

ALDO CINQUE (\*), HOSSEIN HABIBOLLAH ALINAGHI, LAMBERTO LAURETI (\*)  
& FILIPPO RUSSO (\*)

## OSSERVAZIONI PRELIMINARI SULL'EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA DELLA PIANA DEL SARNO (CAMPANIA, APPENNINO MERIDIONALE) (\*\*)

ABSTRACT: CINQUE A., ALINAGHI H.H., LAURETI L. & RUSSO F., *Preliminary observations on the geomorphological evolution of the Sarno Plain (Campania, Southern Apennine)*. (IT ISSN 0084-8948, 1987).

The Sarno River coastal plain occupies the southern part of the broad peri-Tyrrhenian Piana Campana Graben. The buried structural setting of this depression is composed of step-fault blocks of Mesozoic limestone units of the Apennine chain overlain by residuals of their Miocene terrigenous cover. The faults are prevalently oriented NW-SE and NE-SW and their maximum total throw is of some 6 500 m.

The age of the graben is not clearly defined at the present stage of knowledge. On the ground of old drilling data and geomorphological consideration we assume that the northern part of the graben started subsiding during the upper Pliocene, while the southern one did so in the lower Pleistocene.

The sedimentary infilling of the Piana Campana Graben is made of alternating marine and transitional deposits with localised lateral passages to volcanics (either ancient buried volcanic reliefs or upper Pleistocene — Olocene products of the present Campanian volcanoes, in the upper reaches).

The Sarno Plain is limited by the Sarno's Mountains to the East, the Lattari Mountains to the South and the Somma-Vesuvio volcanic complex to the North.

The plain appears almost perfectly flat and depressed up to the very base of the step marginal fault scarps. This is likely due both to the occurrence of a relatively recent phase of subsidence and to the flattening effect of the prevalently pyroclastic aggradation the plain has experienced during the last millennia.

The uppermost portion of the infilling, as it appears from drilling data, contains several intercalations of shallow marine deposits. Deposits of the last widespread ingression, which reached the foot of the eastern marginal reliefs, are to be found at about 25 m below s.l. They are tentatively ascribed to the last interglacial.

Wells drilled on the coastal portion of the plain show the presence of deposits left by younger ingressions (postglacial in age) which can be traced as inland as Pompei.

Geomorphological observations carried out in Sarno and Castellammare di Stabia — Gragnano areas allowed us to outline the evolution of the tectonic margins of the Sarno Plain.

The oldest morphological feature is represented, in both areas, by remnants of a Pliocene paleosurface presently seated at about 1 000 m a.s.l. The uplift and the block-faulting of this surface occurred through

at least two tectonic phases, probably during the Lower and the early Middle Pleistocene.

Following each phase of uplift, formation of broad alluvial fans occurred at mouths of valleys dissecting the fault scarps. We were able to recognize four discrete episodes of fan formation; the oldest one appears cut by the second tectonic phase, the second is probably cut by a third moderate tectonic phase or, alternatively, by a deep marine ingression (likely of Tyrrhenian age).

The third generation of fans is to be referred to the late Würm for the presence of radiometrically dated pyroclastic intercalations. The Würmian fans are cut at the foot by a Versilian seacliff.

At mouth of valleys that cut this cliff a fourth generation of fans is present which grew during historical times.

On the ground of the available geomorphological data it seems that the Sarno plain has been substantially stable during the last two millennia.

RIASSUNTO: CINQUE A., ALINAGHI H.H., LAURETI L. & RUSSO F., *Osservazioni preliminari sull'evoluzione geomorfologica della Piana del Sarno (Campania, Appennino Meridionale)* (IT ISSN 0084-8948, 1987).

La Piana del Sarno rappresenta l'estremo lembo meridionale della Piana Campana: un graben peritirrenico che ribassa di alcune migliaia di metri le unità meso-cenozoiche dell'Appennino Campano. Dai numerosi dati interpretativi di indagini geofisiche si evince che l'andamento del top del substrato carbonatico della Piana Campana è molto articolato, denotando uno sprofondamento massimo nella porzione centro-settentrionale stimabile intorno ai 5 000 m mentre nella porzione meridionale (Piana del Sarno) è valutabile intorno ai 2 000 m.

Circa l'età del graben non si hanno dati certi in quanto la parte più profonda del riempimento non è stata attraversata (vedi Pozzi Castelvoturno 1 e 3 in IPPOLITO & alii., 1973a) o è stata raggiunta ma non datata (Pozzo Trecese 1). In ogni caso, i terreni più antichi riconosciuti in queste perforazioni sono da ascrivere al Pleistocene inferiore.

Sulla base di considerazioni di carattere geomorfologico regionale è possibile affermare che l'individuazione del graben è avvenuta successivamente al modellamento di una paleosuperficie di età compresa tra la fine del Miocene ed il Pliocene medio.

Ulteriori evidenze di carattere geologico inducono a considerare che il settore meridionale della Piana Campana si sia individuato più tardivamente rispetto agli altri, probabilmente in seguito ad un progressivo ampliamento in senso NW-SE del graben.

La porzione più superficiale del riempimento della Piana del Sarno è caratterizzata dalla presenza di livelli marini incontrati a diverse profondità durante alcune perforazioni poco profonde (Pozzo Sarno e Pozzo Castellammare di Stabia). Alcuni di questi livelli marini, probabilmente da ascrivere ad uno dei picchi massimi dell'ultimo interglaciale, si spingono fin sotto i rilievi bordieri più interni della Piana del Sarno.

La morfologia praticamente piatta della Piana del Sarno, dovuta sia all'assenza in affioramento di apprezzabili disturbi tettonici sia alla potente aggradazione piroclastica da parte dei prodotti vulcanici esplosivi

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

(\*\*) Pubbl. n. 43 del Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Napoli, eseguita con il contributo M.P.I. 40% 1985 (titolare del fondo prof. L. Laureti). Progetto: *Genesi ed evoluzione geomorfologica dell'Italia peninsulare ed insulare*.

dei distretti flegreo e vesuviano, ci ha indotto a compiere osservazioni geomorfologiche sui rilievi marginali della piana e più precisamente in due settori (Castellammare di Stabia - Gragnano e Sarno) dove è stato possibile ricostruire, in maniera sia pur sommaria, una successione degli eventi morfoevolutivi.

In entrambi i settori l'elemento morfologico più antico è rappresentato da lembi della paleosuperficie mio-pliocenica posti a varie quote fino a un massimo di 1 000-1 100 m s.l.m. La sua surrezione alle attuali quote è avvenuta attraverso almeno due fasi tettoniche, da collocare probabilmente tra il Pleistocene inf. e l'inizio del Pleistocene medio.

Dalle valli che dissecano le strutture realizzate da detti eventi tettonici fuoriescono depositi di conoide alluvionale ascrivibili a tre distinte fasi di deiezione separate da due periodi di reincisione e di troncamento frontale delle conoidi stesse. Il primo di questi è ipoteticamente collegato ad una fase di subsidenza della antistante piana, avvenuta probabilmente durante o alla fine del Tirreniano.

Le conoidi di seconda generazione, di età würmiana, non mostrano segni di tettonizzazione e sono troncate alla base da una falesia di età versiliana.

Osservazioni geomorfologiche condotte sulla porzione costiera della Piana del Sarno fanno ritenere che essa, nelle ultime migliaia di anni, abbia conosciuto una sostanziale stabilità tettonica.

TERMINI CHIAVE: *Pianura alluvionale costiera; Neotettonica; Geomorfologia; Appennino Meridionale.*

## PREMESSA

Il presente lavoro si inquadra in un progetto locale di ricerca sull'evoluzione geomorfologica della piana circumvesuviana, inserito a sua volta nel progetto nazionale di ricerca (finanziato con il 40% dei contributi del Ministero della P.I.) sulla Geomorfologia delle pianure dell'Italia peninsulare e insulare coordinato dal prof. P.R. FEDERICI dell'Università di Pisa.

Nell'ambito delle pianure peninsulari italiane, quelle costiere occupano senza dubbio l'estensione maggiore, soprattutto lungo il litorale tirrenico. Su questa fascia, che riceve l'apporto dei principali fiumi appenninici, le pianure campane si distinguono, oltre che per l'ampiezza della fronte marittima, anche per la profondità con cui penetrano nell'interno della penisola. Di esse, quella costruita dal Volturno, certamente più di quella del Sele. Inoltre, la particolarità della Piana Campana è esaltata dalla presenza di grandi apparati vulcanici (Roccamonfina, Campi Flegrei, Somma-Vesuvio) la cui attività è venuta ad incrociarsi con i processi della formazione della stessa pianura fino a modificarne notevolmente l'assetto idrografico, come nel caso della deviazione del corso del Volturno ad opera dello stesso Roccamonfina.

Un ulteriore motivo di interesse che la Pianura Campana presenta (specialmente nel settore sud-orientale) è costituito dalla notevole densità dell'insediamento umano che raggiunge valori tra i più alti del globo e la cui continuità, praticamente ininterrotta da circa 3 000 anni, ha prodotto profonde modificazioni alla situazione morfologica e idrologica originaria. Il carattere e l'estensione delle aree popolate pone inoltre seri problemi di tutela e di prevenzione in caso di fenomeni esondativi, che si aggiungerebbero in tal caso a quelli rappresentati dalla permanente possibilità di rischio vulcanico e sismico.

Scopo della presente ricerca è la ricostruzione degli eventi geomorfologici che hanno caratterizzato la genesi e l'evoluzione della pianura circumvesuviana, intesa geograficamente come l'area compresa tra le pendici settentrionali dei Monti Lattari, dei Picentini occidentali e gli apparati vulcanici flegreo e vesuviano. Essa si articola localmente in settori abbastanza ben definiti, sia fisicamente che antropicamente, quali il cosiddetto agro nocerino-sarnese, l'agro nolano ed il bacino dei Regi Lagni. Nell'ambito della ricerca in programma, anche al fine di consentire un maggiore approfondimento delle osservazioni, l'area considerata si limiterà ai primi due settori ed alla sezione del bacino dei Regi Lagni situata ad Est dell'Autostrada del Sole.

