

ANNALISA AMATO (*), ALESSANDRA ASCIONE (*), ALDO CINQUE (*) & ANNARITA LAMA (*)

MORFOEVOLUZIONE, SEDIMENTAZIONE E TETTONICA RECENTE DELL'ALTA PIANA DEL SELE E DELLE SUE VALLI TRIBUTARIE (CAMPANIA)

Abstract: AMATO A., ASCIONE A., CINQUE A. & LAMA A., *Morphological, sedimentary and neotectonic evolution of the inner Sele River Plain and its tributary valleys (Campania, Italy)* (IT ISSN 0391-9838, 1991).

The Sele River alluvial coastal plain, occupying the innermost portion of a structural depression (the Gulf of Salerno Graben), cuts almost transversally the Tyrrhenian slope of the Apennin chain and attains a total maximum throw of about 4 000 m. The western half of this graben (i.e. the portion which is nowadays submerged into the Tyrrhenian Sea) has experienced a complex neotectonic history. It may be made to start from the modelling of a mature erosional landscape on the top of the complex thrust system forming the Campanian Apennines. The modelling of this paleosurface was probably accomplished by the end of Pliocene. During Lower Pleistocene a period of intense block-faulting broke up the said mature landscape, lifted fragments of it several hundred meters above the sea level and caused a phase of moderate subsidence on the inner portion of Salerno graben. Depending of the increased relief of the interland, the depression experienced a huge and coarse clastic deposition which gave rise to the thick Conglomerati di Eboli group, whose age covers at least the interval 1.5-0.9 Myrs. Possibly during the late Lower Pleistocene two distinct phases of block-faulting and tilting affected the inner margin of the plain. These resulted in the 400 m uplift of Conglomerati di Eboli and in the reshaping of the graben outline. On the subsiding sectors, that reached much closer to the mountain front than during the Lower Pleistocene, a complex and variable set of transitional to fluvial coastal plain environments established leading to the formation of a thick sedimentary sequence (Complesso di Persano).

The top surface of said sequence forms a wide terrace resting at 30 to 100 m a.s.l. and deeply dissected by Sele and Calore rivers. This terrace continues upstream of the coastal plain within the lower reaches of Calore and Tanagro valleys. Both on the coastal plain and within the valleys the morphology of the terrace is affected by faults of little throw and few degrees tilting. Based on its relations to some beach deposits outcropping along the outer rim of the terrace and dated 130.000 yrs B.P., it was possible to infer that the sedimentation of the Complesso di Persano stopped sometime before that age. The attribution to the Middle Pleistocene of these deposits, coupled with the correlations we succeeded to trace between the latter and other terraced

formations of the tributary valleys, allowed us to propose a Lower Pleistocene age for several undated detrital and fluvial units occurring well inside the chain and morpho-stratigraphically comprised between the Late Tertiary paleosurface and the Middle Pleistocene terraced formations.

KEY-WORDS: Geomorphology, Neotectonics, Coastal plain, Middle Pleistocene, Campania (Italy).

Riassunto: AMATO A., ASCIONE A., CINQUE A. & LAMA A., *Morfoevoluzione, sedimentazione e tettonica recente dell'alta piana del Sele e delle sue valli tributarie (Campania)* (IT ISSN 0391-9838, 1991).

La Piana del Sele occupa la parte più interna di una depressione strutturale all'incirca trasversale alla catena sud-appenninica ed aperta verso il Tirreno (graben del Golfo di Salerno). La massima parte dei rigetti verticali bordieri (che raggiungono i 4 000 m circa) è da ascrivere ad una complessa e variabile tettonica quaternaria.

L'inizio dello sprofondamento appare coevo delle prime fasi di sur-rezione e smembramento a blocchi dei massicci circostanti, sulla sommità dei quali si osservano, infatti, lembi sospesi di una paleosuperficie erosionale con ogni probabilità pliocenica. Conseguente a queste dislocazioni è la formazione dei conglomerati di Eboli (radiometricamente datati fra 1.5 e 0.9 Ma). Gli spessori e le facies di questo gruppo di formazioni alluvionali (in massima parte di conoide) attestano che l'area attualmente occupata dalla Piana del Sele era in massima parte emersa e poco o niente subsidente nel corso del Pleistocene inferiore.

Verso la fine del Pleistocene inferiore una seconda fase neotettonica interessa il piedimonte dei Picentini e i Conglomerati di Eboli, i quali vengono fagliati a blocchi e ruotati. Durante un successivo periodo di stasi si modella sui conglomerati ruotati un paesaggio subpianneggiante che verrà poi a sua volta sbloccato e sollevato fino a circa 400 m da una ulteriore crisi tettonica. Sulla base di correlazioni geomorfologiche con gli eventi registrati e datati nei vicini M. Picentini, questa ultima fase dislocativa può porsi intorno a 0.75 Ma (CAPALDI & alii, 1988).

I risultati del presente studio consentono di affermare che questa stessa crisi neotettonica è stata responsabile di un deciso ridisegno del perimetro strutturale della Piana, nonché dell'avvio di una forte subsidenza della stessa. L'area subsidente medio-pleistocenica si estende infatti molto più all'interno di quella infra-pleistocenica spingendosi, con una appendice allungata verso NE, fino all'altezza di Campagna. Nell'area della alta Piana del Sele si registra così l'accumulo di un complesso deposizionale (il Complesso di Persano) potente non meno di 250 m e caratterizzato da facies transizionali e di piana alluvionale costiera. La superficie sommitale di questo Complesso costituisce l'esteso terrazzo di I ordine del Sele, che oggi lo diseca di una sessantina di metri nel tratto più a monte.

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università Federico II, Largo S. Marcellino n. 10, 80138 Napoli.

Comunicazione presentata al «2° Seminario sulle Pianure minori italiane» (Urbino, 9-10 Gennaio 1991) nell'ambito del Progetto del M.P.I. (fondi 40%) «Genesis ed evoluzione geomorfologica delle pianure dell'Italia peninsulare ed insulare» (Resp. Naz. prof. P.R. Federici; Resp. U.O. prof. L. Brancaccio). Stampato con il contributo C.N.R. 890344.

