

ALDO CINQUE (*)

LA TRASGRESSIONE VERSILIANA NELLA PIANA DEL SARNO (CAMPANIA)

Abstract: CINQUE A., *The Flandrian transgression on the Sarno River Plain (Southern Italy)* (IT ISSN 0391-9838, 1991).

By means of geomorphological investigations, drilling data analysis and some radiocarbon datings, the subsurface extent and nature of Olocene deposits of the Sarno River Plain was clarified. The informations obtained allow to reconstruct the sedimentary and geomorphological dynamics of the Versilian (Flandrian) transgression on this area of active volcanism (it lies at the base of Vesuvius volcano). During the first three millennia of Olocene the rising sea level invaded the lower part of the plain without performing much lateral planation. Probably during the fourth and fifth millennium the trasgressive gulf went broadened through abrasion of platforms, mostly cut into Late Pleistocene alluvial fans. Said platform is to be found at -20 to -13 m of altitude. Possibly around 6 000 years ago the coastline inverted its tendency and started prograding notwithstanding the fact that the area was still subsiding with rate of about 2 mm/yr. Beach deposits having an age of 5 600 to 4 500 yrs BP are presently found at 3.5 to 10 m below the present s.l., whereas the zero level of the Roman Age beach is lowered at -4 / -5 meters below the present one. Minor trasgressions and pauses interrupted the progradation of the coast. One of those occurred some 3 600 yrs BP and another one some 950 yrs BP.

KEY WORDS: Sea level, Olocene, Southern Italy.

Riassunto: CINQUE A., *La trasgressione versiliana nella Piana del Sarno (Campania)* (IT ISSN 0381-9838, 1991).

Osservazioni geomorfologiche, dati di sondaggi ed alcune datazioni radiometriche consentono di riconoscere l'estensione nel sottosuolo della Piana del Sarno dei terreni marini e di transizione accumulatisi nel corso della trasgressione versiliana e delle successive fasi di progradazione della linea di costa. I più antichi ed interni depositi di spiaggia trasgressivi sul Pleistocene sono presenti al di sotto di -10 metri di quota e sono da ritenere precedenti a circa 5 600 anni BP e, probabilmente, non più antichi di 7 000 anni. Con una successiva fase di progradazione si formano spiagge di età compresa fra circa 5 600 e 4 500 anni BP che si trovano oggi fra -3,5 e -10 metri di quota. Un cordone costiero ancora più esterno e marcato anche da depositi dunari, ha età compresa fra circa 3 600 e 2 500 anni BP. Le spiagge del I secolo d.C. decorrono poco più all'esterno di detto cordone e indicano un livello del mare relativo a circa -4 metri. Esse sono in massima parte

ricoperte da depositi litorali e stagnali datati intorno a 950 anni BP. Successive fasi di progradazione portano la costa sulla sua attuale posizione.

TERMINI CHIAVE: Linee di riva, Olocene, Campania.

L'EVOLUZIONE PLEISTOCENICA DELLA PIANA

La pianura costiera del fiume Sarno è limitata verso sud e verso est dalle dorsali calcaree dei Monti Lattari e dei Monti di Sarno; verso nord-ovest è invece bordata dall'edificio vulcanico del Somma-Vesuvio. Essa risulta dal riempimento sedimentario di una vasta zona subsidente costiera (il cosiddetto «graben della Piana Campana») che, in effetti, si estende anche a nord-ovest del citato vulcano, giungendo fino al piede della dorsale calcarea del Monte Massico. Dati geofisici (BARBERI & *alii*, 1980) evidenziano che il substrato pre-quaternario si approfondisce con un complesso stile a gradinate di faglia diversamente orientate fino ad un massimo di duemila metri circa sotto il livello della pianura.

L'unico sondaggio profondo effettuato nell'area sarnese è quello trivellato dall'AGIP presso la base del Vesuvio per studi di geotermia (Pozzo Trecase 1; BALDUCCI & *alii*, 1983). Esso ha raggiunto a -1 665 metri di quota la base del riempimento quaternario, costituito, dal basso verso l'alto, da sedimenti continentali fino a -1 270 metri, da vulcaniti subacquee (da riferire ad un antenato del Somma completamente sepolto sotto la Piana) intercalate a sedimenti marini fino a -180 metri e, infine, da vulcaniti subaeree ascrivibili all'edificio del Somma-Vesuvio. L'analisi del nannoplancton fossile fissa una età maggiore di 0,5 milioni di anni per sedimenti di quota -514 m e una età fra 0,9 ed 1,1 milioni di anni per i sedimenti di quota -1 210 m.

Va notata la presenza, fra -617 e -240 m di quota, di un intervallo sedimentario privo di intercalazioni piroclastiche il quale testimonia, con ogni probabilità, un periodo di quiescenza della attività vulcanica esplosiva intervenuto fra l'estinzione del pre-Somma sepolto (la quale va

