

LUDOVICO BRANCACCIO (*), ALDO CINQUE (*), GIUSEPPE D'ANGELO, FILIPPO RUSSO (*),
NICOLETTA SANTANGELO (*) & ITALO SGROSSO (*)

EVOLUZIONE TETTONICA E GEOMORFOLOGICA DELLA PIANA DEL SELE (CAMPANIA, APPENNINO MERIDIONALE) (**)

ABSTRACT: BRANCACCIO L., CINQUE A., D'ANGELO G., RUSSO F., SANTANGELO N. & SGROSSO I., *Tectonic and geomorphological evolution of the Sele Plain (Campania, Southern Apennine)* (IT ISSN 0084-8948, 1987).

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 3000 m. While the western half of this graben (i.e. the present day submerged portion into the Tyrrhenian Sea) remained always submerged, the eastern portion has experienced a more complex tectonic history: after a Tortonian-Messinian phase of marine deposition it entered a period of emersion and erosion which went on until the Middle Pliocene at least.

During that span of time a mature landscape of low relief amplitude developed on the western side of the chain. Probably during the Upper Pliocene a period of intense block - faulting broke up said landscape, lifted fragments of it several hundred meters above the sea-level and caused a new phase of subsidence of the inner portion of Salerno Graben. Depending on the increased relief of its interland, the depression experienced a huge and coarse clastic deposition, which gave rise to the thick «Conglomerati di Eboli» formation. Possibly during the Middle Pleistocene and not later than 0,4 m.a. b.p. the area was affected by two tectonic phases. As a result, the Eboli formation was uplifted in blocks up to 400 m a.s.l. while the Picentini Mts., lying behind, rised of a double amount.

The subsequent renewal of erosion caused new generations of alluvial deposits to accumulate downslope of the raised sectors, where the Sele Plain started then to grow.

The discovery and dating of some distinct ancient beach features allowed us to reconstruct that the coastline was 7 km inland of the present one 0,13 m.a. b.p., some 3 km inland 0,10 m.a. b.p. and almost 1 km inland during the Olocene maximum high-stand.

The present elevation of the two Tyrrhenian beaches (25 and 13 m a.s.l. respectively) leads us to infer that moderate uplift occurred both during and after the last interglacial. On the contrary the elevation of the beach sands underlying the Olocene dune bars (1,5-2 m a.s.l.) seems to denote a substantial tectonic stability of the plain during the last millenia.

RIASSUNTO: BRANCACCIO L., CINQUE A., D'ANGELO G., RUSSO F., SANTANGELO N. & SGROSSO I., *Evoluzione tettonica e geomorfologica della Piana del Sele (Campania, Appennino Meridionale)* (IT ISSN 0084-8948, 1987).

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).

Questa struttura, le cui faglie bordiere realizzano rigetti complessivi fino a 3000 m, si è individuata già nel Miocene sup. Mentre la sua parte occidentale è rimasta costantemente sommersa la porzione orientale ha avuto un comportamento più articolato: già individuata come modesta depressione tettonica nel corso del Tortoniano, emerge forse nel Messiniano e rimane in erosione fino ad almeno il Pliocene medio, vale a dire per l'arco di tempo che vede il modellamento sui rilievi appenninici di un paesaggio di elevata maturità morfologica.

Con l'inizio della surrezione legata alla Neotettonica, che smembra e solleva la paleosuperficie precedentemente formata, la porzione orientale del graben subisce una nuova fase di sprofondamento, compensata dall'accumulo dei «Conglomerati di Eboli». Questa formazione epiclastica continentale, potente almeno 1500 m al centro della piana (Pozzo Sele 1), deriva dall'erosione del retrostante massiccio carbonatico dei Monti Picentini in sollevamento dal Pliocene sup. Ulteriori fasi surrettive, probabilmente da collocare nel Pleistocene medio e prima di 0,4 m.a. b.p., invertono nuovamente il comportamento tettonico di questo settore: i conglomerati più accostati ai rilievi vengono infatti sollevati fino a circa 400 m di quota mentre un ancor più marcato sollevamento interessa i retrostanti rilievi carbonatici.

La conseguente ripresa degli eventi erosionali, legati sia ai dislivelli con i retrostanti massicci che alle vicende climatiche medio-pleistoceniche, prende a edificare l'attuale pianura del Sele a valle dei settori sollevati. Il ritrovamento e la datazione di antichi depositi di spiaggia ha permesso di ricostruire le fasi di progradazione della piana costiera: la linea di riva correva 7 km più all'interno di quella attuale circa 130000 a. b.p. a circa 3 km dalla costa intorno a 100000 a. b.p. e a non più di 1 km nel corso dei picchi trasgressivi olocenici. Le quote occupate dai depositi marini tirreniani (fino a +25 m quelli più interni e fino a +13 m quelli più esterni) fanno ritenere che la piana abbia subito leggeri sollevamenti sia nel corso del Tirreniano che posteriormente a questo.

La posizione altimetrica dei depositi marini olocenici sembra invece indicare una sostanziale stabilità dell'area nel corso degli ultimi millenni.

TERMINI CHIAVE: Geomorfologia; Neotettonica; Quaternario; Appennino Meridionale.

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

(**) Pubbl. n. 44 del Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli, eseguita con il contributo M.P.I. 40% 1986 (titolare del fondo prof. BRANCACCIO L.), Progetto: *Genesi ed evoluzione geomorfologica delle pianure dell'Italia peninsulare ed insulare.*

INTRODUZIONE

La presente nota illustra in maniera riassuntiva i primi risultati conseguiti dal gruppo di ricerca che, nell'ambito del progetto nazionale «Genesi ed evoluzione geomorfologica delle pianure dell'Italia peninsulare ed insulare», sta conducendo lo studio geomorfologico della pianura del Fiume Sele (Campania).

Tale studio ha fra gli scopi finali anche quello di definire le tipologie e l'entità dei fenomeni legati all'impatto antropico (che in quest'area ha preso forte consistenza già 2500 anni fa) e di fornire elementi utili alla valutazione del rischio da esondazione. L'attività fin qui svolta è stata tuttavia concentrata sulla ricostruzione della evoluzione geomorfologica di più lungo termine, in quanto prerequisito conoscitivo ed elemento di raffronto essenziale alla comprensione degli eventi morfogenetici e morfodinamici più recenti.

Dato che la Piana del Sele insiste su un'area a forte e complessa attività neotettonica, la fase di ricerca attualmente in corso tende anche alla ricostruzione degli eventi deformativi che, a partire dal Miocene sup., hanno interagito con la evoluzione geomorfologica di questo significativo settore dell'Appennino Meridionale.