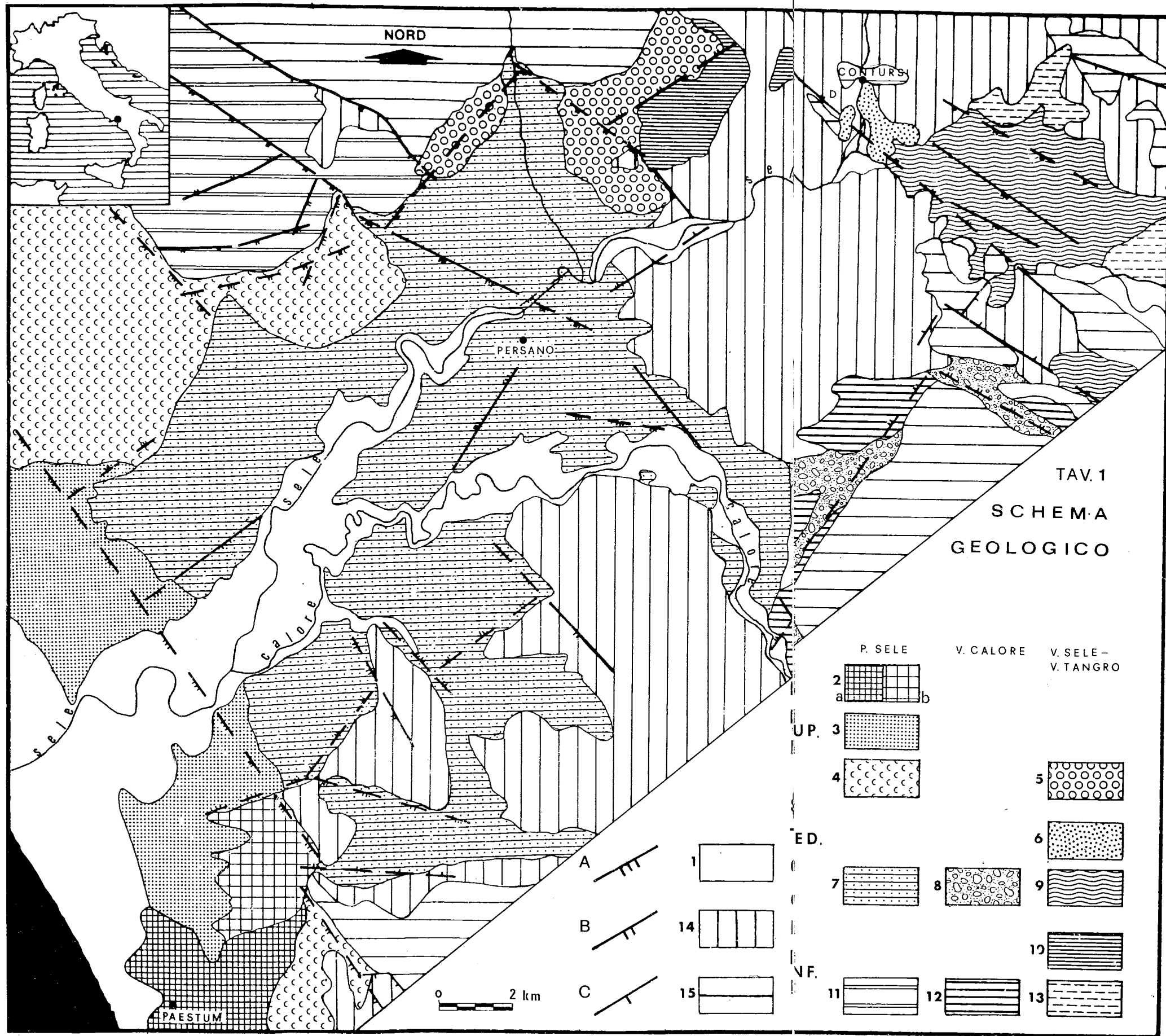


TAVOLA 1 - Schema geologico dell'area indagata.
 Legenda: 1) Depositi fluviali, fluvio-lagunari e palustri (Olocene); Travertini post-irreniani (a) e pre-irreniani (b) (fine del Pleistocene medio e Pleistocene superiore); 2) Complesso litorale e transizionale dell'Ultimo Interglaciale; 4) Conglomerati di conioide a clasti calcarei e matrice limoso-sabbiosa (Pleistocene superiore); 5) Ghiaie di conioide a clasti carbonatici poco smussati e matrice bianca dolomitica (Pleistocene superiore); 6) Conglomerati di conioide a clasti poligenici (Pleistocene medio); 7) Depositi fluviali e fluvio-transizionali del Complesso di Persano (Pleistocene medio); 8) Breccie di pendio e di conglomerati di conioide a clasti calcarei e matrice limoso-sabbiosa (Pleistocene medio); 9) Depositi prevalentemente travertinosi del basso Tanagro (Pleistocene medio); 10) Conglomerati fluvio-torrentizi e travertini di Serradarce (Pleistocene inferiore); 11) Gruppo dei Conglomerati di Eboli (Pleistocene inferiore); 12) Breccie di pendio cementate e carsificate (Pleistocene inferiore); 13) Alluvioni antiche del Tanagro (Pleistocene inferiore); 14) Unità terrigene terziarie; 15) Unità carbonatiche mesozoiche; A - Principali faglie che dislocano il terrazzo di 1° ordine (tardo Pleistocene medio e Pleistocene superiore); B - Principali faglie attive prima o durante la sedimentazione medio-pleistocenica; C - Principali faglie attive nel Pleistocene inferiore.

Tale terrazzo può essere seguito entro la valle del Calore e dei suoi tributari, ove è modellato su depositi francamente fluviali, di conoide e, più raramente, palustri. L'attività tettonica continua anche durante la deposizione del Complesso di Persano e dei suoi equivalenti eteropici delle valli confluenti. Alla subsidenza della Piana fa riscontro, più all'interno, il sollevamento lungo linee S 40 E, dell'Alto di Morignano con il conseguente impiantarsi, a monte di esso, del bacino fluvio-palustre del basso Tanagro, nel quale si deposita una potente successione di travertini, ghiaie ed argille presumibilmente coeva della parte bassa del Complesso di Persano.

L'insieme dei terreni ascritti al Pleistocene medio mostra, infine, i segni di una tettonizzazione intervenuta alla fine della sua deposizione: sulla bassa Piana il terrazzo di I ordine appare ribassato da faglie N 35 W e sepolto dai depositi litorali e transizionali dell'Eutirreniano; faglie con rigetti massimi di pochissime decine di metri, talora associate a leggeri basculamenti, articolano inoltre la superficie del terrazzo di I ordine tanto nell'Alta Piana che nelle valli su di essa discendenti.

TERMINI CHIAVE: Geomorfologia, Tettonica recente, Piana costiera, Pleistocene medio, Campania.

INTRODUZIONE

La Piana del Sele occupa la parte continentale di una depressione strutturale che continua nel Golfo di Salerno e che è limitata dalla dorsale dei M. ti Lattari-Capri a NW, dal massiccio dei M. ti Picentini a N e dalle colline flyschoidi cilentane a E e SE (tav. 1).

Il significato geodinamico di questa articolata depressione peritirrenica, che si spinge fin nella zona assiale dell'Appennino campano con il «basso della Valle del Sele», non è stato ancora chiarito. Potrebbe trattarsi sia di una appendice avanzata del dominio distensivo tirrenico come di una risposta superficiale fragile di una arcuatura crostale più profonda (ORTOLANI & PAGLIUCA, 1988). Con l'intento di contribuire a chiarire questa problematica abbiamo affrontato lo studio della evoluzione geomorfologica della parte interna della piana del Sele, approfondendo in particolare le conoscenze sugli eventi morfoevolutivi, sedimentari e tettonici occorsi nel Pleistocene medio, i quali risultavano essere i meno approfonditi nella letteratura preesistente.

Da precedenti lavori risulta che la depressione della Piana del Sele si individua dopo che questo settore dell'Appennino campano-lucano è stato modellato, probabilmente nel corso del Pliocene, da una paleosuperficie a modesto rilievo e dolci pendenze (CINQUE, 1986). I primi intensi sbloccamenti verticali che frammentano questa Paleosuperficie ed abbozzano il graben (prima fase neotettonica di CAPALDI & *alii*, 1988) sono inquadrabili nella parte bassa del Pleistocene inferiore in quanto ad essi si associa la deposizione dei Conglomerati di Eboli: un gruppo di formazioni alluvionali pedemontane potenti ed estese che hanno dato età radiometriche comprese tra 1.5 e 0.9 Ma (CINQUE & *alii*, 1988). Essi mostrano di aver subito almeno due fasi di tettonizzazione. La prima di esse, che ha causato anche basculamenti delle successioni clastiche, è anteriore ad una fase di erosione che ha modellato glacis a debole pendenza e discordanti con le giaciture. La seconda ha sbloccato a gradinata questi paesaggi erosionali

sollevandoli fino a 400 m di quota tanto intorno a Salerno (piano di Montena) che sulle colline di Eboli. Per quest'ultimo gruppo di dislocazioni CAPALDI & *alii* (1988) propongono, sulla base di considerazioni morfoevolutive, una correlazione con le faglie che crearono il bacino lacustre di Acerno dentro il massiccio dei Picentini, datate intorno a 0.75 milioni di anni.

I successivi eventi morfoevolutivi della Piana sono mal definiti in letteratura e bisogna arrivare all'Eutirreniano per trovare altri episodi datati. Si tratta dei depositi di spiaggia affioranti sulla bassa Piana del Sele (fino a 6 km all'interno della costa odierna) ed ascritti all'ultimo interglaciale sulla base di misure di racemizzazione (BRANCACCIO & *alii*, 1987).

Esiste dunque una ampia porzione della Piana ed un ampio lasso temporale (l'intero Pleistocene medio) carente di ricostruzioni evolutive. Tentativi di attribuzione cronologica delle unità terrazzate che occupano l'alta Piana sono stati basati su considerazioni di carattere pedogenetico e paleoclimatico nei lavori di BAGGIONI (1976) e LIPPMANN PROVENSAL (1987), dove si propone un'età rissiana per il più alto e antico terrazzo ivi riconoscibile. BRANCACCIO & *alii* (1987), mettono in evidenza che, nonostante la sua sostanziale uniformità topografica, la superficie del terrazzo in questione è da considerare polifasica e che solo la sua porzione più esterna è da assegnare a fasi progradazionali interposte fra i picchi trasgressivi dell'ultimo interglaciale. Gli stessi autori segnalano, inoltre, che l'area ha subito un sollevamento di almeno una quindicina di metri nel corso del Pleistocene superiore.