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

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

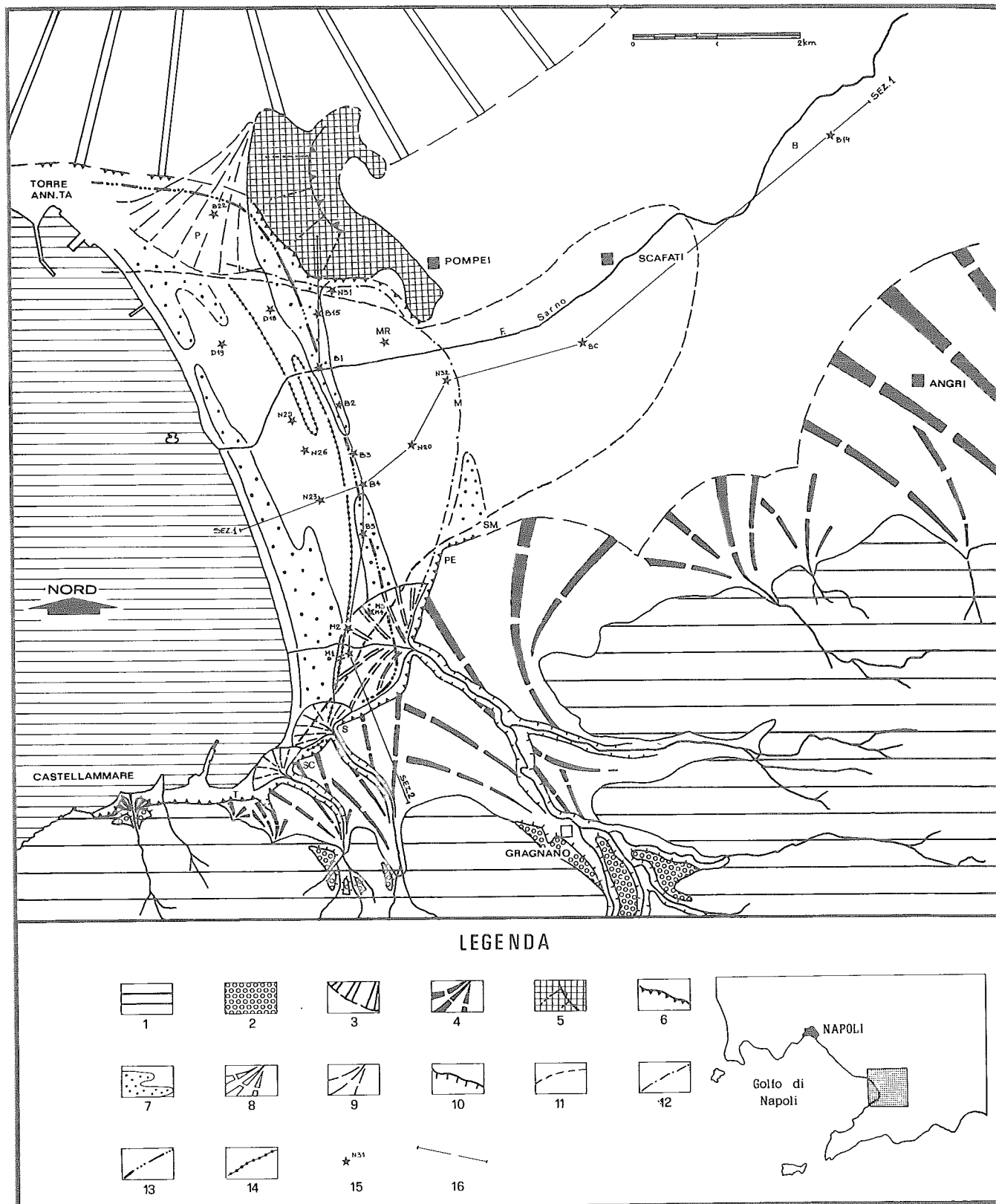


FIG. 1 - Carta geomorfologica schematica della bassa Piana del Sarno. 1 - rilievi calcarei dei Monti Lattari; 2 - resti terrazzati dei conoidi medio-pleistocenici; 3 - edificio del Somma-Vesuvio; 4 - conoidi würmiani; 5 - edificio vulcanico di Pompei Scavi; 6 - paleo-falesia; 7 - cordoni dunari; 8 - conoide di Muscardiello; 9 - conoidi di Sommuzzariello, Quisisana e Penniniello; 10 - orlo di scarpata fluviale; 11 - andamento probabile della linea di riva durante la massima ingressione versiliana (di poco anteriore a 5 600 anni BP); 12 - linea di riva di circa 4 500 anni BP; 13 - linea di riva di 3 600-2 500 anni BP; 14 - linea di riva del I secolo d.C.; 15 - sondaggi e loro sigla; 16 - traccia di sezione.

ritenuta non più recente di 0,5 Ma e non più antica di 0,9 Ma) e l'attivarsi del Somma tarsoquaternario. Questo periodo di scarsa o nulla attività vulcanica esplosiva nell'area napoletana trova evidenza stratigrafica anche nelle potenti successioni di depositi marini e transizionali privi di intercalazioni piroclastiche che, nell'alta piana del Sarno, sono state incontrate da molti sondaggi al di sotto dell'intervallo sommitale contenente le piroclastiti flegree e somma-vesuviane e fino a circa 300 metri sotto il livello del mare, senza peraltro raggiungerne la base (NICOTERA & CIVITA, 1969).

In base ai dati cronologici relativi al citato Pozzo Tre-case 1, si può ipotizzare che la base dell'intervallo senza piroclastiti si collochi nella prima metà del Pleistocene medio (non più recente di 0,5 Ma). I suoi livelli terminali, invece, sono quasi certamente da ascrivere all'Eutirreniano (BRANCACCIO & *alii*, 1989). I depositi in facies di spiaggia della trasgressione eutirreniana si rinvengono nel sottosuolo della Piana del Sarno sino al piede dei rilievi bordieri più interni e si collocano a quote mai superiori ai - 25 m, indicando una subsidenza di almeno 30 metri nel corso degli ultimi 130 000 anni.

In seguito all'abbassamento eustatico causato dal raffreddamento climatico wurmiano ed alla forte aggradazione piroclastica legata alle prime fasi della imponente attività esplosiva dei vulcani napoletani, la linea di costa sulla Piana Campana subisce una decisa progradazione. La carenza di sondaggi abbastanza profondi e ben descritti sulla bassa Piana del Sarno non consente di precisare con attendibilità la posizione raggiunta dalla costa nel corso della prima regressione wurmiana, ma si può ragionevolmente ipotizzare che essa fosse posta più al largo di quella odierna.

Nel Golfo di Castellammare l'orlo della piattaforma continentale, correntemente assunto come indicatore dell'ultima regressione wurmiana, si svolge intorno ai - 140 m e decorre una decina di km al largo della costa attuale.