Per quanto riguarda le metodologie di indagine adottate vogliamo precisare che, almeno per la piana, gli strumenti interpretativi puramente geomorfologici (restrittivamente intesi come ricostruzione dei rapporti cronologici e genetici tra forme del rilievo attraverso l'analisi delle relazioni geometriche) si sono rivelati spesso insufficienti a riconoscere l'intero numero e l'esatto ordine degli eventi morfogenetici verificatisi nell'area, e ciò sia a causa di una primaria modesta portata delle discontinuità morfologiche di partenza, sia a causa della successiva attenuazione o obliterazione che molti elementi morfologici hanno subito ad opera di processi erosionali e sedimentari.

Per superare queste difficoltà è stato avviato un dettagliato rilevamento delle formazioni superficiali e la raccolta di stratigrafie del sottosuolo (relative a sondaggi geo-

gnostici o per ricerche idriche) che saranno utilizzate al fine di chiarire i rapporti fra le unità morfo-stratigrafiche e per ricostruire le paleomorfolgie sepolte. Infine, per sopperire alla totale mancanza di dati cronologici (all'inizio delle ricerche i più recenti sedimenti datati con certezza nell'area erano quelli del ciclo tortoniano-messiniano), sono state effettuate delle datazioni assolute sui fossili presenti nei sedimenti tirreniani di alcune spiagge situate molto all'interno della pianura costiera. Altre datazioni sono in corso su piroclastiti intercalate alle formazioni conglomeratiche continentali (Conglomerati di Eboli) e su depositi di spiaggia, probabilmente olocenici, che si trovano sotto i cordoni dunari più esterni. Per quanto riguarda la cronologia delle tappe morfoevolutive più recenti un notevole contributo potrà essere ricavato dalle evidenze di carattere archeologico e preistorico, particolarmente abbondanti su questa pianura.

1. LA PIANA DEL SELE NEL QUADRO DELL'EVOLUZIONE NEOTETTONICA DEL GRABEN DEL GOLFO DI SALERNO.

La pianura alluvionale costiera del Fiume Sele occupa la parte più depressa del settore continentale dell'ampio «graben peritirrenico» del Golfo di Salerno, un elemento morfostrutturale che con le sue propaggini più interne (graben dell'alta Valle del Sele) interrompe addirittura l'asse di culminazione orografica dell'Appennino Campano-Lucano e che si prosegue nel Tirreno con la «Salerno trough structure» (BARTOLE & *alii*, 1984).

In questa depressione, allungata in direzione WSW-ENE (fig. 1), le indagini sismiche segnalano, al di sopra della unità carbonatica mesozoica e delle sovrastanti coltri terrigene, fino a 3300 ms di terreni di età compresa tra il tardo Neogene ed il Quaternario. La parte superiore di questo riempimento, fino ad un massimo di 2400 ms di potenza, è rappresentata da depositi Plio-Quaternari che testimoniano le fasi di forte approfondimento della strut-

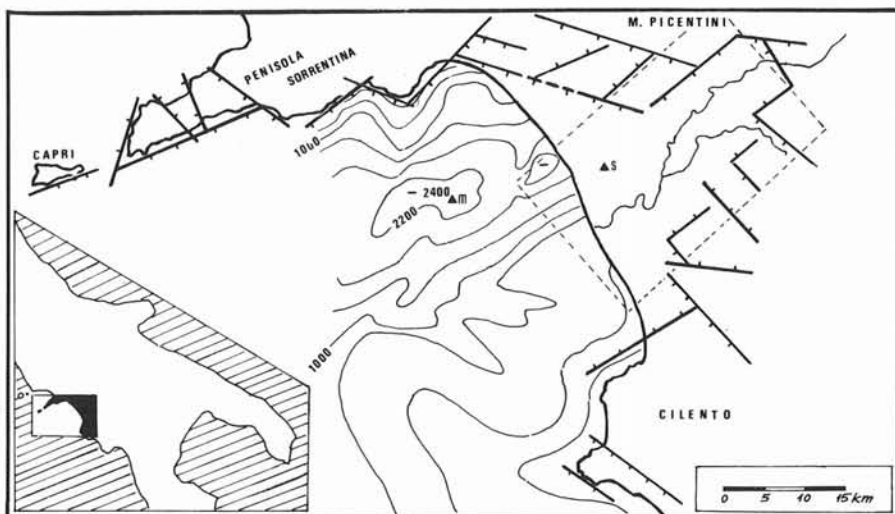


FIG. 1 - Principali faglie marginali del graben occupato dalla Piana del Sele e isopache in ms dei depositi plio-quaternari (da BARTOLE & *alii*, 1984) nel Golfo di Salerno. Le linee a tratto spesso indicano le faglie ed i trattini laterali il loro labbro ribassato; i triangolini localizzano i due sondaggi MINA 1 (m) e SELE 1 (S); il rettangolo tratteggiato delimita l'area cartografata in fig. 2.

tura in corrispondenza del sollevamento dei rilievi appenninici bordieri (Penisola Sorrentina, Monti Picentini e Monti del Cilento). Tali depositi possono, almeno in parte, correlarsi con le potenti formazioni clastiche continentali che sui bordi della pianura sono raggruppate col nome di «Conglomerati di Eboli» (vedi oltre).

La porzione inferiore del riempimento della «Salerno trough structure» è rappresentata dalla sequenza trasgressiva Miocene superiore-Pliocene inferiore (Pozzo Mina 1; AGIP, 1977) che, totalmente assente sugli alti bordieri emersi, testimonia la precoce individuazione del graben. Ciò trova conferma anche nel settore continentale della depressione ove, pur mancando i depositi del Miocene finale - Pliocene inf., si osservano diffusi affioramenti di terreni di un ciclo regressivo tortoniano-messiniano (CIAMPO & *alii*, 1979; ORTOLANI & *alii*, 1979). Anche in questo caso l'assenza di questi terreni sugli alti strutturali bordieri fa ritenere che la struttura negativa fosse già individuata nel Miocene sup., mentre la mancanza di una componente clastica grossolana nei depositi di detto ciclo fa escludere che le aree emerse circostanti avessero una alta energia del rilievo.

Nelle colline di Salerno (località Pietra S. Stefano) ⁽¹⁾ si hanno evidenze di un evento compressivo che accavalla sulle sabbie messiniane una scaglia di calcari cretacei. Questo sovrascorrimento, come altri presenti nella zona (CINQUE, 1980), possono, forse, essere collegati con la fase tettonogenetica «infra-messiniana» ben nota a livello regionale (DI NOCERA & *alii*, 1976), la quale marca, probabilmente, la emersione della porzione più orientale del graben e l'inizio, in quella occidentale, del sopracitato ciclo trasgressivo Miocene finale-Pliocene inf.