IL TERRAZZO DI 1° ORDINE E IL «COMPLESSO DI PERSANO»

Nell'Alta Piana del Sele, intendendo con tale espressione quella porzione di «pianura» costiera che si trova a monte della fascia con depositi tirreniani, l'elemento morfologico dominante è dato da estese superfici subpianeggianti e ben raccordabili fra loro al di qua e al di là delle incisioni del Sele, del Calore e di altri corsi minori (tav. 2). Tale terrazzo, che chiameremo di 1° ordine, è caratterizzato da una generale debole inclinazione verso mare che si mantiene, di solito, nell'ordine del 2 per cento. Le quote del terrazzo vanno gradualmente crescendo dai circa trenta metri del suo limite sud-occidentale fino ai circa cento metri e più delle sue zone di radice dove, come si dirà più avanti, passaggi a corpi di conoide e deformazioni tettoniche successive creano locali variazioni di pendenza ed incrementi di quota.

Per quanto localmente rimodellato da eventi erosivi, il terrazzo in questione ha una chiara origine deposizionale e, giudicando solo sulla base dei più vistosi affioramenti presenti lungo i fianchi delle incisioni fluviali che lo dissecano, si sarebbe portati ad attribuire una origine francamente fluviale a tutto l'ampio e potente pacco di sedimenti sul quale il terrazzo insiste. Un rilevamento più attento e l'analisi di stratigrafie di sondaggi eseguiti in passato per

ricerche idriche e studi geotecnici, rivela invece che tali depositi fluviali grossolani presentano intercalazioni e passaggi laterali a sedimenti più fini (strati e pacchi di strati di limi sabbiosi e argillosi solitamente grigiastri o bluastri, livelli torbosi, suoli idromorfi, ecc.) riferibili a contesti fluvio-palustri e lacustri. Fra gli affioramenti di maggiore

interesse citiamo quelli lungo la scarpata che margina il terrazzo in sinistra Sele entro l'Oasi «La Lontra» del W.W.F. e quelli esposti lungo la strada che da Ponte Sele conduce al vicino sbarramento sull'omonimo fiume. In entrambi i casi la parte bassa della successione esposta è formata da depositi pelitici palustri, sovrastati da circa 15-20 metri di

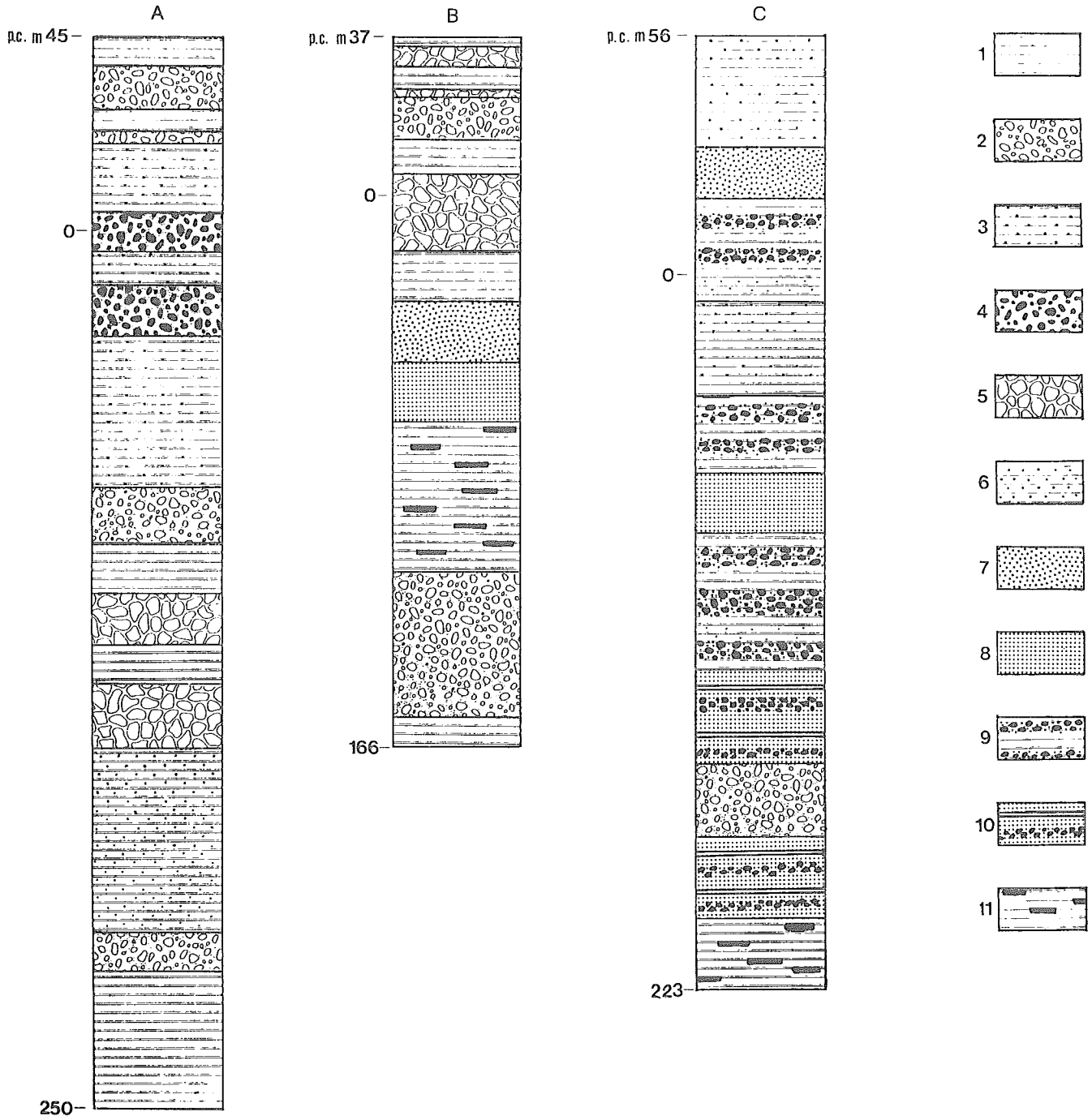


FIG. 1 - Stratigrafia di alcuni dei sondaggi che attraversano il Complesso di Persano (ubicazioni nella tavola).
 Legenda: 1) Argille grigie; 2) Ghiaie; 3) Argille intercalate a Limi; 4) Ghiaie miste a sabbia; 5) Ghiaie a luoghi cementate; 6) Argille con livelli sabbiosi; 7) Sabbie; 8) Limi; 9) Argille alternate a livelli sabbiosi e ghiaiosi; 10) Limi argillosi con livelli ghiaioso-sabbiosi; 11) Argille con livelli torbosi.

conglomerati francamente fluviali. Anche in località S. Vito di Eboli, presso l'omonima sorgente, operazioni di sbancamento condotte alla base di una scarpata di faglia che sblocca il terrazzo di 1° ordine hanno messo in luce, al di sotto dell'intervallo conglomeratico sommitale, delle argille bluastre di ambiente lacustre. Più a valle altri due rimarchevoli affioramenti di pacchi pelitici sono stati osservati nella parte terminale della successione terrazzata. Essi sono ubicati in località Parco delle Olive (a quota 45 m, sulla destra orografica del torrente Telegro) ed a circa 30 m di quota (in località La Verdesca). Essi segnalano il protrarsi di ambienti stagnali o lacustri fino alle ultime fasi di aggradazione della superficie terrazzata di 1° ordine, almeno nella porzione centrale e distale del terrazzo stesso.

L'insieme dei dati di rilevamento suggerisce dunque che la porzione esposta delle successioni sulle quali insiste il terrazzo di 1° ordine (la cui base non è mai affiorante nell'ambito della Piana) alterna intervalli francamente fluviali (con facies variabili fra quelle da letto a canali intrecciati e quelle di corsi meandricanti) a facies lacustri più o meno estese e persistenti. Queste ultime sono più frequenti, e diffuse anche nella parte alta delle successioni, nella zona distale dell'Alta Piana. Nelle zone più interne gli intervalli pelitici divengono più rari e risultano concentrati nella parte bassa delle successioni esposte, che localmente (vicinanze di Eboli e di Campagna) mostrano passaggi a corpi di conoide.

A questo punto è utile considerare che i terreni sottoposti al terrazzo di primo ordine appartengono ad un complesso ben più potente dei circa 60 m visibili nel punto di massima reincisione. Dal riesame di stratigrafie di sondaggi (fig. 1) si osserva che esso ha una potenza di almeno 250 m, visto che pur spingendosi diversi pozzi a tale profondità non ne hanno incontrato la base. È ovviamente possibile che tale potente formazione (che definiamo informalmente Complesso di Persano) includa più cicli sedimentari separati da fasi erosive, ma esso va comunque ritenuto nell'insieme posteriore alle fasi di tettonizzazione dei Conglomerati di Eboli citate nell'introduzione. Infatti, il terrazzo di 1° ordine sigilla alla base le scarpate di faglia che bordano le colline formate dai Conglomerati di Eboli e, inoltre, i depositi incontrati nei primi 250 m di sottosuolo a brevissima distanza da dette scarpate hanno caratteri tali da non consentire di interpretarli come una variazione laterale di facies dei conglomerati infrapleistocenici.

