

L'EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA DELLA PIANURA DEL FIUME VOLTURNO (CAMPANIA) DURANTE IL TARDO QUATERNARIO (PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE - OLOCENE)

P. Romano⁽¹⁾ - A. Santo⁽²⁾ - M. Voltaggio⁽³⁾ (*)

⁽¹⁾Dip.to di Scienze della Terra, Università "Federico II", Napoli

⁽²⁾Istituto di Geologia Applicata, Fac. di Ingegneria, Università "Federico II", Napoli

⁽³⁾C.N.R. - C. S. per la Geochimica Applicata alla Stratigrafia Recente,
c/o Dip.to di Scienze della Terra, Università "La Sapienza", Roma

RIASSUNTO. *L'evoluzione geomorfologica della pianura del fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene medio-superiore - Olocene)* - Il Quaternario, 7(1), 1994, 41-56 - Viene proposto un quadro dell'evoluzione geomorfologica della pianura costiera del fiume Volturno durante l'intervallo di tempo compreso fra la fine del Pleistocene medio e l'Olocene. Per la sua ricostruzione sono state utilizzate, oltre che dati di sezioni naturali, le stratigrafie provenienti da circa 600 sondaggi raccolti presso varie fonti (di cui i più profondi raggiungono i -150 m s.l.m.) e quelle ottenute da tre sondaggi a carotaggio continuo fatti eseguire nell'area. E' stata inoltre effettuata una datazione $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ su un livello fossilifero rinvenuto in un'altra perforazione. Il sottosuolo della piana risulta costituito da una successione di sei unità stratigrafiche che, dal basso, sono rappresentate da: sedimenti marini, datati al top 126.000 ± 11.000 a.B.P. (risultato della datazione Th/U del campione PT1) a cui viene correlato il terrazzo marino di Cancellò; prodotti piroclastici e lavici (a cui vengono correlati due affioramenti di pomici da caduta presenti alla base dei versanti calcarei che delimitano la pianura ad est) compresi cronologicamente fra 126.000 ± 11.000 e 42.000 a.B.P.; sedimenti marini e transizionali, correlati all'alto eustatico relativo dello Stadio isotopico 3, ed in particolare al *sub-stage* 3.3 datato fra 55.000 ± 50.000 a.B.P. (Martinsons *et al.*, 1987); Ignimbrite campana *Auct.*, di età compresa fra 42.000 e 27.000 a.B.P. (Scandone *et al.*, 1991); prodotti piroclastici, a luoghi rimaneggiati, derivanti dalle eruzioni ascritte dalla letteratura al 4° ciclo flegreo (Di Girolamo *et al.*, 1984); argille, limi e torbe di ambiente lagunare, di età olocenica (10.000 a. + attuale). La sedimentazione di queste unità è stata influenzata da un comportamento tettonico dell'area non omogeneo. L'intera pianura deve essere stata subsidente durante la prima metà del Pleistocene superiore, con tassi maggiori nel settore sud-occidentale che hanno consentito il permanere di un ambiente di sedimentazione marino seppure limitato, verso la fine di questo intervallo di tempo, dall'aggradazione piroclastica al solo settore centrale della piana. Nella seconda metà del Pleistocene superiore una netta diminuzione della subsidenza e la coincidente oscillazione glacioeustatica negativa consentono una emersione totale dell'area e lo sviluppo di una fase di erosione subaerea. Già in questo momento dell'evoluzione si riscontrano gli indizi di un sollevamento tettonico del settore bordiero nord-orientale della pianura, dell'entità di alcune decine di metri, che marcate evidenze morfologiche di superficie e alcuni dati archeologici consentono di ritenere attivo sino a tempi storici. Per contro, dal momento della messa in posto dell'ignimbrite campana (42.000 ± 27.000 a.B.P.) sembra che una sostanziale quiete tettonica caratterizzi l'area centrale-costiera della pianura. Questa è stata progressivamente invasa dalla trasgressione versiliana, che ha lasciato le sue tracce negli specchi d'acqua paludosi persistiti nell'area sino alla bonifica borbonica (XVIII secolo).

ABSTRACT.- *Geomorphological evolution of the Volturno River plain (Campania, central Italy) during late Quaternary times (middle-upper Pleistocene to Holocene).* - Il Quaternario, 7(1), 1994, 41-56 - The geomorphological evolution of the Volturno river coastal plain between Late Mid-Pleistocene and Holocene times has been reconstructed. The reconstruction is based on data from natural outcrops, data from ~ 600 existing boreholes drilled in the area and 3 new boreholes drilled in the area. The age model relies on $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating of fossiliferous layers present in the cores. The succession is made up of 6 stratigraphic units: (1) the lowermost is represented by marine sediments, the top of which is dated to 126 ± 11 kyr BP and has been correlated with the Cancellò terrace; (2) pyroclastic and lava deposits ranging from 126 ± 11 to 42 kyr BP and which have been correlated with 2 pumice outcrops located on the eastern edge of the Volturno plain; (3) transitional and marine deposits relating to isotopic substage 3.3, dating to 55 ± 50 kyr BP (Martinsons *et al.*, 1987); (4) Campanian Ignimbrite *Auct.* dating to 42 ± 27 kyr BP (Scandone *et al.*, 1991); (5) locally reworked pyroclastic deposits belonging to the IV Phlegrean period (Di Girolamo *et al.*, 1984); (6) clay, silt and peat layers of lagoonal environment of Holocene age (10 kyr BP onwards). Sedimentation has been influenced by non-homogeneous tectonics. During the first half of the Upper Pleistocene the whole area was subsiding, and at a higher rate in the southwestern sector; a marine environment lasted throughout the period in the central sector of the plain, despite pyroclastic aggradation. In the latter part of the Upper Pleistocene reduced subsidence and negative glacioeustatic fluctuation lead to total emersion of the plain; subaerial erosion dates to this period. Tectonic uplifting of some tens of metres in the northeastern edge of the plain also took place: morphological and archaeological data indicate continuation of uplifting well into historical times. The central and coastal parts of the plain have not been subjected to tectonic activity since the deposition of the Campanian Ignimbrite. This area was progressively invaded by the sea during the Versilian transgression, and marshes persisted in the area up until Borbonic reclamation during the 18th Century.

Parole chiave: Pleistocene medio-superiore, Olocene, geomorfologia, stratigrafia, tettonica, datazioni Th/U, Campania.
Key words: Upper - Middle Pleistocene, Holocene, geomorphology, stratigraphy, tectonics, Th/U dating, Campania.

(*) Il Dr. Voltaggio ha curato il paragrafo 3.5

1. INTRODUZIONE

La pianura del fiume Volturno (Fig. 1) occupa una delle ampie depressione strutturali in cui si articola il settore costiero della Campania, ed in particolare rappresenta la porzione settentrionale del "graben della Piana Campana". Il suo limite meridionale è segnato dagli edifici vulcanici dell'area flegrea e del Somma-Vesuvio (oltre i quali più a sud la Piana Campana prosegue nella pianura del F. Sarno); ad oriente e a nord è bordata da rilievi carbonatici mesocenoziocici e dall'edificio vulcanico del Roccamonfina.

La sua genesi e la sua evoluzione tettono-sedimentaria sono da anni oggetto di numerosi studi. Già in D'Erasmus (1931), attraverso lo studio di alcuni pozzi profondi sino a 180 m, vengono evidenziate alcune peculiarità di questa pianura, ovvero la sedimentazione marina che si instaura nell'area già dall'inizio del Pleistocene e che in seguito si accompagna all'attività vulcanica flegrea e vesuviana; l'aggradazione piroclastica e l'apporto terrigeno dei corsi d'acqua provocano via via l'instaurarsi di un ambiente lagunare sino alla "graduale colmataura del bacino". In Ippolito *et al.* (1973) e Aprile & Ortolani (1978) la depressione strutturale occupata dalla pianura è interpretata come un graben individuatosi in regime tettonico distensivo, dove le unità mesocenoziociche della catena appenninica sono ribassate a gradinata a profondità fra 3 e 5 km. In particolare Ippolito *et al.* (1973) individuano la genesi del graben come successiva alla fase tettonica traslativa del Pliocene inferiore; i dati biostratigrafici forniti da alcuni pozzi profondi (sino a 3000 m) indicano una sedimentazione marina (intercalata a episodi di ambiente salmastro) che si instaura nella pianura almeno dall'inizio del Quaternario e che è favorita da un notevole tasso di subsidenza.

Recentemente infine Ortolani & Pagliuca (1988) mettono in relazione lo sprofondamento di questa parte della catena con recenti fasi compressive, e alcuni studi di geomorfologia regionale (Brancaccio *et al.*, 1991) chiariscono alcune delle tappe fondamentali dell'evoluzione quaternaria della Piana Campana. Per il settore ora occupato dalla pianura del Volturno, questi ultimi propongono una età fine-pliocenica per l'iniziale impostazione di un basso strutturale (con un perimetro minore ed un limite interno più occidentale rispetto alla attuale fisiografia della pianura) caratterizzato da sedimentazione in ambiente marino. Quest'ultima domina ancora nel Pleistocene inferiore e medio, periodo durante il quale intense dislocazioni verticali, ribassando in varie riprese porzioni dei massicci carbonatici bordieri della pianura, ne determinano il progressivo ampliamento verso est, e la conseguente migrazione, nella stessa direzione, della linea di riva. L'intervallo Pleistocene superiore-Olocene, infine, sembra caratterizzato da una migrazione in senso inverso della linea di costa (verso ovest), evidentemente a causa di una riduzione del tasso di subsidenza e/o dei notevoli apporti di materiale piroclastico



Fig. 1- La piana del F.Volturno (da Reichenbach *et al.*, 1993). Le frecce delimitano l'area studiata. Sono evidenti gli apparati vulcanici di A) Roccamonfina; B) Campi Flegrei; C) Somma Vesuvio.