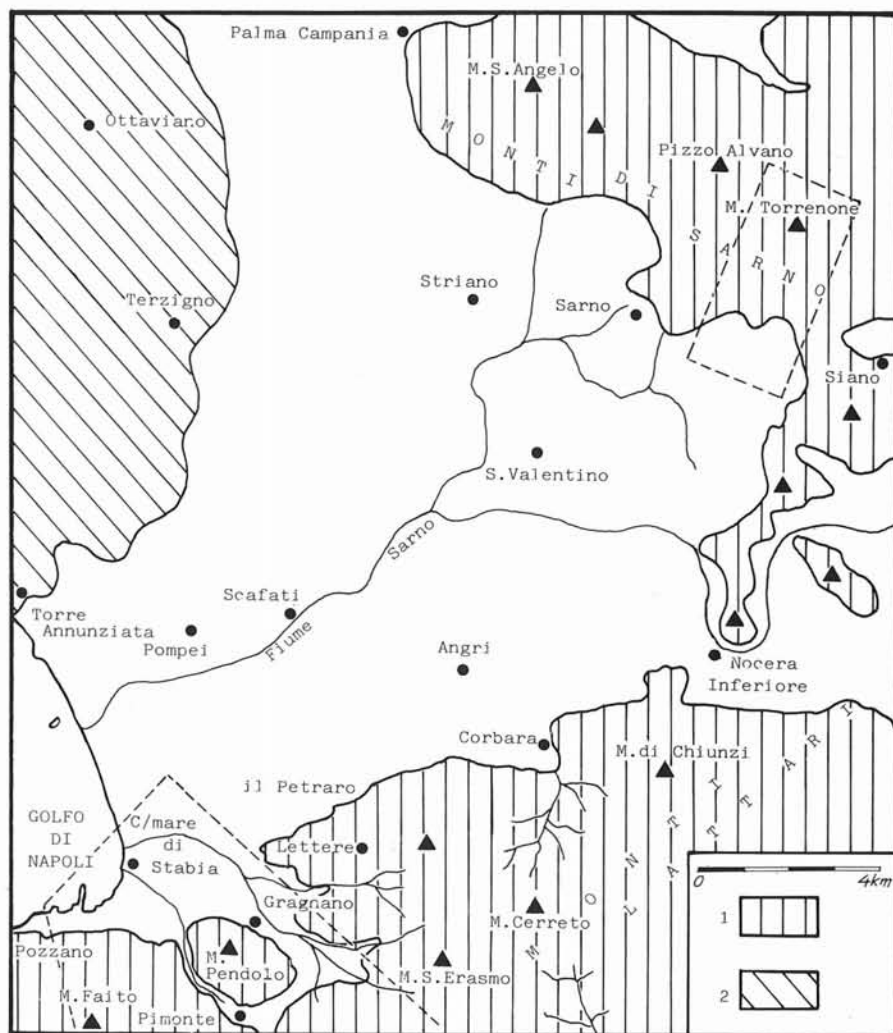
La ricerca dovrebbe orientarsi essenzialmente nelle seguenti direzioni: inquadramento geologico e geomorfologico dell'area considerata; ricostruzione delle trasformazioni verificatesi ad opera dell'uomo in epoca storica, specialmente nei riguardi della rete idrografica; analisi del fenomeno della esondabilità attraverso la ricostruzione degli eventi passati e lo studio dei rischi attuali.

## 1. LA PIANA DEL SARNO: SITUAZIONE GEOGRAFICA

Topograficamente, la Piana del Sarno presenta una forma romboidale con i vertici nella direzione dei quattro punti cardinali. I due lati orientali sono limitati dalla base dei rilievi carbonatici della Penisola Sorrentina (M. Lattari) e dall'estremo margine occidentale dei M. Picentini (M. di Sarno). Il lato di NW è costituito dalle falde dell'apparato vulcanico somma-vesuviano, mentre quello sud-orientale dal tratto di costa tirrenica compreso tra Torre Annunziata e Castellammare di Stabia. In particolare, il vertice Nord coincide con la località di Ponte Tirrone sulla ferrovia Sarno-Nola, dove praticamente si chiude l'isoipsa dei 50 m che circonda tutta la piana; essa si apre ancora in corrispondenza del vertice orientale dove si estende l'abitato di Nocera Inferiore e dove si verifica la confluenza fra i torrenti Solofrana e Cavaiole. In questo punto il piano campagna oscilla fra i 35 e i 40 m di quota.

Altimetricamente i limiti orientali della piana coincidono sovente, come poco fa accennato, con le isoipse ora dei 50 ora dei 25 m, mentre sul lato vesuviano queste due isolinee appaiono assai distanziate, raccordandosi del resto la pianura stessa assai gradualmente ai fianchi del cono vesuviano. Da quest'ultimo, peraltro, varie colate laviche di epoche diverse (1764, 1834, 1906, 1929) sono scese a lambire direttamente la piana fra Boscotrecase e Terzigno. Per il resto, tutta la piana si mantiene al di sotto dei 25 m di quota. In particolare il corso del Fiume Sarno si sviluppa in posizione mediana rispetto alla piana secondo un asse orientato da SW a NE, almeno nel tratto inferiore, lungo il quale esso sale regolarmente da 0 a 15 metri circa di quota. Di conseguenza la pianura presenta, nel complesso, una doppia pendenza convergente verso tale asse mediano.

FIG. 1 - La Piana del Sarno ed i suoi rilievi bordieri: 1) rilievi carbonatici dei Monti Lattari e dei Monti di Sarno; 2) Edificio vulcanico del Somma-Vesuvio. Le aree delimitate da linee tratteggiate indicano i settori rappresentati nelle figg. 8 e 10.



Estesa complessivamente poco meno di 200 km<sup>2</sup>, la piana del Sarno costituisce infine un'area di elevato popolamento con valori medi della densità che oscillano fra i 1 500 e i 2 500 ab/km<sup>2</sup>. L'eccezionale fertilità dei suoli vulcanici che la ricoprono, infatti, ha sempre favorito le attività agricole, attualmente inserite in un contesto fondiario caratterizzato dalla piccola proprietà coltivatrice.

## 2. CARATTERI GENERALI DELL'IDROGRAFIA

Oltre ai suoli e alle condizioni climatiche, la notevole disponibilità idrica costituisce un altro importante elemento favorevole all'agricoltura di questo territorio che peraltro ricade pressoché interamente dentro i limiti del bacino idrografico del Fiume Sarno. Questo corso d'acqua, lungo solo 24 km e le cui sorgenti si trovano nei dintorni dell'omonima cittadina, alle falde del Pizzo d'Alvano (quota 1 133 m, la massima culminazione dei Picentini occidentali), ha un bacino relativamente ampio, esteso per circa 380 km<sup>2</sup> e che comprende a sua volta, oltre al territorio

della piana, l'articolato solco vallivo percorso dal Torrente Solofrana che scende dalla conca di Solofra, nel cuore dei Picentini sud-occidentali. Scarso è tuttavia l'apporto di quest'ultimo corso d'acqua, depauperato com'è in gran parte dagli usi irrigui e potabili dei numerosi comuni che esso attraversa e nei quali è compresa una popolazione di circa 70 mila persone in prevalenza dedita alle attività agricole e industriali (concia e lavorazione delle pelli), queste ultime, per l'appunto, forti consumatrici d'acqua.

Le sorgenti del Solofrana del resto registrano una portata massima di circa 20 l/s, mentre assai più copiose sono quelle che sgorgano nei dintorni di Sarno e che alimentano direttamente il fiume omonimo nel suo tratto pianeggiante: complessivamente circa 3 m<sup>3</sup>/s. Più che lo scarso contributo del Torrente Cavaiola, che scende dal solco di Cava attraversando le due Nocere, è proprio l'apporto di queste sorgenti, unitamente a molte altre che drenano i soprastanti rilievi carbonatici, culminanti nel già ricordato Pizzo d'Alvano, che alimenta il corso principale del Fiume Sarno fino alla foce insieme con gli stessi canali che ne solcano la piana. Alla stazione idrometrica di Scafati, infatti, le portate non scendono mai sotto gli 8 m<sup>3</sup>/s nem-



meno in estate, mentre si mantengono in media attorno ai 10 m<sup>3</sup>/s (RUGGIERO, 1942).

L'intensità dei prelievi a scopo irriguo e motorio che si verifica anche lungo il tratto in pianura del fiume, è a sua volta bilanciata dal cospicuo contributo di ricche falde idriche, di cui sono stati individuati vari ordini nel sottosuolo della pianura, mentre un livello freatico con inclinazione minore del piano campagna alimenta numerosi rigurgiti superficiali, generalmente attivi a un mese di distanza dalle ultime precipitazioni.

Gli acquiferi al di sotto della piana impregnano generalmente orizzonti sabbiosi grossolani in alternanza a livelli torbosi e a strati tufacei e di materiale piroclastico, almeno fino a una profondità di circa 30 m, come risulta da sondaggi eseguiti dalla FONDEDILE tra Sarno e Striano in corrispondenza dello svincolo autostradale (D'APONTE, 1975-1976). Peraltro, le pratiche irrigue utilizzano, specialmente sulla sinistra del fiume e del Canale di Nocera, o del Cavaiola, l'acqua dei numerosi pozzi, mentre nel resto della pianura l'approvvigionamento idrico è assicurato dalla fitta rete di canali artificiali derivati dal fiume e dalle sue sorgenti.

## 2.1 CENNI SULLA STORIA DELLE BONIFICHE

La notevole portata del fiume e la regolarità del suo regime ne avevano fatto, fin dall'antichità, una attiva via navigabile che, secondo STRABONE, metteva in collegamento il porto di Pompei con Nocera ed Acerra. La ripresa dell'attività vulcanica vesuviana agli inizi dell'era volgare, dovette interrompere, se effettivamente esisteva, un collegamento idrografico tra la Piana del Sarno e il territorio nolano e, al tempo stesso, con l'ostruzione da parte dei prodotti effusivi della foce del Sarno, porre comunque un serio ostacolo alla navigabilità del fiume, cui era legata la fioritura commerciale di Pompei.

Ancora nel Medio Evo la navigabilità del fiume costituiva un fattore importante per l'economia della piana, come prova la costruzione di canali artificiali, come quello detto dell'Imperatore, che convogliava il traffico di legname proveniente dai Monti Picentini. Sempre nel Medio Evo comincia ad infittirsi la rete irrigua a servizio delle attività agricole, stimulate dalla vicina Abbazia di Cava.

Un radicale intervento di bonifica, reso necessario dalla frequenza del ristagno delle acque lungo tutto il corso del fiume, privo di adeguate arginature, venne approntato solo agli inizi del secolo scorso (1805-1811) con la costruzione del Canale di Nocera.

Nella seconda metà del secolo scorso vennero realizzate le arginature del fiume insieme con un sistema di controfossi di scolo, mentre veniva riattata la diga di Scafati per la derivazione del Canale Bottaro, già innalzata dal Conte ALFONSO III DI CELANO nel 1629, per l'azionamento dei mulini sulla riva destra del fiume. Alla riattivazione dei vecchi fossi si è anche aggiunta la costruzione di 18 vasche di decantazione delle acque torrentizie per consentirne l'utilizzazione a scopo irriguo. Attualmente il bacino

del Sarno è sotto il controllo del Consorzio di Bonifica dell'Agro Nocerino-Sarnese.