Fra gli eventi morfogenetici occorsi durante il Wurm c'è infine da citare la crescita di ampi conoidi di deiezione allo sbocco sulla Piana dei torrenti dissecanti i Monti Lattari ed i Monti di Sarno. Il loro inquadramento cronologico è facilitato dalla presenza di spesse intercalazioni piroclastiche (assenti nelle formazioni epiclastiche pre-eutirreniane. CINQUE, 1986), alcune delle quali in giacitura primaria e di età nota: da Ignimbrite Campana, l'eruzione di Codola e l'eruzione di Sarno (datate rispettivamente fra 28 000 e 35 000 anni BP, intorno a 25 000 anni BP e intorno a 22 500 anni BP. SANTACROCE, 1987). Nell'ambito dei complessi di deiezione è possibile, almeno nella zona di Gragnano-Castellammare di Stabia, distinguere diverse fasi di crescita, separate da periodi di rein-cisione dei corpi di conoide e del substrato vallivo. Oltre a quella pre-eutirreniana (priva di importante componente piroclastica e conservata in lembi solo nelle zone apicali) se ne riconosce una precedente alla eruzione dell'Ignimbrite Campana, che può essere riferita ai primi picchi freddi del Wurm, ed un'altra, che ricopre invece l'Ignimbrite, risulta più ricca di matrice e di intercalazioni piroclastiche

(eruzioni antiche del Somma) e che può essere riferita all'ultimo pleniglaciale wurmiano.

Come mostrano chiaramente le stratigrafie di molti sondaggi geognostici effettuati nelle zone più interne della piana, la base di questi conoidi è sepolta dalle più recenti fasi di aggradazione suborizzontale della pianura, alimentate soprattutto da apporti piroclastici. Nella zona più esterna della Piana (area di Gragnano e Castellammare) e lungo il primo tratto della penisola sorrentina (aree di Pozzano e di Vico Equense), invece, i conoidi tarsoquaternari sono tagliati alla base da una paleo-falesia alta fino ad una quarantina di metri che delimita in superficie la massima estensione della trasgressione versiliana (fig. 1).

Altro elemento caratterizzante l'odierna morfologia della Piana del Sarno è la sua quasi perfetta planarità (disturbata solo perifericamente dal pedemonte somma-vesuviano e dai citati conoidi) ed il suo basso gradiente longitudinale (alla base dei rilievi più interni, posti a circa 15 chilometri dalla costa, le quote sono di una ventina di metri appena). Ciò è in parte da imputare al protrarsi della subsidenza fino ai tempi storici (circa 4 metri di abbassamento nel corso degli ultimi due millenni; ALBORE LIVADIE & *alii*, 1989) ed in parte al fatto che il fiume Sarno nasce da grosse sorgenti carsiche site al margine interno della Piana, il che lo rende privo di significativo carico solido. D'altra parte il torrente Solofrana, che ha invece un ampio bacino imbrifero nei Monti Picentini, ha modo di abbandonare il suo carico solido nelle piatte ed ampie depressioni intramontane di Montoro e Castel S. Giorgio, incontrate prima di confluire nel Sarno.

L'EVOLUZIONE OLOCENICA DELLA PIANA

a) *Gli eventi a più chiara evidenza geomorfologica*

Alcune delle tappe fondamentali della morfoevoluzione olocenica della bassa piana del fiume Sarno (quelle verificatesi nell'arco degli ultimi quattro millenni) sono ricostruibili anche attraverso l'analisi degli indizi geomorfologici di superficie.

L'elemento morfologico più chiaro e significativo della bassa piana del Sarno è la già citata paleo-falesia che tronca alla base i conoidi würmiani di Gragnano e Castellammare di Stabia (fig. 1). Essa ha un andamento planimetrico articolato che ne denuncia una genesi polifasica avvenuta attraverso cinque diversi stadi evolutivi. Il più antico di questi è leggibile nella parte più interna della falesia, alla periferia occidentale di S. Maria la Carità (località siglata con SM sulla Carta di fig. 1), ed è dato da un tratto circa rettilineo e alto pochi metri, che si allunga in direzione NE (ossia parallelamente alle isoipse del conoide da esso tagliato). Un secondo tratto, più alto e più netto del precedente, va dalla località Il Petrarò (PE in fig. 1) fino allo sbocco del Fosso di Gragnano. Il suo tracciato discordante con le isoipse del conoide e concavo verso il mare denuncia una prima fase di slargamento erosionale dell'arco litorale. Il terzo tratto, dal Fosso di Gragnano alla lo-

calità Sommuzariello (S in fig. 1), denuncia un episodio simile al precedente, ma raddoppiato stavolta ad una corda costiera più avanzata. Esso è il più esteso dei tratti concavi presenti lungo la falesia ed ha altezze apparenti (apparenti perché il piede della falesia è dovunque sepolto) che vanno da 25 a 40 metri circa.

Il quarto ed il quinto stadio, analoghi ai precedenti due, sono rappresentati da altri due brevi tratti a decorso concavo che vanno da Sommuzariello fino a S. Croce (SC in fig. 1) e da qui alle vecchie Terme Stabiane (T in fig. 1), dove la scarpata passa ad interessare anche i calcari mesozoici della Penisola Sorrentina e prosegue verso E come falesia attiva odierna. In questi ultimi tratti la falesia si innalza fino a 50 metri sul livello della cimosa costiera e presenta un maggior grado di «freschezza» morfologica.

Al piede della falesia stabiana le quote della piana, che nei dintorni si tengono fra i 2 e gli 8 m, si innalzano localmente per la presenza di brevi *talus* colluvionali e piroclastici e di depressi conoidi di deiezione, anch'essi dominati da piroclastiti rimaneggiate. Il più ampio e spesso di questi conoidi è quello di Muscariello, che ha un raggio di circa 1,5 km e l'apice nel Fosso di Gragnano a quota 28 m circa. Altri conoidi minori sono quelli di Sommuzariello (formato dal Rio della Calcarella) e quello su cui sorge il centro medioevale di Castellammare (formato dal torrente di Quisisana), entrambi con raggi di circa 300 m ed apici intorno a quota 15 m.