The Volturno river plain (from Reichenbach et al., 1994). Arrows show the studied area. The letters show volcanoes: A) Roccamonfina; B) Phlegrean Fields; C) Somma-Vesuvius.

stico provenienti dai limitrofi apparati vulcanici. Per questo intervallo vengono segnalati sedimenti marini relativi allo stadio 5 sepolti a circa -65 m s.l.m.; essi, rapportati alle profondità assolute (-25 m) cui si rinvenivano sedimenti coevi nella adiacente Piana del fiume Sarno (Barra *et al.*, 1991), indicano che la subsidenza recente dell'intero graben Campano si è esplicata con ritmi diversi e maggiori per l'area del Volturno. Studi recenti di dettaglio sulla sedimentazione olocenica nella pianura del Sarno dimostrano, inoltre, che in questo settore meridionale del "graben campano" la subsidenza è durata sino a tempi recenti (linee di riva versiliane e storiche sepolte fino a -4 m s.l.m.; Albore Livadie *et al.*, 1990; Cinque, 1991).

A grandi linee risulta che la pianura del Volturno ha conservato nel corso del Quaternario una sostanziale tendenza alla subsidenza che ha favorito il persistere della sedimentazione marina in tutta l'area. Lo studio, di cui si illustrano di seguito i risultati, ha avuto per obiettivo l'approfondimento dell'evoluzione tardo quaternaria di questa area (nell'intervallo di tempo compreso fra la fine del Pleistocene medio e l'Olocene), con l'intento di discriminare, all'interno di un apparente generale trend di subsidenza, periodi e/o settori dell'area a diverso comportamento tettonico.

2. FASI E METODI DI STUDIO

Preliminarmente è stata eseguita l'analisi dei dati forniti dai sondaggi che ha portato al riconoscimento di una successione di unità stratigrafiche. Allo studio delle stratigrafie dei sondaggi⁽¹⁾ e' stato affiancato il rilevamento sul campo, indirizzato alle aree a morfologia più articolata e, quindi, ai pendii perimetrali ed ai versanti dei rilievi carbonatici in aggetto sulla piana, alla cui base sono a volte conservate (perchè sollevate tettonicamente) le tracce degli episodi sedimentari più antichi, rinvenuti invece sepolti nella parte bassa della piana stessa.

Per la rappresentazione dei dati di sottosuolo e di superficie così ottenuti sono state costruite una carta geologico-geomorfologica (Tav. 1), varie sezioni geologiche di sintesi (Tav. 2) e delle carte delle principali superfici geologiche sepolte (Tav. 3 e 4). L'elaborazione di queste ultime è stata eseguita con un metodo di costruzione manuale (piuttosto che automatico) che potesse tenere conto e delle conoscenze stratigrafiche già acquisite e di criteri geomorfologici e geologici indispensabili per una costruzione più corretta di paleotopografie. E' stata, inoltre, elaborata una proiezione assonometrica delle sezioni geologiche (Tav. 5) che permette una visione di insieme della geologia dell'area.

La successione ricostruita, mediante reinterpretazione di stratigrafie di sondaggi già esistenti, è stata poi confrontata con le stratigrafie di tre sondaggi a carotaggio continuo (profondi rispettivamente 30, 80 e 20 m) fatti eseguire appositamente presso la costa (Villaggio Coppola). Questi ultimi, insieme ad altre parti di carote provenienti da alcuni sondaggi ubicati nelle aree più interne della pianura, hanno confermato la successione ricostruita e la posizione e gli spessori delle unità stratigrafiche.

Infine è stata eseguita una datazione radiometrica su alcuni frammenti di coralli (*Cladocora coespitosa*) rinvenuti in un livello fossilifero proveniente da un sondaggio ubicato presso S. Marcellino che ha fornito un *marker* cronologico alla successione degli eventi ricostruita.

3. GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DELLA PIANA

3.1 Evidenze di tettonica recente ai bordi della piana

L'analisi morfologica della pianura, eseguita con l'ausilio dell'analisi topografica e dell'aereofotointerpretazione, ha evidenziato alcune forme strutturali, particolarmente diffuse lungo il suo bordo settentrionale, che appaiono principalmente legate a faglie a direzione anti-appenninica e, subordinatamente, est-ovest (Tav. 1).

Alcune di esse, oltre che da un allineamento di scarpate o di anomalie idrografiche, sono segnate da particolari indizi morfologici. Si tratta di alcune depressioni circolari e di un alto domiforme che si riscontrano alla base del Monte Massico nell'area di affioramento dell'Ignimbrite campana (Fossa Barbata, Fossa del Ballerino, Lago di Carinola), e che verso nord-est si allineano con la Fossa dell'Annunziata e con i laghi di Vairano e di Le Corré (anch'essi di forma circolare ed impostati nel Tufo grigio). Le depressioni maggiori vengono interpretate dalla letteratura geologica (Scherillo *et al.*, 1965) come bocche vulcaniche esplosive connesse ad emissione di sole sostanze gassose; esse, insieme ad altre minori non segnalate dagli Autori, ricadono lungo una direttrice tettonica unica a direzione NE-SO dal cui movimento sembra essere stata innescata l'esplosione vulcanica.

Vi sono poi alcuni dati archeologici che rafforzano gli indizi di una recente attività tettonica presso Mondragone. Essi sono rappresentati dall'attuale posizione dell'insediamento storico di Sinuessa, antico porto della città omonima, roccaforte degli Ausoni e conquistata dai Romani intorno al III sec. a.C. I resti del porto e di altre strutture urbane sono sepolti sul fondale marino a largo di Mondragone a profondità che variano fra i -2 e -20 m s.l.m. in un'ampia area che si spinge sino a 300 m di distanza dall'attuale linea di costa e che in senso ad essa parallelo si estende per circa 7 km (Pagano, 1974); questa anomala posizione sembra anch'essa denotare movimenti differenziali attivi lungo il bordo settentrionale della piana sino a tempi storici. Altri indizi di tettonica recente sono visibili a sud del Lago Patria (settore meridionale della piana), dove una scarpata di faglia rettilinea alta circa 20 m limita verso sud il pendio impostato nei prodotti piroclastici flegrei e prelude alla pianura costiera di Cuma.

3.2 Le unità geologiche di superficie e le loro evidenze geomorfologiche

La pianura del Volturno si estende fra le quote di 0 e ± 80 m sl.m. (Tav. 1); in corrispondenza della fascia altimetrica compresa fra i ± 15 ed i ± 20 m è segnato il confine lito-morfologico fra l'area subpianeggiante, dove affiorano sedimenti lagunari e subordinatamente fluviali olocenici, ed i dolci pendii bordieri, costruiti durante il Quaternario recente dall'aggradazione piroclastica e, localmente, da colluvioni e detriti di falda pedemontani. Lungo la costa sono conservate le tracce di più cordoni dunari dei quali i più interni e meno conservati penetrano la pianura sino a due chilometri circa. I dati dei sondaggi e quelli del rilevamento di campagna hanno permesso di ricostruire con dettaglio le caratteristiche lito-stratigrafiche di queste unità geologiche affioranti, le quali, per comodità di esposizione, sono state denominate con dei numeri crescenti verso il basso stratigrafico (così come le unità stratigrafiche più profonde e presenti solo nel sottosuolo, che verranno descritte nei successivi paragrafi).

(1) I sondaggi sono stati raccolti presso varie fonti nel corso dello svolgimento dell'incarico P00529E del 20/4/88 affidato dall'ENEL alla SITEC, e di cui i Proff. L. Brancaccio e A. Cinque figurano fra i Responsabili Scientifici.

3.2.1 Unità 1 e 1a (Limi e sabbie oloceniche)

I sedimenti che affiorano nel settore centrale e sud-orientale della piana, denominati unità 1 (Tav. 1), risultano costituiti da un'alternanza irregolare di argille, limi, e letti di torba spessi sino a qualche metro. Sono presenti a luoghi lenti di ghiaie e di sabbie. Verso la costa questi litotipi passano in eteropia a sabbie uniformi, talora limose, contenenti spesso frammenti di gusci di molluschi (unità 1a), che verso l'alto danno luogo ai più ordini di cordoni dunari sopra descritti. Gli spessori complessivi di queste due unità variano da un massimo di 40 m nel settore centrale della piana sino ad alcuni metri presso i pendii bordieri, dove sfumano in corrispondenza dell'affiorare dei prodotti piroclastici. Le loro caratteristiche sedimentologiche e la loro estensione tridimensionale (cfr. sezioni geologiche di Tav. 2) sono indicative di un ambiente di sedimentazione di tipo transizionale, evolvente verso l'alto e verso ovest a sedimentazione marina ed eolica (1a). Verosimilmente queste condizioni si sono instaurate nell'area verso l'inizio della risalita eustatica olocenica culminata circa 5.500 anni fa con l'apice trasgressivo versiliano; infatti le profondità massime cui si rinviene la base dell'unità 1 in prossimità dell'attuale linea di costa (-40 m s.l.m.) corrispondono alla quota eustatica assoluta che il livello del mare raggiungeva circa 10.000 anni fa (Tooley, 1978). Tali condizioni di sedimentazione sono poi perdurate, almeno nella bassa piana, sino ai tempi della bonifica dell'area operata dai Borboni (XVIII secolo). La disposizione dei vari ordini dei cordoni dunari suggerisce un *trend* progradazionale della linea di costa, attivatosi a partire dalla regressione marina post-versiliana che ha assestato il livello del mare alle attuali quote. Durante le ultime migliaia di anni il Volturno, costretto a divagare lateralmente dalla quasi raggiunta stabilità del livello di base, ha costruito un tracciato tipicamente pensile (ben evidente dall'andamento delle curve di livello) ed un piccolo delta a cuspidato. I sedimenti ascrivibili a questa fase di deposizione fluviale sono rappresentati dai corpi lentiformi sabbioso-ghiaiosi presenti nella parte alta dell'unità 1 presso l'asse del Volturno (dato il loro esiguo spessore questi intervalli non sono stati evidenziati nelle sezioni geologiche). L'altro corso d'acqua principale che solca la pianura, oggi rappresentato dal canale di bonifica dei Regi Lagni (anticamente il fiume Clanio che discendendo dai monti di Avella sfociava nell'attuale Lago Patria), non ha risentito allo stesso modo di queste variazioni del livello di base e si è disperso negli specchi paludosi che hanno dominato nella piana sino alla bonifica, alla quale si deve, peraltro, la realizzazione del lungo canale artificiale.