L'assetto morfostrutturale dell'area di Persano consente invece di interpretare l'omonimo Complesso come il riempimento sedimentario di un settore della Piana entrato in subsidenza con la seconda fase di fagliamento dei Conglomerati di Eboli, vale a dire verso l'inizio del Pleistocene medio (CAPALDI & *alii*, 1988).

Un limite di età minima per il Complesso di Persano può essere riconosciuto nei depositi litorali di Ponte Barizzo, riferiti, sulla base di misure di racemizzazione, al primo e più marcato picco trasgressivo dell'Ultimo Interglaciale (BRANACCIO & *alii*, 1987). Pur mancando una chiara esposizione dei rapporti stratigrafici fra i depositi del

Complesso di Persano e quelli legati alla trasgressione eutirreniana, si può ritenere che questi ultimi siano posteriori ai primi in base a tutta una serie di indizi geologici e geomorfologici. Osserviamo innanzitutto che in affioramenti, cave e sondaggi anche molto prossimi al contatto con i depositi eutirreniani, i depositi formanti il terrazzo di 1° ordine mantengono facies fluviali franche e grossolane (non mostrano cioè passaggi ad ambienti transizionali o acquitrinosi) anche a quote più basse di quelle raggiunte dai depositi di spiaggia. Soprattutto in destra Sele (località Mattina Grande) si osserva poi l'esistenza di una modesta scarpata che separa le estreme propagine del terrazzo di 1° ordine (poste intorno a 30 m di quota) dall'area di affioramento dei depositi litorali eutirreniani (che si spingono al massimo a 23 m di quota). Detta scarpatina, per il suo andamento mediamente rettilineo e parallelo ad altre dislocazioni tettoniche interessanti il terrazzo di 1° ordine, può interpretarsi come una paleofalesia a controllo strutturale parzialmente sepolta dai depositi litorali eutirreniani.

Considerando nell'insieme le varie stratigrafie di sondaggio da noi reperite si può riconoscere che nell'ambito del Complesso medio-pleistocenico di Persano si ha una predominanza della componente ghiaiosa nelle aree più prossime agli sbocchi vallivi sulla Piana ed una discreta frequenza di intervalli pelitici nelle zone più distali. Va comunque sottolineato che anche al di sotto dell'ampia e potente conoide conglomeratica del Tenza (da interpretare come una variazione locale di facies della parte alta del Complesso) numerosi sondaggi incontrano un intervallo ricco di spesse intercalazioni argillose. Ciò sta a testimoniare che ambienti di pianura alluvionale a bassa energia penetrarono fino al piede di questa parte dei Monti Picentini nel corso del Pleistocene medio.

Le stratigrafie di vecchi sondaggi da noi analizzate, pur non essendo per numero, ma soprattutto per qualità, sufficienti a permettere una affidabile ricostruzione della evoluzione sedimentaria e paleogeografica dell'area, consentono di ipotizzare che il Complesso di Persano (la massima parte del cui spessore è posta sotto il livello marino) si è depositato in un ambito di piana costiera subsidente che ha visto ripetutamente migrare verso l'interno le facies palustri e lacustri costiere. Non è escluso, anzi, che la parte più bassa del Complesso non includa facies di tipo transizionale.

EVIDENZE DI TETTONICA SINSEDIMENTARIA MEDIOPLEISTOCENICA

Altre evidenze della tettonica che ha accompagnato la deposizione del Complesso di Persano si hanno presso il limite interno settentrionale dell'Alta Piana, definito dagli alti versanti di faglia che bordano i Monti Picentini. In questa zona il terrazzo di 1° ordine si raccorda alla antica conoide alluvionale del Tenza; un torrente che drena il bacino della finestra tettonica di Campagna (TURCO, 1976). Numerosi sondaggi mostrano che i conglomerati di

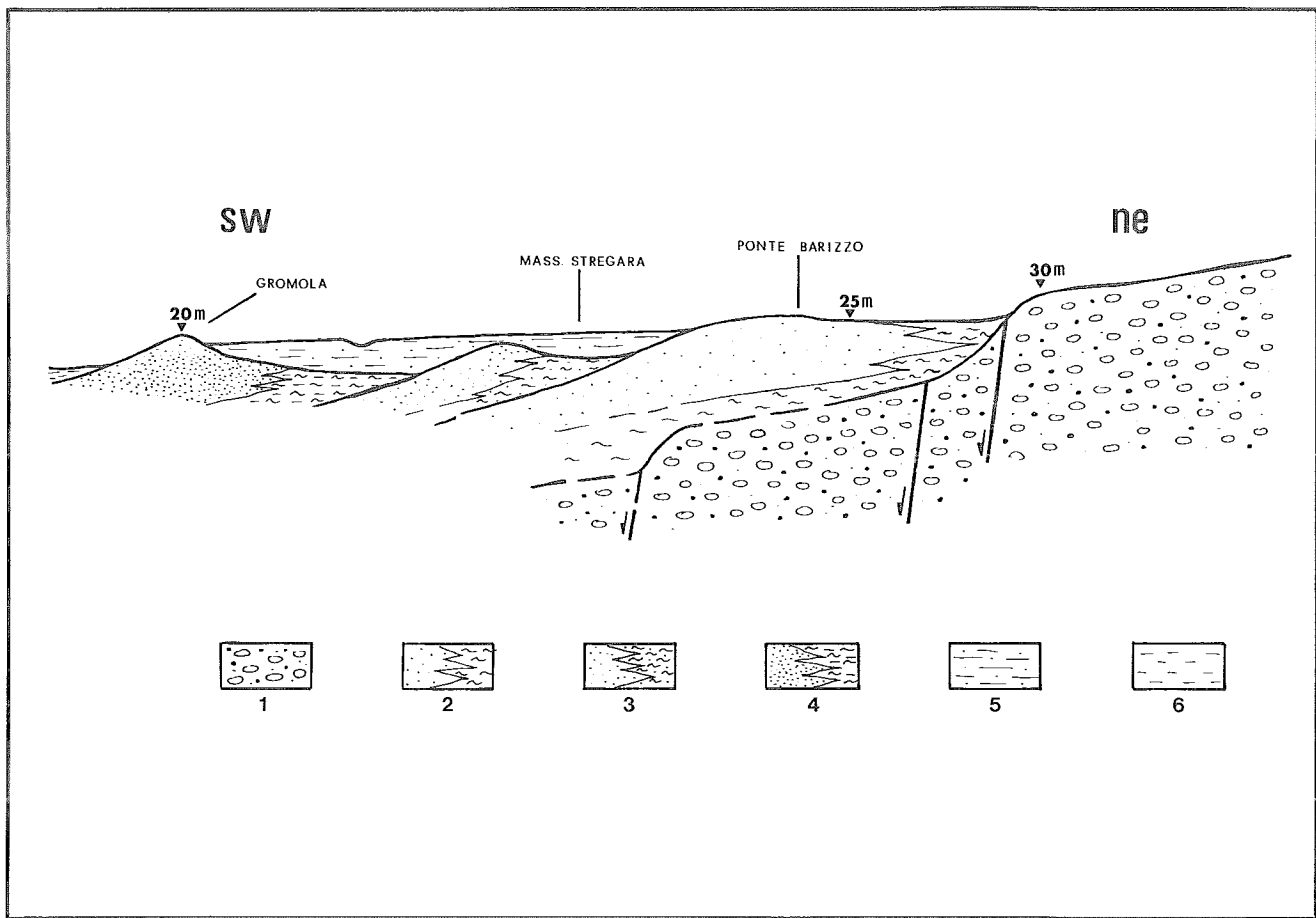


Fig. 2 - Sezione geologica schematica attraverso la bassa piana del Sele. Sono evidenziati i rapporti tra le diverse unità deposizionali connesse alle oscillazioni glacio-eustatiche tirreniane ed i rapporti tra il più antico dei corpi trasgressivi (quello del sub-stadio 5e) con i terreni del Complesso di Persano.