Nel settore continentale del Graben di Salerno la ripresa della sedimentazione, in facies subaeree, è testimoniata dalle potenti formazioni epiclastiche grossolane dei Conglomerati di Eboli, estesamente affioranti fra Salerno ed Eboli. Questi depositi alluvionali, in massima parte in facies di media e bassa conoide, testimoniano le fasi di più forte e rapido sollevamento dei massicci carbonatici bordieri (in particolare dei Monti Picentini) e la contemporanea ripresa della subsidenza anche sul settore orientale del graben.

I Conglomerati di Eboli, infatti, potenti fino a 400 m circa in affioramento, raggiungono spessori di almeno 1500 m al centro della Piana del Sele (Pozzo Sele 1; IPPOLITO & *alii*, 1973b). L'età di questi depositi non è ancora ben definita, LIPPMANN - BAGGIONI & GARS (1984) hanno, a nostro avviso alquanto ingiustamente, accorpato nella definizione di Conglomerati di Eboli anche tutta una serie di formazioni più recenti (tardo Pleistocene medio-Olocene) e di ben diverso significato (tutte posteriori alle forti fasi dislocative che invece interessano i Conglomerati di Eboli classicamente intesi) che la stessa BAGGIONI (1973) aveva tenuto distinte in un precedente lavoro.

Nell'accezione dei succitati Autori la formazione dei Conglomerati di Eboli sarebbe quindi composta da 5 serie delle quali la prima, peraltro scarsamente rappresentata sul terreno, viene dubitativamente ascritta al Pliocene inf. Le serie 2 e 3, che a nostro avviso sono da interpretare come coeve tra loro (CINQUE, 1986), vengono attribuite al Pliocene sup. in quanto alcune intercalazioni argillose di ambiente lagunare osservate nell'ambito di una di esse hanno fornito una associazione pollinica di clima mediterraneo che gli Autori attribuiscono al pre-Tigliano.

Sempre ai fini di un inquadramento cronologico dei Conglomerati di Eboli va considerato che essi dimostrano un periodo di forte erosione dei massicci carbonatici, a sua volta dipendente, oltre che da un clima più freddo ed umido dell'attuale, anche dagli energici sollevamenti tettonici che smembrarono e sollevarono a varie altezze una paleosuperficie ad elevata maturità morfologica che si conserva attualmente in lembi residui in posizione apicale sui vari blocchi monoclinicali dell'Appennino Campano-Lucano. Anche se questo antico paesaggio può localmente riprendere e riesumare superfici di erosione modellatesi in concomitanza di emersioni sintetogenetiche (SGROSSO, 1981) la sua genesi complessiva va legata ad un lungo periodo di sostanziale quiete tettonica che può essere collocato tra la fine dei forti eventi compressivi risentiti in questo settore della catena e l'inizio delle grosse fasi di surrezione legate alla Neotettonica.

Nell'area oggetto del presente studio non si dispone al momento di dati utili a precisare l'età di questa prima crisi neotettonica, ma nel vicino massiccio di M. Marzano - M. Ognà essa è sicuramente posteriore ad alcuni depositi marini pliocenici che, con ogni probabilità, sono da ascrivere al ciclo Pliocene inf. - Pliocene medio (Unità di Ariano; IPPOLITO & *alii*, 1973a). Il Pliocene medio costituirebbe dunque il limite cronostratigrafico inferiore per i Conglomerati di Eboli. Altri elementi di valutazione cronologica scaturiscono dai primi risultati di uno studio che alcuni di noi stanno conducendo sui depositi lacustri e sull'evoluzione geomorfologica dei Monti Picentini. Tali elementi indicano che i primi episodi di tettonizzazione e smantellamento della paleosuperficie (cui corrisponde l'inizio della messa in posto dei Conglomerati di Eboli) risultano molto più antichi della individuazione del bacino lacustre di Acerno, avvenuta intorno a 0,7 m.a. *b.p.* ⁽²⁾, dalla quale li separano altre due crisi tettoniche surrettive ed altrettante non brevi fasi di modellamento dei versanti di faglia e di deposizione torrentizia e lacustre (CINQUE, 1986).

Le facies distali dei Conglomerati di Eboli, affioranti nella fascia collinare compresa tra i Monti Picentini e la pianura alluvionale costiera, presentano evidenze di alme-

⁽¹⁾ Per l'ubicazione di questa e altre località citate nel testo si rimanda alla cartografia 1:25.000 dell'IGM.

⁽²⁾ Età ottenute estrapolando, sulla base del ritmo medio di sedimentazione, alcune datazioni K/Ar effettuate su intercalazioni piroclastiche della successione lacustre. Le datazioni sono state effettuate dal prof. CAPALDI G. del Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia dell'Università di Napoli.

no due fasi tettoniche occorse dopo la loro deposizione. Esse furono separate da un periodo di quiete durante il quale si modellò un glacis d'erosione che talora appare nettamente discordante sui conglomerati ruotati dalla prima fase surrettiva ed è sollevato a gradinata fino a circa 400 m di quota dalla seconda serie di dislocazioni.

In seguito a questa duplice serie di eventi tettonici i retrostanti rilievi carbonatici si sollevarono ulteriormente (le facies prossimali dei Conglomerati di Eboli si trovano in lembi sospesi sui Monti Picentini fra i 700 ed i 1400 m di quota) e furono interessati da una nuova energica fase di erosione lineare regressiva. È da ascrivere a questo periodo l'approfondimento della forra con la quale il Fiume Tusciano, disseccando l'alto strutturale del Monte Raione, catturò ed estinse il bacino lacustre di Acerno i cui sedimenti più recenti sono da riferire a circa 0,4 m.a. *b.p.* (2).

Questa data, incrementata del tempo necessario alla erosione della profonda e lunga forra del Tusciano (difficilmente valutabile, ma che dovrebbe aggirarsi intorno a alcune centinaia di migliaia di anni), individua un sia pur ampio limite crono-stratigrafico superiore per i Conglomerati di Eboli.

2. I TERRAZZI FLUVIALI DEL SELE E DEL CALORE

Gli eventi tettonici responsabili del sollevamento a blocchi dei Conglomerati di Eboli e del loro sganciamento altimetrico dai retrostanti versanti alimentatori, rappresenta l'ultima intensa fase deformativa evidenziabile nell'area. A valle di questi lineamenti neotettonici la pianura alluvionale recente (ascrivibile probabilmente all'intervallo alto Pleistocene medio-Attuale) non presenta evidenze di grosse dislocazioni, a parte qualche localizzato, e non del tutto certo, disturbo per faglia, con rigetti valutabili intorno a una decina di metri o poco più.