3.2.2 Unità 2 (Piroclastiti flegree oloceniche)

Il pendio a pianta semicircolare compreso fra i ± 20 ed i ± 110 m s.l.m. che delimita a sud l'unità 1 è costituito nella sua parte superficiale da una successione irregola-

re di pozzolane, cineriti, piroclastiti sabbiose e pomicee, che verso la bassa piana si presentano prevalentemente rimaneggiate in ambiente lagunare e/o fluvio-palustre (unità 2) (Tav. 1). Questa successione poggia sulla formazione del Tufo Giallo Napoletano nell'estremità meridionale del pendio, mentre a nord di Giugliano, ed in tutta la restante area di affioramento, poggia direttamente sulla più antica formazione dell'Ignimbrite Campana *Auct.* Nel settore centrale della pianura, fino al Volturno, essa è sepolta dall'unità 1 (Tav. 2) e rappresenta le facies distali delle principali eruzioni flegree che hanno seguito l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano e che vengono ascritte dalla letteratura al 4° ciclo flegreo (Di Girolamo *et al.*, 1984; Bellucci *et al.*, 1990); la limitatezza delle descrizioni fornite dai sondaggi e la mancanza di significative esposizioni in affioramento non ha consentito, però, di riconoscere fra questi prodotti alcuna delle eruzioni-tipo relative a questo intervallo dell'attività vulcanica flegrea. Nelle sezioni geologiche di Tavola 2, orientate in senso NW-SE, è evidente la graduale diminuzione di spessore che assume questa unità verso nord (con locali eccezioni in corrispondenza di paleovalle) fino alla sua scomparsa in destra orografica del Volturno; per contro la sezione AA' ne evidenzia un sensibile inspessimento man mano che procedendo verso sud si approssimano i centri eruttivi flegrei. Presso il Lago Patria il contatto fra le piroclastiti e la sovrastante unità 1 è marcato da una scarpata alta circa 2 m, ad andamento planimetrico sinuoso, di probabile erosione marina (cartografata come "paleofalesia" in Tavola 1).

3.2.3 Unità 3 (Complesso Ignimbritico)

La formazione piroclastica dell'Ignimbrite Campana (unità 3), è quella che, invece, dà luogo ai pendii che bordano la pianura lungo il suo perimetro nord-orientale, dall'abitato di Maddaloni a Mondragone (Tav. 1). Verso monte è localmente coperta da detriti di falda e colluvioni e, raramente, da sottili livelli di pomice provenienti dall'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio; verso valle, e quindi verso la bassa pianura, è coperta dalle unità vulcanoclastiche e sedimentarie su descritte.

L'età di questa formazione è ancora controversa: alcuni autori la comprendono fra 33.000 e 30.000 anni fa (Capaldi *et al.*, 1985), mentre studi più recenti (Scandone *et al.*, 1991) riconoscono rispettivamente il limite inferiore e superiore dell'eruzione a 42.000 e 27.000 yr B.P. Questi ultimi, in accordo con Paterne *et al.* (1988) e con Rolandi (1988), ipotizzano che, data l'ampiezza dell'intervallo cronologico ed alcune caratteristiche osservate in affioramento, la formazione possa comprendere due o più episodi eruttivi invece che derivare da una unica eruzione come proposto da altri autori (Di Girolamo, 1968; Barberi *et al.*, 1978). Per quanto attiene alle caratteristiche fisiche, l'Ignimbrite Campana è definita come una piroclastite da flusso trachitico-fonolitica (Di Girolamo, 1968; Di Girolamo *et al.*, 1984); in

base al grado di "pipernizzazione", essa presenta dal basso verso l'alto le facies di piperno, tufo pipernoide, tufo e cinerazzo, mentre può assumere in senso laterale differenti colorazioni (dal grigio al giallo) in base a processi secondari di zeolitizzazione (Di Girolamo, 1968). Altre variazioni laterali di facies, questa volta tessiturali, vengono evidenziate in Barberi *et al.* (1978).

I dati relativi alle facies caratterizzanti la formazione, emersi dai sondaggi da noi analizzati, hanno evidenziato che la successione di intervalli poco consolidati (cinerazzo e tufo) e consolidati (piperno) si ripete all'interno dell'unità a più altezze stratigrafiche (i banchi litoidi, spessi fino a 10 m, sono descritti nelle stratigrafie come "breccia vulcanica", "piperno" o "lava"); la loro presenza (peraltro già segnalata in Ortolani & Aprile, 1985) induce ad una conferma di più eventi eruttivi come meccanismo di messa in posto della formazione, in accordo con Ortolani & Aprile (1985) e Scandone *et al.* (1991). Va sottolineato che la presenza di questi intervalli litoidi è concentrata nel settore meridionale della piana, dove sarebbe localizzato il centro di emissione ipotizzato lungo il perimetro settentrionale dei Campi Flegrei (Rittmann, 1950; Barberi *et al.*, 1978; Di Girolamo *et al.*, 1984), o in corrispondenza della depressione strutturale di Acerra (Scandone *et al.*, 1991). In questa stessa area, peraltro, l'unità raggiunge gli spessori maggiori (fino a 50 m, cfr. sezioni AA' ed FF' in Tav. 2).

La base dell'unità è visibile in affioramento solo in sporadiche località concentrate fra Maddaloni e Cicciano (questi affioramenti verranno descritti nel successivo paragrafo); dai dati di sottosuolo è invece ricostruibile con continuità e risulta costituita alternativamente da sedimenti marini e/o di transizione (unità 4, vedi sottopar. 3.4.1) o da più antichi prodotti vulcanici (unità 5, vedi sottopar. 3.4.2).

3.3 Le sezioni naturali di Maddaloni, Cancellò e Monte S. Angelo a Palomba (Cicciano)

Presso l'abitato di Maddaloni (in località Carmiano), alla base del versante calcareo a direzione NW-SE del Monte Decoro, la superficie topografica forma un breve ripiano con sommità a 75 m di quota, impostato in materiali vulcanoclastici. Lo spessore complessivo di questi depositi, che poggiano in parte sul versante calcareo regolarizzato ed in parte su una breccia a matrice rossa, è di 20 m; di questi, i primi 10 m sono costituiti da una alternanza di piroclastiti da caduta, pomicee e subordinatamente sabbiose, alternate a paleosuoli e raramente a sottili colluvioni carbonatiche, mentre i restanti 10 m sono rappresentati dall'Ignimbrite Campana nella facies di tufo grigio (Fig. 2). Nel complesso questo affioramento registra la deposizione dei prodotti di diversi episodi vulcanici, dei quali l'ultimo è stato quello della messa in posto dell'Ignimbrite Campana; i termini di separazione fra i vari eventi sono rappresentati dalle pause pedogene-

tiche e/o dalle colluvioni di versante in essi intercalate⁽²⁾.

Alcuni chilometri più a sud-est, presso l'abitato di Cancellò (quota 50 m s.l.m.), anche in questo caso alla base di un versante carbonatico regolarizzato, poggia una successione di sabbie il cui spessore valutabile è di 20 m circa. Esse sono composte, dal basso, da una prima decina di metri di sabbie litorali ben cementate, organizzate in strati con giacitura piano-parallela immergenti di pochi gradi verso SW. Queste sfumano a sabbie eoliche sciolte, talora caratterizzate da stratificazione incrociata a piccola scala. Nelle sabbie eoliche si intercalano un livello continuo spesso 20 cm di sabbie piroclastiche grigie e più livelli di colluvioni carbonatiche che si inspessiscono in prossimità della parete calcarea (Fig. 3). Verso l'alto, al di sopra di una superficie di erosione, segnata anche da un paleosuolo, poggiano tre metri di pomice, organizzate in quattro episodi piroclastici da caduta separati da pause pedogenetiche e chiusi da una colluvione carbonatica.

Un ultimo affioramento di particolare interesse è quello che si osserva sul versante meridionale della medesima dorsale carbonatica (Monte S. Angelo a Palomba) nei pressi di Cicciano. Parte di questo affioramento è già stato segnalato in letteratura (Letto & Sgrosso, 1963), ed attribuito ad un episodio marino del Quaternario antico. A quota 130 m circa, sospeso a mezza costa sul versante calcareo regolarizzato, affiora un livello di alcuni decimetri di spessore di puddinghe carbonatiche ben cementate, interposte ad alcuni metri di brecce di versante, clinostratificate, con clasti a spigoli vivi e scarsa matrice (Fig. 4). Il terrazzo cui dovevano dar luogo questi depositi è stato quasi totalmente distrutto dal fronte di una cava (Fig. 5 e 6), ma nelle immediate vicinanze è ancora possibile rinvenire abbondanti blocchi costituiti dalle arenarie ben cementate descritte dagli Autori come la litofacies prevalente del deposito marino. Essi però non sottolineano la presenza dei rilevanti spessori del detrito di falda che costituisce il substrato del sedimento di spiaggia e che, senza marcate discontinuità, lo ricopre. La sua presenza è indicativa di un attivo arretramento del versante; la sosta di un mare che lo lambisce causa temporaneamente la rielaborazione dei prodotti della disgregazione meteorica ed il loro arrotondamento. Le caratteristiche sedimentologiche delle brecce richiamano condizioni di rigidità climatica. Difatti, depositi analoghi attivi oggi si rinvengono solo ad altitudini ben più elevate di quelle dei rilievi in questione (es. ad oltre 2000 m di quota sui versanti del Corno Grande in Abruzzo), mentre, viceversa, brecce di versante con queste caratteristiche, ed inattive, sono segnalate nell'Appennino anche a quote relativamente basse (al di sotto dei 1000 m) e datate ai periodi freddi

(2) Sui livelli di pomice sottostanti l'Ignimbrite campana sono in corso le analisi chimiche a cura del Dott. L. Melluso del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli "Federico II" che verranno rese note non appena ultimate.



Fig. 2 - Serie di Maddaloni (località Carmiano). Dal basso verso l'alto si osservano: calcari mesozoici (A), alcuni metri di breccie di versante clinostratificate (B), 10 m circa di piroclastiti da caduta clinostratificate (C), intervallate da paleocolluvioni e paleosuoli, e 10 m circa di Ignimbrite campana (D).

Maddaloni succession (Carmiano site). From bottom to top: A) Mesozoic limestones; B) clinostratified slope breccias; C) ~10 m thick clinostratified pyroclastic fall deposits with interbedded paleocolluvium and paleosol deposits; D) Campanian Ignimbrite, 10 m in thickness.