Anche sull'opposto margine laterale della Piana, ovvero alla base del piedimonte vesuviano, si osserva una paleofalesia che si addentra nella pianura per alcuni chilometri. Essa è mascherata da formazioni vulcaniche ed alluvionali posteriori al suo modellamento nella zona di Torre Annunziata (CINQUE & RUSSO, 1986) e diviene più marcata intorno alla collina su cui sorge l'antica Pompei (rilievo corrispondente ad un antico centro eruttivo periferico del Somma. Vedi oltre) fino ad apparire subverticale a valle dell'area del *Foro* e dei *Teatri*, ove è tagliata in lave-schiuma leucititiche. Ancora più ad E essa si attenua di nuovo, ma può ugualmente seguirsi fino al promontorio lavico di S. Abbondio, a sud della moderna Pompei.

Nel suo andamento planimetrico è possibile riconoscere una prima falcata concava tra Torre Annunziata e Villa dei Misteri, ed un secondo tratto sinuoso, orientato verso l'interno della Piana, che va da quest'ultima località e S. Abbondio. C'è tuttavia da sottolineare che la morfologia vulcanica preesistente e le variazioni litologiche presenti all'interno della collina pompeiana hanno certamente condizionato l'evoluzione erosionale della falesia e, quindi, il suo decorso.

Altri elementi morfologici di rilievo della bassa piana del Sarno sono quelli che evidenziano antiche posizioni della corda litorale, ovvero del lido sabbioso rettilineo sotteso fra Vesuvio e Monti Lattari. L'unico ben marcato fra questi, ed il più interno, è il cordone sabbioso di Bottaro-Pioppaino (CINQUE & RUSSO, 1986), costituito da sabbie di spiaggia in basso ed eoliche in alto, che si attacca alla falesia di Pompei all'altezza di Villa dei Misteri e che scompare, verso S, al di sotto del conoide di Muscariello. La sua direzione e posizione, insieme a dati di sottosuolo, consentono comunque di collegarlo al tratto Sommuzariello-Fosso di Gragnano della paleofalesia di Stabia. Ritrovamenti archeologici attestano che questo cordone è anteriore al VI secolo a.C. Dati di sondaggio e datazioni assolute (fig. 2) permettono di ritenerlo coevo di depositi fluvio-palustri torbosi risalenti a circa 3 600 anni BP (BARRA & *alii*, 1989).

Altri cordoni costieri che conservano una qualche evidenza topografica (malgrado le bonifiche e l'intensa pseudo-urbanizzazione ed industrializzazione della bassa piana) sono quelli che occupano i primi 500 metri circa alle spalle della riva attuale e che si elevano fino ad un massimo di 4 metri di quota. Dall'esame di antiche carte risulta che essi sono anteriori al 1 700 d.C., mentre dati di sondaggio (BARRA & *alii*, 1989) attestano che essi sono posteriori all'epoca Romana.

Nell'area interposta fra questi cordoni e quello di Bottaro-Pioppaino si osservano vaghe evidenze topografiche (rilevate su Carte Tecniche 1:5 000 e sul terreno) di un'altro possibile dosso litorale, eroso dai divagamenti del Sarno e obliterato dalla successiva aggradazione sedimentaria e piroclastica della pianura. Esso coincide quasi cer-

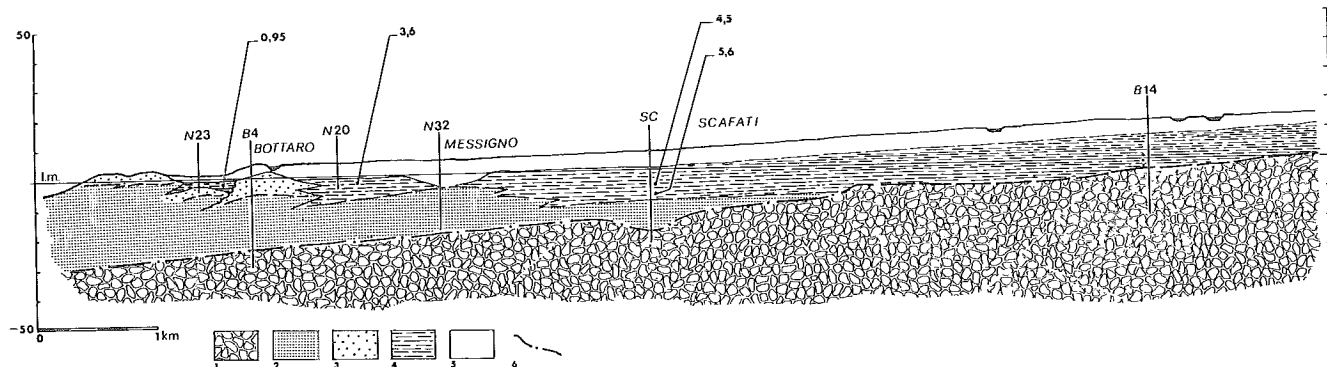


FIG. 2 - Sezione geologica 1 (per l'ubicazione vedi figura 1). 1 - depositi alluvionali e vulcaniti tardo-pleistoceniche; 2, 3 e 4 - rispettivamente, depositi litorali e di spiaggia; depositi eolici e depositi palustri e lagunari del complesso versiliano; 5 - depositi alluvionali e piroclastiti subaeree al tetto del complesso versiliano; 6 - base della trasgressione versiliana. Le cifre in neretto indicano le età C14 di alcuni livelli torbosi in migliaia di anni BP (BARRA & *alii*, 1989).

tamente con cordoni sabbiosi alto-medioevali che, insieme agli associati depositi palustri retrodunari, ricoprirono le morfologie e i depositi costieri formati in epoca Romana (anteriormente alla eruzione del 79 d.C.) poche centinaia di metri più al largo del cordone di Bottaro-Pioppaino (fig. 1).

I dati stratigrafici, paleoecologici e cronologici riportati nel lavoro di BARRA & *alii* (1989) indicano che una subsidenza di circa 4 metri ha interessato la Piana a partire dal I secolo d.C. e permettono, inoltre, di datare intorno a 950 anni BP dei limi torbosi palustri quasi certamente associati alla sopracitata trasgressione medioevale (fig. 2).