Legenda: 1) Complesso di Persano in facies argilloso-ghiaiosa; 2) Limi e argille lagunari e sabbie eoliche e di spiaggia eutirreniane (sub-stadio 5e); 3) Limi e argille lagunari e sabbie di spiaggia del sub-stadio 5c; 4) Limi e argille lagunari e sabbie eoliche e di spiaggia del sub-stadio 5a; 5) Argille e limi fluvio-palustri del Pleistocene superiore; 6) Argille e limi fluvio-palustri versiliani.

deiezione visibile in affioramento per circa 80 m, poggiano su di una sequenza di argille e ghiaie del tutto comparabile a quella trivellata in altri punti dell'Alta Piana. Il netto passaggio fra queste due litofacies avviene a quote bruscamente variabili nei vari sondaggi e tende a risalire verso l'interno (fig. 3), testimoniando la presenza di faglie che ribassano la successione verso valle. Queste dislocazioni sono da ritenere cessate prima della fine della crescita della conoide in quanto la morfologia di quest'ultima non ne risente. A questi disturbi tettonici si è probabilmente accompagnata una ultima fase di surrezione dei M. Picentini, in quanto i termini basali della successione di conoide contengono solo clasti della serie carbonatica di piattaforma (l'unità di copertura della finestra), mentre più in alto abbondano i clasti delle unità strutturalmente inferiori. È quindi probabile che proprio la crisi tettonica in questione abbia innescato un approfondimento della forra terminale del Tenza (tagliata nell'unità carbonatica di copertura) e la crescita della grande conoide oggi visibile

al suo sbocco. Ad ulteriore conferma di questa tettonica sinsedimentaria si può considerare il forte e brusco dislivello che separa il fondovalle della forra del Tenza dalla quota della base dei conglomerati di conoide nei sondaggi posti nella zona apicale.

IL MODELLAMENTO TARDIVO DELL'ALTA PIANA DEL SELE

Diverse evidenze geomorfologiche attestano che l'alta piana del Sele è stata sede di fagliamenti anche dopo la deposizione del Complesso di Persano. Infatti il terrazzo di 1° ordine risulta in diverse località spostato da faglie di rigetto metrico e decametrico (tav. 2). Fra i disturbi tettonici più importanti citiamo la scarpata di faglia a direzione circa N45W che in località S. Vito ribassa di una trentina di metri il terrazzo verso SW. Correlabile con questo movimento tettonico sembrerebbe l'origine dei terrazzi

di 2° ordine presenti lungo i fianchi della forra con la quale il Tenza disseca oggi la sua conoide medio-pleistocenica, presso la confluenza Sele-Tenza e vicino alla Stazione delle F.S. di Persano. Quest'ultimo lembo di terrazzo cavalcato indisturbato la faglia di S. vito ed appare perfettamente raccordato a quella parte del terrazzo di 1° ordine che era stata ribassata da detto lineamento tettonico.

Un'altra scarpata di faglia di direzione «appenninica» è visibile a Mattina Grande e costituisce il limite esterno del terrazzo di 1° ordine. Altre dislocazioni e fratture sono evidenziate da incisioni rettilinee che dissecano profondamente il terrazzo di 1° ordine, spesso in direzioni discordanti con la massima pendenza dello stesso. Esse sono riconducibili a due sistemi principali, di cui uno «appenninico» e l'altro «antiappenninico».

Anche a valle della scarpata di S. Vito si osservano lungo il corso del Sele sporadici e piccoli lembi terrazzati di 2° ordine sospesi di una quindicina di metri sul fiume ed incastrate di 15-20 m rispetto al ben più ampio terrazzo di 1° ordine. Essi hanno origine erosionale e risultano spesso impostati su (o raccordati a) intervalli più resistenti del Complesso di Persano (ghiaie più o meno cementate). Vi-

sta la grande differenza di maturità morfologica che distingue i pendii erosionali situati a monte di tali ripiani rispetto alle scarpate che li bordano a valle, riteniamo che essi stiano comunque a testimoniare un antico livello di base fluviale stabilizzatosi per un periodo relativamente lungo dopo una prima modesta fase di reincisione del terrazzo di 1° ordine. La parte assiale delle ampie e svasate valli erosionali che essi testimoniano è stata certamente distrutta dalla ben più marcata fase di reincisione conosciuta dalla Piana nel corso della regressione eustatica würmiana. A confermare che la dissezione dei terrazzi di II ordine sia avvenuta nel corso dell'ultimo glaciale vi è il fatto che la valle con la quale il basso tratto del Sele taglia tali terrazzi disseca profondamente (di alcune decine di metri sotto l'odierno livello marino) anche i cordoni tirreniani della bassa piana. I bassi tratti delle valli würmiane del Sele e del Calore risultano poi appiattite al fondo da successioni fluviali oloceniche potenti fino ad una trentina di metri e sfumanti verso mare nelle successioni fluvio-lagunari e palustri che colmano le depressioni costiere comprese fra il più esterno cordone tirreniano (quello di Gromola) e quelli versiliani (cordoni di Laura e di Sterpina).

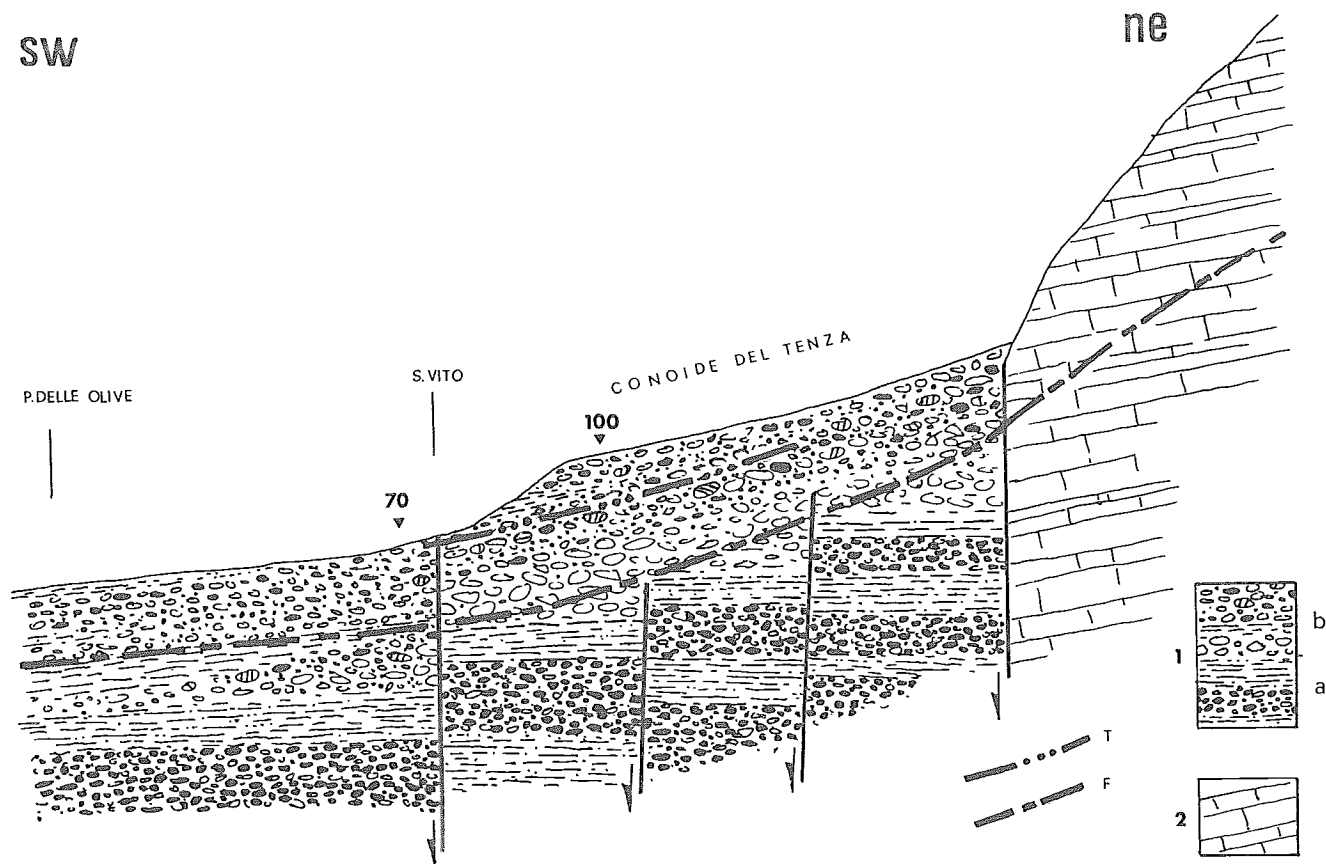


FIG. 3 - Sezione geologica attraverso la conoide del torrente Tenza.