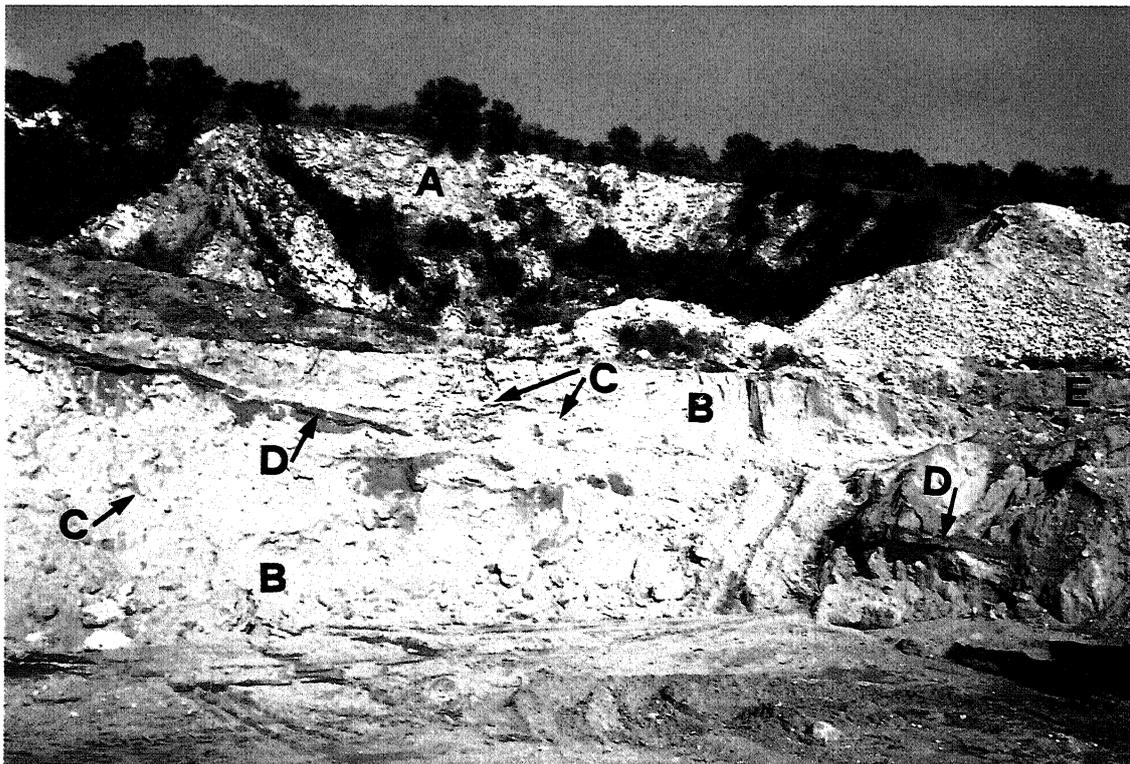


Fig. 3 - Depositi marini ed eolici nei pressi di Cancelli. A) calcari mesozoici; B) sabbie eoliche; C) colluvioni calcaree intercalate nelle sabbie eoliche; D) livello piroclastico intercalato nelle sabbie eoliche. E) piroclastiti da caduta.

Marine and eolian deposits near Cancelli. A) Mesozoic limestones; B) eolian sand; C) calcareous colluvium interbedded within eolian sand; D) pyroclastic layer interbedded within the eolian sand; E) pyroclastic fall deposits.

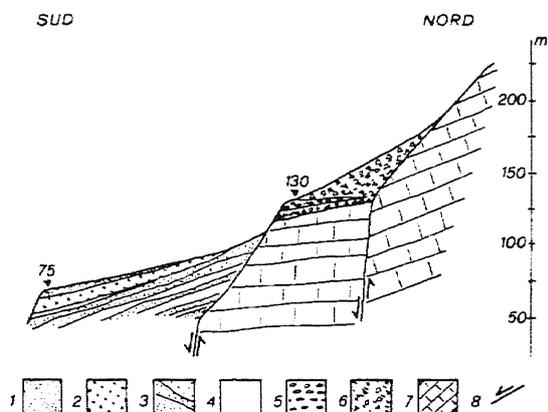


Fig. 4 - Sezione di Monte S. Angelo: 1) pomici da caduta post-Ignimbrite campana; 2) Ignimbrite campana; 3) pomici da caduta pre-Ignimbrite campana; 4) breccie e colluvioni carbonatiche a matrice piroclastica; 5) puddinghe marine; 6) breccie di versante; 7) calcari; 8) faglie.

Mount S. Angelo section: 1) post-Campanian Ignimbrite pumice; 2) Campanian Ignimbrite; 3) pre-Campanian Ignimbrite pumice; 4) carbonatic colluvium and breccia with a pyroclastic matrix; 5) marine conglomerate; 6) slope breccia; 7) limestone; 8) fault.

del Pleistocene (Brancaccio, 1968; Boenzi, 1980; Calamita *et al.* 1982).

A quota 75 m, nella fascia di raccordo fra il rilievo carbonatico e la circostante piana, si rinviene poi una nuova superficie terrazzata (questa volta non ritoccata dalla attività estrattiva) costituita da depositi vulcanici alternati a breccie e colluvioni carbonatiche a matrice piroclastica (Fig. 4 e 7). Si tratta di una successione analoga a quella affiorante presso Maddaloni, con le sole differenze che qui i vari episodi vulcanoclastici sottostanti al Tufo grigio sono marcati da spessori maggiori di paleocolluvioni e paleosuoli, e che il Tufo grigio stesso è a sua volta parzialmente coperto da un'altro metro circa di pomici da caduta. In Ghiara & Rolandi (1977) vengono segnalati alcuni affioramenti di depositi vulcanoclastici affioranti sui versanti settentrionale e meridionale di Monte S. Angelo a Palomba; la mancanza di indicazioni precise circa l'ubicazione degli affioramenti studiati dagli Autori non ci ha consentito di confrontarli ed eventualmente identificarne alcuno con la sezione da noi studiata.

I due episodi marini, rispettivamente di Cancellò e di Cicciano, possono essere ricondotti a due distinte ingressioni del mare che ha penetrato la piana sino a lambire i rilievi bordieri, almeno nel settore in sinistra orografica del Volturmo. Infatti le caratteristiche dei depositi suggeriscono due contesti climatici diversi nonché condizioni del livello del mare altrettanto differenti. I depositi litorali di Monte S. Angelo vanno ricondotti ad un sistema geomorfico di tipo crionivale al quale deve essere associata una paleoquota assoluta del livello del mare di certo più bassa dell'attuale (i depositi marini sono infatti intercalati a breccie di versante che indicano con-

dizioni più fredde dell'attuale). I depositi di Cancellò, invece, sembrano accumulati alla base di un versante di faglia già retrocesso e che, sottoposto ad un modellamento tardivo, produce episodiche colluvioni. Sembra quindi che il contesto descritto dalla successione di Cancellò rispecchi condizioni climatiche caldo-umide, alle quali possono essere associate quote del livello del mare di alto eustatico. La cronologia relativa fra i due episodi risulta chiarita in base alle loro quote: il terrazzo marino di Cancellò risulta, infatti, tettonicamente "incastrato" rispetto al più antico (e più sollevato) terrazzo di Monte S. Angelo.

Questi due episodi marini, così come i depositi piroclastici sottostanti all'Ignimbrite Campana, verranno di seguito messi in relazione con le unità geologiche sepolte nella piana.

3.4 Le unità geologiche sepolte

Le successive tre unità sono presenti solo nel sottosuolo dell'area; il loro riconoscimento e la ricostruzione della loro distribuzione areale sono stati consentiti unicamente dall'analisi dei sondaggi. Di seguito ne verranno descritte le caratteristiche litostratigrafiche, e sarà discussa l'età radiometrica dell'unità marina più profonda. Un discorso più completo sulla evoluzione della pianura durante la loro sedimentazione verrà affrontato successivamente all'analisi delle carte delle superfici geologiche sepolte, ricostruite nelle Tavole 3 e 4. Sarà poi possibile correlare alcune di queste unità con i depositi degli affioramenti di Cancellò, Maddaloni e Monte S. Angelo a Palomba descritti nel paragrafo 3.3.



Fig. 5 - Foto storica del terrazzo di M. S. Angelo a Palomba presso Cicciano prima dell'apertura della cava.

Historical photo of Mount S. Angelo terrace near Cicciano before the beginning of quarry exploitation.



Fig. 6 - L'attuale fronte di cava che ha in gran parte distrutto il terrazzo di M. S. Angelo. In alto sono ancora visibili pochi metri di puddinghe marine.

Quarry present front; the quarry has destroyed the Mount S. Angelo terrace. A few metres of marine conglomerate are still present in the upper part of the section.

3.4.1 Unità 4 (Sabbie e argille di ambiente marino e transizionale)

Questa unità costituisce la maggior parte del substrato del Complesso Ignimbrítico (unità 3), ed è presente nel sottosuolo del settore centrale della piana in maniera abbastanza continua, mentre risulta discontinua lungo i bordi. È costituita da sabbie, con frequenti livelli contenenti gusci di molluschi, e argille con tracce di torba; sono presenti rare intercalazioni di ghiaie e piroclastiti. La distribuzione di questi litotipi riflette i diversi ambienti di deposizione dell'unità, che vanno dal marino verso sud e ovest (dove prevalgono gli intervalli sabbiosi ed argillosi con fossili di ambiente marino) al transizionale verso nord-est (dove spesso i sondaggi indicano la presenza di argille torbose) (Tav. 3). Il tetto di questa unità, marcato da ondulazioni, si sviluppa tra le quote di -30 ± -20 m s.l.m. presso la costa e risale gradualmente sino a -10 m lungo il perimetro orientale della piana; delle brusche risalite si riscontrano, invece, a nord-est di Mondragone (+20 m di quota, sez. AA' e BB' in Tav. 2) e presso Sparanise (+10 m s.l.m., sez. DD', Tav. 2) e sembrano imputabili a rigetti di natura tettonica. A sud della spezzata Villa Literno-Casal di Principe-Caivano, le sabbie e le argille sono sostituite lateralmente dai litotipi vulcanici della unità 5 (vedi oltre), che ne costituiscono poi il substrato nel settore orientale e settentrionale della

piana. Presso le pendici del monte Massico si assiste nuovamente, a luoghi, ad un appoggio laterale di questa unità sulla unità 5 (sez. BB', Tav. 2).