Sull'evoluzione idrografica recente del bacino sarnese-solofrano e in particolare sulla storia delle trasformazioni idrologiche avvenute in tempi storici si tornerà con una trattazione separata.

## 3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLA PIANA CAMPANA

La pianura costiera del Sarno rappresenta la porzione meridionale dell'estesa Piana Campana, la quale occupa il fondo di una depressione strutturale limitata a SE dalla dorsale Monti Lattari-Penisola Sorrentina, a N e a NE dai Monti di Caserta e dalla dorsale del Partenio e dai margini più occidentali dei Picentini, a NW dalla dorsale del Monte Massico (fig. 2). Sul lato occidentale questa depressione, nota come «graben campano», risulta aperta verso il bacino tirrenico. Le dorsali bordiere sono costituite da potenti successioni carbonatiche mesozoiche, ascrivibili alle unità della Piattaforma Campano-Lucana e della Piattaforma Abruzzese-Campana, tettonicamente sovrapposte. Sui rilievi carbonatici si rinvengono piccoli lembi della originariamente estesa copertura di sedimenti terrigeni miocenici, solitamente limitati alle aree strutturalmente depresse all'interno delle dorsali (DE BLASIO & *alii*, 1981; IPPOLITO & *alii*, 1973a; PESCATORE & SGROSSO, 1973; SGROSSO, 1974).

I bordi della Piana Campana sono marcati da evidenti linee tettoniche di importanza regionale (DI NOCERA & *alii*, 1976) orientate prevalentemente in direzione appenninica (NW-SE) ed antiappenninica (NE-SW e occasionalmente secondo direzioni prossime alla E-W (fig. 2), la cui espressione morfologica è data da ripidi versanti di faglia aggettanti sulla piana per diverse centinaia di metri, fino ad un massimo complessivo di circa 1 500 m (APRILE & *alii*, 1978).

La struttura sepolta al di sotto del riempimento del graben campano, come desunta dai dati di prospezioni geofisiche e di pozzi profondi (APRILE & ORTOLANI, 1979; BALDI & *alii*, 1976; CAMELI & *alii*, 1975; CARRARA & *alii*, 1974; FINETTI & MORELLI, 1974; IPPOLITO & *alii*, 1973a; OLIVERI DEL CASTILLO, 1966; ORTOLANI & APRILE, 1978; 1985), evidenzia che il top del substrato calcareo è generalmente caratterizzato da un andamento a gradinata di faglie dirette ribassanti i blocchi verso il centro della piana e verso il Tirreno (fig. 3). I maggiori sprofondamenti del substrato sono stati valutati intorno ai 5 000 m dal piano campagna; il rigetto massimo complessivo delle gradinate di faglia perimetrali è quindi stimabile intorno ai 6 500 m.

Connessa alle principali strutture tettoniche e ubicata in corrispondenza delle massime depressioni del substrato, è la massiccia presenza del vulcanismo flegreo-ischitano e vesuviano di stirpe potassica, i cui prodotti affioranti sono ascrivibili al Pleistocene sup. ed all'Olocene (CAPALDI & *alii*, 1985 a). Alcuni pozzi profondi eseguiti nell'area com-

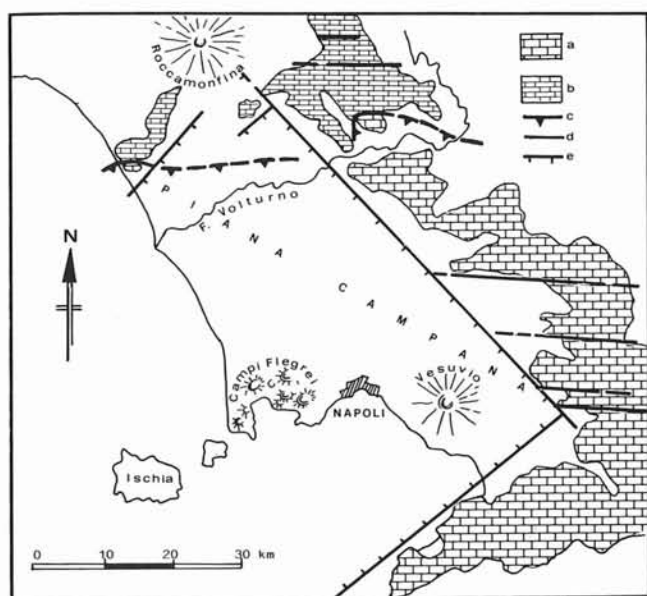


FIG. 2 - Schema strutturale della Piana Campana (da ORTOLANI & APRILE, 1978 ridis.): a) rilievi carbonatici ascrivibili alla Piattaforma Campano-Lucana; b) rilievi carbonatici ascrivibili alla Piattaforma Abruzzese-Campana; c) sovrascorrimento; d) lineamenti tettonici miocenici riattivati durante il Plio-Pleistocene; e) principali faglie bordiere del «graben campano».

presa fra i Campi Flegrei e il Fiume Volturno (IPPOLITO & alii, 1973 a) hanno messo in evidenza la presenza di formazioni basaltiche e andesitiche potenti fino ad alcune migliaia di metri riferibili a magmi di serie orogenica (DI GIROLAMO & alii, 1976). Esse sono state interpretate (APRILE & ORTOLANI, 1979; ORTOLANI & APRILE, 1985) come legate ad apparati vulcanici sepolti ed in parte eteropici della spessa coltre di sedimenti marini, alluvionali e vulcanici che costituisce il riempimento del graben campano.

Circa l'età di questo riempimento, gli unici dati dispo-

nibili sono quelli che provengono dallo studio dei pozzi Castelvolturmo 1 e Castelvolturmo 3 (IPPOLITO & alii, 1973 a) i quali si sono spinti per circa 3 000 m di profondità in sedimenti che non superano l'Emiliano.

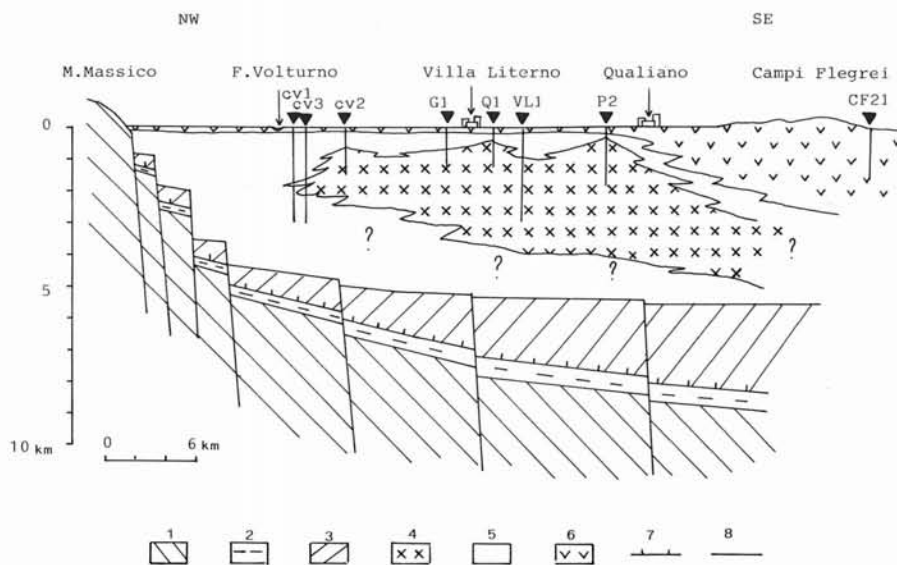
Questo dato consente di stimare in non meno di 2 mm/anno, il ritmo medio della sedimentazione in quest'area durante il Quaternario; tale valore, vista la sostanziale costanza di facies, può essere ritenuto indicativo anche del ritmo medio di subsidenza.

Considerazioni di carattere geomorfologico regionale (BRANCACCIO & alii, 1987) fanno ritenere che l'individuazione dei graben peritirrenici campani sia avvenuta posteriormente al modellamento di una paleosuperficie presente in lembi sui rilievi bordieri e la cui formazione è probabilmente da comprendere fra il Miocene sup. e il Pliocene superiore.

Per quanto riguarda più strettamente la Piana del Sarno precisiamo che essa è delimitata a S dalla dorsale carbonatica dei Monti Lattari-Penisola Sorrentina, a NE da quella dei Monti di Sarno (Picentini occidentali) e a NW dal complesso vulcanico del Somma-Vesuvio. I rilievi carbonatici sopra menzionati sono costituiti da un insieme di blocchi monoclinali variamente dislocati e ruotati ma prevalentemente immergenti verso i quadranti settentrionali. Queste strutture sono definite da un fitto reticolo di faglie dirette, generalmente subverticali, a forte risposta morfologica. Le loro orientazioni preferenziali (fig. 4) sono quelle tipiche della Neotettonica plio-pleistocenica dell'Appennino Campano-Lucano (APRILE & alii, 1978), anche se talvolta sono riattivati lineamenti diretti circa E-W e N-S riferibili ad eventi tettonici miocenici (ORTOLANI, 1978).

Recenti indagini geofisiche (BARBERI & alii, 1980; LA TORRE & alii, 1982) hanno permesso di ricostruire nelle grandi linee l'andamento del top del substrato calcareo al di sotto del potente riempimento sedimentario e vulcanico del graben (fig. 5). Esso è caratterizzato da un reticolo

FIG. 3 - Sezione geologica interpretativa attraverso la porzione settentrionale e centrale del «graben campano» (da ORTOLANI & APRILE, 1978): 1) unità carbonatiche della Piattaforma Abruzzese-Campana; 2) terreni marnosi ed argillosi; 3) unità carbonatiche della Piattaforma Campano-Lucana; 4) vulcaniti basaltiche ed andesitiche; 5) depositi alluvionali quaternari e, verso il basso nelle parti più depresse, probabili terreni pliocenici e miocenici; 6) depositi alluvionali e piroclastici recenti; 7) sovrascorrimento di età tortoniana; 8) faglie dirette recenti. Lettere e cifre sopra i triangoli rappresentano le sigle dei pozzi.