Legenda: 1) Complesso di Persano, in facies argilloso-ghiaiosa (a) ed in facies conglomeratica (b); 2) Carbonati mesozoici dei M. Picentini; t) Posizione dei terrazzi erosionali di 2° ordine nell'area della conoide; f) Profilo longitudinale dell'attuale alveo del Tenza-Sele.

GLI EVENTI RICOSTRUIBILI NELLE VALLI CONFLUENTI

a) La valle del Calore

Il terrazzo di 1° ordine della Piana del Sele trova continuità morfologica e altimetrica in quello che si insinua nella valle del Calore. Inizialmente molto ampio e continuo, questo terrazzo si riduce poi in lembi sempre più modesti e limitati al versante destro della parte più alta della valle. I depositi fluviali in facies di alveo a canali intrecciati sui quali si sviluppa il terrazzo di 1° ordine (e che chiameremo per brevità Alluvioni del Calore) sono esposti, a luoghi fino alla base, grazie alla reincisione di 50-60 metri da essi subita.

In vicinanza dell'abitato di Controne, dove la valle corre al piede dell'alta scarpata di faglia che borda il massiccio degli Alburni, è visibile l'appoggio delle alluvioni del Calore su antiche breccie di pendio (molto cementate, carsificate e tettonizzate) per le quali APRILE & alii (1979) propongono una correlazione con i Conglomerati di Eboli ed una età infra-pleistocenica. A regolarizzare il raccordo fra scarpata di faglia e fondovalle dopo la tettonizzazione delle

breccie infra-pleistoceniche è intervenuta la produzione di una nuova generazione di depositi di versante e proluvia. Si tratta di breccie e conglomerati a clasti esclusivamente carbonatici e poco cementati che a tratti raggiungono l'odierno tracciato del Calore e danno luogo a brevi terrazzi deposizionali (di conoide alluvionale). Questi terrazzi sono posti una ventina di metri più alto di quello formato dalle Alluvioni del Calore e raccordabile col terrazzo di 1° ordine dell'alta piana del Sele (fig. 4). Nei pressi del Vallone Cafaro è possibile osservare le ghiaie poligeniche delle Alluvioni del Calore giustapporsi ed in parte coprire i conglomerati calcarei lungo una superficie di erosione riferibile ad una interposta fase di reincisione.

Dati di superficie e di sondaggi permettono di riconoscere che questa fase di reincisione aveva approfondito la valle al di sotto del fondovalle attuale e che il Calore correva leggermente più a N del suo tracciato odierno. Il terrazzo di 1° ordine del Calore si svolge a quote variabili: dai circa 80 metri dell'area sbocco della valle Calore sull'alta piana del Sele, esso si innalza fino a 100 m pochi chilometri più a monte. Gran parte di questa escursione altimetrica è dovuta alla presenza di una serie di faglie

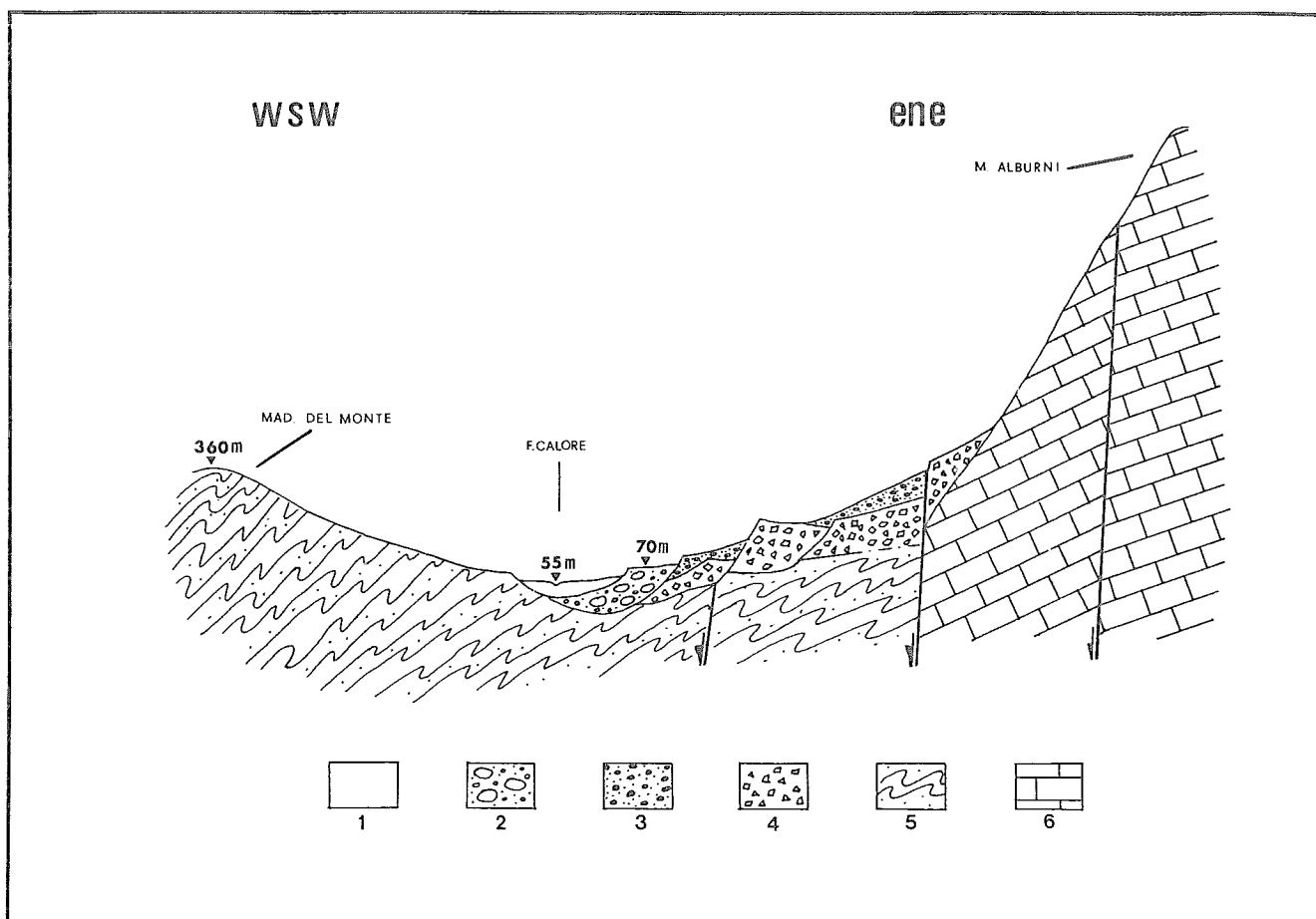


Fig. 4 - Sezione geologica schematica trasversale alla valle del Calore, nei pressi di Controne.

Legenda: 1) Alluvioni del terrazzo olocenico; 2) Alluvioni del Calore (Pleistocene medio); 3) Falde detritiche e conoidi pedemontane (Pleistocene medio); 4) Breccie di pendio cementate e carsificate (Pleistocene inferiore); 5) Unità terrigene terziarie; 6) Unità carbonatiche mesozoiche.

N40W e ribassanti verso SW. Esse si manifestano, oltre che con brevi scarpate sui terrazzi, con anomalie del reticolo idrografico.

Del resto tutto il tratto della valle Calore qui preso in esame è impostato su una linea tettonica ad andamento NW-SE che può seguirsi fino all'incisione rettilinea con la quale il Tenza disseca la sua conoide. Questo lineamento tettonico deve avere quindi determinato il decorso del Calore nelle prime fasi morfoevolutive della valle (inizio del Pleistocene medio?) ed ha poi rigiocato dopo la deposizione delle Alluvioni del Calore. Questi movimenti più recenti, avvenuti lungo più linee subparallele, hanno smembrato e bascolato verso sud-ovest la superficie del terrazzo di 1° ordine costringendo il Calore a spostarsi verso il margine sinistro del fondovalle sovralluvionato.

b) *La valle del Tanagro*

I terrazzi riscontrabili nella bassa valle del Tanagro non sono seguibili con continuità sino all'alta piana del Sele, in quanto tra la zona della conoide del Tenza e la confluenza del Tanagro il Sele percorre una valle a «V» relativamente stretta priva di sicure tracce di terrazzamento. A monte di questa stretta, che taglia quello che definiamo come «alto di Morignano», la valle torna bruscamente a farsi ampia e vi ricompaiono formazioni continentali terrazzate. Escludendo le alluvioni oloceniche del fondovalle, la più recente di queste formazioni è costituita da conglomerati alluvionali che, senza esibire la base, si elevano fino a 80 metri sugli alvei attuali, formando un terrazzo deposizionale posto fra 125 e 150 metri di quota (fig. 5). La morfologia del terrazzo, la sua ubicazione e la natura dei clasti fanno ascrivere queste alluvioni terrazzate ad una antica conoide edificata dal Sele allo sbocco della forra di Contursi, ovvero presso la confluenza col Tanagro.