3.4.2 Unità 5 (Vulcaniti flegree pre-Complesso ignimbrítico)

Come detto in precedenza, questa unità accorpa dei litotipi vulcanoclastici e vulcanici, costituiti da sabbie piroclastiche, abbondanti cineriti (talora rimaneggiate in ambiente subacqueo a bassa energia, o argillificate), e subordinatamente da tufi e intervalli lavici. La sua distribuzione nel sottosuolo è discontinua nel settore settentrionale della piana, mentre è continua nel suo settore centrale e nell'area a sud della direttrice Villa Literno-Casal di Principe-Caivano dove, in quest'ultimo caso, va a costituire il substrato del Complesso Ignimbrítico. La presenza di intervalli pedogenizzati alla base della Ignimbrite Campana ha consentito di porre il limite fra queste due unità vulcanoclastiche, qui a diretto contatto e, talora, non contraddistinte nei sondaggi da descrizioni litologiche poco dettagliate. Le sezioni geologiche della Tavola 2 e la Tavola 5 chiariscono i rapporti di sovrapposizione delle unità 3 e 4 su quest'ultima; evidenziano, inoltre, le forti articolazioni che presenta l'andamento del suo tetto, fra le quali spicca un marcato alto morfologico che ricade nell'area ad est del lago Patria (sez. FF', Tav. 2)

e che, analogamente ad altri alti minori situati a nord-est di Aversa (sez. CC', Tav. 2), assume un'andamento domiforme (cfr. Tav. 3).

3.4.3 Unità 6 (Argille e sabbie marine)

È costituita da argille e sabbie, con frequenti fossili di ambiente marino; sono presenti a luoghi sottili intercalazioni di ghiaie fini. Lo spessore attraversato dai sondaggi supera i 50 m. La presenza di questa unità alla base della successione descritta è documentata con una certa continuità solo nella porzione di piana in sinistra del F. Volturno, in quanto qui sono più frequenti i sondaggi profondi (sez. AA', CC' ed EE', Tav. 2). In destra del Volturno, infatti, sono molto più rari i dati stratigrafici che segnalano la presenza di depositi marini alla base delle vulcanoclastiti dell'unità 5; in particolare essi sono concentrati alle pendici del Monte Massico, dove valori estremamente variabili del tetto suggeriscono la presenza di dislocazioni tettoniche con rigetti dell'ordine di qualche decina di metri (sez. BB', Tav. 2). Nel sottosuolo dell'area, a sud del tracciato dei Regi Lagni, il tetto dell'unità è compreso fra le profondità di -90 ÷ -20 m (sez. FF', EE', Tav. 2); le variazioni di quote sono più gradualmente, ma forse, anche in questo caso, imputabili a piccoli rigetti tettonici.

La presenza continua nella parte meridionale della piana di questa unità marina segna un'importante fase di stasi nell'attività vulcanica in quest'area; essa infatti copre antichi corpi lavici sepolti fra -600 ÷ -900 m fra Parete e Villa Literno (Ortolani & Aprile, 1985) e prelude alla più recente attività vulcanica testimoniata dai depositi della unità 5, la quale condiziona nuovamente l'evol-

uzione di quest'area limitandone l'estensione dei successivi ambienti di sedimentazione marina e lagunare.

Le datazioni radiometriche effettuate su alcuni frammenti di *Cladocora coespitosa* (campione PT1) rinvenuti in perforazione presso S. Marcellino a -50 m s.l.m. (sez. FF' Tav. 2) hanno fornito una età di 126.000 ± 11.000 yr B.P. per la parte alta di questa successione; è presumibile quindi, dati i forti spessori osservati (soprattutto verso est), che la sedimentazione marina in quest'area debba risalire almeno a tutta la parte alta del Pleistocene medio.

3.5 Datazione $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ del campione PT1 (1122a-1122b)

3.5.1 Metodi analitici

Prima di attaccare il campione è stato effettuato un controllo sullo stato di ricristallizzazione del corallo. Infatti la ricristallizzazione dell'aragonite e la sua trasformazione in calcite può invalidare la determinazione corretta dell'età. A tal fine è stata prelevata una parte superficiale del corallo ed è stata sottoposta ad un trattamento chimico con reattivo di Feigl (Wolf *et al.*, 1967) per la successiva identificazione ottica dei minerali carbonatici. L'esame non ha rivelato zone di ricristallizzazione di calcite.

Successivamente il campione di corallo 1122, del peso di circa 1.2 g è stato attaccato con una soluzione di acido nitrico 1N. Alla soluzione nitrica è stato aggiunto 1 cc di cloruro ferrico 0.5M ed 1 cc di una soluzione contenente ^{232}U e ^{228}Th ad attività nota. L'Uranio ed il Torio sono stati precipitati insieme al terzo gruppo analitico e separati attraverso passaggio in resina anionica Dowex



Fig. 7 - La successione del raccordo basale del versante di M. S. Angelo a Palomba. A) calcari mesozoici; B) piroclastiti da caduta pre-tufo grigio intervallate da pause pedogenetiche. C) colluvioni calcaree in matrice piroclastica; D) Ignimbrite campana; E) pomice da caduta post-tufo grigio.

Succession of Mount S. Angelo slope deposits. A) Mesozoic limestone; B) pre-Campanian Ignimbrite pyroclastic fall deposits interrupted by pedogenetic events; C) calcareous colluvium with a pyroclastic matrix; D) Campanian Ignimbrite; E) post-Campanian Ignimbrite pumice.

1x8 condizionata in acido cloridico 10N (per la separazione dell'Uranio) ed in acido nitrico 8N (per la separazione del Torio). La soluzione contenente U è stata ulteriormente purificata attraverso estrazione liquido/liquido con cloruro di alluminio e acetato di etilene. Le soluzioni finali di U e Th sono state portate al pH ottimale per l'estrazione di due elementi, eseguita utilizzando ternoiltrifluoroacetone (TTA) in benzene. L'estratto organico di U e Th è stato infine depositato su due dischetti di acciaio inossidabile. I dischetti sono stati contati in spettrometria a utilizzando rivelatori a catena di conteggio ORTEC ed il sistema di acquisizione ed elabo-

medi dell'acqua di mare attuale (Lalou, 1982) e dell'acqua di mare dell'ultimo periodo interglaciale (Hamelin *et al.*, 1991). Di conseguenza, potendo considerare il sistema geochimicamente chiuso rispetto all'Uranio sulla base del suo contenuto e della sua composizione isotopica, possiamo ragionevolmente assumere che questo valga anche per il Torio che presenta una mobilità geochimica notevolmente più ridotta in matrici litologiche analoghe.

La seconda condizione riguarda l'assenza di ^{230}Th iniziale, cioè non generato *in situ*. La presenza di ^{232}Th nel campione impone che si apporti una correzione di età che tenga conto del ^{230}Th presente inizialmente

Tabella1 - Risultati delle datazioni radiometriche effettuate sul campione PT1.
 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dating of sample PT1.

Campione	U	Th	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	età	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ iniziale
	ppm	ppm	rapporti di attività			ka	
1122a	3.19 ±0.08	0.61 ±0.05	13.0 ±0.9	0.731 ±0.024	1.096 ±0.028	138 ±10	1.14 ±0.03
1122b	3.25 ±0.04	0.58 ±0.06	13.7 ±1.3	0.725 ±0.030	1.085 ±0.030	137 ±11	1.12 ±0.03

razione dati MASTER II ADACAM.

A causa dell'esiguità del materiale analizzato è stato necessario prolungare l'acquisizione dati per circa 1 settimana al fine di minimizzare l'errore connesso alla statistica di conteggio. Inoltre i preparati di U e Th sono stati contati due volte, utilizzando per ciascun conteggio (1122a e 1122b) un rivelatore diverso per avere un maggiore controllo sull'errore strumentale.

3.5.2 Discussione dei dati ottenuti

L'età apparente, pari a $137.5 \pm 11\text{ka}$ (Tab. 1), ottenuta dai rapporti di attività misurati ed analizzando l'equazione cronologica del metodo ^{230}Th (Broecker & Ku, 1969) può essere considerata realistica quando siano soddisfatte due condizioni. La prima condizione è che i rapporti isotopici presentati dal campione siano evoluti temporalmente in un sistema chiuso rispetto all'U ed al Th. Questa assunzione è in parte fondata sulla particolare giacitura del campione 1122 (PT1) che è stato rinvenuto all'interno di una matrice essenzialmente argillosa e quindi non facilmente permeabile, almeno a grande scala, rispetto ai fluidi esterni. Tuttavia anche in matrici argillose gli effetti di permeabilità a piccola scala sulla mobilità degli elementi della serie dell'U e del Th non possono essere ignorati a priori (Andretta *et al.*, 1992) data la ridotta dimensione del campione. Questi effetti devono essere stati comunque trascurabili perché il contenuto di Uranio misurato rientra nel campo di valori di coralli viventi e in particolare delle specie di *Cladocora* (Veeh & Burnett, 1982; Hearn *et al.*, 1986); inoltre il rapporto isotopico iniziale dell'U concorda con i valori

nella componente non carbonatica del campione. Apportando una correzione di età che tenga conto di questo fattore, assumendo un valore iniziale di 1.5 relativo al rapporto $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, valore tipico della componente detritica (Schwarcz & Latham, 1984), si ottiene un'età corretta (126 ka) che rientra ancora nel campo di valori misurati, tenendo conto dell'errore associato alla misura.