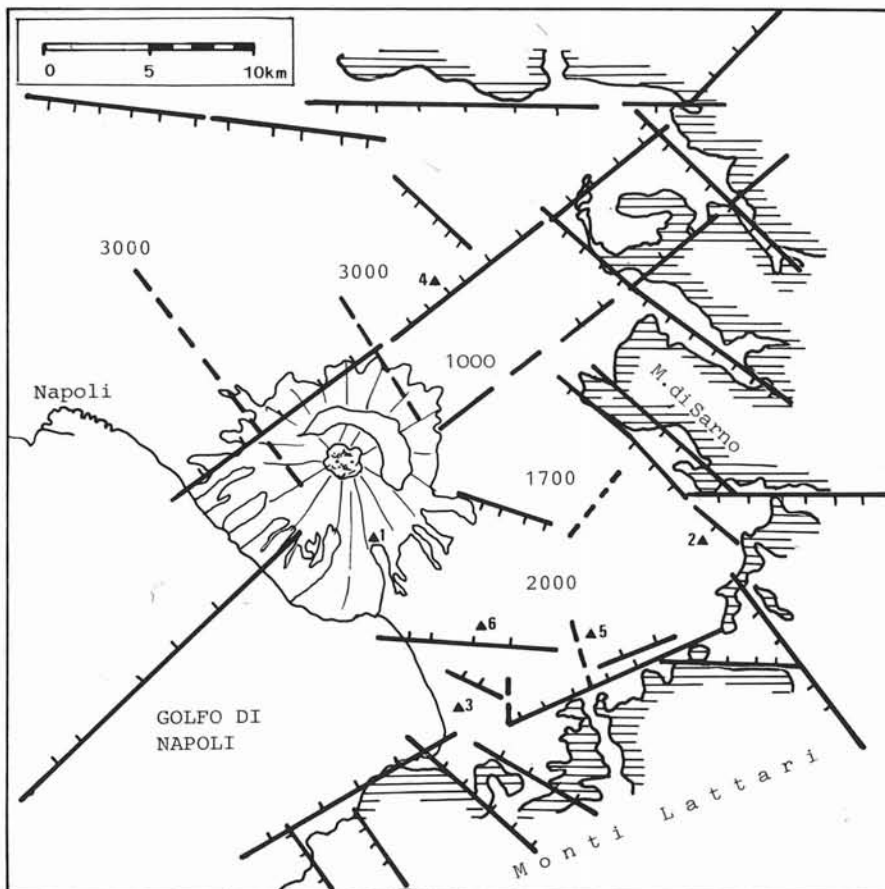


FIG. 4 - Principali lineamenti tettonici della porzione meridionale della Piana Campana (da LA TORRE & *alii.*, 1982, ridis.). Le cifre indicano la profondità (in metri) del basamento carbonatico, il tratteggio il perimetro dei rilievi bordieri. I triangolini danno l'ubicazione dei sondaggi citati nel testo: 1) Pozzo Trecase; 2) Pozzo Sarno; 3) Pozzo Castellammare di Stabia; 4) Pozzo Marigliano; 5) Pozzo Angri; 6) Pozzo Pompei. Le linee a tratto grosso indicano le principali faglie e fratture dei rilievi marginali alla piana e del suo basamento.

di faglie dirette, ciascuna con rigetti di diverse centinaia di metri, che individuano una serie di blocchi variamente articolati il cui andamento generale, a gradinata di faglie, risulta in uno sprofondamento crescente dai bordi verso il centro della piana, dove si raggiungono profondità di circa 2 000 m. Questo settore più depresso, che si allunga verso W al di sotto del Somma-Vesuvio, è delimitato verso mare da un alto monoclinale la cui espressione morfo-

logica in superficie è rappresentata dall'isolotto calcareo di Rovigliano. La suddetta struttura positiva, insieme all'ostacolo rappresentato da un probabile complesso vulcanico ubicato al di sotto dell'odierno edificio del Somma-Vesuvio (vedi oltre), ha probabilmente ostacolato la dispersione verso mare degli apporti clastici e vulcanici che andavano colmando questo tratto della Piana Campana.

Un altro importante dato emerso dalle indagini geo-

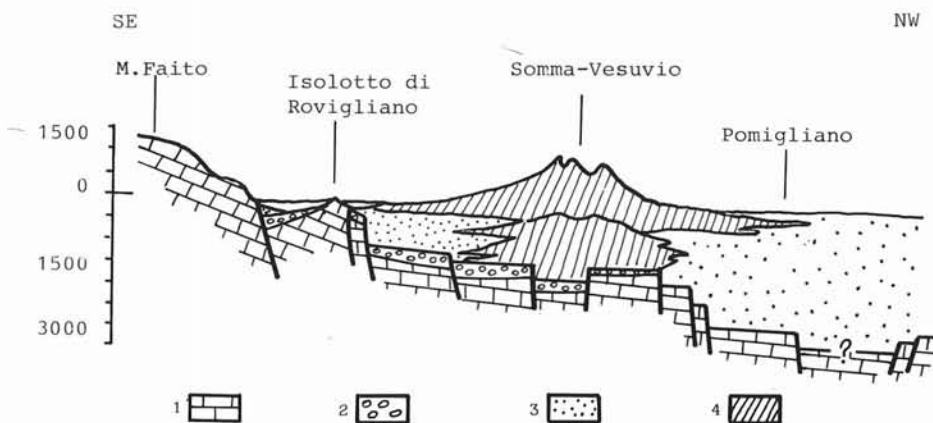


FIG. 5 - Sezione geologica attraverso la porzione meridionale della Piana Campana (da LA TORRE & *alii.*: 1982 modif.): 1) substrato carbonatico mesozoico; 2) conglomerati ad elementi calcarei; 3) depositi quaternari prevalentemente alluvionali e di mare sottile; 4) edifici vulcanici.

fisiche è la presenza di un lineamento antiappenninico che, a livello di substrato carbonatico, crea una scarpata fra la depressione della Piana del Sarno e quella, ben più profonda, dell'area napoletana-volturnina (fig. 4).

#### 4. IL RIEMPIMENTO DEL GRABEN DELLA PIANA DEL SARNO

Nell'area del Sarno i dati del sondaggio geotermico Tre-case 1, perforato dall'AGIP alle pendici meridionali del Vesuvio (BALDUCCI & *alii*, 1983; BERNASCONI & *alii*, 1981), sembrano indicare che la subsidenza di questo settore del graben campano sia cominciata più tardi. Infatti, la Stratigrafia del riempimento (fig. 6) risulta caratterizzata, dall'alto verso il basso, da prodotti continentali essenzialmente vulcanici (lave e piroclastiti) per una potenza di circa 400 m, seguiti da una successione prevalentemente marina con sedimenti clastici e tuffici spessa circa 1 000 m ed infine da un intervallo a sedimentazione continentale e/o transizionale rappresentato da sedimenti clastici grossolani fino alla profondità di circa 1 800 m, alla quale è stato rinvenuto il top del substrato calcareo. La base dell'intervallo marino, come risulta da indagini biostratigrafiche condotte su nannoplacton calcareo (BALDUCCI & *alii*, 1983; BERNASCONI & *alii*, 1981) ha una età compresa fra 0,9 e 1,1 milioni di anni che risulta in accordo con i dati di paleomagnetismo (fig. 6). Come gli stessi Autori riconoscono, la datazione radiometrica che indica una età di circa 270-300 mila anni per la parte medio-bassa dell'intervallo marino, è da ritenere poco attendibile in quanto in palese contrasto con tutte le altre determinazioni cronologiche effettuate.

Essendo indeterminata l'età dei conglomerati continentali, presenti al letto della successione marina, non è possibile definire quando quest'area ha assunto caratteri di pianura subsidente. Se ci si limita ad estrapolare all'intera successione di riempimento il ritmo medio di sedimentazione calcolabile per la parte medio-alta (circa 1,2 mm/anno) si ottiene una età di circa 1,3 milioni di anni. Questo valore va, a nostro avviso, ritenuto approssimato per difetto, sia perché in altri punti della Piana del Sarno il pacco sedimentario è più potente e, quindi, potrebbe includere termini più antichi di quelli presenti nel pozzo *Tre-case 1*, sia perché la serie attraversata da questo sondaggio potrebbe essere lacunosa. Non è tuttavia da escludere l'ipotesi che l'inizio della subsidenza nell'area della Piana del Sarno sia avvenuto tardivamente rispetto alle aree centrali della Piana Campana, il che potrebbe indicare un progressivo ampliamento del graben verso Sud-Est a spese dei rilievi bordieri. D'altro canto, le osservazioni geomorfologiche, da noi condotte lungo i margini interni della intera Piana Campana hanno evidenziato una maggiore maturità dei versanti di faglia nel settore settentrionale rispetto a quello meridionale.

Tornando ad esaminare la natura del riempimento del graben del Sarno, va osservato che la parte più alta della successione riscontrata nel pozzo *Tre-case 1* non è rappre-

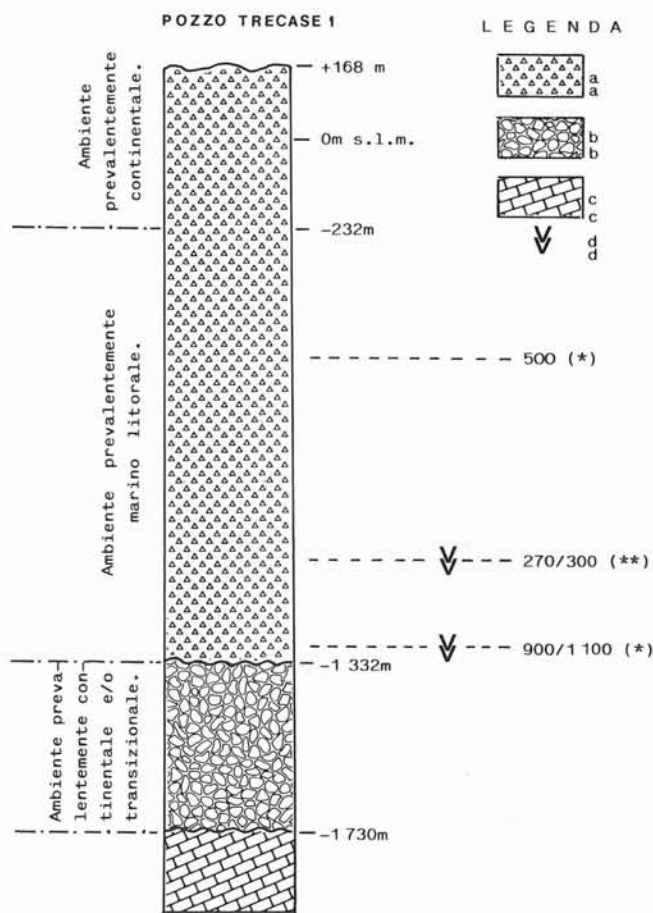


FIG. 6 - Colonna stratigrafica del Pozzo *Tre-case 1* (da BALDUCCI & *alii*, 1983 e BERNASCONI & *alii*, 1981 ridis.): a) vulcaniti e vulcanoclastiti; b) conglomerati ad elementi calcarei; c) substrato carbonatico mesozoico; d) livelli che hanno rivelato polarità magnetica invertita. Le cifre seguite da un asterisco rappresentano età (in migliaia di anni) ottenute su basi biostratigrafiche; quelle seguite da due asterischi rappresentano età (in migliaia di anni) ottenute con metodo K/Ar su campioni di lave.

sentativa dell'intera piana in quanto essa attraversa, nelle prime centinaia di metri, l'edificio del Somma-Vesuvio e, più in basso, i prodotti relativi ad apparati vulcanici più antichi, alcuni dei quali emessi in ambiente subacqueo.