Per l'analogia della sua quota relativa rispetto agli alvei attuali, questo terrazzo può essere correlato con quello di 1° ordine del Sele sull'alta piana. Ad avvalorare questa correlazione vi è il fatto che entrambi i terrazzi mostrano in sommità dei potenti paleosuoli rosso-bruni nei quali l'alterazione chimica ha completamente disfatto tutti i clasti calcarei per uno spessore di 1,5-2 metri.

Tagliati in posizione di 2° ordine nei terreni della citata conoide, si osservano poi dei terrazzi erosionali posti a quote variabili fra 100 e 110 metri. Questi terrazzi di 2° ordine possono essere tentativamente correlati con quelli di analoga posizione e significato presenti lungo il Tenza e presso la confluenza di questo col Sele. Anche in questo caso la correlazione si fonda sulla sostanziale coincidenza delle altezze relative ai terrazzi e sul fatto che essi occupano la stessa posizione nell'ambito della storia morfoevolutiva dell'area.

Risalendo la valle del Tanagro si osserva che i conglomerati della conoide di Contursi si incastrano in una successione prevalentemente travertinosa (BUCCINO & *alii*, 1978) terrazzata a quote comprese fra i 170 ed i 250 metri s.l.m. (fig. 5). Questa escursione altimetrica, realizzata nell'ambito di soli due chilometri ed in senso trasversale

all'andamento della valle, risulta nettamente incompatibile con le facies (fluviali e lacustri) della successione travertinosa. Essa è chiaramente da imputare ad un fagliamento a gradinata e a basculamenti avvenuti lungo linee di direzione N 70 W ben evidenziate da scarpatine tettoniche, allineamenti di doline nei travertini ed incisioni rettilinee.

L'insieme di questi disturbi ha prodotto l'inclinazione verso SW dell'antico fondovalle di aggradazione travertinosa ed ha costretto il Tanagro a migrare verso il margine meridionale della valle strutturale da esso percorsa. Detto margine è definito da faglie di direzione N 40 W perfettamente allineate con quelle che limitano il già menzionato Alto di Morignano. È probabile che proprio il sollevarsi di questa ultima struttura abbia determinato, lungo il basso Tanagro, quelle condizioni di cattivo drenaggio che causarono la deposizione della successione travertinosa. Visto che la deposizione della conoide di Contursi (la cui base si trova più in basso del fondovalle attuale) è avvenuta quando i travertini erano già stati fortemente reincisi, si deve ammettere che all'alto della crescita di tale conoide l'alto di Morignano si era già stabilizzato e che il Sele era già riuscito a dissecarlo, ripristinando condizioni di buon drenaggio a monte di esso.

Per completare la descrizione dei depositi terrazzati della valle del Tanagro vanno citati i conglomerati fluviali e di conoide che, ancora una volta sulla sola destra orografica, si rinvengono a quote variabili tra i 300 ed i 400 metri s.l.m. (unità 13 di tav. 1). La grande discontinuità degli affioramenti non ha ancora consentito una buona ricostruzione stratigrafica di queste formazioni, né tantomeno di chiarirne l'esatto significato paleogeografico. Appare comunque chiaro che si tratta di terreni precedenti ai travertini del basso Tanagro, dai quali li separano importanti eventi tettonici ed erosionali. Per quota e per posizione geomorfologica essi possono correlarsi agli analoghi complessi alluvionali che affiorano nella media valle del Tanagro (dintorni di Auletta) i quali sono riferibili al Pleistocene inferiore in base ai loro rapporti con la paleosuperficie tardo-pleiocenica del massiccio del M. Marzano ed i depositi lacustri infra-mediopleistocenici del Vallo di Diano (LIPPMAN-PROVENSAL, 1987).

In definitiva si può affermare che i dati e le considerazioni geomorfologiche e stratigrafiche svolte in questo paragrafo portano ad ipotizzare che la conoide di Contursi ed i travertini del basso Tanagro ricadono entrambi nel Pleistocene medio e sono coevi quantomeno nella parte alta del Complesso di Persano. Più esattamente la conoide di Contursi sarebbe coeva di quella del Tenza ed i travertini del Tanagro potrebbero corrispondere a quella porzione fagliata del Complesso che abbiamo riconosciuto soggiacere alla conoide del Tenza.

CONCLUSIONI

In base allo studio condotto è stato possibile ricostruire che intorno al passaggio fra Pleistocene inferiore e Pleistocene medio il graben quaternario della Piana del Sele

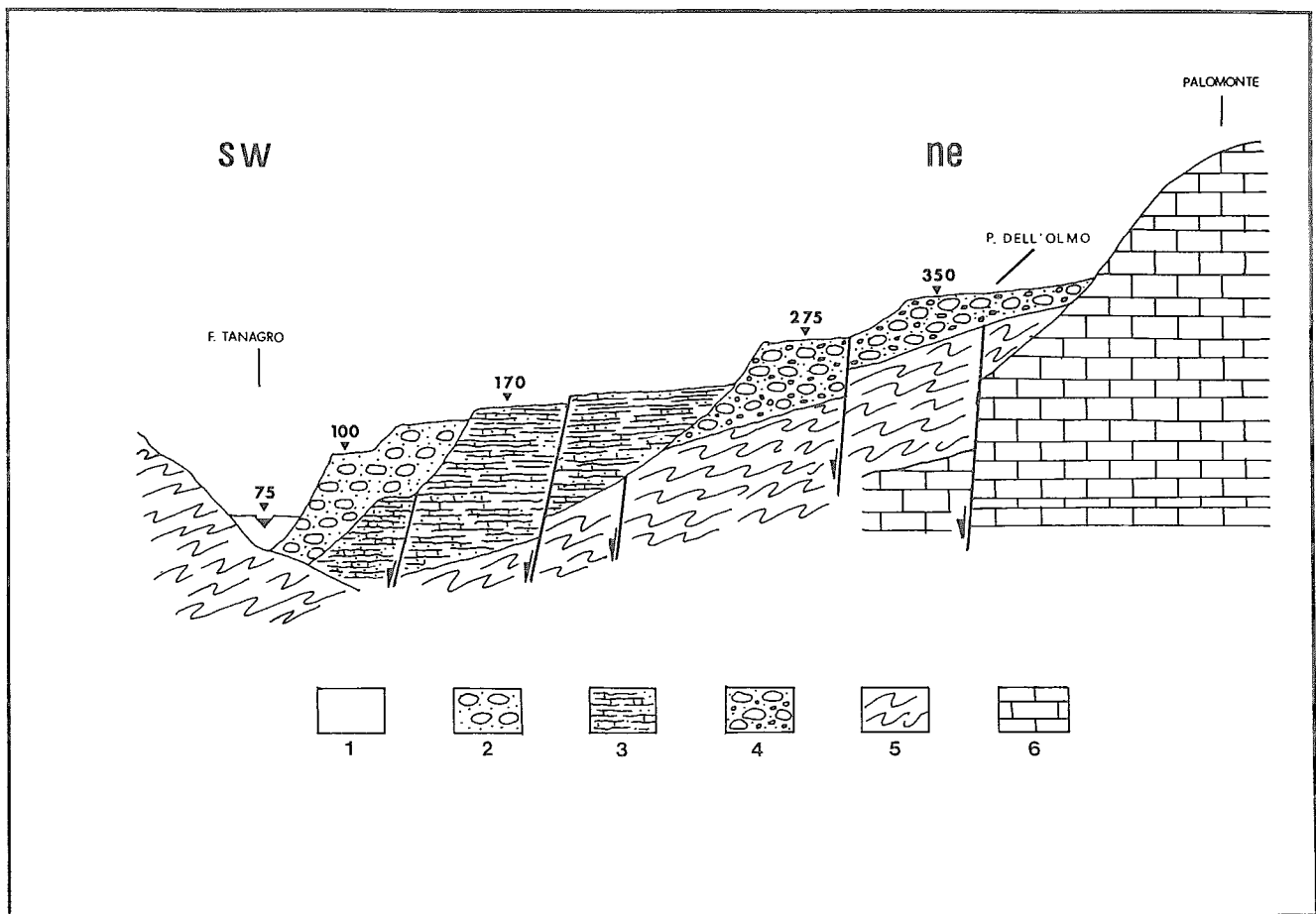


Fig. 5 - Sezione geologica schematica trasversale alla Valle del Tanagro, presso Contursi.