Tenendo anche conto della distribuzione dei ritrovamenti archeologici a tutt'oggi segnalati nell'area (ALBORE LIVADIE & *alii*, 1989), la linea di riva romana va quasi certamente ricollegata al tratto S. Croce-Sommuzziello della paleofalesia di Stabia. Il tratto S. Croce-Antiche Terme sembrerebbe invece da riferire ad un rimodellamento della falesia avvenuto in epoca alto-medioevale e certamente prima dell'urbanizzazione del piccolo conoide del torrente Quisisana, risalente al secolo XIII. Nell'area stabiana, il conoide di Muscariello, edificato dal torrente del Fosso di Gragnano alla base della falesia, si configura come chiaro responsabile della maggiore progradazione registrata da questo settore della costa fra l'episodio Bottaro-Pioppaino e l'epoca romana.

b) *Gli eventi testimoniati nel sottosuolo*

Grazie al riesame di circa un centinaio di stratigrafie di sondaggi eseguiti nell'area sia per scopi applicativi che di ricerca (e dei quali solo quelli più strettamente utili alla presente nota sono riportati in fig. 1 e descritti nel seguente riquadro) è stato possibile precisare ulteriormente la ricostruzione delle fasi di dinamica costiera già descritte al precedente paragrafo e individuare, a monte delle paleo-linee di riva già menzionate, altri due precedenti tracciati olocenici della costa sarnese. Il più esterno di questi deve farsi passare, con una certa approssimazione, per la località Messigno (siglata con M in figura 1) dove il sondaggio 32, profondo 25 m, ha incontrato, al di sotto dei prodotti dell'eruzione del 79 d.C. e di un sottoposto paleosuolo, sabbie e ghiaie litorali, poste fra -3,5 m e -19 m (quota di fine sondaggio) ed in massima parte riferibili a facies di spiaggia. Il fatto che in sondaggi effettuati poco a monte (si veda ad esempio quello SC di Scafati) si ritrovino fino a quota -10 m depositi fluviali e palustri, conferma che la parte superiore dei depositi litorali di Messigno siano da assegnare ad una linea di costa (o sciame sub-coetaneo di tracciati costieri) passante in quel luogo o poco più a monte. Il tracciato di questa paleo-linea di costa può ragionevolmente essere condotto alla base della collina di Pompei Scavi (tratto Villa dei Misteri-S. Abbondio della paleo-falesia pompeiana) ed alla base del tratto Fosso di Gragnano-Petraro della paleo-falesia stabiana (fig. 1). L'età di questo antico tracciato costiero (o sciame di tracciati) è fornita dalle datazioni radiometriche effettuate sui livelli torbosi del pacco di sedimenti palustri presenti nel

sondaggio SC, i quali sono da interpretare come eteropici della spiaggia di Messigno (fig. 2). Dette datazioni indicano una età di circa 4 500 anni BP per i limi organici di quota -4,2 m e di circa 5 600 anni BP per quelli a quota -9,80 m (BARRA & *alii*, 1989). È da osservare che nel sondaggio SC i sedimenti palustri si spingono in alto fino a quota +1,2 m, ovvero fino alla base dei prodotti dell'eruzione del 79 d.C. Ciò indica che nella fascia assiale della piana (quella più prossima al Sarno) le condizioni di acquitrino si sono mantenute anche quando la costa era ormai progredita alcuni chilometri più avanti.

Un'ultima (ma in senso cronologico, prima) paleo-linea di riva olocenica è quella che si associava ai depositi marini litorali che si rinvennero nel sondaggio SC fra -10 e -20 m di quota. La relativa spiaggia non può essere posta più a monte della località Bagni, visto che numerosi sondaggi qui eseguiti (in fig. 2 si riporta per semplicità solo quello siglato B14) incontrano sequenze interamente continentali dalla superficie fino a circa -20 m.

Si può ritenere con quasi assoluta certezza che i depositi marini del sondaggio Scafati rappresentino la base della trasgressione versiliana in quest'area, in quanto essi sovrastano materiali tufitici giallastri (seguibili in molti altri sondaggi ed a quote via via crescenti avvicinandosi ai M. Latari) che chiudono le sequenze conglomeratiche del conoide tardo-pleistocenico di Angri. D'altra parte anche in zone più esterne della Piana la base della trasgressione olocenica si svolge in massima parte a quote non più basse di -20 metri circa.

Per i depositi litorali di Scafati non si dispone di datazioni. La loro età minima è ovviamente fissata dai 5 600 anni BP dei sovrastanti limi torbosi. La loro età massima può essere invece limitata considerando che essi hanno subito quantomeno i 4 metri circa di subsidenza realizzatisi dopo l'eruzione del 79 d.C. (vedi sopra) e che, quindi, la loro sommità si trovava originariamente a quote non inferiori a -6 metri e la loro base non più in basso di -16 m. Questi valori, confrontati con le curve della risalita eustatica post-glaciale (TOOLEY, 1978) consentono di fissare intorno a 8 000 anni l'età massima dei depositi litorali in questione. Se poi si assume che, come è più probabile, la subsidenza verificatasi a partire dal I secolo d.C. (con ritmo medio di circa 2 mm/a) fosse già in corso nei millenni precedenti, si deve ammettere che la posizione originaria delle sabbie litorali di Scafati fosse ancora più prossima allo zero attuale, il che porterebbe a dar loro una età ancora più vicina a quella delle torbe che le sovrastano, peraltro in apparente e probabile continuità di sedimentazione.

Circa l'andamento della linea di costa durante questa prima e più profonda ingressione postglaciale si può ritenere che essa seguisse, sul lato meridionale del golfo, il tratto della paleo-falesia stabiana che va dal Petraro a S. Maria la Carità e che, come già visto, predata la paleo-riva di Messigno testimoniando un paleo-golfo maggiormente incuneato nell'entroterra.

Sul lato settentrionale la costa doveva seguire il piede dell'edificio vulcanico di Pompei il quale era già all'epoca esistente. Infatti, diversi sondaggi eseguiti su questa colli-

TABELLA 1 - Stratigrafia dei sondaggi riportati in fig. 1. Le cifre sulla sinistra danno le quote assolute (in metri) degli intervalli stratigrafici.

