidi alluvionali ("Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta", di età siciliana), tributarie di depressioni lacustri che occupano in quel momento l'area del vecchio bacino marino di S. Arcangelo. Con la fase fine-villafranchiana, occorsa tra la fine del Pleistocene inferiore e l'inizio del Pleistocene medio, si assiste allo sbarramento dell'alta valle del Paleosinni per sollevamento relativo della dorsale de La Fagosa, che consente l'accumulo dei sedimenti fluvio-lacustri del Mercure durante parte del Pleistocene medio-superiore.

Il bacino lacustre si svuota nel Pleistocene superiore, forse durante la regressione würmiana, per erosione della soglia nel punto topograficamente più basso (nei pressi di Laino). Durante i periodi freddi del Würm accumulano detritici intasano le valli che solcano i rilievi marginali della conca e si dispongono lungo i versanti bordieri, fossilizzando i depositi lacustri. Forse con la risalita eustatica versiliana, il Mercure-Lao sperimenta una breve sosta nella reincisione dei sedimenti lacustri, consentendo prima l'accumulo e poi il terrazzamento delle alluvioni lungo l'asta valliva.

#### 4. ANALISI STRUTTURALE

La caratterizzazione strutturale dei terreni di riempimento e del substrato e la discriminazione cronologica degli eventi tettonici che hanno interessato l'area del bacino del Mercure sono state realizzate attraverso l'analisi degli elementi della deformazione fragile connessa alla genesi ed all'evoluzione della depressione tettonica. Per i riferimenti metodologici adottati si rimanda ai seguenti lavori: Kohlbeck & Scheidegger (1977) Aydin & Reches (1982), Hancock (1985), Hancock *et al.* (1987), Petit (1987) e Pollard & Aydin (1988), per l'analisi delle meso-strutture fragili; Aydin & Nur (1982), Aydin & Page (1984), Nur *et al.* (1986) e Sylvester (1988), relativamente alla tettonica trascorrente ed alla rotazione di blocchi.

Il rilevamento delle strutture mesoscopiche è stato eseguito sia nei carbonati meso-cenozoici in facies di piattaforma, costituenti il substrato del bacino e buona parte dei rilievi contigui ad esso che nelle brecce di versante infrapleistoceniche, nei coevi depositi di conoidi pedemontane relitte, e nei sedimenti lacustri e fluvio-lacustri medio-altopleistocenici costituiti da marne e conglomerati.

Nei depositi quaternari del bacino sono stati rilevati faglie minori normali, fratture estensionali e sistemi di joints da estensione o ibridi (Hancock, 1985) appartenenti in genere a famiglie di discontinuità ad alto angolo di inclinazione. Talvolta nei terreni di riempimento sono state rilevate anche faglie con componente trascorrente, molto più frequenti nel substrato. Sono stati effettuati in totale 25 punti di raccolta dei dati sul terreno, raggruppati in fase di analisi in 18 stazioni di misura. I dati per stazione sono mostrati nelle Figure 9 e 10, mentre di seguito vengono illustrate le caratteristiche salienti dei siti.

Le stazioni 1 e 2 sono ubicate nell'area del Valico di Prestieri; il rilevamento, effettuato principalmente nei calcari cretaci affioranti in piccole cave per estrazione di inerti poste lungo la S.S. 19 "delle Calabrie", evidenzia l'esistenza di sistemi di faglie inverse comprese tra N70°W ed E-W e di faglie meridiane dirette che tagliano le precedenti. La stazione 3 comprende una serie di siti di misura ad W-NW dell'abitato di Castelluccio Superiore. I litotipi interessati sono da riferire a dolomie e calcari mesozoici, a sedimenti terrigeni miocenici ed ai depositi fluvio-lacustri quaternari di taglia conglomeratica. Questi ultimi sono affetti da faglie dirette con *trend* E-W che rappresentano l'ultimo evento deformativo, mentre le strutture del substrato si attestano intorno all'andamento N25°W, formando coppie coniugate di faglie normali. A circa 1.5 km a N-NW di Castelluccio Superiore, poco a nord di Madonna del Soccorso, è posta la stazione 4, che insiste su carbonati mesozoici e brecce infrapleistoceniche: si osservano faglie ad andamento appenninico sia dirette che oblique con componente di trascorrenza sinistra. La stazione 5 si dipana lungo la strada che congiunge Castelluccio Superiore con Madonna del Soccorso, interessando sia brecce del Pleistocene inferiore che calcari mesozoici. Il sistema di faglie prevalente ha qui orientazione meridiana; alcune di queste strutture hanno carattere sin-sedimentario nelle brecce quaternarie, sono dirette e sin-cinematiche rispetto a faglie normali orientate in direzione E-W. I due sistemi risultano dunque coniugati con un angolo  $2\theta$  di circa 90°. Le stazioni 6 e 7, ubicate poco a nord di Castelluccio Inferiore, mostrano un sistema predominante nel substrato meso-cenozoico compreso nell'intervallo da N65°E ad E-W, con rigetti diretti e talvolta obliqui destri, oltre a faglie normali mediamente inclinate ad andamento appenninico nelle brecce quaternarie.