Legenda: 1) Alluvioni del terrazzo olocenico; 2) Conglomerati della conoide di Contursi (Pleistocene medio); 3) Depositi prevalentemente trartinosi del basso Tanagro (Pleistocene medio); 4) Alluvioni antiche della valle del Tanagro (Pleistocene inferiore); 5) Unità terrigene terziarie; 6) Unità carbonatiche mesozoiche.

ha conosciuto una importante crisi tettonica che ha accelerato i ritmi di subsidenza e ridisegnato il perimetro strutturale dell'area in abbassamento. Questa si è spostata più all'interno ed ha proteso una appendice verso NE in corrispondenza dell'area di Persano.

Il terrazzo di primo ordine che si sviluppa in questa area è impostato su una potente successione medio-pleistocenica che si è deposta in ambiente di piana costiera a basso gradiente, forse con episodi di ingressione di facies transizionali. La sedimentazione del Complesso di Persano è stata accompagnata da attività tettonica tendente a fagliare l'area ed a ribassarla a gradinata verso il Tirreno. Alla luce di tutto ciò appare presumibile che questa unità (potente non meno di 250 metri nell'alta Piana) vada inspessendosi notevolmente verso SW e che ad essa sia da attribuire una buona parte di quei 1500 metri di terreni alluvionali e transizionali quaternari attraversati dal Pozzo SELE 1 (ubicato sulla bassa Piana) e precedentemente interpretati come eteropici dei Conglomerati di Eboli (IPOLITO & alii, 1973).

Sempre nel corso del Pleistocene medio i Monti Picentini (come tutti gli altri rilievi bordanti il graben della Piana del Sele) hanno subito ulteriori sollevamenti che hanno provocato, tra l'altro, l'approfondimento della forza del Tenza e la crescita della omonima conoide, i cui depositi risultano eteropici della parte alta del Complesso di Persano. Analoga posizione stratigrafica occupano le Alluvioni del Calore, la cui posizione è stata preceduta da una fase tettonica che ha definito l'andamento del tracciato fluviale e modificato i livelli di base al piede della alta scarpata di faglia limitante il massiccio calcareo dei M. Alburni.

Il terrazzo impostato su queste alluvioni, correlabile per continuità fisica con quello di 1° ordine della alta piana del Sele, è stato poi interessato da fagliamenti di ordine metrico e decametrico che sono con ogni probabilità coevi di quelli che disturbano la sommità del Complesso di Persano.

Nella valle del Tanagro il Pleistocene medio ha visto ugualmente una dinamica geomorfologica e sedimentaria controllata dalla tettonica: inizialmente il graben in cui scor-

re il fiume si è approfondito ed ha visto il suo deflusso esoreico ostacolato dal realizzarsi dell'alto-soglia di Morignano, una morfostruttura positiva posta subito a valle della confluenza Sele-Tanagro.

Il sollevarsi di questa struttura è stato circa compensato da una deposizione fluvio-lacustre travertinosa che è stata poi reïncisa quando il Sele è riuscito a disseccare le colline di Morignano. Una successiva crisi tettonica nell'alto bacino del Sele può essere poi ritenuta la causa della crescita della conoide di Contursi nella zona di confluenza Sele-Tanagro, così come tettonica appare la causa della crescita della probabilmente coetanea conoide del Tenza.

Lo studio condotto ha consentito anche di evidenziare che il sollevamento e fagliamento finale del terrazzo di 1° ordine della Piana del Sele è anteriore alla ingressione marina eutirreniana sulla bassa Piana. Coevi o poco anteriori a questa ingressione sono da ritenere i modesti terrazzi erosionali di 2° ordine che marginano a tratti il Sele sull'alta Piana.

Nel corso del Pleistocene superiore l'intera Piana ha invertito il suo comportamento tettonico subendo un sollevamento che può essere valutato in almeno una quindicina di metri tenendo conto della quota assunta dai depositi di spiaggia dell'Ultimo Interglaciale. Tale sollevamento, ma soprattutto le regressioni glacio-eustatiche würmiane, hanno causato un deciso approfondimento del reticolo idrografico con la conseguente dissezione dei terrazzi fluviali e dei cordoni costieri tirreniani. In queste valli regressive si incastrano infine i terrazzi di 3° ordine (a soli 2-3 metri sugli alvei) i quali sono impostati su successioni alluvionali passanti verso valle a colmamenti fluvio-lacustri e palustri eteropici dei cordoni litorali versiliani di Laura e Sterpina.

BIBLIOGRAFIA

- APRILE F., BRANCACCIO L., CINQUE A., DI NOCERA S., GUIDA M., IACCARINO G., ORTOLANI F., PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1979) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 174 (Ariano Irpino), 186 (S. Angelo dei Lombardi), 198 (Eboli)*. C.N.R. Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 251, 149-178.
- BAGGIONI M. (1976) - *Néotectonique, terrasses et niveaux marins de la Plaine du Sele (Italie du Sud)*. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 11, n. 42, 3-11.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1986a) - *Isoleucine Epimerization dating and tectonic significance of Upper Pleistocene sea level features of the Sele Plain (Southern Italy)*. Zeit. Geomorph., 62, 159-166.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., D'ANGELO G., RUSSO F., SANTANGELO N. & SGROSSO I. (1987) - *Evoluzione tettonica e geomorfologica della Piana del Sele (Campania, Appennino Meridionale)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10, 47-55.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1988) - *Guida alle escursioni: evoluzione geomorfica pleistocenica dell'Appennino Campano-Lucano. Monti Picentini e Penisola di Sorrento*. Dip. Scienze della Terra Un. di Napoli, 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 1988.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1988) - *Nuovi dati cronologici sui depositi marini e continentali della Piana del Sele e della costa settentrionale del Cilento*. Atti 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 1988, A 55-62.
- BRANCACCIO L., CINQUE A. & SGROSSO I. (1986b) - *Elementi morfostutturali ereditati nel paesaggio dell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It. (in stampa).
- BUCCINO G., D'ARGENIO B. & FERRERI V., BRANCACCIO L., FERRERI M., PANICHI C. & STANZIONE D. (1978) - *I travertini della bassa valle del Tanagro (Campania). Studio geomorfologico, sedimentologico e geochimico*. Boll. Soc. Geol. It., 97, 617-646.
- CAPALDI G., CINQUE A. & ROMANO P. (1988) - *Ricostruzione di sequenze morfoevolutive nei Picentini meridionali (Campania, Appennino Meridionale)*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1, 207-222.
- CESTARI G., DAVICO G. & MARINI M. (1970) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1.100.000. Foglio 198 Eboli*, Serv. Geol. d'It., Roma.
- CIAMPO G., DE CASTRO COPPA M.G. & SGROSSO I. (1979) - *Il Miocene superiore nei dintorni di Salerno*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 88.
- CINQUE A. (1986) - *Guida alle escursioni geomorfologiche. Penisola Sorrentina, Capri, Piana del Sele e Monti Picentini*. Pubbl. n. 33, Dip. Scienze della Terra, Un. di Napoli, 119 pp.
- CINQUE A., GUIDA F., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1988) - *Dati cronologici e stratigrafici su alcuni depositi della Piana del Sele (Campania): i «Conglomerati di Eboli»*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 11, 39-44.
- DE LORENZO G. & D'ERASMO G. (1938) - *Avanzi di elefante e di ippopotamo nella Valle del Sele*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat., ser. 3, 1, 1-11.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Mem. Soc. Geol. It., 12, 227-250.
- LIPPMAN - PROVENSAL M. (1987) - *L'Apennin Campanien meridional (Italie). Etude Geomorphologique*. These de Doctorat d'Etat, t. 1-2, Univ. d'Aix-Marseille.
- ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1988) - *Evidenze strutturali e geomorfologiche di tettonica compressiva quaternaria al margine orientale della catena sudappenninica*, Atti 74° Congresso Soc. Geol. It., Sorrento, 1988, A 402-410.
- ORTOLANI F., TORRE M. & RUSSO B. & DI NOCERA S. (1979) - *Depositi altomiocenici del bordo settentrionale della Piana del Sele (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., 98, 3-14.
- TURCO E. (1976) - *La finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini, Salerno)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 85, 639-651.
- VITA FINZI C. (1969) - *The Mediterranean Valleys, Geological Changes in Historical Times*. Cambridge University Press, Cambridge.