SONDAGGIO N23		da 1 a -8	— sabbie eoliche passanti in basso a sabbie e ghiaie di spiaggia
da 2 a 0	— microconglomerati a matrice sabbioso-argillosa con clasti anche di ceramica	da -8 a -17	— piroclastiti più o meno rimaneggiate
da 0 a 1,7	— argille palustri fossilifere con intercalazioni di sabbie e ghiaie	SONDAGGIO B1	
da -1,7 a -2	— limo torboso	da 9 a 6	— piroclastiti rimaneggiate
da -2 a -6	— sabbia a granuli equidimensionali priva di matrice	da 6 a 3	— piroclastiti dell'eruzione del 79 d.C.
SONDAGGIO B4		da 3 a -3,5	— sabbie eoliche passanti in basso a depositi ghiaiosi e fossiliferi di spiaggia
da 5 a 0	— piroclastiti rimaneggiate in ambiente fluviale	da -3,5 da -26	— sabbie limose con livelli ghiaiosi e di torba
da 0 a -17	— sabbie eoliche passanti in basso a depositi di spiaggia e litorali fossiliferi	SONDAGGIO B2	
da -17 a -21	— sabbie limose, limi e torbe	da 5 a 2,5	— piroclastiti rimaneggiate
da -21 a -30	— ghiaie e clasti calcarei spigolosi e matrice sabbiosa	da 2,5 a 0	— piroclastiti dell'eruzione del 79 d.C.
SONDAGGIO N20		da 0 a -20	— sabbie nere augitiche con ciottoli arrotondati; verso il basso con matrice limosa, fossili e livelli torbosi
da 4 a 0	— piroclastiti più o meno rimaneggiate	SONDAGGIO B3	
da 0 a -1,4	— piroclastiti dell'eruzione del 79 d.C.	da 4 a -7	— piroclastiti rimaneggiate
da -1,4 a -2	— paleosuolo ricco di mat. carbonioso	da -7 a -20	— sabbie nere di spiaggia e litorali
da -2 a -2,8	— sabbie e ghiaie alluvionali	da -20 a -27	— sabbie limose, limi torbosi e torbe con fossili
da -2,8 a -3,5	— limi argillosi con livelli di torba	da -27 a -32,5	— alluvioni ghiaioso-sabbiose con matrice limosa
SONDAGGIO N32		da -32,5 a -46	— sabbie medie e grossolane, talora fossilifere, con livelli di ghiaia e di torba
da 6 a 4	— suolo e riporti antropici	SONDAGGIO B4	
da 4 a -3	— piroclastiti dell'eruzione del 79 d.C.	da 5 a -1	— piroclastiti rimaneggiate
da -3 a -3,5	— paleosuolo idromorfo	da -1 a -17	— sabbie nere di spiaggia e litorali
da -3,5 a -19	— sabbie marine litorali, in alto con dep. di spiagge ciottolose (clasti calcarei appiattiti)	da -17 a -24	— sabbie fini, limi e ghiaie, a luoghi fossiliferi, con livelli di torba
SONDAGGIO SC		da -24 a -30	— conglomerati a clasti calcarei spigolosi o smussati
da 7 a 5,5	— suolo attuale e dep. alluvionali	SONDAGGIO B5	
da 5,5 a 1,2	— piroclastiti dell'eruzione del 79 d.C.	da 6,5 a 0	— piroclastiti rimaneggiate e suoli
da 1,2 a -10	— torbe e limi torbosi alternati a sabbie alluvionali e livelli travertinosi	da 0 a -5	— piroclastiti dell'eruzione del 79 d.C.
da -10 a -20	— sabbie litorali e di spiaggia con livelli ghiaiosi	da -5 a -14	— sabbie nere di spiaggia e litorali
da -20 a -23	— tufo compatto giallastro	da -14 a -16	— sabbie limose e torbe
SONDAGGIO B14		da -16 a -22	— piroclastiti rimaneggiate e addensate
da 12 a 8,5	— suolo attuale e piroclastiti rimaneggiate	SONDAGGIO M3	
da 8,5 a 6,5	— piroclastiti dell'eruzione del 79 d.C.	da 11 a -2	— piroclastiti rimaneggiate intercalate a conglomerati a matrice piroclastica e clasti calcarei sub-angolosi
da 6,5 a -3	— limi argillosi con resti vegetali e livelli di torba	da -2 a -15	— sabbie nerastre di spiaggia e litorali
da -3 a -15,5	— piroclastiti rimaneggiate a straterellate	da -15 a -47	— piroclastiti rimaneggiate, tufi e conglomerati alluvionali
da -15,5 a -18	— tufo compatto giallastro	SONDAGGIO M2	
SONDAGGIO N31		da 13 a 0	— piroclastiti rimaneggiate intercalate a conglomerati a clasti calcarei sub-angolosi
da 13 a 4,5	— riporti antropici e depositi colluvionali eterometrici	da 0 a -12	— sabbie nere e ghiaie fini di spiaggia e litorali, alla base fossilifere
da 4,5 a 1,5	— piroclastiti dell'eruzione del 79 d.C.	SONDAGGIO M1	
da 1,5 a 1	— paleosuolo	da 14 a -3,7	— piroclastiti rimaneggiate e conglomerati a clasti calcarei sub-angolosi
da 1 a 0	— microconglomerati alluvionali a matrice limosa	da -3,7 a -11	— sabbie, sabbie limose e ghiaie fini litorali e transizionali
da 0 a -2	— sabbie medie e grossolane di spiaggia		
da -2 a -3	— lava schiuma a cristalli di leucite		
SONDAGGIO B15			
da 8 a 4	— piroclastiti rimaneggiate		
da 4 a 1	— piroclastiti dell'eruzione del 79 d.C.		

na mostrano che l'appoggio dei relativi prodotti effusivi sopra sedimenti di pianura alluvionale costiera avviene a non meno di 35 metri sotto l'odierno livello del mare e che, quindi, la sua formazione predata decisamente l'episodio ingressivo di Scafati. Inoltre, tanto in località Moriggine (MR in fig. 1) che in località Penniniello (P in fig. 1), sondaggi geognostici hanno incontrato sabbie di spiagge sepolte (rappresentanti appunto la base della trasgressione olocenica) che poggiano su piattaforme d'abrasione tagliate nelle lave del centro eruttivo di Pompei e poste intorno a $-15 / -16$ m di quota.