La stazione 8 è posta a 1.5 km circa a SE di Castelluccio Inferiore, nelle vicinanze di Cozzo Pietrasasso. Nelle marne lacustri medio-altopleistoceniche sono stati rilevati *joints* tettonici, rappresentati da un sistema principale

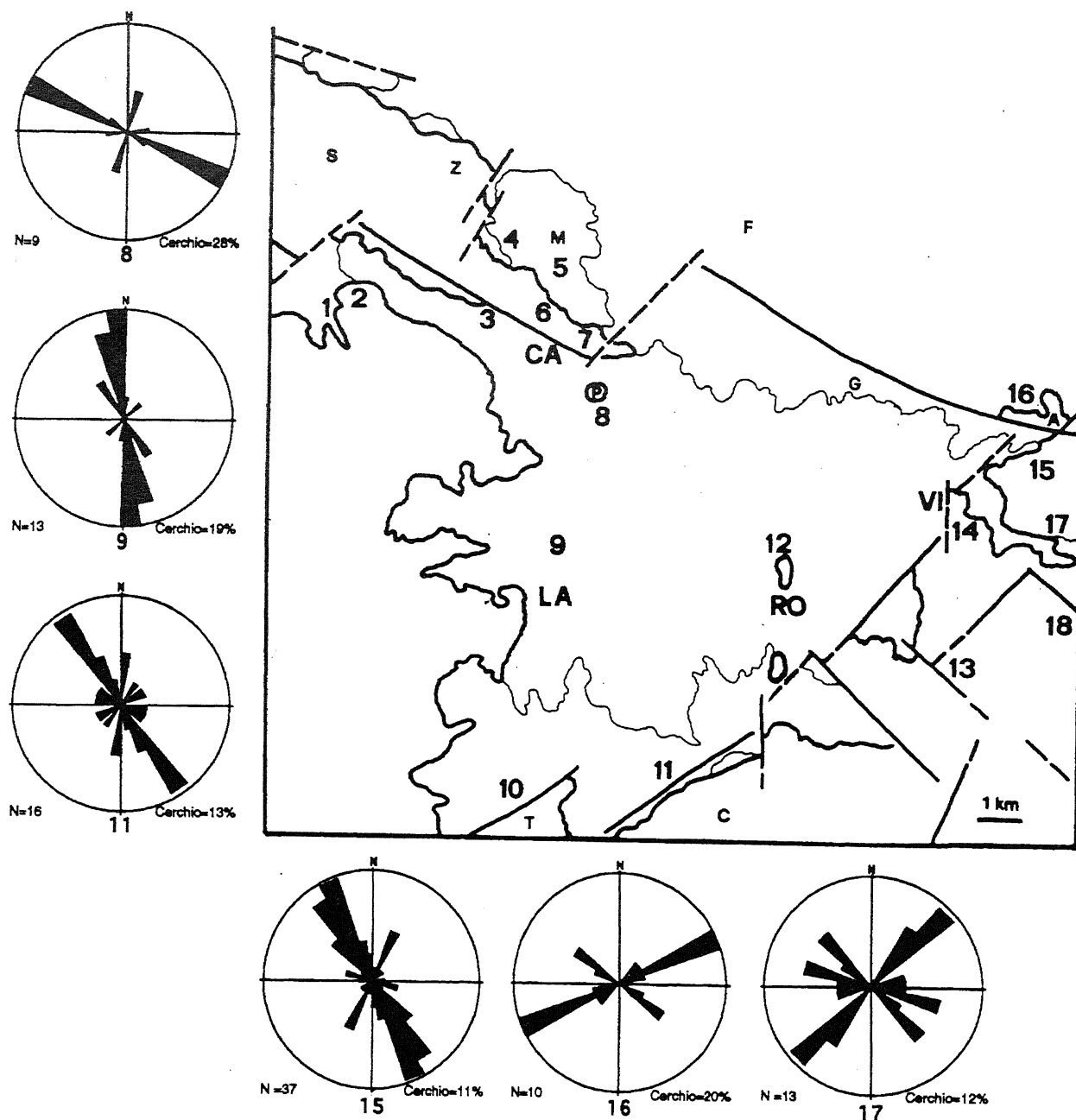


Fig. 9 - Rose diagrams dei joints rilevati nel bacino del Mercure e mappa dei siti dell'analisi strutturale (il numero che caratterizza ciascun diagramma si riferisce alla corrispondente stazione di misura): 1-18 = ubicazione delle stazioni; CA = Castelluccio; LA = Laino; RO = Rotonda; VI = Viggianello; S = Monte la Spina; Z = Monte Zaccana; M = Misciarolara; F = La Fagosa; G = Gallizzi; T = Colle Trodo; C = Monte Cerviero; A = Serra Alberigo.

Rose diagrams of tectonic joints sampled in the Mercure Basin and location map of measurement stations (the number of each plot refers to the corresponding sampling site; some plot cumulates two to three sampling sites): 1-18 = location of the stations; CA = Castelluccio; LA = Laino; RO = Rotonda; VI = Viggianello; S = Mt. la Spina; Z = Mt. Zaccana; M = Misciarolara; F = La Fagosa; G = Gallizzi; T = Colle Trodo; C = Mt. Cerviero; A = Serra Alberigo.

attestato intorno al trend  $N60^{\circ}-70^{\circ}W$  e da coppie coniugate ibride con direzione  $N10^{\circ}-20^{\circ}E$ . Poco oltre, in coincidenza di uno sbancamento per la realizzazione di un campo sportivo lungo la strada per Laino, sono state rilevate faglie normali ad alto e basso angolo (queste ultime con geometria listrica) con andamento prevalente  $N120^{\circ}$  e carattere sinsedimentario (Fig. 11), in un pacco di argille e marne lacustri laminate poggianti su un orizzonte lignitifero. La stazione 9 comprende due siti di misura

posti a NW ed a SE dell'abitato di Laino, rispettivamente in marne lacustri e conglomerati fluvio-lacustri: le faglie ed i joints collezionati hanno un comune andamento meridiano e denunciano un carattere estensionale.