La pianura, che sulla costa ha un fronte lungo circa 40 km (dalla periferia Sud di Salerno fino a quella Nord di Agropoli), si restringe gradualmente verso l'interno seguendo il disegno strutturale degli alti bordieri. Contemporaneamente le sue quote si innalzano con una certa regolarità fino a raggiungere i 100 m circa alla base della grossa conoide di Campagna (costruita dal Torrente Tenza, tributario destro del Sele), la quale può essere considerata elemento di separazione fra la pianura costiera e l'alta Valle del Sele. Proprio in questa località comincia a prendere grossa consistenza areale un primo ordine di terrazzi fluviali che, poco più a valle, prosegue anche lungo il Fiume Calore (tributario sinistro del Sele). Questi terrazzi si trovano a circa 90 m di quota (60 m più in alto dei thalweg attuali) e sembrano incastrarsi di poco più di una decina di metri nella superficie della conoide del Tenza, la quale mostra evidenze di una modesta tettonizzazione.

Il terrazzo di primo ordine degrada molto dolcemente verso SW e, almeno come elemento topografico, mantiene una continuità fisica verso valle fino a circa 5 km dalla costa. Esso, quindi, sembra sopravanzare l'antico traccia-

to costiero che può essere ricostruito sulla base degli affioramenti dei depositi marini di Ponte Barizzo (fig. 2).

Un secondo ordine di terrazzi fluviali può essere riconosciuto tanto lungo il Sele che lungo il Calore. Esso si presenta chiaramente incastrato nel precedente nel tratto situato poco a monte della Caserma di Persano, dove il dislivello fra i due ordini si aggira sui 20 m e risulta tracciato da ben individuate scarpate erosionali. Più a valle il terrazzo di II ordine appare meno facilmente riconoscibile sia perché si riduce il dislivello che lo separa da quello più alto, sia perché (forse a causa di una maggiore percentuale di materiali a granulometria sottile) i due ordini appaiono separati da scarpate molto addolcite dall'erosione. Il terrazzo di secondo ordine può essere seguito fino e non oltre l'antico lineamento costiero dato dal cordone di Gromola (fig. 2).

Infine un terzo ordine di terrazzi, a pochi metri dal fondo degli alvei attuali, borda costantemente il Sele ed il Calore. Esso rappresenta il frutto della aggradazione fluviale (e nell'ultimo tratto fluvio-lagunare-palustre) verificatasi in connessione con gli apici trasgressivi versiliani, testimoniati presso la costa da distinti cordoni costieri. L'ampiezza trasversale e la lunghezza di questo nastro terrazzato (fig. 2) testimoniano la cospicua reincisione che il terrazzo di II ordine aveva subito durante l'ultima delle regressioni würmiane.

3. LE ANTICHE LINEE DI RIVA ED I LORO RAPPORTI CON I TERRAZZI FLUVIALI

Le osservazioni fin qui condotte dal nostro gruppo di ricerca hanno portato ad individuare cinque antichi tracciati della linea di costa (fig. 2), che rappresentano altrettanti stadi di progradazione della piana.

Partendo dalla costa i primi due tracciati sono rappresentati dai ben evidenti cordoni dunari di Sterpina e Laura che si elevano rispettivamente fino a 5 e 7 m s.l.m. Quello di Sterpina si trova immediatamente alle spalle della spiaggia attuale ed è ampio fino a 250 m. In superficie esso è formato da dune costiere dalla morfologia ben conservata e probabilmente attive fino all'impianto (avvenuto nel 1938) della pineta che oggi la copre. In uno scavo di fondazione aperto al limite interno del cordone, al di sotto delle dune, sono state osservate delle sabbie a laminazione parallela, a luoghi ricche di fossili (*Glycimeris glycimeris*, *Cardium edule*, *Donax trunculus*, *Natica* sp.), che a circa 2 m di quota passano a sabbie eoliche.

Il cordone dunare di Laura, che si spinge fino a oltre 1 km dalla costa attuale, presenta una morfologia alquanto rimodellata e, a differenza di quello di Sterpina, le sue sabbie eoliche giallastre (con cenni di stratificazione incrociata e ricche di Gasteropodi Polmonati) sono coperte da un suolo bruno scuro contenente, tra l'altro, materiali piroclastici rimaneggiati. Le sabbie eoliche poggiano con contatto erosionale sulle sabbie di spiaggia contenenti gusci di *Glycimeris glycimeris*, *Cardium* sp., *Meretrix* sp., e *Venus* sp. alcuni dei quali usurati dal moto ondoso. Queste