La sezione di fig. 2, tracciata circa ortogonalmente alla costa attuale, evidenzia l'andamento della base del complesso litorale-transizionale olocenico fra Bagni (B in fig. 1) ed il mare. Come si può notare essa tende ad approfondirsi modestamente verso il largo e mostra localmente delle inflessioni che possono imputarsi ad una modesta paleovalle incisa dal Sarno sulla Piana prima che la trasgressione versiliana raggiungesse questa area. Tale incisione appare meglio evidente nella sezione di fig. 3.

La superficie sommitale dei depositi marini, ovvero il passaggio verticale da sedimenti di spiaggia a depositi palustri, risale, invece, verso la costa ed evidenzia, inoltre, una serie di piccole pulsazioni trasgressive sovrapposte alla generale e prevalente tendenza progradazionale.

Il fatto che i depositi litorali via via più recenti occorrono a quote via via più alte potrebbe essere imputato ad una regolare risalita del livello marino nel corso degli ultimi cinquemila anni; ma ciò contrasterebbe con la maggioranza delle curve ricostruttive della risalita eustatica olocenica (TOOLEY, 1978). Se si tiene conto della prevalente tendenza dell'area alla subsidenza, si può proporre, in alternativa, che le spiagge in questione si siano formate a quote assolute non molto dissimili l'una dall'altra (entro una escursione altimetrica di pochissimi metri, in accordo con le curve sopra menzionate) e che le loro quote attuali siano proporzionali alla loro età e, quindi, alla quantità di subsidenza da ciascuna di esse subita.

In tale ipotesi la progradazione registrata nel tempo dalla linea di costa starebbe ad indicare il prevalere della aggradazione sedimentaria sulla subsidenza; il che è del tutto probabile, visto il cospicuo rifornimento piroclastico garantito dalle eruzioni vesuviane.

Le pulsazioni trasgressive e le soste che hanno interrotto questa generale tendenza alla regressione possono riferirsi a periodi di accelerazione della subsidenza, oppure a periodi di scarsa attività vulcanica, oppure ancora a fasi di più rapida risalita eustatica del livello marino.

Nella sezione 2 (fig. 3), tracciata lungo una spezzata ad andamento medio parallelo alla costa, si evidenziano le

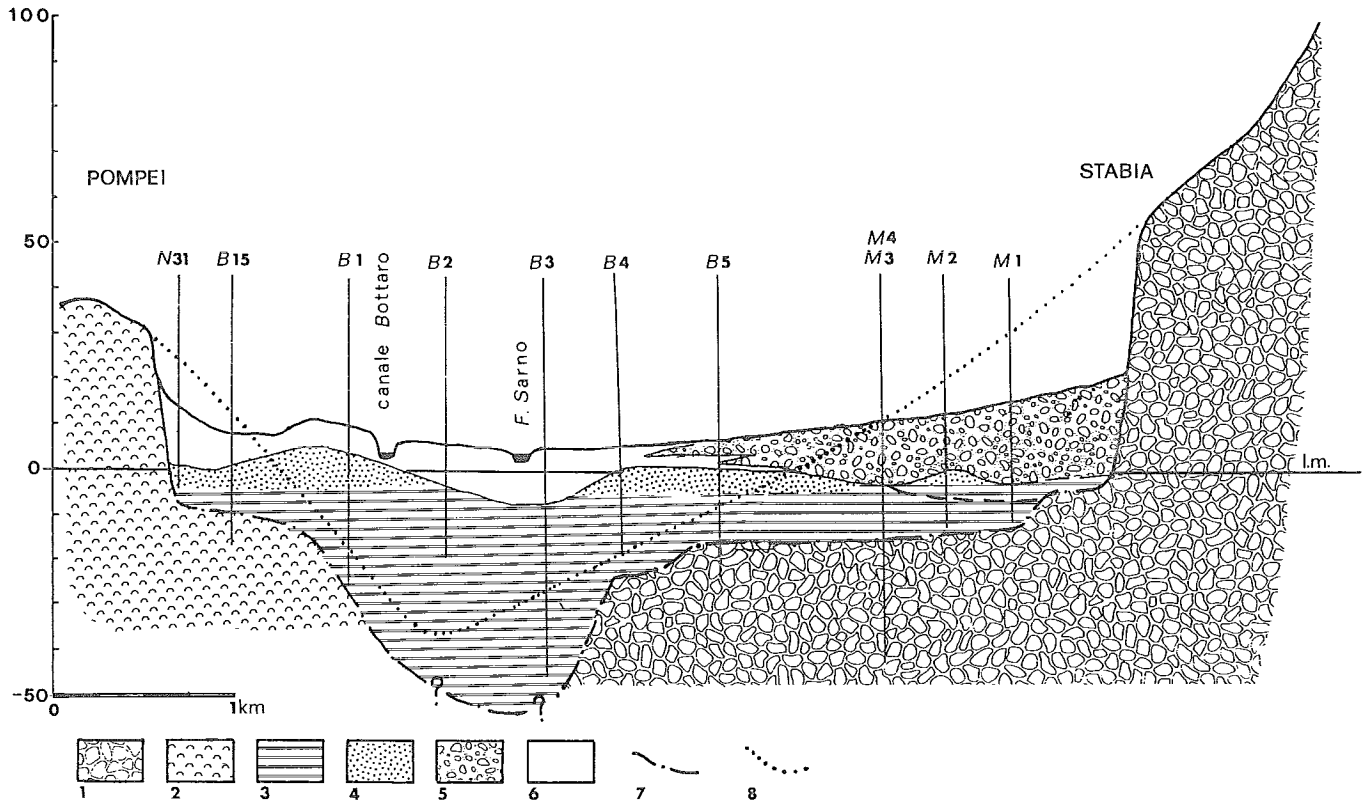


Fig. 3 - Sezione geologica 2 (per l'ubicazione vedi fig. 1). 1 - alluvioni e piroclastiti rimaneggiate nel conoide di Gragnano; 2 - piroclastiti e lave dell'edificio vulcanico di Pompei Scavi; 3 - depositi transizionali e litorali del complesso versiliano; 4 - depositi eolici del complesso versiliano; 5 - alluvioni e piroclastiti rimaneggiate del conoide di Muscariello; 6 - depositi alluvionali e piroclastiti subaeree al tetto del complesso versiliano; 7 - base della trasgressione versiliana; 8 - presumibile andamento della topografia verso la fine del periglaciale.