Lungo il versante nord-occidentale di Colle Trodo, a NW di Mormanno, insiste su carbonati meso-cenozoici la stazione 10, che ha rivelato il carattere di faglia obliqua con senso di taglio sinistro del principale lineamento tettonico bordiero antiappenninico, tagliato e rigettato da faglie meri-



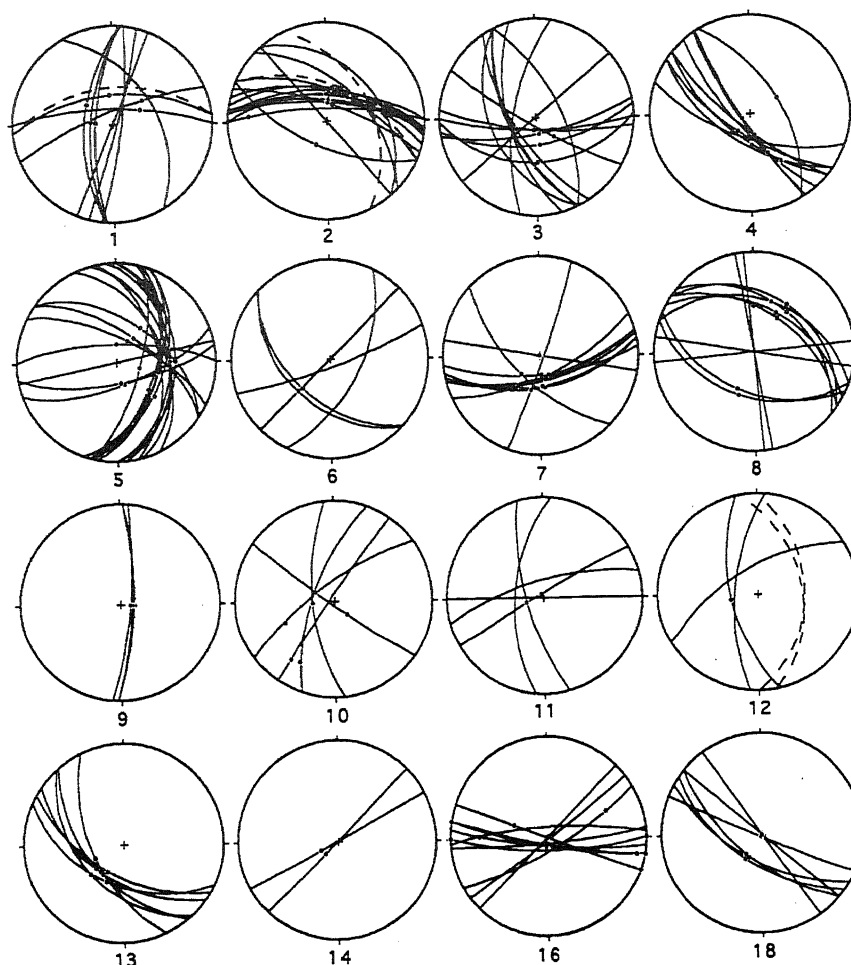


Fig. 10 - Faglie rilevate nel bacino del Mercure, rappresentate in proiezione stereografica (Wulff net) come ciclografiche continue; le ciclografiche tratteggiate si riferiscono alla stratificazione. Il numero relativo a ciascuna proiezione stereografica si riferisce al corrispondente sito/i di campionamento (vedi Fig. 9).

*Stereographic projection (Wulff net) of Mercure Basin sampled faults. Normal great circles are faults whereas shaded great circles are bedding planes. The number of each plot refers to the corresponding sampling site (see Fig. 9). Some plot cumulates two to three sampling sites.*

diane dirette. La stazione 11 comprende due siti disposti lungo la faglia perimetrale del versante nord-occidentale di Monte Cerviero. Le faglie rilevate nelle breccie quaternarie e nel substrato mesozoico presentano un *pattern* simile a quello della stazione 10. I *joints* sono ordinati in più sistemi di orientazione, dei quali i più significativi statisticamente sono relativi alle classi  $N30^{\circ}\pm 40^{\circ}W$  e  $N0^{\circ}\pm 10^{\circ}E$ . Le relazioni di *cross-cutting* osservate sul terreno mostrano chiaramente la posteriorità di sistemi N-S ed E-W rispetto a quello appenninico. Anche la stazione 12 (Rotonda), localizzata in breccie calcaree della Formazione di Cerchiara (Miocene inferiore), denuncia una situazione mesostrutturale molto simile, almeno per quanto riguarda le faglie, a quella delle due stazioni precedenti.