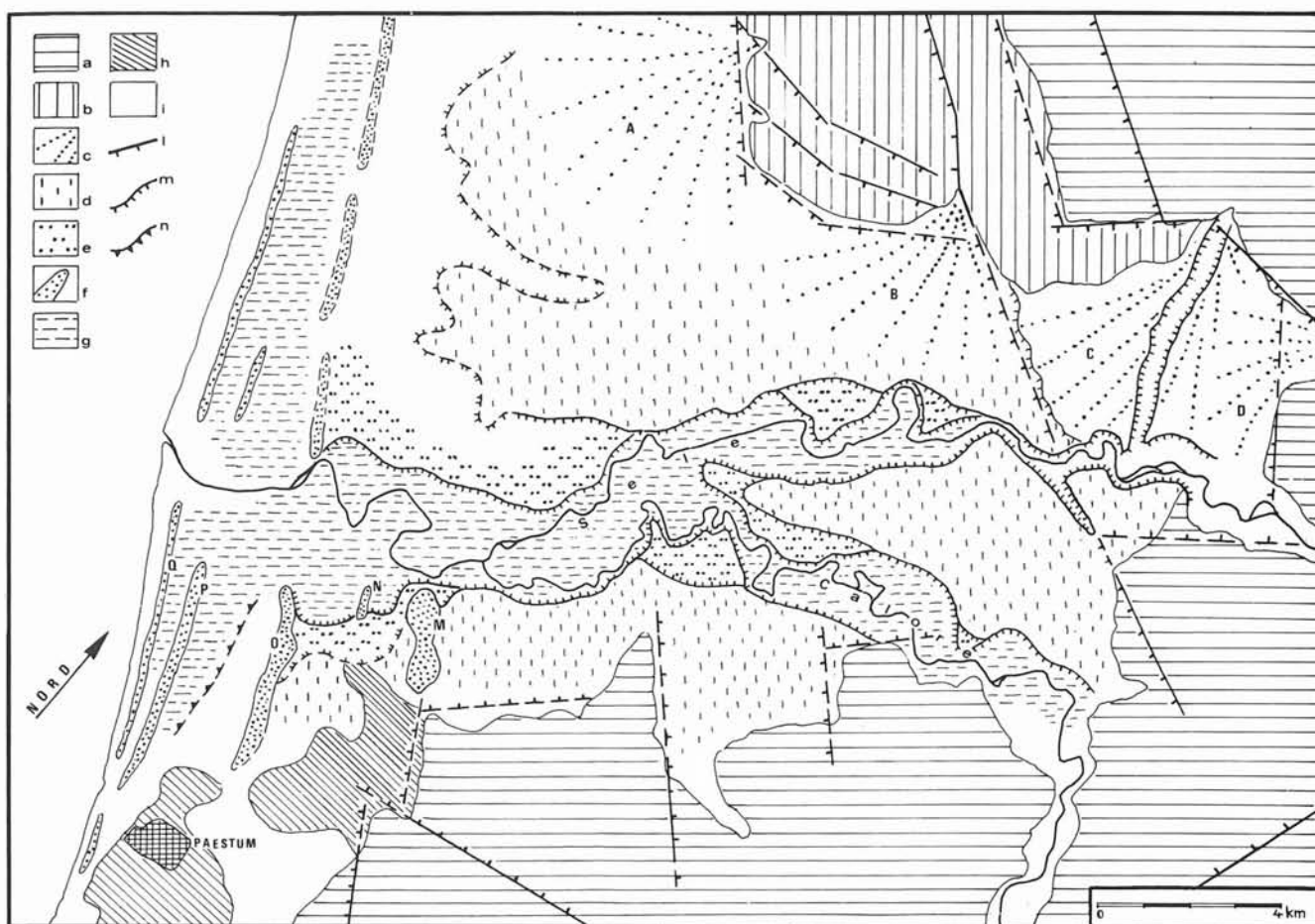


FIG. 2 - Carta geomorfologica schematica della parte centrale della Piana del Sele: a) rilievi marginali costituiti da terreni meso-cenozoici; b) rilievi costituiti dalla formazione dei Conglomerati di Eboli (Pliocene? - Pleistocene inf.); c) principali conoidi alluvionali (Pleistocene medio); d) terrazzo di primo ordine (Pleistocene medio); e) terrazzo di secondo ordine (Pleistocene sup.); f) antichi cordoni costieri (Pleistocene sup. ed Olocene); g) terrazzo di terzo ordine (Olocene); h) aree di affioramento dei travertini di Paestum (Pleistocene sup. e Olocene); i) depositi e coperture recenti; l) principali faglie (i trattini indicano il labbro ribassato); m) orlo di scarpata di terrazzo; n) probabile falesia; A) conoide di Battipaglia; B) conoide di Eboli; C) conoide del Tenza; D) conoide di Oppidi; M) area di affioramento dei depositi di spiaggia di Ponte Barizzo; N) Beach-ridge di Masseria Stregara; O) cordone dunare di Gromola; P) cordone dunare di Laura; Q) cordone dunare di Sterpina.

sabbie marine affiorano solo in scavi occasionali (tagli di fondazione e piccole cave) e raggiungono la quota massima di 1,5 m s.l.m.

Il terzo cordone dunare si rinviene ben conservato in località Gromola (a circa 3 km di distanza dalla costa attuale) e raggiunge talora la elevazione massima di 25 m s.l.m. Esso è individuabile morfologicamente a partire dalla località Gaudio (presso Paestum) fino a Pontecagnano ed è spesso rimarcato da deboli contropendenze sulla pianura o da anomale deviazioni di alcuni piccoli corsi d'acqua. In prossimità del tracciato meandriforme del Sele il cordone dunare si interrompe per circa 2 km per lasciare il posto al piatto riempimento lagunare olocenico che, come già accennato, risale per molti chilometri nella valle tagliata dal Sele sulla piana nel corso della regressione würmiana.

Presso il villaggio di Gromola le sabbie eoliche, rube-fatte e cementate, passano in basso a depositi di spiaggia fossiliferi che si spingono fino a +13 m di quota. Al di là del taglio operato dal Sele, in località Masseria S. Ceci-

lia, il cordone ricompare con netta evidenza ed appare costituito da depositi eolici che poggiano con leggera discordanza su sabbie marine a laminazione incrociata e stratificazione leggermente inclinata verso mare. La vicinanza di un'antica foce del Sele è testimoniata dall'abbondanza di ciottoli centimetrici appiattiti. Il passaggio dal marino all'eolico avviene intorno ai +10 m di quota ed è marcato da cenni di pedogenesi.

Datazioni effettuate col metodo della racemizzazione degli amminoacidi (BRANCACCIO & *alii*, 1986) su gusci di *Glycimeris glycimeris* prelevati a Gromola hanno dato un'età di circa 100 000 anni. Il fatto che i depositi marini in questione scompaiono immediatamente alle spalle del cordone dunare (dato ricavato dall'analisi di stratigrafie di sondaggi geognostici) permette di ritenere che le sabbie marine in questione si depositarono in corrispondenza di un apice trasgressivo che, alla luce delle datazioni effettuate, trova buona corrispondenza con il picco glacio-eustatico Barbados II di MESOLELLA & *alii*, (1969) e con l'episodio

«interglaciale» segnalato da vari Autori intorno a 100 000 a. b.p. (una sintesi al riguardo è contenuta in WOILLARD, 1978).

La quarta antica linea di riva individuata è rappresentata da una collinetta allungata NW-SE presente in località Masseria Stregara (circa 2 km ad Est di Gromola) culminante a quota 12 m s.l.m. Questo piccolo rilievo è costituito da microconglomerati e sabbie fossilifere ben cementate, esposte per soli pochi metri quadrati, e limitate in alto da una chiara superficie di erosione. Questo elemento topografico scompare verso NW perché smantellato dal Sele e coperto dal suo terrazzo Versiliano (terrazzo di III ordine del Sele - Calore) qui posto intorno ai 5 m s.l.m. Verso Sud esso scompare invece sotto altre alluvioni formanti un terrazzo intorno a quota + 14 m che può essere seguito fino alle spalle del cordone dunare di Gromola (terrazzo di II ordine del Sele-Calore).

Appare chiaro dal contesto geomorfologico che questo brandello di cordone costiero è stato esumato per erosione selettiva durante la reincisione del terrazzo di II ordine sotto il quale era rimasto sepolto. Al momento non si dispone di datazioni assolute per la spiaggia di Masseria Stregara, che può comunque ritenersi cronologicamente compresa tra quella di Ponte Barizzo (vedi oltre) e di Gromola.

Il quinto e più antico tracciato costiero è stato individuato nella zona di Ponte Barizzo (fig. 2), a circa 7 km dalla costa attuale. I depositi di spiaggia di questo antico episodio trasgressivo affiorano su un'area relativamente ampia (circa 2 km²) a Sud dell'omonimo ponte sul Sele e ad Est della S.S.18. In un precedente lavoro (BRANCACCIO & alii, 1986) avevamo segnalato come quota massima raggiunta da tali depositi i 17 m di un affioramento posto presso il Podere S. Erminia. Recenti tagli effettuati per nuove opere di canalizzazione ci hanno permesso di verificare che i terreni appartenenti a tale ciclo si spingono alquanto più all'interno e raggiungono quote fino a 25 m s.l.m. In più punti è stato possibile osservare che i depositi sabbioso-conglomeratici di spiaggia poggiano in apparente continuità su argille lagunari verdastre. La migliore sezione resta quella osservata in uno scavo di fondazione (ora richiuso) effettuato all'interno dell'Istituto delle Piccole Suore Operaie ubicato circa 200 m a NE della stazione ferroviaria di Albanella.