3.6 Correlazioni con le stratigrafie dei sondaggi (A, B e C) effettuati presso il Villaggio Coppola

In Figura 8 sono schematizzate le colonne stratigrafiche dei tre sondaggi a carotaggio continuo (A, B e C) eseguiti in sinistra del fiume Volturno, e la cui ubicazione è riportata nella Tavola 1. Le loro stratigrafie di dettaglio sono state inserite nelle sezioni geologiche (la sezione AA' intercetta i sondaggi B e C e la sezione EE' i sondaggi A e B) dove risultano congruenti con i dati dei sondaggi circostanti. Gli intervalli sommitali di ambiente eolico, marino e lagunare (sovrastanti alle serie vulcanoclastiche) e che si spingono sino alla profondità di -20 m si correlano con l'unità 1 la quale mostra un chiaro passaggio laterale da un ambiente di sedimentazione transizionale verso est ad un ambiente marino costiero verso sud-ovest. Verso il basso questi litotipi passano a piroclastiti sabbiose e pomicee (unità 2) e successivamente ai prodotti dell'Ignimbrite Campana (unità 3); il passaggio è sempre segnato da paleosuoli (non evidenziati nel disegno). Il sondaggio B, spintosi sino a -80 m s.l.m., ha attraversato, al di sotto dell'Ignimbrite Campana, 10 m di sabbie e sabbie limose di ambiente marino, 15 m di argille e argille limose con livelli torbosi di ambiente lagu-

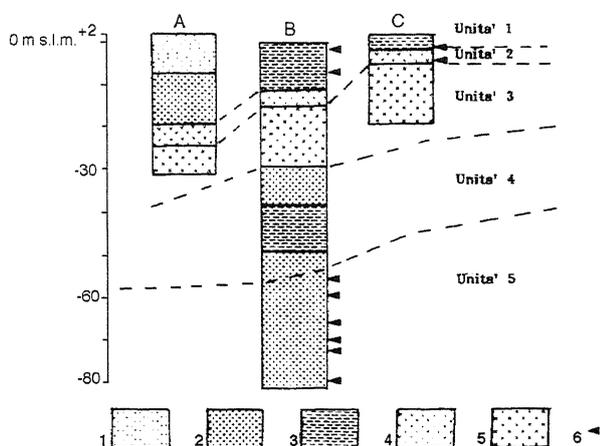


Fig. 8.- Stratigrafie dei sondaggi effettuati presso la costa. 1) sabbie eoliche; 2) sabbie e sabbie limose marine; 3) limi con livelli torbosi; 4) sabbie piroclastiche, pomice e cineriti; 5) Ignimbrite campana; 6) livelli piroclastici.

Stratigraphy of boreholes drilled near the present-day shoreline. 1) eolian sand; 2) marine sand and silty sand; 3) silt with peat layers; 4) pyroclastic sand, pumice and cinerite; 5) Campanian Ignimbrite; 6) pyroclastic layers.

nare, ed infine altri 30 m circa di sabbie di ambiente marino. Intercalati a queste ultime sono stati riscontrati frequenti intervalli piroclastici di natura sabbiosa e pomicea spessi da alcuni decimetri al metro. In definitiva, questi ultimi 50 m possono essere correlati nella parte alta (da -30 a -50 m s.l.m.) all'unità 4 e nella parte bassa (da -50 m fino a fondo sondaggio) all'unità 5 che risulta, almeno in questo settore costiero della piana, depostasi in ambiente marino.

4. RICOSTRUZIONE DELLE PALEOMORFOLOGIE PRECEDENTI E SUCCESSIVE ALLA MESSA IN POSTO DELL'IGNIMBRITE CAMPANA

La formazione dell'Ignimbrite Campana ha rappresentato in questo studio un prezioso *marker* di riferimento cronostratigrafico per l'identificazione delle unità precedentemente descritte e per l'analisi e la ricostruzione della morfoevoluzione dell'area. Si è quindi proceduto a costruire delle carte a curve di livello rappresentative della paleotopografia dell'area in due momenti distinti della sua evoluzione (precedente e successivo all'evento eruttivo dell'Ignimbrite Campana) inquadrabili cronologicamente in rapporto all'età della messa in posto del complesso vulcanico e all'età dell'unità marina più profonda.

4.1 La ricostruzione della morfologia pre-Ignimbrite Campana (Tav. 3)

La topografia ricostruita in questa carta, ricavata dalle profondità assolute della base del Complesso ignimbritico, è relativa ad un paesaggio impostato in parte in sedimenti marini e transizionali (unità 4) ed in

parte in terreni vulcanoclastici (unità 5); le aree dove ricadono i diversi litotipi sono rispettivamente indicate con il bianco e con il grigio. I segmenti delle isoipse indicati con tratteggio si riferiscono ad aree con una minore densità di punti quotati, dove l'andamento del tetto delle due unità è solo presunto.

La linea spessa in Tavola 3 rappresenta l'area entro la quale nella parte alta dell'unità 4 avviene il passaggio dalle facies di transizione a quelle più francamente marine; il suo andamento va così a marcare, seppure a grandi linee, una presunta linea di costa al momento della massima ingressione marina nella piana. Questa a sud lambiva degli alti morfologici impostati in materiali piroclastici (coincide con il limite stesso fra le due unità), e, ad est, i rilievi dei monti di Caserta e di Cancellò. I rilievi calcarei del bordo settentrionale della piana dovevano invece affacciare su specchi d'acqua acquitrinosi.

Alcune pronunciate incisioni in destra del Volturno mettono a nudo il contatto basale fra l'unità 4 ed i depositi vulcanici dell'unità 5, mentre ai piedi del Monte Massico i rapporti fra le due unità sono chiaramente di appoggio laterale. In questa stessa area sono poi evidenti le brusche risalite del tetto dell'unità 4 (fino a quota +20 m), che sembrano dovute a piccoli rigetti tettonici testimonianti, quindi, anche nel sottosuolo, l'attività delle faglie antiappenniniche descritte nel par. 3.1.

In sinistra Volturno la morfologia del paesaggio subaereo impostato nei litotipi vulcanici dell'unità 5 descrive delle forme positive ad andamento subcircolare, assimilabili a forme vulcaniche preesistenti agli attuali edifici flegrei e più settentrionali rispetto ad essi (lobi di Villa Literno e Casal di Principe e alti domiformi ad est di essi). Negli stessi litotipi è poi presente presso la costa un'ampia depressione semi-circolare (in corrispondenza dell'attuale Lago Patria) ascrivibile ad un cratere, il cui fondo, sebbene si trovi a quote più basse dei valori minimi del tetto dell'unità 4, non risulta colmato dai sedimenti marini stessi. La sua genesi deve essere quindi posteriore all'ingressione marina nella piana e molto prossima all'emissione dell'Ignimbrite Campana; non è escluso, in tal senso, che questa depressione ed i lobi suddescritti possano essere interpretati come l'insieme degli edifici vulcanici responsabili della messa in posto del Complesso ignimbritico stesso.

Il tracciato del paleo-Volturno, insieme ai suoi tributari, testimonia una fase di erosione subaerea che si sviluppa successivamente all'ingressione marina nella piana; la valle piuttosto ampia e svasata presenta l'asse longitudinale spostato più a sud rispetto all'attuale corso del fiume.

In definitiva, l'età cui si riferisce il paesaggio descritto risulta compresa fra l'età dei sedimenti marini e transizionali che colmano la piana e quella del loro rimodellamento in ambiente subaereo. L'età della parte alta dell'unità marino-transizionale, in relazione all'età minima del Complesso Ignimbritico (42.000 yr.B.P.) e all'età del tetto dell'unità 6 (126.000 ± 11.000 yr.B.P.), è inqua-

drabile nell'alto eustatico relativo dello stadio isotopico 3, compreso fra 58.000 e 24.000 anni fa (Martinsons *et al.*, 1987), e verosimilmente in prossimità dei suoi picchi iniziali (substage 3.3, datato 55.000 ÷ 50.000 yr B.P.). Questa attribuzione cronologica sembra lecita anche in considerazione della totale assenza di sedimenti continentali interposti fra il tetto dei depositi marino-lagunari ed il sovrastante Complesso ignimbrico.

Le curve che ricostruiscono le variazioni eustatiche assolute del livello del mare durante il Pleistocene superiore - Olocene (Fig. 9 indicano per il *sub-stage* 3.3 una paleoquota del mare intorno ai -35 ÷ -40 m (Bloom *et al.*, 1974; Moore, 1982). In questa ipotesi, le attuali quote massime del tetto dell'unità 4 in facies marina (-10 m nel settore orientale della piana) ed in facies transizionale (+10 ÷ +20 m in quello nord-occidentale) sarebbero indicative di sollevamenti dei settori interni della piana di alcune decine di metri, realizzatisi negli ultimi 50.000 anni.

4.2 La ricostruzione della morfologia post-Ignimbrite Campana (Tav. 4)

Nella carta sono state differenziate l'area di attuale affioramento del Complesso ignimbrico (grigio chiaro) e quella dove esso risulta sepolto dalle formazioni lagunari e sabbiose oloceniche e dalle piroclastiti flegree (bianco). L'andamento delle curve di livello è stato infatti ricavato seguendo la base dell'unità 2 e, dove questa manca, dell'unità 1, ed infine seguendo la topografia attuale dell'area dove l'unità 3 affiora, smussata nelle incisioni fluviali attualmente ancora in approfondimento. Anche in questo caso, i segmenti delle isoipse disegnati con tratteggio si riferiscono ad aree con una minore densità di sondaggi, dove l'andamento del tetto dell'unità è ipotetico.

L'età del paesaggio così ricostruito ha come limite inferiore l'età della messa in posto dell'unità vulcanica (42.000 ÷ 27.000 anni fa) e come limite superiore il momento in cui l'area della pianura viene raggiunta dalla risalita eustatica olocenica, che può essere valutato intorno a 10.000 anni fa (cfr. sottopar. 3.2.1.).

La morfologia della zona centrale della piana è caratterizzata dalla presenza di alvei fluviali che solcano aree subpianeggianti ascrivibili al *top* deposizionale dell'unità. Questi terrazzi deposizionali insistono fra le quote 0 e -20 m; in prossimità dei rilievi carbonatici (verso nord e verso est) la loro acclività aumenta ed essi sono gradualmente sostituiti da pendii costruiti dal tipico "effetto raddoppio" esercitato dall'ostacolo orografico sull'accumulo del materiale ignimbrico. Verso sud, invece, il *top* deposizionale dell'unità dà luogo ad un ampio pendio domiforme che si eleva fino a 70 m e a cui corrisponde un aumento di spessore dell'unità, in accordo all'approssimarsi della sua presunta area di emissione.