La stazione 13 è posta lungo uno dei lineamenti (Vallone di Mauro) del sistema di faglie del Pollino ( $N120^{\circ}$ ) ed interessa calcari del Cretacico; le mesofaglie rilevate costituiscono un unico sistema ad andamento appenninico e carattere estensionale. La stazione 14 è localizzata nell'abitato di Viggianello ed ha mostrato faglie antiappenniniche in carbonati mesozoici, caratte-

rizzate da movimenti di tipo *dip-slip* e ricoperte in *onlap* da depositi fluvio-lacustri clinostatificati indeformati. Lungo la strada che collega Viggianello con la frazione di Torno è stato eseguito il rilevamento strutturale in depositi lacustri e fluvio-lacustri relativo alla stazione 15: il sistema principale di fratture è compreso nella classe azimutale  $N20^{\circ}\pm 40^{\circ}W$ . La stazione 16 si articola lungo il versante meridionale di Serra Alberigo (circa 3 km a NE di Viggianello). Nei calcari cretacici, la cinematica delle faglie ed i rapporti di queste con i sistemi di *joints* permettono di evincere con chiarezza una tettonica polifasica caratterizzata da riattivazione con scivolamento lungo immersione di piani di taglio originariamente trascorrenti sinistri con azimut da  $N70^{\circ}W$  ad E-W e corredati di fratture da estensione orientate  $N60^{\circ}\pm 70^{\circ}E$ . Breccie di versante del Pleistocene inferiore fossilizzano l'associazione strutturale da tettonica trascorrente e ospitano soltanto fratture con andamento  $N60^{\circ}\pm 70^{\circ}W$ . Le stazioni 17 e 18 sono allineate lungo un'altra faglia del sistema del Pollino, a SE di Viggianello. Nella prima il rilevamento strutturale ha interessato breccie infrapleistoceniche ed ha messo in evi-

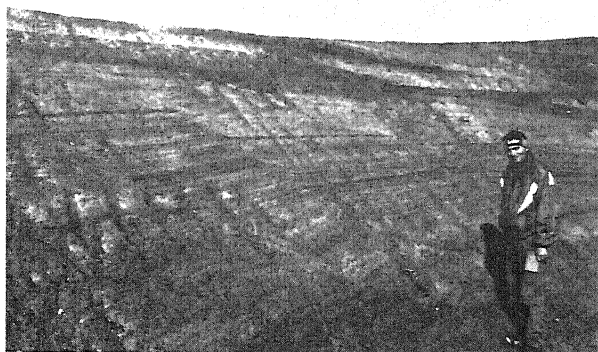


Fig. 11 - Faglie listriche dirette sinsedimentarie nelle peliti lacustri della stazione 8.

*Synsedimentary listric normal faults in the lacustrine pelite layers of site 8.*

denza sistemi di *joints* appenninici ed antiappenninici, nella seconda sono state misurate faglie appenniniche dirette in calcari altocretacici e nell'alternanza marnoso-arenacea miocenica della Formazione del Bifurto.

I dati di orientazione sono stati successivamente accorpati in funzione della loro pertinenza stratigrafica (Figg. 12 e 13).

I sedimenti lacustri *s.l.* del Pleistocene medio-superiore sono ben caratterizzati da un sistema di *joints* tettonici con *trend*  $N150^{\circ} \pm 20^{\circ}$  (Fig. 12d), mentre i depositi pedemontani più antichi, riferibili alla parte alta del Pleistocene inferiore, risultano interessati da un *pattern* più complesso, rappresentato da tre famiglie di pari rango statistico disposte secondo le classi azimutali  $N40^{\circ}\text{-}50^{\circ}$ ,  $N100^{\circ}\text{-}110^{\circ}$  e  $N140^{\circ}\text{-}150^{\circ}$ , oltre che da un meno sviluppato sistema meridiano (Fig. 12c).

Il diagramma azimutale ("a rosetta") relativo alle faglie rilevate nei terreni carbonatici meso-cenozoici (Fig. 12a) mostra una prevalenza del *trend*  $N90^{\circ}\text{-}100^{\circ}$ , accompagnato dalla presenza di sistemi di orientazione preferenziale in corrispondenza delle classi  $N0^{\circ}\text{-}10^{\circ}$ ,  $N60^{\circ}\text{-}70^{\circ}$ ,  $N110^{\circ}\text{-}120^{\circ}$  e  $N130^{\circ}\text{-}140^{\circ}$ . Nel diagramma di densità relativo alle stesse strutture (Fig. 13a) il sistema E-W è espresso da piani ad alto angolo immergenti sia a nord che a sud, probabilmente interpretabili come sistemi coniugati. Il sistema meridiano è dato da piani ad alto angolo (circa  $65^{\circ}$  di inclinazione) prevalentemente immergenti verso ovest. Il sistema appenninico è costituito da piani di faglia con la stessa inclinazione dei precedenti, immergenti verso sud-ovest, mentre quello antiappenninico è rappresentato da piani sub-verticali.

Il diagramma azimutale relativo alle faglie rilevate nei terreni quaternari, riportato in Figura 12b, mostra più sistemi di orientazione preferenziale. Le classi più rappresentate sono comprese negli intervalli  $N0^{\circ}\text{-}10^{\circ}$ ,  $N110^{\circ}\text{-}120^{\circ}$  e  $N130^{\circ}\text{-}140^{\circ}$ , accompagnate da un sistema minore in corrispondenza del *trend*  $N70^{\circ}\text{-}80^{\circ}$ . Nel diagramma di densità relativo alle stesse strutture (Fig.

13b) si nota con chiarezza che il sistema appenninico è rappresentato da piani mediamente inclinati formanti coppie coniugate. Il sistema meridiano immerge sistematicamente verso est, mentre quello relativo al *trend*  $N70^{\circ}\text{-}80^{\circ}$  è costituito da piani verticali.

Tutte le misure azimutali dei piani di faglia sono state utilizzate per la costruzione dell'istogramma cumulativo di Figura 14, al fine di una comparazione immediata dei sistemi rilevati nelle diverse unità stratigrafiche.