L'assenza di altre perforazioni profonde ubicate in altre zone della piana non ci consente di far luce sulle variazioni laterali della intera successione di riempimento. Ciò è invece possibile per il primo centinaio di metri, disponendo di diverse stratigrafie di pozzi attraverso le quali è possibile indagare sulle tappe più recenti della evoluzione paleogeografica e tettonica di questa pianura.

Sondaggi eseguiti a Marigliano (DE ANGELIS, 1882), Angri e Castellammare di Stabia (D'ERASMO 1931), a Pompei (BASSANI & GALDIERI, 1908) e a Sorrento (DE GENNARO & STANZIONE, 1969) segnalano la presenza di depositi marini fossiliferi a partire da circa 25 m sotto il livello del mare.

Essi sono ricoperti da depositi continentali prevalentemente vulcanici, di potenza variabile in accordo con la



quota del piano campagna, all'interno dei quali si intercalano depositi alluvionali sempre ricchi di materiale piroclastico e, nei pozzi ubicati in prossimità dei rilievi carbonatici, alternati a conglomerati di conoide.

La presenza del Tufo Grigio Campano o ignimbrite campana (BARBERI & *alii*, 1978; DI GIROLAMO, 1968), in questo intervallo continentale sommitale, permette di fissare tra 28 000 e 35 000 anni BP l'età minima di quest'ultima pronunciata ingressione marina, la quale si spinse fin sotto i rilievi bordieri del graben.

Questi dati di letteratura hanno trovato recentemente conferma nelle stratigrafie di alcuni pozzi geognostici trivellati dall'impresa SO.RI.GE. durante i lavori per la costruzione di una linea ferroviaria delle FF.SS. nella zona fra Sarno e Nocera Inferiore (fig. 7). Di uno di essi abbiamo recentemente reperito una campionatura sulla quale è stato avviato uno studio paleoecologico e delle datazioni assolute ( $C^{14}$  su conchiglie e  $Th^{230}/U^{238}$  su *Cladocora*) che ci consentiranno di inquadrare cronologicamente questi depositi marini. Sulla base della loro posizione stratigrafica ed altimetrica è possibile al momento ipotizzare che i depositi marini in questione sono da riferire o ad un inter-

stadio würmiano (essendo più antichi del Tufo Grigio Campano si tratterebbe, con ogni probabilità, dell'interstadio Würm I - Würm II) o ad uno dei picchi trasgressivi dell'ultimo interglaciale.

Riteniamo più probabile che i depositi marini presenti a -25 metri siano tirreniani anziché würmiani, in quanto quest'ultima alternativa comporterebbe ammettere un sia pur leggero sollevamento dell'area nel corso degli ultimi 45 000 anni, visto che le risalite glacioeustatiche degli interstadi würmiani non furono tanto marcate (GIRESSE & DAVIES 1981). Questo tipo di comportamento tettonico, sebbene non impossibile, appare in contrasto con la generale tendenza alla subsidenza della piana e non trova riscontro in evidenze geomorfologiche di superficie.

Pozzi geognostici perforati nella porzione più costiera della Piana del Sarno (fig. 7) riportano evidenze di ingressioni marine più recenti e meno marcate (esse non si spinsero più all'interno di Pompei), la più antica delle quali è probabilmente da ascrivere ad uno dei picchi glacioeustatici della trasgressione olocenica.

I suoi depositi di spiaggia si incontrano infatti a quote che vanno da alcuni metri sotto il livello del mare fino a circa +2 m e sono inoltre collocati a valle di una falesia che taglia alla base alcune conoidi sicuramente würmiane presenti nel settore tra Castellammare di Stabia e Gragnano (CINQUE & RUSSO, 1986).

L'ingressione versiliana non si spinse molto all'interno sulla Piana del Sarno (fig. 9) in quanto nel periodo regressivo würmiano questa aveva subito una forte aggradazione soprattutto ad opera della potente coltre ignimbritica del Tufo Grigio Campano (spessa fra i 20 ed i 50 m), nonché delle piroclastiti emesse durante le principali eruzioni esplosive del Somma-Vesuvio.

##### 5. OSSERVAZIONI GEOMORFOLOGICHE SULL'EVOLUZIONE DEI RILIEVI BORDIERI DELLA PIANA DEL SARNO

A causa del netto prevalere dei fenomeni di aggradazione piroclastica, che sono responsabili della porzione più superficiale del riempimento del graben, la Piana del Sarno risulta morfologicamente piatta tanto che alla base dei versanti marginali più interni, posti a 17 km dalla costa, essa raggiunge appena i 20 m di quota. Questo, grazie anche allo scarsissimo apporto solido del Fiume Sarno, il quale si origina da grosse sorgenti (con portata complessiva di circa  $3,0 \text{ m}^3/\text{s}$ ) ubicate al margine interno della piana stessa. Ma la mancanza di articolazioni verticali di questa pianura sta anche ad indicare che essa non ha subito, in tempi relativamente recenti, movimenti tettonici surrettivi, anzi, probabilmente essa ha registrato una generale subsidenza ben compensata dagli accumuli piroclastici sia in giacitura primaria sia rimaneggiati in ambiente fluviale *l.s.* Ciò nonostante, osservazioni geomorfologiche condotte sul tratto costiero della piana (CINQUE & RUSSO, 1986) fanno ritenere che nel corso delle ultime migliaia di anni l'area abbia assunto una sostanziale stabilità tettonica.

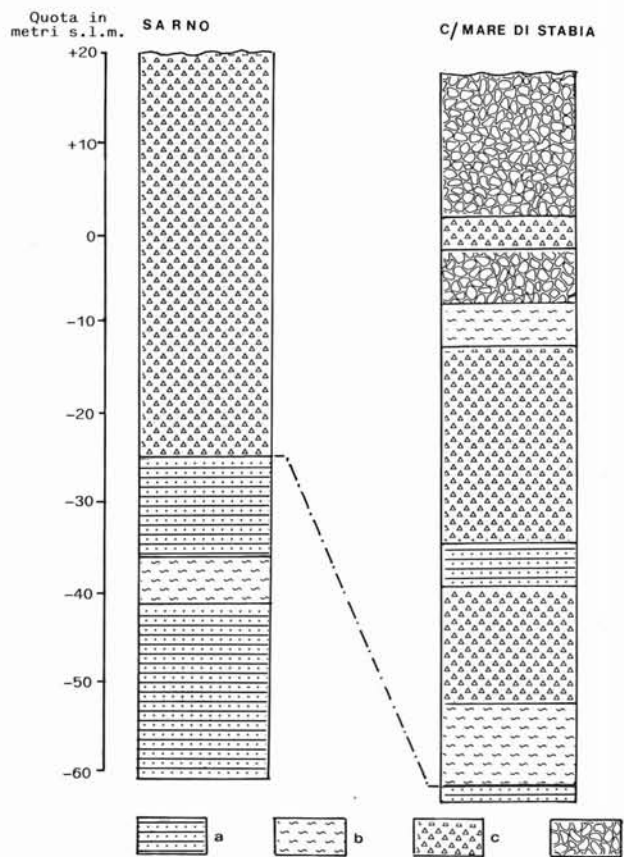


FIG. 7 - Colonne stratigrafiche semplificate di due pozzi perforati nei pressi di Sarno e di Castellammare di Stabia (quest'ultima è tratta da D'ERASMO, 1931): a) sabbie di ambiente marino litorale; b) limi e torbe di ambiente palustre e lagunare; c) piroclastiti, talora rimaneggiate, di ambiente subaereo; d) ghiaie e conglomerati di conoide alluvionale.



A causa della pressoché totale piatezza della pianura, e della monotonia delle formazioni superficiali, le indagini fin qui condotte non sono risultate di alcuna utilità ai fini della ricostruzione della sua evoluzione. Questa potrà essere chiarita, almeno nelle sue linee essenziali, solo attraverso l'esame di dati di sottosuolo la cui raccolta e reinterpretazione è stata appena avviata. Più efficaci si sono invece rivelate alcune osservazioni condotte lungo i versanti marginali dei rilievi bordieri, le quali consentono di individuare delle successioni di eventi morfoevolutivi che fanno luce, anche se in modo indiretto, sulla storia evolutiva di questo settore della Piana Campana.

Limitandoci a descrivere le situazioni osservate nelle località più dense di elementi utili, illustriamo le successioni di eventi morfoevolutivi da noi ricostruite nelle zone di Gragnano-Castellammare di Stabia e di Sarno.

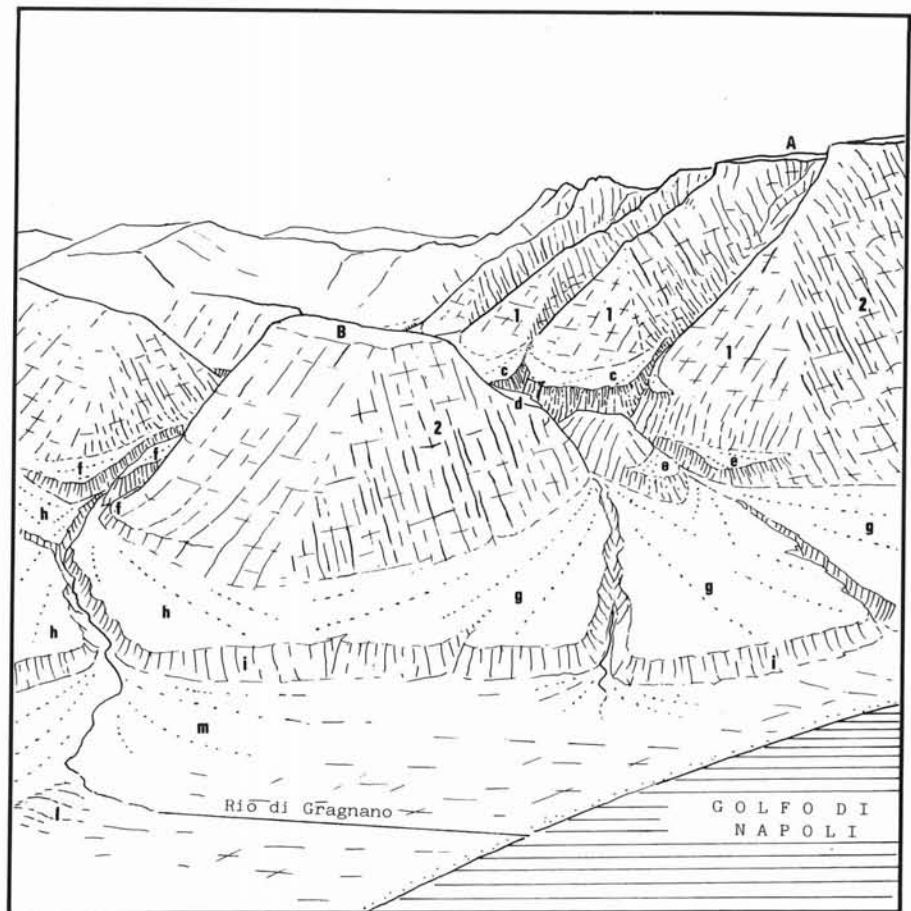
### 5.1 SETTORE DI GRAGNANO-CASTELLAMMARE DI STABIA

L'elemento morfologico più antico che si riconosce in questa zona è rappresentato da lembi di superfici d'erosione, molto evolute, a luoghi discordanti con la stratificazione, presenti in posizione sommitale sui blocchi monoclinali carbonatici di M. Faito, M. Cerreto e M. Pendolo (fig. 8). Essi sono ascrivibili, sulla base di conoscenze di carattere regionale, alla paleosuperficie mio-pliocenica modellatasi prima dell'inizio della Neotettonica surrettiva.