La pendenza del profilo longitudinale degli alvei del paleo-Volturno e dei suoi tributari sembra in accordo con il livello di base dell'epoca (paleolivello del mare),

che si connetteva ad una linea di costa di alcuni chilometri più occidentale dell'attuale e legata ad un momento di basso eustatico del mare.

5. SINTESI DEI DATI CRONOSTRATIGRAFICI E CORRELAZIONI

La successione stratigrafica ricostruita nel sottosuolo della piana copre l'intervallo di tempo che va dalla fine del Pleistocene medio all'attuale e registra pause erosionali di limitata durata (fasi di incisione lineare pre-Ignimbrite Campana e post-Ignimbrite Campana). Laddove questa successione è rappresentata da tutte le unità riconosciute, ovvero lungo il bordo nord-orientale della pianura (cfr. Tav. 5), è possibile schematicamente suddividerla nelle seguenti tappe cronologiche, comprese fra età radiometriche e relative, e in alcuni casi rappresentate da fasi di erosione documentate in tutta l'area:

- a) Fine Pleistocene medio ÷ 126.000 (±11.000) yr BP: deposizione dell'unità marina più profonda (unità 6);
- b) inizio del Pleistocene superiore ÷ 55.000 yr BP circa (inizio del sub-stadio isotopico 3.3): deposizione dell'unità vulcanica più antica (unità 5);
- c) 55.000 ÷ 50.000 yr BP (durata dell'alto eustatico relativo correlato al sub-stadio isotopico 3.3.): deposizione della parte alta dell'unità 4 di ambiente marino e transizionale;
- d) regressione marina ed erosione subaerea del tetto delle unità 5 e 4, compresa fra 50.000 e 42.000 yr. BP;
- e) 42.000 ÷ 27.000 yr BP (Scandone *et al.*, 1991): deposizione del Complesso Ignimbrico (unità 3) in ambiente subaereo;
- f) nuova fase di incisione lineare compresa fra 27.000 e 10.000 yr BP;
- g) 10.000 yr BP ÷ 1538 A.D. (età del IV ciclo flegreo in Di Girolamo *et al.*, 1984): deposizione dell'unità piroclastica più recente (unità 2) probabilmente limitata alla parte iniziale di questo intervallo;
- h) 10.000 ÷ attuale: deposizione nella bassa piana dell'unità 1 e 1a di ambiente lagunare e, verso la costa, marino ed eolico.

I depositi affioranti presso le sezioni naturali ubicate al limite orientale della piana (par. 3.3) sono più o meno correlabili e/o confrontabili con questa successione cronostratigrafica.

Le piroclastiti da caduta esposte in affioramento a Monte S. Angelo e presso Maddaloni, in quanto coperte dall'Ignimbrite Campana, sono correlabili con le vulcanoclastiti dell'unità 5, di cui, dato il loro limitato spessore (circa 10 m), potrebbero rappresentarne facies distali o solo alcuni intervalli. Queste pomice da caduta, in base all'età dell'Ignimbrite Campana che le ricopre e a quella dei sedimenti marini su cui esse poggiano presso S. Marcellino (sez. FF', Tav. 2) vanno obiettivamente

comprese fra 126.000 (\pm 11.000) e 42.000 yr BP, ma la presenza dell'unità 4 che si interpone fra le vulcaniti dell'unità 5 ed il tufo grigio campano (unità 3) abbassa il limite cronologico superiore così da ridurre questo intervallo (cfr. tappa b).

Più complesso risulta invece l'inquadramento cronologico dei due terrazzi marini affioranti a Canello e a Monte S. Angelo, che, come già discusso (cfr. par. 3.3), in base ai loro rapporti geomorfologici risultano ascrivibili a due distinti episodi marini, di cui il più antico è quello del ciclo di M. te S. Angelo. Essi infatti presentano solo limitati contatti diretti con le unità della successione della piana, dei quali l'appoggio dell'Ignimbrite Campana sulle sabbie di Canello appare l'unico elemento su cui poter fare delle considerazioni. L'età dell'Ignimbrite rappresenterebbe il limite cronologicamente superiore alla successione litorale che potrebbe quindi essere ricondotta all'alto eustatico relativo del sub stadio 3.3. e correlata con l'unità 4. Le quote attuali di affioramento delle sabbie marine (+ 50m) in relazione alla quota eustatica del mare relativa ai 50.000 yr BP (-35 m s.l.m. circa) indicherebbero un sollevamento tettonico dell'area di circa 80 m, che appare di entità troppo elevata se comparato alle dislocazioni che mostra il tetto dell'unità 4 nell'area di Maddaloni (Tav. 3), dell'ordine massimo di 20 m. Sembra quindi più lecito ritenere le quote dei sedimenti di spiaggia come il risultato della sommatoria di più fasi di sollevamento dell'area della dorsale di Canello, di cui un contributo può essere quello realizzatosi negli ultimi 50.000 anni ed un altro derivato da movimenti più antichi. In questa ottica, l'episodio marino di Canello potrebbe essere ricondotto al più antico *high stand* eutirreniano (stadio isotopico 5) e correlato con la parte alta dell'unità 6, ed il terrazzo di Cicciano (M. te S. Angelo) inquadrato nell'alto Pleistocene medio.

6. EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA E TETTONICA DELLA PIANURA

I dati esposti permettono di tracciare almeno in grandi linee un quadro evolutivo dell'area, dal quale emergono le interferenze fra la sedimentazione (a cui ha contribuito fortemente l'aggradazione piroclastica), il diverso comportamento tettonico dei bordi e del settore centrale-costiero della piana e le oscillazioni glacioeustatiche del mare.

La litofacies, le età delle unità più profonde (unità 6 e 4) ed i loro spessori evidenziano che durante la fine del Pleistocene medio e la prima metà del Pleistocene superiore nell'area dell'attuale pianura ha dominato un ambiente di sedimentazione marina in un paleo golfo bordato a nord e ad est da rilievi carbonatici e che verso sud si estendeva probabilmente sino all'"*horst*" della Penisola Sorrentina (comprendeva anche la piana del Sarno che durante lo stesso periodo era analogamente invasa dal mare, cfr. par.1). In questo ambiente si è

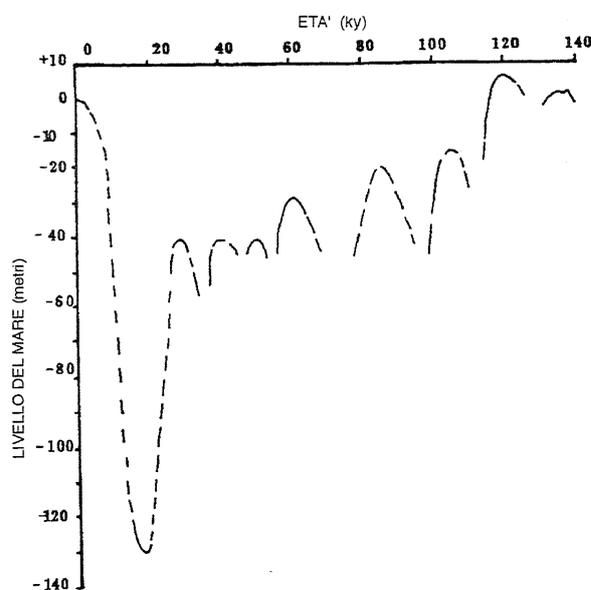


Fig. 9 - Curve delle variazioni eustatiche del livello del mare durante il Pleistocene superiore-Olocene (da Moore, 1987, ridisegnato). *Sea level eustatic fluctuations during Upper Pleistocene - Holocene times (redrawn from Moore, 1987).*

inserita una fase di intensa aggradazione piroclastica (unità 5) che ha causato uno spostamento centripeto della linea di costa soprattutto nel settore meridionale, dove i prodotti vulcanoclastici (e forse gli stessi edifici vulcanici da cui essi provengono) hanno dato luogo ad un alto morfologico emerso, ampio alcune decine di chilometri quadrati (Tav. 3). In questo paleo golfo più ristretto si è deposta l'unità 4 il cui tetto testimonia di un apice trasgressivo che raggiunge i massicci calcarei bordieri nord-orientali circa 50.000 anni fa. Non è escluso che nella sua parte bassa questa unità possa contenere livelli vulcanici della sottostante unità 5, come sembra evidenziato dalla stratigrafia del sondaggio B (cfr. par. 3.6).

Durante questa prima fase (prima metà del Pleistocene superiore) la permanenza dell'ambiente marino è stata senza dubbio favorita dalla subsidenza; questa è testimoniata dalla quota (-50 m s.l.m.) dei sedimenti di ambiente litorale datati all'inizio del Pleistocene superiore (campione PT1), che non coincide con quella proposta dalle curve eustatiche le quali indicano per quel periodo una quota del mare vicino allo zero (Moore, 1982) (Fig. 9) correlata all'*high-stand* eutirreniano. Le quote variabili del tetto di questa successione (unità 6) suggeriscono una subsidenza differenziata e più spinta verso il settore meridionale della piana, dove i sedimenti marini raggiungono profondità di -90 m circa (Tav. 5). Per contro i rilievi bordieri dell'area di Canello e Maddaloni subiscono dei sollevamenti post-eutirreniani di 40/50 m (sabbie di Canello a +50 m s.l.m.).

L'andamento del tetto dell'unità 4 (Tav. 3 e 5) dimostra che la tettonica è ancora attiva nella seconda metà del Pleistocene superiore; in particolare il sollevamento bordiero va ad interessare settori più spostati verso

l'interno della pianura e la tendenza alla subsidenza dell'area centro-costiera sembra sostanzialmente cessata. Il bordo orientale della pianura risulta sollevato negli ultimi 50.000 anni di circa 20 m (tetto dell'unità 4 a -10 m s.l.m., Tav. 3), mentre quello settentrionale di circa 40 ÷ 50 m (tetto unità 4 a +10 ÷ 20 metri s.l.m., Tav. 3); i valori maggiori per quest'ultima area sembrano acquisiti dal persistere dei sollevamenti sino a dopo la deposizione dell'Ignimbrite Campana (unità 3) (faglie ad evidenza morfologica in Tav. 1) e forse sino a tempi storici (quote anomale dei resti portuali della città di Sinuessa).