I dati relativi alle faglie sono stati infine riordinati per famiglie di orientazione e caratteri cinematici (Fig. 15). I piani con più indicatori di movimento sono stati rappresentati in diversi stereogrammi. Si riconoscono cinque famiglie azimutali, denominate come segue: appenniniche  $N55^{\circ}\text{-}70^{\circ}\text{W}$ , appenniniche  $N30^{\circ}\text{-}50^{\circ}\text{W}$ , antiappenniniche, meridiane e tirreniche (circa E-W). Per quanto

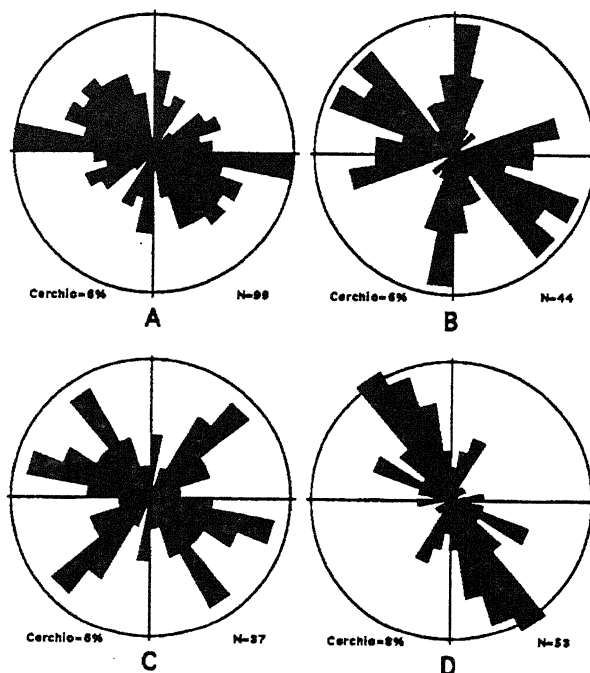


Fig. 12 - Rose diagrams delle strutture fragili rilevate nel bacino del Mercure distinte su base stratigrafica: A) faglie nei carbonati meso-cenozoici; B) faglie nei terreni quaternari; C) *joints* nelle breccie infrapleistoceniche; D) *joints* nei depositi lacustri medio-altopleistocenici.

*Rose diagrams of the brittle structures sampled in the Mercure Basin different stratigraphic units: A) faults in Meso-Cenozoic carbonates; B) faults in Quaternary deposits; C) joints in Lower Pleistocene breccias; D) joints in Middle-Upper Pleistocene lacustrine deposits.*

concerne i *trends* appenninici, si osservano prevalenti cinematiche dirette (Fig. 15b e 15c) e faglie trascorrenti sinistre (Fig. 15a). Le faglie antiappenniniche e meridiane mostrano movimenti diretti e trascorrenti sia destri che sinistri (Fig. 15d, e, f, g). Le faglie ad andamento E-W si raggruppano in dirette immergenti verso sud e trascorrenti sia destre che sinistre (Fig. 15h e 15i).

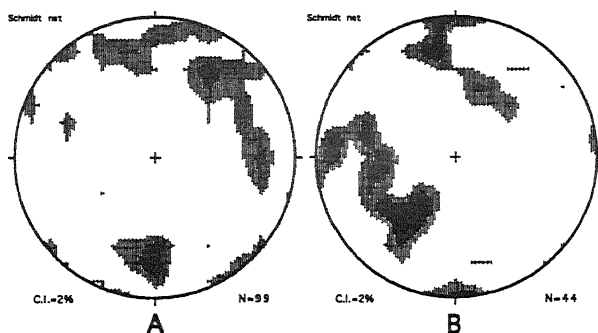


Fig. 13 - Faglie rilevate nel bacino del Mercure distinte su base stratigrafica: A) diagramma di densità dei poli delle faglie presenti nei carbonati meso-cenozoici; B) diagramma di densità dei poli delle faglie nei terreni quaternari.

*Faults sampled in different stratigraphic units of the Mercure Basin: A) pole-density diagram of structures in Meso-Cenozoic carbonates; B) pole-density diagram of structures in Quaternary deposits.*

## 5. EVOLUZIONE CINEMATICA E MORFOSTRUTTURALE

L'analisi dei rapporti geometrici sul terreno, unitamente a considerazioni sulla compatibilità meccanica e cinematica ed al controllo di tipo stratigrafico e geomorfologico, ha consentito di stabilire la cronologia relativa delle strutture della deformazione fragile nel contesto dell'evoluzione del bacino.

I sistemi di discontinuità più antichi, non riportati negli stereogrammi di Fig. 15 poichè estranei alla formazione della depressione tettonica, sono rappresentati da faglie inverse ad andamento appenninico o all'incirca E-W, tagliate da tutte le altre strutture rilevate.

La prima fase tettonica legata alla strutturazione della depressione del Mercure ha invece carattere tra-

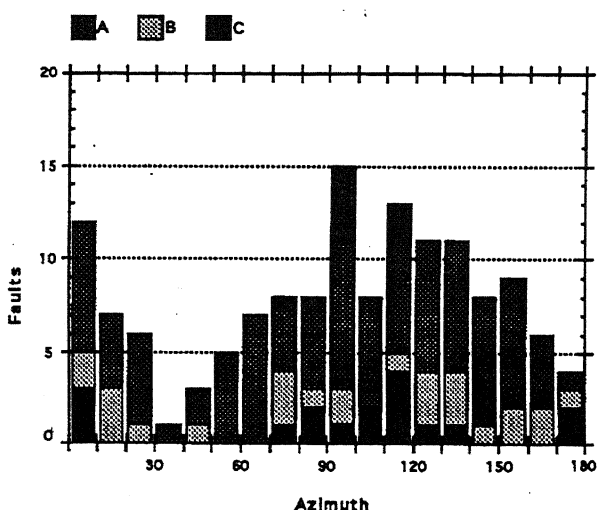


Fig. 14 - Istogramma di frequenza azimutale cumulativo delle faglie (n = 142): A) carbonati meso-cenozoici; B) breccie infra-pleistoceniche; C) depositi lacustri medio-altopleistocenici.