In seguito ad una prima fase di tettonizzazione, tale paleosuperficie viene smembrata e dislocata a varie altezze. Nell'area in esame appartiene a questa fase il versante di faglia che separa il blocco di M. Faito da quello di M. Pendolo. Esso ha un'altezza di 6-700 m e conserva alla base ampie faccette triangolari, separate da ripidi impluvi torrentizi, che rappresentano i relitti di un originario versante di faglia a profilo rettilineo evoluto secondo il meccanismo dello *slope replacement* (BRANCACCIO & alii, 1979).

Dopo questo evento tettonico, sul fondo della depressione d'angolo di faglia compresa fra il M. Faito ed il M. Pendolo si accumularono falde e coni detritici, provenienti dal modellamento del versante di faglia appena descritto, che attualmente formano piccoli terrazzi intorno ai 450 m di quota. Ad esse sembra racciordarsi la spianata in roccia che, all'incirca alle stesse quote, si rinviene lungo il versante meridionale del M. Pendolo. In questa fase la depressione in oggetto doveva essere più estesa verso NW in quanto il versante di faglia orientato all'incirca W-E, che attualmente la limita su questo lato, ne tronca i depositi di riempimento e giustifica la loro profonda reincisione regressiva. Esso va dunque imputato ad una seconda

FIG. 8 - Schizzo geomorfologico del settore di Castellammare di Stabia - Gragnano (per l'ubicazione dell'area vedi Fig. 1). A) lembo di paleosuperficie di Monte Faito; B) lembo di paleosuperficie di Monte Pendolo; c) falde detritiche e coni alluvionali della «sella di Pimonte»; d) ripiani in roccia di quota 450 m; e) relitti della conoide di Quisisana; f) relitti della conoide di Gragnano 1; g) conoidi alluvionali di Scanzano; h) conoide alluvionale Gragnano 2; i) falesia versiliana; l) cordone costiero di Bottaro-Pioppaino; m) conoide alluvionale di epoca storica; 1) faccette triangolari del versante di faglia che individuò la sella di Pimonte; 2) versante di faglia che tronca la sella di Pimonte.



fase tettonica, cui forse si accompagnò un sollevamento generalizzato dei M. Lattari. Alla correlativa fase di reincisione della sella di Pimonte, seguì un nuovo periodo di forte produzione detritica che alimentò la crescita di una nuova serie di conoidi di deiezione. Nella zona di Castellammare di Stabia esso è testimoniato dai relitti della «conoide di Quisisana» e, ad E di M. Pendolo, dalla «conoide Gragnano 1» che si prosegue verso monte in un potente (fino a quasi 100 m di spessore) sovralluvionamento conglomeratico che risale per alcuni chilometri nelle testate vallive. Questi depositi alluvionali sono costituiti da conglomerati a clasti carbonatici grossolani ben stratificati, fortemente cementati da calcite e con scarsissima matrice. Tanto a Quisisana che a Gragnano di queste antiche conoidi si conserva solo la porzione apicale essendo troncate frontalmente oltre che reincise longitudinalmente.

Incastrate «a cannocchiale» in questi depositi si trovano gli apici di una ulteriore generazione di conoidi alluvionali («conoidi di Scanzano» e «conoide di Gragnano 2»). Esse sono costituite da alternanze di banchi di piroclastiti e ghiaie calcaree ricche di matrice di origine vulcanica. Tale formazione ha uno spessore affiorante di circa 50 m e presenta intercalato nella parte media depositi del Tufo Grigio Campano. Situazioni analoghe a quelle di Castellammare di Stabia e Gragnano si ritrovano anche più ad Ovest lungo la costiera sorrentina e precisamente nei dintorni di Pozzano e Vico Equense.

Le conoidi di Scanzano e di Gragnano 2 risultano anch'esse troncate frontalmente da una scarpata alta fino a 50 m che si segue dalla periferia occidentale di Castellammare fino alla località «Il Petrarò». Essa è interpretabile come una falesia modellatasi durante una ingressione marina olocenica che penetrò all'interno della piana fino a circa 3 km dall'odierna linea di costa (fig. 8).

Una nuova generazione di conoidi alluvionali caratterizzate da un profilo abbastanza depresso e da depositi di natura prevalentemente piroclastica si incastra in quella precedentemente descritta. Essa si è sviluppata in epoca protostorica e storica in quanto i suoi prodotti ricoprono l'antico cordone dunare di Pioppaino-Bottaro che è più recente della citata falesia versiliana e non anteriore al VI sec. a.C. (CINQUE & RUSSO, 1986).

Come si vede gli indizi disponibili per questa area marginale della Piana del Sarno ci consentono di delineare con una certa precisione la cronologia relativa ed il tipo degli eventi morfoevolutivi. Risulta invece oscura l'età assoluta di molte delle tappe di questa evoluzione.

In effetti gli unici eventi dei quali è precisabile, entro certi limiti, l'età sono quelli verificatisi a partire dalla fase di deiezione che produsse le conoidi di Scanzano e di Gragnano 2, le quali possono attribuirsi al medio e tardo Würm, per la presenza del Tufo Grigio Campano (età 30 000 anni circa) interstratificato ai depositi di conoide.

Le conoidi tronche di Quisisana e Gragnano 1 sono probabilmente da ritenersi anteriori all'inizio dell'ultimo periodo di vulcanismo nell'area napoletana, che sulla base delle datazioni assolute a tutt'oggi disponibili (CAPALDI & *alii*, 1985 a) risale a circa 130 000 anni fa (prime attività

di Ischia). A conforto di questa attribuzione cronologica si può considerare che le conoidi conglomeratiche che dai M. Lattari scendono sulla sella di Cava dei Tirreni, e che presentano forti analogie morfologiche e sedimentologiche con quelle di Quisisana e Gragnano 1, sono da ritenere certamente anteriori al Tirreniano in quanto le alluvioni che il Torrente Bonea ha deposto a Vietri sul Mare mentre le reincideva, sono tagliate da una piattaforma di abrasione marina (CINQUE, 1986) che può essere correlata alle tracce dell'alto glacioeustatico di 129 000 anni BP dato in altri punti della costiera amalfitana (BRANCACCIO & *alii*, 1978).

L'età degli eventi tettonici responsabili dell'individuazione prima e del troncamento poi della «sella di Pimonte» non è precisabile a causa della mancanza di formazioni associate che siano in qualche modo databili. Si può tuttavia osservare che i relativi versanti di faglia hanno un grado di maturità morfologica che è quello tipico, per litologie simili e per l'Appennino Meridionale, di lineamenti del Pleistocene inf. e del Pleistocene medio.

L'esistenza di una terza fase neotettonica potrebbe essere invocata per spiegare, con un ribassamento della piana lungo le preesistenti faglie bordiere, il troncamento frontale delle conoidi della generazione Gragnano 1. Sebbene questa situazione potrebbe essere anche imputata ad uno smantellamento della parte distale delle conoidi operato dal mare durante una risalita glacioeustatica, l'ipotesi che chiama in causa ribassamenti tettonici sembra essere in migliore accordo con le altre evidenze geomorfologiche che segnalano una subsidenza protratta fino al Pleistocene sup.

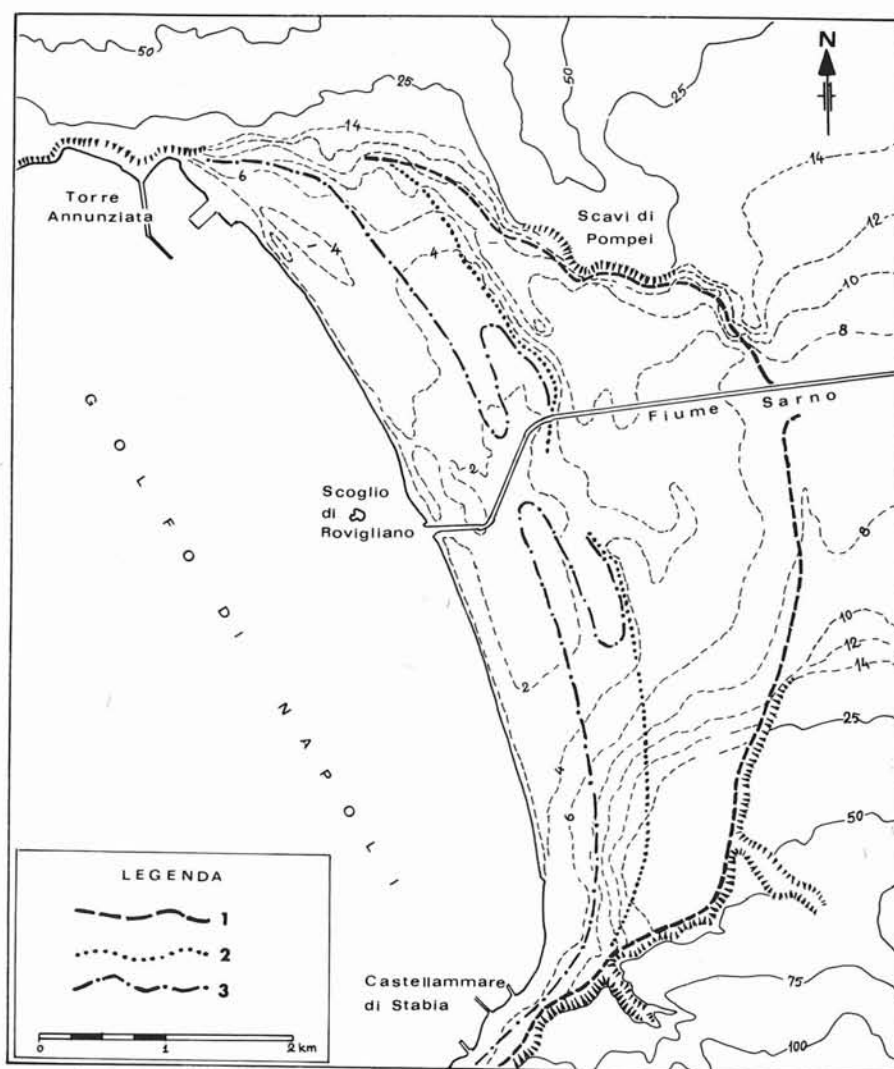
Si possono infine escludere movimenti tettonici lungo i bordi in epoca successiva alla crescita delle conoidi Gragnano 2 e Scanzano in quanto la loro fisiografia deposizionale originaria non risulta turbata da scarpate di faglia e la loro reincisione può essere imputata esclusivamente all'incremento di gradiente creato dalla falesia versiliana ed alla aumentata capacità erosiva dei corsi d'acqua nel post-glaciale (principalmente legata alla forte diminuzione del rifornimento detritico da parte dei versanti).