L'ambiente marino che caratterizza la maggior parte della piana durante la prima metà del Pleistocene superiore viene a scomparire del tutto durante la fase di abbassamento eustatico del livello del mare che caratterizza la parte finale del Pleistocene superiore (Tav. 4), probabilmente anche a causa della ridotta subsidenza. L'emissione dell'Ignimbrite Campana, compresa fra 42.000 e 27.000 yr BP (Scandone *et al.*, 1991) si verifica quindi in un momento di totale emersione della piana; i prodotti piroclastici (che vanno probabilmente ricondotti a più fasi eruttive) ingombrano interamente l'area, formando un esteso *plateau* nella zona centrale della pianura e dei pendii a bassa pendenza lungo i bordi. L'aumento in quota della superficie topografica che ne deriva e la coincidenza con un momento di basso eustatico del livello del mare determinano le condizioni per l'insorgere di una nuova fase di erosione lineare che rimodella la morfologia del tetto di questa unità (Tav. 4).

La trasgressione versiliana raggiunge la piana in corrispondenza dell'attuale linea di costa circa 10.000 anni fa (cfr. par. 3.2.1); con il suo progredire instaura nella bassa piana un ambiente lagunare che dura probabilmente fino al suo massimo picco (circa 5.500 anni fa) e che viene poi sostituito da specchi palustri durante l'ultima regressione del livello del mare all'attuale quota. Sembra che durante questa ultima fase l'area centrale della piana abbia conservato una sostanziale stabilità tettonica. Infatti, il pacco di sedimenti olocenici (Unità 1 e 1a) mostra spessori maggiori in coincidenza delle paleo-incisioni, che va a colmare (soprattutto il paleoalveo del Volturno, dove raggiunge i 40 m; Tav. 5), mentre nelle aree meno articolate si mantiene su spessori massimi di 10±15 m. Movimenti tettonici di modesta entità sono ben evidenti solo lungo il bordo nord-orientale della pianura; essi come anticipato (par. 3.1), sembrano essere stati attivi sino a tempi storici.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano i Proff. L. Brancaccio e R. de Riso per la lettura critica del manoscritto ed il Prof. A. Corniello per aver gentilmente fornito i campioni su cui sono state eseguite le datazioni assolute. Si ringrazia, inoltre, il Prof. C. Bartolini per la revisione critica del manoscritto.

Lavoro stampato con fondi C.N.R. contributo n. 89344, intestato al Prof. Ludovico Brancaccio.

LAVORI CITATI

- Albore Livadie C., Barra D., Bonaduce G., Brancaccio L., Cinque A., Ortolani F., Pagliuca S. & Russo F., 1990 - *Evoluzione geomorfologica, neotettonica e vulcanica della pianura costiera del fiume Sarno (Campania) in relazione agli insediamenti anteriori all'eruzione del 79 d.C.* *Vulcanol. et Archeol.*, **25**, 237 - 256.
- Andretta D., Voltaggio M., Taddeucci A., Polizzano C., 1992 - *Disequilibrium of Uranium, Thorium and Radium isotopes in Pliocenic clays.* *Radiochimica Acta* (in press).
- Aprile F. & Ortolani F., 1978 - *Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana.* *Boll. Soc. Geol. It.*, **97**, 591-608.
- Barberi F., Innocenti F., Lirer L., Munno R., Pescatore T. & Santacroce R., 1978 - *The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy).* *Bull. Volcanol.*, **41** (1), 1-22.
- Barra D., Cinque A., Gewalt M. & Hurtgen C., 1991 - *L'ospite caldo Sylvestra seminis (Bonaduce, Masoli e Pugliese, 1976) (Crustacea, Ostracoda): un possibile marker dell'ultimo Interglaciale dell'area mediterranea.* *Il Quaternario*, **4** (2), 327-332.
- Bellucci F., Corniello A., de Riso R., Russo D., 1990 - *Idrogeologia della piana a N-E di Napoli.* *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **45**, 339-349.
- Bloom A.L., Broecker W.S., Chappel M.A., Mathews R.K. & Mesolella K.J., 1974 - *Quaternary sea level fluctuation on a tectonic coast: new ²³⁰Th/²³⁴U dates from the Huon Peninsula, New Guinea.* *Quat. Res.*, **4** (2), 185-205.
- Boenzi F., 1980 - *Some evidence of quaternary cold periods in Southern Italy: data and reflections.* *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **3**, 16-20.
- Brancaccio L., 1968 - *Genesi e caratteri delle forme costiere della Penisola Sorrentina.* *Boll. Soc. Natur. in Napoli*, **77**, 247-274.
- Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roskopf C., Russo F., Santangelo N. & Santo A., 1991 - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the southern Apennines (Region of Naples, Italy).* *Z. Geomorph.*, **82**, Suppl. Bd., 47-58.
- Broecker W. and Ku T.L., 1969 - *Caribbean cores P6304-8 and P6404-9: new analysis of absolute chronology.* *Science*, **166**, 404-406.
- Calamita F., Coltorti M., Deiana G., Dramis F. & Pambianchi G., 1982 - *Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depressions (Umbria-Marche Apennines).* *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **5**, 263-276.
- Capaldi G., Civetta L. & Gillot P.Y., 1985 - *Geochronology of Plio-Pleistocene volcanic rocks from southern Italy.* *Rend. Soc. It. Mineral. Petrolog.*, **40**, 25-44.

- Cinque A., 1991 - *La trasgressione versiliana nella Piana del Sarno (Campania)*. Geograf. Fis. e Dinam. Quat., **14** (1), 63-71.
- D'Erasmus G., 1931 - *Studio geologico dei pozzi profondi della Campania*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **43**, 15-143.
- Di Girolamo P., 1968 - *Petrografia dei tufi Campani: il processo di pipernizzazione (tufo - tufo pipernoide - piperno)*. Rend. Acc. Sci. Fis. Mat. Napoli, **5**, 4-25.
- Di Girolamo P., Ghiara M.R., Lirer L., Munno R., Rolandi G. & Stanzione D., 1984 - *Vulcanologia e petrologia dei campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. Ital., **103**, 349 - 413.
- Ghiara M.R. & Rolandi G., 1977 - *La serie piroclastica di Monte S. Angelo (Cicciano - Napoli)*. Rend. Acc. Sci. Fis. e Mat. in Napoli, **44**, 1-15.
- Hamelin B., Bard E., Zindler A. and Fairbanks R.G., 1991 - *$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ mass spectrometry of corals: how accurate is the U-Th age of the last interglacial period?* Earth Planet. Sci. Letters, **106**, 1(4), 169-180.
- Hearthly P. J., Miller G. H., Stearns C. E., Szabo B. J., 1986 - *Aminostratigraphy of Quaternary shorelines in the Mediterranean basin*. Geol. Soc. of Amer. Bull., **97**, 850-858.
- Ietto A. & Sgrosso I., 1963 - *Formazioni marine plio-pleistoceniche nei dintorni di Cicciano (Nola)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**, 109-111.
- Ippolito F., Ortolani F. & Russo M., 1973 - *Struttura marginale dell'Appennino campano: Reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi*. Mem. Soc. Geol. It., **12**, 227-250.
- Lalou C., 1982 - *Sediments and sedimentation processes*. In: *Uranium series Disequilibrium: Applications to Environmental Problems*, Ivanovich M. & Harmon R.S. (eds.), Clarendon Press, Oxford, 431-458.
- Martinsons D.G., Piasias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore C.T. & Shackleton N. J., 1987 - *Age dating and the orbital theory of the Ice Age: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy*. Quat. Res., **27**, 1-29.
- Moore W.S., 1982 - *Late Pleistocene sea-level history*. In: *Uranium series Disequilibrium: Applications to Environmental Problems*, Ivanovich M. & Harmon R.S. (eds), Clarendon Press, Oxford, 481-494.
- Ortolani F. & Aprile F., 1985 - *Principali caratteristiche stratigrafiche e strutturali dei depositi superficiali della Piana Campana*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 195-206.
- Ortolani F., Pagliuca S., 1988 - *Struttura e vulcanismo del margine tirrenico dell'Appennino Campano e tettonica compressiva recente*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 1229-1234.
- Pagano M., 1974 - *Una città sepolta: Sinuessa*. Tipografia Severini, Napoli, 55 pp.
- Paterne M., Guichard F. & Laberyrie J., 1988 - *Explosive activity of the South Italian volcanoes during the past 80,000 years determined by marine thephrachronology*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **34**, 153-172.
- Reichenbach P., Pike R. J., Acevedo W. & Mark R. K., 1993 - *A new landform map of Italy in computer-shaded relief*. Boll. Geod. e Scienze Affini, anno 52, **1**, 1-44.
- Rittmann A., 1950 - *Sintesi geologica dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. It., **69**, 117-128.
- Rolandi G., 1988 - *Le ignimbriti della Piana Campana*. Atti 74° Congr. Soc. Geol. Ital., B, 350-352.
- Scandone R., Bellucci F., Lirer L. & Rolandi G., 1991 - *The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **48**, 1-31.
- Scherillo A., Franco E., Di Girolamo P. & Vallante G., 1965 - *Forme crateriche fra Mondragone e Vairano (Caserta)*. Periodico di Mineralogia, **34**, 496-513.
- Schwarz H. P. Latham A. G., 1984 - *Uranium-series age determination of travertines from the site of Vertesszollos, Hungary*. J. Archeol. Sci., **11**, 327-336.
- Tooley M. J., 1978 - *Sea level changes during the last 9000 years in NW England during the Flandrian stage*. Clarendon Press., Oxford, 232 pp.
- Veeh H. H. & Burnett W. C., 1982 - *Carbonate and phosphate sediments*. In: *Uranium series Disequilibrium: Applications to Environmental problems*, Ivanovich M. & Harmon R.S. (eds.), Clarendon Press, Oxford, 459-476.
- Wolf K. H., Easton A. J. and Warne S., 1967 - *Techniques of examining and analyzing carbonate skeletons, minerals and rocks*. In: *Carbonate Rocks*, 253-341, Elsevier, Amsterdam.

Manoscritto ricevuto il 8. 6. 1993

Inviato all'Autore per la revisione il 14. 6. 1993

Testo definitivo ricevuto il 24. 3. 1994