*Fault-strike frequency stacked histogram (n = 142): A) Meso-Cenozoic carbonates; B) Lower Pleistocene breccias; C) Middle-Upper Pleistocene lacustrine deposits.*

scorrente e viene espressa da una associazione di faglie appenniniche trascorrenti e oblique sinistre ed antiappenniniche dirette (D1). Questa fase è responsabile della genesi di un *half-graben* trasversale alla Catena del Pollino (Fig. 16), confinato in una zona di taglio sinistro con andamento N120° e bordato verso est da una faglia listrica diretta antiappenninica che consente i massimi accumuli di sedimenti quaternari nella porzione orientale della depressione. Su quest'ultima si affacciano versanti di faglia moderatamente sviluppati atti a fornire in regimi periglaciali materiale detritico grossolano al bacino (breccie infra-pleistoceniche e coevi depositi di conoidi antiche).

Le faglie generate durante la fase trascorrente (D1) vengono successivamente riattivate da un campo di *stress* con asse di massima estensione in direzione antiappenninica, che riutilizza le faglie ad andamento appenninico essenzialmente come dirette e le antiappenniniche come trascorrenti di trasferimento (D2). Questa fase produce l'alto morfostutturale bordato dalle faglie con *trend* N110°+120° del sistema Castelluccio-Gallizzi, sbarrando in tal modo la primitiva depressione e creando le condizioni di endoreicità responsabili della nascita del bacino lacustre. Le faglie ad andamento appenninico si sono in realtà rivelate nel caso di studio appartenenti a due distinte famiglie (N55°+70°W e N30°+50°W), testimoniando una probabile progressiva rotazione oraria dell'asse estensionale nell'ambito della stessa fase tettonica, con il sistema N30°+50°W prodottosi come ultimo. La rotazione sembra perdurare nel tempo fino ad interessare i depositi lacustri che risultano debolmente tettonizzati da sistemi di *joints* estensionali ed ibridi attestati intorno al *trend* N20°+40°W.

I sistemi meridiani, che nei terreni quaternari sono in buona sostanza di natura estensionale, risultano trascorrenti sia destri che sinistri nei terreni meso-cenozoici (Fig. 15f). E' possibile che parte dei sistemi N-S siano stati generati durante la fase D1 come faglie trascorrenti destre antitetiche rispetto alle faglie maestre N120° sinistre, come sostenuto da Turco *et al.* (1990) per l'intero settore del confine calabro-lucano, o fors'anche ereditati dalla strutturazione paleotettonica e/o tectogenetica dell'Appennino meridionale (D'Argenio, 1966; Caiazzo *et al.*, 1992), e che, al pari dei sistemi antiappenninici, si siano comportati come faglie di trasferimento nella fase D2 (con opposte cinematiche trascorrenti), come recentemente suggerito da Caiazzo *et al.* (1992) per l'alta valle del Fiume Sele. L'ulteriore rotazione oraria del campo tensionale dopo la fase D2 avrebbe riattivato (nel substrato) e generato *ex novo* (nel riempimento quaternario) sistemi meridiani diretti (D3). Una simile ipotesi sembra sostenuta anche dalle testimonianze di tettonica sinsedimentaria nei depositi infra-pleistocenici a nord di Castelluccio (loc. Misciarolara), espressa da sistemi coniugati all'incirca meridiani (NS45°E, N15°W46°NE) e tirrenici (EW75°N).

Le faglie ad andamento E-W con cinematica di trascorrenza sinistra rilevate nei terreni del substrato meso-