A partire dal fondo, posto a quota + 9 m, esso esprimeva una successione composta da pochi decimetri di argille lagunari verdastre, con noduli di pirite e con *Ammonia beccarii*, *Protelphidium paralicum* e *Loxococoncha elliptica*. Con brusco contatto, ma in apparente continuità, seguivano verso l'alto sabbie sciolte a laminazione incrociata ricche di gusci di *Glycimeris glycimeris*, *Glycimeris insubricus* e *Cardium edule*. Dopo circa 2 m le sabbie assumevano una laminazione piano-parallela e si presentavano meno fossilifere. Datazioni effettuate col metodo della racemizzazione sui gusci di *Glycimeris* hanno fornito per questi depositi un'età di circa 130 000 anni (BRANCACCIO & alii, 1986). Essi sono pertanto riferibili al picco glacio-eustatico più antico e più marcato (Barbados III di ME-

SOLELLA & alii, 1969) di quello che è correntemente indicato come ultimo interglaciale.

Nello stesso scavo di fondazione si osservava pure che un fronte di alterazione pedogenetica molto articolato penetra le sabbie a laminazione piano-parallela (potenti al massimo un paio di metri in questo punto) conferendo loro una colorazione rosso mattone e rendendo poco evidenti le strutture sedimentarie. La superficie d'erosione pedogenizzata immerge verso mare di una ventina di gradi e risulta parzialmente ricoperta da depositi limo-argillosi nerastri che segnano il ricostituirsi di condizioni di palustrinità sulla piana dopo l'emersione e l'erosione delle sabbie marine di Ponte Barizzo. Per la loro quota (fra + 10 e + 13 m nella località in questione) essi possono in via ipotetica essere ricollegati all'episodio ingressivo testimoniato sulla piana dal cordone di Gromola e in tal senso correlati al terrazzo di II ordine del Sele. Allo stesso terrazzo devono attribuirsi i conglomerati fluviali che, con contatto erosionale, coprono le sabbie di Ponte Barizzo lungo il primo tratto della strada che conduce a Matinella e che individuano una spianata intorno a quota 15 m.

Circa le relazioni cronologiche e genetiche che intercorrono fra gli episodi trasgressivi fin qui individuati sulla piana del Sele e le fasi di terrazzamento fluviale leggibili lungo l'omonimo fiume, va osservato che i dati finora ottenuti attraverso un dettagliato ma ancora incompleto rilevamento geologico e geomorfologico, non consentono di tracciare un quadro del tutto esauriente. Anzi alcuni dei dati stratigrafici fin qui reperiti inducono ad utilizzare con prudenza certe «evidenze» geomorfologiche (corrispondenza di quote, apparente continuità fisica, ecc.) che indurrebbero a facili quanto incerte correlazioni.

L'unico terrazzo fluviale che con una certa sicurezza può essere collegato con dei lineamenti costieri è quello di III ordine, il quale presso la costa si fonde con la fascia di aggradazione lagunare e palustre sorretta dai cordoni olocenici di Sterpina e di Laura.

Per il terrazzo di II ordine si è già detto che esso non si spinge più a valle del cordone dunare di Gromola, il che porterebbe ad attribuirgli un'età maggiore di 100 000 anni. Anche se questa interpretazione resta al momento la più valida ipotesi, va osservato che in località Masseria S. Cecilia le sabbie marine dell'episodio Gromola sono coperte da placche di depositi fluvio-palustri anche sul fianco meridionale dell'affioramento, che corrisponde ad una scarpata di dissezione fluviale. Dato che tali depositi si trovano più in alto del terrazzo di III ordine, essi potrebbero appartenere a quello di II ordine, il quale sarebbe in tal caso da ritenere successivo all'episodio trasgressivo di Gromola. D'altra parte lungo il fianco occidentale di questo cordone fig. 2, si osservano modeste tracce di una fase di erosione marina da porre anteriormente alla formazione del cordone di Laura ed alla quale potrebbe essere imputato lo smantellamento di quella parte del terrazzo di II ordine che originariamente si spingeva oltre il lineamento di Gromola.

Il terrazzo di II ordine del Sele va comunque ritenuto più recente dei depositi marini di Ponte Barizzo in quan-

to, proprio in questa località, un suo lembo risulta tagliato nelle sabbie marine sulle quali poggiano modesti spessori di conglomerati fluviali.

Il terrazzo di I ordine del Sele risulta al momento di ancora più ardua collocazione cronologica. Come già accennato esso, in quanto unità topografica, sembra costituire un'unica superficie che dalla zona di Campagna si estende fino a quasi il cordone di Gromola. A Sud del Sele esso sembra addirittura saldarsi con questo cordone, ma in questa zona il raccordo fra le due unità morfologiche può essere imputato ai depositi travertinosi legati alle grosse sorgenti ubicate ai piedi della dorsale calcarea del Monte Soprano. In destra Sele le estreme propaggini del terrazzo di I ordine non si saldano al cordone tirreniano, rispetto al quale risultano anche più elevate. Ciò induce a ritenere che il terrazzo sia più antico dei depositi marini di Gromola. È evidente che il terrazzo di I ordine è successivo ai depositi marini di Ponte Barizzo per quella porzione di esso che li sopravanza verso mare. Questo significa che una notevole fase di progradazione della pianura è avvenuta fra 130000 e 100000 a. b.p.

Tuttavia non sembra facilmente sostenibile l'ipotesi che in questo arco di tempo, relativamente breve, si sia modellata l'intera estensione del terrazzo di I ordine. Le sue alluvioni rappresentano infatti la massima parte della costruzione sedimentaria dell'alta Piana del Sele ed esse si spingono fino alla base dei versanti di faglia perimetrali, i quali, sono stati individuati da una fase tettonica non più recente di 0,4 m.a. b.p. Concentrare questa ingente deposizione fluviale in un così breve e tardivo periodo, appare poco verosimile. È possibile invece che l'unitarietà del terrazzo di I ordine sia solo apparente, e che la sua porzione più interna (a monte del lineamento di Ponte Barizzo) sia costituita in gran parte da alluvioni depostesi anche anteriormente a 130000 a. b.p.

CONCLUSIONI

La pianura alluvionale e costiera del Fiume Sele occupa la porzione continentale dell'ampio graben del Golfo di Salerno. Questa depressione è stata caratterizzata da una complessa evoluzione tettonica cominciata, probabilmente, nel Messiniano quando si delineò un primo abbozzo di basso strutturale.