## 5.2 SETTORE DI SARNO

I versanti di faglia che limitano i Monti di Sarno verso la omonima piana sono generalmente privi di evidenze geomorfologiche che denotino policiclicità tettono-erosionale, anche se l'alternarsi planimetrico di tratti a diversa maturità morfologica e variamente orientati fa ritenere che l'attuale perimetro strutturale della piana non derivi da un unico evento tettonico. Solo nel settore che si estende fra Sarno e Siano è osservabile un versante di faglia diretta, orientato in direzione circa N-110 E, che consente il riconoscimento, lungo lo stesso profilo, di almeno due fasi di sollevamento del massiccio.

Anche in questo settore, come nella dorsale dei M. Lattari, l'elemento morfologico più antico è rappresentato da un lembo della paleosuperficie mio-pliocenica, qui posto intorno a 800 m di quota (fig. 10). Nella parte bassa del

FIG. 9 - Antichi tracciati costieri della Piana del Sarno (da CINQUE & RUSSO, 1986 ridis.): 1) linea di costa all'epoca della massima ingressione versiliana; 2) linea di costa di epoca protostorica; 3) linea di costa del primo secolo d.C.



versante si riconoscono dei relitti triangolari, risalenti alla fase di recessione e regolarizzazione della scarpata che si presentano infatti «rivestiti» da potenti falde detritiche cementate la cui stratificazione inclina di una trentina di gradi. A quote variabili fra i 170 ed i 200 m queste breccie risultano tagliate da una superficie debolmente inclinata verso valle che può raccordarsi lateralmente ad una analoga spianata che a circa quota 180 m taglia i calcari di un blocco ribassato.

Dalle incisioni torrentizie che separano i relitti triangolari e che dissecano anche i ripiani erosionali, si dipartono delle conoidi alluvionali a notevole componente piroclastica che risultano reincise per una ventina di metri nella porzione apicale. La profondità di queste incisioni si attenua gradualmente verso valle fino ad annullarsi al debutto sulla pianura, alla quale le conoidi appaiono perfettamente raccordate. In effetti i depositi ghiaiosi di queste conoidi si immergono con piccolo angolo al di sotto della pianura ove essi risultano coperti dalle più recenti formazioni piroclastiche, in giacitura primaria e colluvionate.

Per la presenza di intercalazioni riferibili al Tufo Grigio Campano e, verso l'alto della successione, della For-

mazione di Sarno (una eruzione pliniana del Somma-Vesuvio datata  $22\ 500 \pm 1\ 000$  anni BP; CAPALDI & *alii*, 1985 b) queste conoidi sono da correlare a quelle già descritte di Gragnano 2 e di Scanzano, e sono da attribuire al medio e tardo Würm. È probabile che esse siano cresciute in due distinte fasi di deiezione, forse separate da una fase di reincisione interstadiale, ma allo stato attuale delle indagini ciò non appare evidenziato, forse per il fatto che l'ultima fase di crescita ha completamente coperto le forme deposizionali ed erosionali precedenti.

L'evoluzione ricostruibile sulla base della situazione fin qui descritta prevede una prima fase dislocativa che solleva il blocco del M. Torrenone di circa 600 m rispetto alla piana costiera. Dalla recessione della scarpata di faglia, in contesto climatico «periglaciale», nasce un versante a profilo rettilineo coperto da una falda detritica stratificata. Una risalita del livello di base del versante (aggradazione sulla piana e/o risalita del livello marino in un interglaciale successivo) innescò l'erosione di un raccordo concavo che taglia la base della falda detritica. Una successiva fase di sollevamento del massiccio calcareo porta alle quote attuali



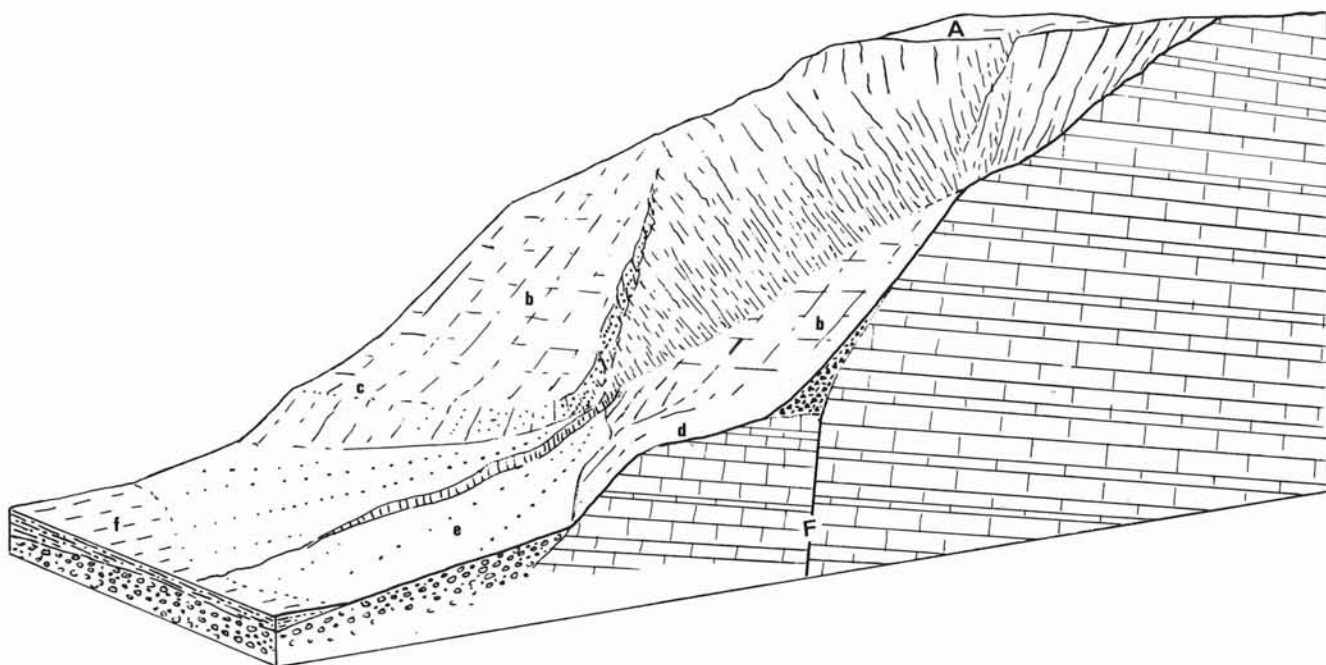


FIG. 10 - Schizzo geomorfologico del versante meridionale del Monte Torrenone, presso Sarno: A) lembo di paleosuperficie; b) relitti triangolari del versante legato alla faglia F; c) paleo-raccordo erosionale tagliato nelle brecce di versante; d) spianatina in roccia raccordabile all'elemento «c»; e) conoide würmiana; f) piana alluvionale odierna.

(circa 200 m) questi antichi raccordi e ne innesca la reincisione. Da queste valli si ha infine, nel corso del Würm, la deiezione delle conoidi che si espandono sulla piana e si accrescono anche grazie al contributo di carico solido dato dalle grosse eruzioni esplosive del Somma-Vesuvio e dei Campi Flegrei. Con il miglioramento climatico olocenico si ha una nuova fase di aggradazione sulla pianura e sulle parti basse delle conoidi mentre le loro parti apicali vengono reincise dalle acque, oramai non più sovraccariche, dei torrenti.

Anche in quest'area si propongono seri problemi sulla cronologia degli eventi riconosciuti. Qui la mancanza di conoidi del tipo di quelle «pre-tirreniane» di Quisisana e Gragnano 1 impoverisce ulteriormente il quadro di riferimento cronologico e rende difficili le correlazioni fra i due settori di indagine.

### 5.3 TENTATIVO DI CORRELAZIONE FRA I DUE SETTORI

In via largamente ipotetica si possono ritenere coeve, o grosso modo tali, le prime e più forti dislocazioni verticali evidenziate nelle due aree. Ciò troverebbe conferma anche nella analogia morfologica che accomuna i relativi versanti di faglia.

Volendo invece correlare gli episodi che in entrambe le località si qualificano come una seconda e più modesta fase di sollevamento dei massicci bordieri, ci si imbatte nella difficoltà di dover spiegare la presenza, a Sarno, di una

sola generazione di conoidi successivamente a tale sollevamento, mentre nell'area di Gragnano esso è stato seguito da due distinte fasi di deiezione, separate da un periodo di reincisione favorito da una ripresa di forte subsidenza della piana o semplicemente dallo smantellamento marino della parte media e distale delle conoidi antiche. L'assenza nei Monti di Sarno di conoidi «pre-tirreniane» in affioramento potrebbe spiegarsi ammettendo che in quell'area, più interna, della piana non si sia risentita questa ipotizzata ripresa della subsidenza o, alternativamente, che essa non sia stata raggiunta dall'ingressione marina che invece smantellò le conoidi antiche di Gragnano 1 e Quisisana. Venendo così a mancare (o ad attenuarsi) la fase di incisione interposta, le conoidi würmiane non si sarebbero sviluppate a valle di quelle più antiche ma le avrebbero ricoperte. Un'analogo meccanismo evolutivo sembra aver funzionato anche allo sbocco della Valle di Corbara presso Anagni, ai piedi dei Monti Lattari, circa a metà strada fra i due settori a confronto.

Le correlazioni sopra tracciate sono da considerarsi come preliminari e andranno vagliate alla luce di ulteriori evidenze che eventualmente scaturiranno dalle osservazioni geomorfologiche ancora in corso sia sui medesimi settori che in altre aree della piana.