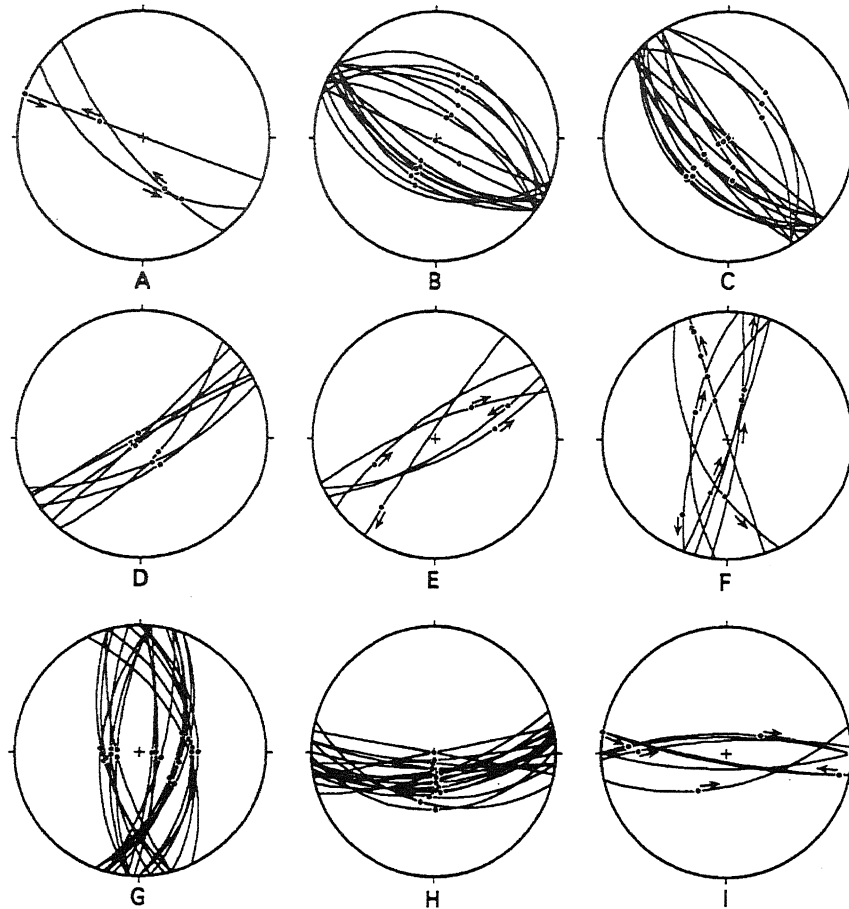


Fig. 15 - Famiglie azimutali delle faglie rappresentate in proiezione stereografica (Wulff net): A) appenniniche oblique; B) appenniniche  $N55^{\circ}+70^{\circ}W$  dirette; C) appenniniche  $N30^{\circ}+50^{\circ}W$  dirette; D) antiappenniniche dirette; E) antiappenniniche oblique; F) meridiane oblique; G) meridiane dirette; H) E-W ("tirreniche") dirette; I) E-W ("tirreniche") oblique.

*Stereographic projection (Wulff net) of azimuth fault systems: A) oblique-slip apenninic trend; B) normal  $N55^{\circ}+70^{\circ}W$  apenninic trend; C) normal  $N30^{\circ}+50^{\circ}W$  apenninic trend; D) normal counter-apenninic trend; E) oblique-slip counter-apenninic trend; F) oblique-slip N-S trend; G) normal N-S trend; H) normal E-W trend; I) oblique-slip E-W trend.*

zoico del bacino sono ben inquadrabili nella fase D1, nell'ambito della quale assolverebbero al ruolo di faglie sintetiche. Questa famiglia è infatti anche rappresentata da *step-over* sinistri del sistema di faglie Castelluccio-Gallizzi. Le faglie "tirreniche" dirette, diffuse nei terreni quaternari e presenti localmente anche nei termini lacustri stratigraficamente più alti, appaiono come i sistemi della deformazione fragile più recenti dell'area, anche in settori limitrofi della Catena del Pollino (Russo & Schiattarella, 1992; Moretti & Chiodo, 1993; Schiattarella *et al.* 1994). Nel caso del bacino del Mercure, tuttavia, le relazioni cronologiche tra questa famiglia ed i sistemi della fase estensionale esplicatasì lungo direttrici di frattura comprese tra  $N30^{\circ}W$  e N-S (D3), non sono univoche. Non si può escludere pertanto che sistemi diretti meridiani e tirrenici siano stati prodotti contemporaneamente da un campo di stress triassiale non-andersoniano con  $\sigma_1$  verticale (Aydin & Reches, 1982; Hancock, 1985) o da brusche inversioni di  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$  sul piano orizzontale, come invocato da Hancock *et al.* (1987) per i sistemi di *joints* ortogonali.

Le peliti lacustri sono localmente deformate anche da mesofaglie dirette a basso angolo, con andamento

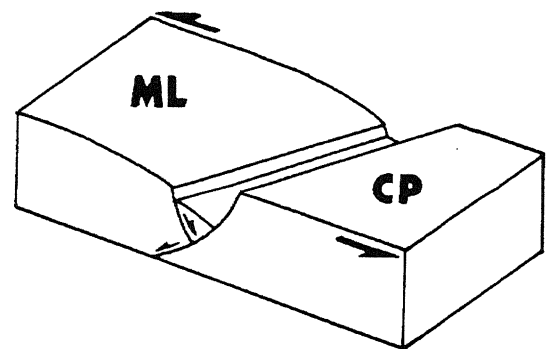


Fig. 16 - Block-diagram relativo alla strutturazione primitiva della depressione tettonica del Mercure, avvenuta durante la fase trascorrente (ML = blocco dei Monti di Lauria; CP = blocco della Catena del Pollino).

*Block-diagram showing the genesis of the Mercure Basin half-graben, produced during the transcurrent stage (ML = Lauria Mts. block; CP = Pollino Ridge block).*

appenninico e geometria listrica, tagliate dalle strutture della fase D3. Il carattere sinsedimentario di queste faglie testimonia il perdurare del *climax* tettonico medio-pleistocenico durante la deposizione dei sedimenti lacustri.

## RINGRAZIAMENTI

Desideriamo ringraziare il Prof. Aldo Cinque per la lettura critica del manoscritto e il Dott. Michele Pesce per averci segnalato alcune interessanti situazioni di campagna nell'area di Castelluccio. Eseguito e stampato con i contributi MURST 40% 1992 e C.N.R. n. 93.1035-CT05, progetto "Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-Appennino (unità operativa di Napoli).