Dopo la fase tectogenetica infra-messiniana tutto il versante tirrenico della catena conobbe un periodo di sostanziale quiete tettonica durante il quale prese a modellarsi un paesaggio che raggiungerà un'elevata maturità morfologica.

Questa lunga fase erosionale venne interrotta dai primi intensi eventi neotettonici surrettivi (da collocare fra la fine del Pliocene medio e il Pleistocene inf.) che smembrarono la paleosuperficie in lembi portati a varie quote. In questa fase il graben del Golfo di Salerno subisce un forte approfondimento e dai rilievi marginali, aggettanti di diverse centinaia di metri, comincia l'alimentazione delle potenti successioni epiclastiche documentate dalla formazione dei Con-

glomerati di Eboli. Essa continuerà fino a parte del Pleistocene medio attraverso più fasi di accumulo, corrispondenti ad altrettante crisi surrettive dei massicci bordieri e probabilmente anche in corrispondenza di variazioni climatiche.

Nel corso del Pleistocene medio, e non più tardi di circa 0,4 m.a. b.p., la parte più interna della pianura alluvionale costiera subisce due grosse fasi tettoniche che sollevano a blocchi i Conglomerati di Eboli di circa 400 m mentre il retrostante massiccio dei Monti Picentini subisce sollevamenti ancora maggiori, forse fino ad 800 m.

In seguito a questi eventi la deposizione fluviale si sposta a valle dei settori sollevati e prende a costruire quella che è l'attuale pianura alluvionale, alla cui crescita concorrono peraltro anche episodi di deposizione litorale e lagunare.

Allo stato attuale delle conoscenze non è possibile ricostruire con dettaglio e certezza le più antiche fasi di crescita di questa pianura. Limitandoci ad esporre quella che al momento deve essere considerata in buona parte una ipotesi di lavoro (sebbene già suffragata da tutta una serie di dati ed indizi), possiamo attribuire ad un intervallo che va dalla seconda tettonizzazione dei Conglomerati di Eboli all'inizio dell'ultimo interglaciale la formazione della grossa conoide di deiezione del Torrente Tenza (risultata dall'erosione della finestra tettonica di Campagna), delle conoide di Eboli e di Oppidi e degli ampi terrazzi fluviali di I ordine che si osservano nell'area a monte della confluenza Sele-Calore. Una modesta attività tettonica sembra essersi verificata fra la crescita della conoide del Tenza e l'alluvionamento che darà luogo ai terrazzi di primo ordine del Sele e del Calore.

Circa 130000 anni fa la linea di riva della piana costiera correva 7 km più all'interno di quella odierna (depositi di spiaggia di Ponte Barizzo). Durante la regressione che separò questo episodio ingressivo da quello (avvenuto circa 100000 anni fa) testimoniato dal cordone di Gromola, si ebbe una nuova fase di aggradazione fluviale che risultò in una progradazione di circa 4 km della linea di costa.

Lungo il basso corso del Sele e del Calore questa fase di alluvionamento non dà origine a terrazzi morfologicamente distinguibili da quelli impostati sulle alluvioni più antiche, probabilmente per la mancanza di una forte fase di incisione interposta o per la completa re-aggradazione di questa.

Successivamente a questo prolungamento verso valle del terrazzo di I ordine si ha la formazione di quello di II, incastrato nel precedente, di una ventina di metri nella parte più interna della pianura e di soli pochi metri nella zona immediatamente alle spalle del cordone di Gromola. È quindi verosimile che la fase di re-incisione che li separa abbia avuto cause principalmente climatiche.

La collocazione cronologica del terrazzo di II ordine è incerta, esso è comunque da ritenersi coevo o poco successivo ai depositi di Gromola e va ritenuto anteriore almeno all'ultimo picco regressivo würmiano, durante il quale è stato profondamente ed ampiamente disseccato dal Sele. È inoltre ipotizzabile che questa nuova fase di re-incisione

sia stata favorita anche da un sollevamento tettonico «post-tirreniano» della Piana il quale trova testimonianza nella anomala elevazione dei depositi marini di Ponte Barizzo e di Gromola. I primi si trovano almeno una decina di metri più in alto delle quote alle quali si rinvengono, in aree stabili o presunte tali, le spiagge del picco glacio-eustatico di 130000 a. b.p. (ULZEGA & OZER, 1980) e ben 17 m più in alto del coevo solco di battigia presente lungo la vicina costiera amalfitana (BRANCACCIO & alii, 1978). La spiaggia di Gromola dev'essere anch'essa ritenuta tettonicamente sollevata in quanto il livello marino raggiunto dal picco di circa 100000 a. è generalmente ritenuto meno elevato di quello odierno (BOWEN, 1978 e relativa bibliografia), anche se recenti datazioni assolute condotte in Sardegna (BELLUOMINI & alii, 1985; 1986) segnalano le tracce di una trasgressione collocata intorno a 115000 a. b.p. ad una altezza massima di + 4 m, quota comunque inferiore a quella dei depositi di Gromola (+ 13 m s.l.m.).

La minore elevazione che il cordone di Gromola presenta a Nord del Sele e la sua totale scomparsa, come elemento topografico, nella porzione posta a Sud di Paestum, potrebbe interpretarsi come effetto di deformazioni legate a questa stessa fase tettonica.

Con la trasgressione olocenica, e probabilmente in connessione con i picchi massimi di questa, si formano i cordoni costieri di Laura e Sterpina (i cui depositi di spiaggia si situano rispettivamente a + 1,5 e + 2 m di quota) e si sovralluviona il fondovalle che il Sele aveva approfondito durante i minimi glacioeustatici würmiani. Questo riempimento ha facies francamente fluviali a monte della confluenza Sele-Calore, e passa a facies fluvio-palustri e lagunari nel tratto finale, ove si raccorda perfettamente agli interrimetti retrodunari retti dai cordoni di Laura e Sterpina.

Attualmente questa superficie deposizionale è reincisa dal Sele per circa 2 m nel tratto finale e fino a un massimo di 5 m spostandosi verso monte (terrazzo di III ordine).

Le estese formazioni travertinosi della zona di Paestum (fig. 2) si inseriscono in parte nella porzione terminale del terrazzo di I ordine (ad essa andrebbe pertanto assegnata un'età compresa fra 130000 e 100000 a. b.p.) ed in parte si situano a cavallo ed a valle del cordone di Gromola. Quest'ultimo lembo, sul quale sorge l'antica Paestum, è da ritenere precedente al cordone costiero di Laura (la cui forma arcuata è appunto da mettere in relazione con la preesistenza del promontorio travertino) e reca, pressoché in superficie, tracce di frequentazione umana e di epoca musteriano-levalloisiana (BLANC & SEGRE, 1953).