### CONCLUSIONI

Sulla base dei dati e delle considerazioni esposte nei paragrafi precedenti, l'evoluzione a lungo termine della Pia-

na del Sarno risulta fortemente controllata dagli eventi tettonici distensivi responsabili della individuazione e del successivo sviluppo del graben campano.

Nei due settori di indagine considerati (settore di Castellammare di Stabia-Gragnano e settore di Sarno) è stata evidenziata l'esistenza di almeno due importanti «fasi» tettoniche surrettive pleistoceniche cui riteniamo di dover far corrispondere altrettante fasi di approfondimento del graben. Una terza e più modesta ripresa della subsidenza della piana, non accompagnata da sensibili sollevamenti degli alti bordieri, potrebbe riconoscersi nel troncamento frontale delle conoidi di Gragnano 1 e Quisisana (probabilmente anteriori all'ultimo interglaciale) e nel ribassamento dei depositi di spiaggia (probabilmente tirreniani) incontrati a partire da — 25 m sotto il livello del mare in alcune perforazioni effettuate sulla piana. L'esistenza di quest'ultimo episodio tettonico sembra suffragato dalla mancanza di tracce dell'alto glacioeustatico di 130 000 anni BP lungo quella parte della costiera sorrentina che si allinea sul prolungamento della faglia bordiera che margina a Sud la Piana del Sarno. Chiare tracce morfologiche di detto alto glacioeustatico tirreniano caratterizzano al contrario il versante amalfitano della Penisola Sorrentina (BRANCACCIO, 1968; BRANCACCIO & *alii*, 1978) e si trovano a quote che fanno escludere sensibili sollevamenti di questa struttura dopo i 130 000 anni BP.

Le conoidi di deiezione che discendono dai rilievi calcarei sulla Pianura sono riferibili al medio ed alto Würm e non presentano segni di tettonizzazione pur cavalcando i principali lineamenti strutturali bordieri. Anche le quote alle quali si rinvergono i depositi di spiaggia olocenici (CINQUE & RUSSO 1986) testimoniano una sostanziale stabilità tettonica della piana nel corso delle ultime migliaia di anni.

#### BIBLIOGRAFIA

- 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, Prog. Fin. Geodin.
- APRILE F. & ORTOLANI F. (1979) - *Sulla struttura profonda della Piana Campana*. Boll. Soc. Nat. Napoli, 88
- BALDI P., CAMELI G.M., D'ARGENIO B., OLIVERI DEL CASTILLO A., PESCATORE T., ROSSI M. & TORO B. (1976) - *Geothermal research in Western Campania (Southern Italy). A revised interpretation of the Quiliano-Parete structure*. Symp. Geot. Volc. Medit. Area, Athenes.
- BALDUCCI S., VASELLI M. & VERDIANI G. (1983) - *Exploration well in the Ottaviano permit, Italy, Trecase 1*. Eur. Geot. Update, 3<sup>rd</sup> Intern. Sem., Munich, 29 Nov.-1 Dic., 407-418.
- BARBERI F., CIOPPI D., GHELARDONI R., NANNINI R., SOMMARUGA C. & VERDIANI G. (1980) - *Integrated geothermal reconnaissance of the Somma-Vesuvius system*. 2<sup>nd</sup> Intern. Sem. Results E.C. Geot. Energy Res., Strasbourg 1980.
- BARBERI F., INNOCENTI F., LIRER L., MUNNO R., PESCATORE T. & SANCROCE R. (1978) - *The Campanian Ignimbrite: a major Prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy)*. Bul. Volcanol., 41, 1-22.
- 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.
- BASSANI F. & GALDIERI P. (1908) - *La sorgente minerale di Valle di Pompei: Relazione geologica*. Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, ser. 2, 14, U.M..
- BERNASCONI A., BRUNI P., GORLA L., PRINCIPE C. & SBRANA A. (1981) - *Risultati preliminari dell'esplorazione geotermica profonda nell'area vulcanica del Somma-Vesuvio*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 237-240.
- BRANCACCIO L. (1968) - *Genesi e caratteri delle forme costiere nella Penisola Sorrentina*. Boll. Soc. Geol. It., 77, 247-274.
- BRANCACCIO L., CAPALDI G., CINQUE A., PECE R. & SGROSSO I. (1978) - *Th 230/U238 dating of corals from a Tyrrhenian beach in Sorrentine Peninsula*. Quaternaria, 20, 175-183.
- BRANCACCIO L., CINQUE A. & SGROSSO I. (1979) - *Forma e genesi di alcuni versanti di faglia in rocce carbonatiche: il riscontro naturale di un modello teorico*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, ser. 4, 46, 1-21.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., SCARPA R. & SGROSSO I. (1981) - *Evoluzione neotettonica e sismicità in Penisola Sorrentina e in Baronia (Campania)*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 145-149.
- 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)*. Geog. Fis. Dinam. Quat., 10,47-55.
- CAMELI G.M., RENDINA M., PUXEDDU M., ROSSI A., SQUARCI P. & TAFFI L. (1975) - *Geothermal research in Western Campania (Southern Italy): geological and geophysical results*. 2<sup>nd</sup> U.N. Symp. Develop. Use Geot. Res., S. Francisco, 1975.
- CAPALDI G., CIVETTA L. & GYLLOT P.Y. (1985 a) - *Geochronology of Plio-Pleistocene volcanic rocks from Southern Italy*. Rend. Soc. Ital. Min. Petrol., 4, 25-44.
- CAPALDI G., GYLLOT P.Y., MUNNO R., ORSI G. & ROLANDI G. (1985 b) - *The Sarno Formation: the major plinian eruption of the Somma-Vesuvius*. I.A.V.C.E.I. Scientific Assembly, Giardini-Naxos (Italy), September 16-21, 1985.
- CARRARA E., IACOBUCCI F., PINNA E. & RAPOLLA A. (1974) - *Gravity and magnetic survey of the Campanian volcanic area, Southern Italy*. Boll. Geof. Teor. Appl., 15, 57.
- CINQUE A. & RUSSO F. (1986) - *La linea di costa del 79 d. C. fra Oplonti e Stabia nel quadro dell'evoluzione olocenica della Piana del Sarno (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., 105, 111-121.
- CINQUE A. ed. (1986) - *Guida alle escursioni geomorfologiche: Penisola Sorrentina, Capri, Piana del Sele e Monti Picentini*. Riun. Ann. Gr. Naz. Geogr. Fis. Geomorf., Amalfi 1986. Pubbl. 33 Dip. Sc. Terra, Univ. Napoli.
- D'APONTE T. (1975-1976) - *La Piana del Sarno. Le trasformazioni dell'assetto territoriale*. Mem. Geogr. Econ. Antrop., Napoli. n. ser., 11, 155.
- D'ERASMO G. (1931) - *Studio geologico dei pozzi profondi della Campania*. Boll. Soc. Natur., Napoli.
- DE ANGELIS G. (1882) - *Il pozzo di Marigliano*. Ripubblicato da: il «Corriere del Farmacista», Napoli 1959.
- DE BLASIO I., LIMA A., PERRONE V. & RUSSO M. (1981) - *Nuove vedute sui depositi miocenici della Penisola Sorrentina*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 57-70.
- DE GENNARO M. & STANZIONE D. (1969) - *Stratigrafia di alcuni pozzi profondi della Penisola Sorrentina*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli, ser. 4, 36.
- DI GIROLAMO P., ORTOLANI F. & PAGLIUCA S. (1987) - *L'area flegrea nel quadro strutturale della fascia tirrenica dell'Appennino Campano*. Convenz. Ric. Univ. Napoli-Reg. Campania «Bradisismo e fenomeni connessi», Mem. Scient. del 3<sup>o</sup> trim., Gennaio 1987, Napoli.
- DI GIROLAMO P. (1968) - *Petrografia del Somma-Vesuvio: le serie piroclastiche*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli, ser. 4, 35, 5-68.
- DI GIROLAMO P., NARDI G., ROLANDI G. & STANZIONE D. (1976) - *Occurrence of calc-alkaline two-pyroxene andesytes from deep bore-holes in the Phlegrean Fields. I: petrographic and petrochemical data*. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli, ser. 4, 43.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F. & TORRE M. (1976) - *La Tettonica messiniana nell'evoluzione della catena appenninica*. Atti Seminario «Il significato geodinamico della crisi di salinità del Miocene terminale nel Mediterraneo», Firenze 17 Febbr. 76.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1974) - *Esplorazione sismica a riflessione dei golfi di Napoli e Pozzuoli*. Boll. Geofis. Teor. App., 16.

- GIRESE P. & DAVIES P. (1981) - *High sea levels during the last glaciation. One of the most puzzling problems of sea level studies*. Quaternaria, 21, 211-236.
- IPPOLITO F., ORTOLANI F. & RUSSO M. (1973 a) - *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino Campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Mem. Soc. Geol. Ital., 12, 227-250.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T., & SANDONE P. (1973 b) - *Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino Meridionale*. Ist. Geol. Geof. Univ. Napoli, Pubbl. nuova serie, n. 15.
- LA TORRE P., NANNINI R. & SBRANA A. (1982) - *Geothermal exploration in Southern Italy: geophysical interpretation of the Vesuvian area*. 44<sup>th</sup> Meeting Eur. Ass. Explor. Geophys., Cannes, June 1982.
- OLIVERI DEL CASTILLO A. (1966) - *Considerazioni gravimetriche sul bacino eruttivo e sedimentario campano (anomalie residue di ordine n - 1)* - Ann. Osserv. Vesuv., ser. 6, 8.
- ORTOLANI F. & APRILE F. (1978) - *Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana a SE del Fiume Volturno*. Boll. Soc. Geol. Ital., 97, 591-608.
- ORTOLANI F. & APRILE F. (1985) - *Principali caratteristiche stratigrafiche e strutturali dei depositi superficiali della Piana Campana*. Boll. Soc. Geol. Ital., 104, 195-206.
- ORTOLANI F. (1978) - *Alcune considerazioni sulle fasi tettoniche mioceniche e plioceniche dell'Appennino Meridionale*. Boll. Soc. Geol. Ital., 97, 609-616.
- PESCATORE T. & SGROSSO I. (1973) - *I rapporti tra la Piattaforma Campano-Lucana e la Piattaforma Abruzzese-Campana nel Casertano*. Boll. Soc. Geol. Ital., 92.
- RUGGIERO P. (ed.) (1942) - *Le sorgenti italiane. Elenco e distribuzioni, Campania*. Min. LL.PP., Cons. Sup., Serv. Idr., 7, 742.
- SGROSSO I. (1974) - *I rapporti tra la piattaforma carbonatica campano-lucana e la piattaforma abruzzese-campana al Monte Massico (Caserta)*. Boll. Soc. Geol. Ital., 93.