## 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. & Zupetta A., 1976 - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-magrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60.
- Aydin A. & Nur A., 1982 - *Evolution of pull-apart basins and their scale independence*. Tectonics, **1**, 91-105.
- Aydin A. & Page B.M., 1984 - *Diverse Pliocene-Quaternary tectonics in a transform environment, San Francisco Bay region, California*. Geol. Soc. Am. Bull., **95**, 1303-1317.
- 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 e 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., 1973 - *La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. Geol. Romana, **12**, 1-103.
- 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.
- Caggianelli A., Dellino P. & Sabato L., 1992 - *Depositi lacustri infrapleistocenici con intercalazioni vulcanoclastiche (Bacino di Sant'Arcangelo, Basilicata)*. Il Quaternario, **5**, 123-132.
- Caiazza C., Giovine G., Ortolani F., Pagliuca S., Schiattarella M. & Vitale C., 1992 - *Genesi ed evoluzione strutturale della depressione tettonica dell'alta valle del Fiume Sele (Appennino campano-lucano)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1992/1, 245-255.
- Catalano S., Monaco C., Tortorici L. & Tansi C., 1993 - *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy)*. Tectonics, **12**, 656-665.
- Cello G., Lentini F. & Tortorici L., 1990 - *La struttura del settore calabro-lucano e suo significato nel quadro dell'evoluzione tettonica del sistema a thrust sudappenninico*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., 27-34.
- 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*. Prestampe Atti 74<sup>o</sup> Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento, vol. B, 147-150.
- Colella A., De Boer P.L. & Nio S.D., 1987 - *Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin, Calabria, Southern Italy*. Sedimentology, **34**, 721-736.
- D'Argenio B., 1966 - *Zone isopiche e faglie trascorrenti dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **5**, 279-299.
- 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.
- De Lorenzo G., 1898 - *Reliquie di grandi laghi pleistocenici nell'Italia meridionale. Il Lago del Mercure*. Atti Acc. Sc. Fis. Mat. in Napoli, **18**, 19 pp.
- Dewey J.F., Helman M.L., Turco E., Hutton D.H.W. & Knott S.K., 1989 - *Kinematics of the Western Mediterranean*. In: *Alpine Tectonics* (Coward M.P., Dietrich D. & Park R.G., Eds), Geol. Soc. Lond., Spec. Publ. 45, 265-283.
- Doglion C., 1991 - *A proposal for the kinematic modeling of W-dipping subductions. Possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system*. Terra Nova, **3**, 423-434.
- GE.MI.NA., 1963 - *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. Ed. GE.MI.NA. Geomineraria Nazionale, Torino.
- 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.
- 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.
- Kohlbeek F. & Scheidegger A. E., 1977 - *On the theory of the evaluation of joint orientation measurements*. Rock Mech., 9, 9-25.
- Lanzafame G. & Tortorici L., 1981 - *La tettonica recente della valle del Fiume Crati (Calabria)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 4, 11-21.
- Lona F. & Ricciardi E., 1961 - *Reperti pollinologici nei depositi pleistocenici del bacino lacustre del Mercure (Italia meridionale, regione calabro-lucana)*. Pollen et Spores, 3, 85-92.
- 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. & Tansi C., 1992 - *Strutture transpressive lungo la zona trascorrente sinistra nel versante nord-orientale del Pollino (Appennino calabro-lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., 111, 291-301.
- Moretti A. & Chiodo G., 1993 - *Upper Pleistocene tectonic deformation and paleoseismic evidence in the Pollino-Castrovillari area (Northern Calabria, Italy)*. In stampa su Atti Conv. G.N.G.T.S.
- Nur A., Ron H. & Scotti O., 1986 - *Fault mechanics and the kinematics of block rotations*. Geology, 14, 746-749.
- Ogniben L., 1969 - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 453-763.
- 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.
- Patacca E. & Scandone P., 1989 - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. (Eds.), *The Lithosphere in Italy. Advances in Earth Sciences Research*, It. Nat. Comm. Int. Lith. Progr., Mid-term Conf., Roma, 1987, Atti Conv. Acc. Naz. dei Lincei, 80, 157-176.
- Petit J.P., 1987 - *Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks*. J. Struct. Geol., 9, 597-608.
- Pollard D.D. & Aydin A. (1988) - *Progress in understanding jointing over the past century*. Geol. Soc. Am. Bull., 100, 1181-1204.
- Ruggieri G., Rio D. & Sprovieri R., 1984 - *Remarks on the chronostratigraphic classification of lower Pleistocene*. Boll. Soc. Geol. It., 103, 251-259.
- 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.
- Sartori R., 1990 - *The main results of ODP leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of peritryrhenian areas*. In: Kastens K.A., Mascle J. et al., "Proceedings ODP, Scientific Results", 107, 715-730.
- Schiattarella M., Perri E., Aciri R. & Rende L., 1994 - *La struttura della Catena del Pollino lungo la traversa Morano Calabro - Madonna di Pollino (Confine Calabro-Lucano)*. Inviato alla Società Geologica Italiana.
- Sylvester A.G., 1988 - *Strike-slip faults*. Geol. Soc. Am. Bull., 100, 1666-1703.
- Tortorici L., 1981 - *Analisi delle deformazioni fragili dei sedimenti postorogeni della Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 291-308.
- 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 Dick J. & Okkes M., 1991 - *Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian Basins; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean*. Tectonophysics, 196, 23-60.
- Vezzani L., 1967a - *Il bacino plio-pleistocenico di S. Arcangelo (Lucania)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, 18, 207-227.
- Vezzani L., 1967b - *Osservazioni sul bacino lacustre del Fiume Mercure*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, 18, 229-235.
- Vezzani L., 1968 - *I terreni plio-pleistocenici del basso Crati (Cosenza)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, 20, 28-84.

Manoscritto ricevuto il 16. 3. 1994  
 Inviato all'Autore per la revisione il 31.10. 1994  
 Testo definitivo ricevuto il 30. 12. 1994