La presenza, all'interno della città greca e su alcuni tratti delle sue mura, di depositi travertinosi di età alto-medioevale non segna, a nostro avviso, una fase di subsidenza dell'area, già ipotizzata da vecchi Autori (D'ERASMO, 1934) e riproposta recentemente da LIPPMANN & VERNET (1986). Le facies di questi depositi e la morfologia dei luoghi fanno propendere per una deposizione in piccoli specchi palustri all'interno delle rovine e per lobi progredienti (e aggettanti sulla pianura circostante) all'uscita delle acque della cinta muraria greca (CINQUE, 1986).

- AGIP (1977) - *Temperature sotterranee. Inventario dei dati raccolti dall'AGIP durante la ricerca e la produzione di idrocarburi in Italia*. AGIP, Milano 1977.
- APRILE F., BRANCACCIO L., CARANNANTE G., CRAVERO E., CINQUE A., DI NOCERA S., GUIDA M., IACCARINO G., ORTOLANI F., PESCATORE T., SGROSSO I. & TORRE M. (1978) - *Dati preliminari sulla Neotettonica dei fogli 172 (Caserta), 185 (Salerno), 196 (Sorrento) e 197 (Amalfi)*. Pubbl. n. 155 del Prog. Fin. Geodin., CNR.
- 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) e 198 (Eboli)*. Pubbl. n. 251 del Prog. Fin. Geodin., CNR.
- BAGGIONI M. (1973) - *La bordure de la Plaine du Sele. Étude morphologique*. Méditerranée, 3.
- BARTOLE R., SAVELLI D., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1984) - *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin off Campania, Southern Italy*. Marine Geology, 55, 163-180.
- BELLUOMINI G., MALATESTA A., BRANCA M. & SPANO G. (1985) - *Aminoacid racemization dating of Sardinian raised marine deposits*, Boll. Soc. Geol. It., 104, 223-228.
- BELLUOMINI G., BRANCA M., DELITALA L., PECORINI G. & SPANO G. (1986) - *Isoleucine epimerization dating of Quaternary marine deposits in Sardinian, Italy*. Zeitsch. Geomorph., 62, 109-117.
- BLANC A.C. & SEGRE A.G. (1953) - *L'industrie lévalloiso-moustérienne et les formations évaporitiques quaternaires de Paestum*. INQUA, Cong. Intern., Roma.
- BOWEN D.Q. (1978) - *Quaternary Geology; a stratigraphic framework for multidisciplinary work*. Pergamon Press, Oxford, 221 pp.
- BRANCACCIO L., CAPALDI G., CINQUE A., PECE R. & SGROSSO I. (1978) - *230 Th/238 U dating of Corals from a Tyrrhenian beach in Sorrentine Peninsula*. Quaternaria, 20, 175-183.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., BELLUOMINI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1986) - *Isoleucine epimerization dating and tectonic significance of Upper Pleistocene sea-level features of the Sele Plain (Southern Italy)*. Zeitsch. Geomorph., 62, 159-166.
- BRANCACCIO L., CINQUE A. & SGROSSO I. (in stampa) - *Elementi morfologici ereditati nel paesaggio dell'Appennino Centro-Meridionale*. Atti 73° Congr. Soc. Geol. Ital.
- CHERUBINI C. & GUADAGNO F.M. (1986) - *Geotechnical properties of clay sediments in Sele Plain (Southern Italy)*. Proc. 5th Int. Congr. IAEG, Buenos Aires, 20-25 Ottobre 1986.
- CIAMPO G., DE CASTRO COPPA M.G. & SGROSSO I. (1979) - *Il Miocene superiore dei dintorni di Salerno*. Boll. Soc. Nat. Napoli, 171, 571-573.
- CINQUE A. (1980) - *Il sovrascorrimento di Monte Faito-Agerola (Penisola Sorrentina)*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, ser. A, 47, 1-27.
- CINQUE A. (1986) - *Guida alle escursioni geomorfologiche (Penisola Sorrentina, Capri, Piana del Sele e Monti Picentini)*. Riun. Ann. Gr. Naz. Geogr. Fis. Geomorf., Amalfi 1986. Pubbl. n. 33 Dip. Sc. Terra, Univ. Napoli.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino Meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Accad. Naz. Lincei, Quad. 183, 220-248.
- D'ERASMO G. (1934) *Il bradisismo di Paestum*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, 4, 157-166.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F. & TORRE M. (1976) - *La fase tettonica messiniana nell'Appennino Meridionale*. Boll. Soc. Nat. Napoli, 84, 1-17.
- GARS G. & LIPPMANN M. (1984) - *Nouvelles données néo-thectoniques dans l'Apennin Campanien (Italie du Sud)*. C.R. Ac. Sc. Paris, ser. 2, 298, 495-500.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973a) - *Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino Meridionale*. Ist. Geol. Geof. Un. Napoli, Pubbl., n.s., 15.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973b) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino Campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Mem. Soc. Geol. Ital., 12, 227-250.
- LALOU C., DUPLESSY J.C. & NGUIEN HUU VAN (1971) - *Données Géochronologiques actuelles sur les niveaux des mers et la Paléoclimatologie de l'Interglaciaire Riss-Würm*. Rev. Geogr. Fis. Geol. Dinam., 13, 447-462.

- LIPPMANN — BAGGIONI M. & GARS G. (1984) - *La bordure Sud des Monts Picentini: un jalon dans l'évolution néotectonique et paléoclimatique de l'Apennin Meridional*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 7, 49-58.
- LIPPMANN M. & VERNET J. (1986) - *Les travertins holocènes de Paestum (Italie Méridionale)*. Méditerranée, 1-2, 45-51.
- MESOLELLA K.J., MATTHEUS R.K., BROECKER W.S. & THURBER D.L. (1969) - *The astronomical theory of climatic change: Barbados data*. Journ. Geol., 77, 250-274.
- ORTOLANI F., TORRE M., RUSSO B. & DI NOCERA S. (1979) - *Depositi altomiocenici del bordo settentrionale della Piana del Sele (Campania)*. Boll. Soc. Geol. Ital., 98, 3-14.
- SGROSSO I. (1981) - *Fasi distensive durante la tettonogenesi miocenica nell'Appennino Meridionale: considerazioni preliminari*. Rend. Soc. Geol. Ital. 4, 7-9.
- TURCO E. (1976) - *La finestra tettonica di Campagna (Monti Picentini, Salerno)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, 85, 639-651.
- ULZEGA A. & OZER A. (1980). *Comptes-rendus de l'excursion, table ronde sur le Tyrrhénien de la Sardaigne (Italie)*. INQUA, Cagliari, Avril 1980.
- WOILLARD G.M. (1978) - *Gran Pile Peat Bog. A continuous stratigraphic record of the last 140 000 yr*. Quatern. Res., 9, 1-21.