piattaforme d'abrasione tagliate dal mare al di sopra della quota odierna - 20 m tanto alla base delle conoidi di Gragnano e Castellammare quanto, ma con estensione minore, alla base del rilievo vulcanico di Pompei. Si noti che la superficie sommitale del complesso litorale olocenico è altimetricamente articolata in quanto la sezione taglia obliquamente e per due volte il cordone dunare di Bottaro-Pioppaino nonché, all'altezza del sondaggio M1, quello di probabile età romana.

L'ispessirsi del complesso olocenico nella zona assiale della Piana e la forte pendenza che assume la base del complesso tra il sondaggio B3 ed il B4 sembrano testimoniare l'esistenza di una paleo-valle del Sarno incisa circa al contatto fra i conoidi torrentizi discendenti dai M. Lattari e la collina vulcanica di Pompei. Questa incisione, che può farsi risalire all'ultimo cataglaciale würmiano, è colmata da sedimenti litorali, fluvio-marini e transizionali probabilmente accumulatisi durante gli ultimi stadi della fase di più rapida risalita eustatica versiliana, vale a dire anteriormente a 7-8 000 anni orsono. A questa stessa fase di colmamento della *ria* del Sarno può attribuirsi la parte inferiore dell'intervallo marino del sondaggio SC. La parte superiore, quella al di sopra di - 13 / - 14 m, con facies più francamente marine attestate anche dalle analisi micropaleontologiche (BARRA & *alii*, 1989), può essere ritenuta coeva del modellamento della piattaforma d'abrasione riconoscibile nella Sezione 2 a quote di - 16 / - 10 m.

CONCLUSIONI

L'insieme dei dati e delle considerazioni sopra svolte evidenzia in definitiva che sulla Piana del Sarno sono ben testimoniate le fasi oloceniche della trasgressione post-glaciale versiliana. Quelle immediatamente precedenti sono ricostruibili, solo per larghi tratti e con un minore grado di attendibilità, come segue:

— alla fine del Pleniglaciale, e forse fino a circa 14-15 000 anni fa, la linea di costa si trovava una decina di chilometri più al largo e circa 120 m più in basso di quella odierna. Oramai inattivo il centro eruttivo di Pompei e cessate le fasi di deiezione torrentizia che durante gli apici freddi wurmiani avevano tenuto in prevalente aggradazione il settore stabiano-pompeiano della Piana, il Sarno taglia una modesta valle (profonda fra venti e trenta metri all'altezza della costa attuale) entro la pianura pleistocenica. Questo evento avviene forse quando il mare è già in risalita, pur tenendosi più basso dell'odierno livello di qualche decina di metri. Questa incisione tardo-würmiana viene invasa da ambienti transizionali e marini litorali, e rapidamente colmata, durante gli ultimi millenni della fase di veloce risalita eustatica versiliana. Il successivo, e più lento procedere della trasgressione eustatica (intervallo 7 500-6 000 anni BP) viene accompagnato dal modellamento di una piattaforma d'abrasione marina (molto più ampia sulle tenere formazioni presenti a sud del Sarno).

Gli eventi successivi a questo stadio sono ricostruibili con maggior dettaglio ed affidabilità. Poco prima di circa 5 600 anni BP il mare era già penetrato fino all'altezza di Scafati, raggiungendo l'apice geografico della ingressione sulla Piana. I depositi di spiaggia di questo stadio si rinvennero a quote inferiori a - 10 m essendo stati ribassati da fenomeni di subsidenza il cui ritmo medio, durante l'Olocene, può essere stimato molto prossimo a 2 mm/a. La linea di costa dell'apice trasgressivo versiliano coincide solo localmente (nella estrema zona orientale) con il tracciato della paleo-falesia visibile alla base dei conoidi würmiani di Castellammare e Gragnano. Le parti via via più esterne di questa falesia sono state, infatti, rese fossili in tempi via via più recenti col progredire del fronte della piana costiera avvenuto nella seconda metà dell'Olocene. I tratti di falesia rimasti più a lungo in contatto col mare hanno subito maggiore arretramento ed hanno assunto profili planimetrici concavi verso mare che, ripetendosi più volte lungo il tracciato della scarpata, evidenziano i vari momenti di stasi nella progredazione dei lidi costieri.

Dati stratigrafici di sottosuolo, evidenze morfologiche ed archeologiche e datazioni col metodo del radiocarbonio confermano quanto evidenziato dalla analisi geomorfologica di tale falesia e consentono di riconoscere almeno quattro distinti episodi di stazionamento o di recessione intervenuti ad interrompere la generale tendenza a progredire manifestata dalla costa sarnese negli ultimi 6 000 anni circa: quello di Messigno, databile fra 5 600 e 4 500 anni BP; quello di Bottaro-Pioppaino, con una età compresa fra 3 600 e 2 500 anni; quello di epoca romana e, infine, quello intervenuto intorno all'anno mille.

Una interpretazione di queste pulsazioni della costa in termini di puro controllo eustatico e climatico non appare al momento affidabile in quanto i fenomeni in questione sono stati certamente influenzati, se non determinati, da molte altre variabili fra loro interagenti in modo complesso e non ancora note a sufficienza nella loro evoluzione temporale. Fra queste vanno sottolineate, da una parte, i movimenti tettonici e vulcano-tettonici, anche pulsanti, cui l'area è esposta e, dall'altra, l'influenza certamente esercitata dalla intermittente attività vulcanica esplosiva e dalle varie fasi di impatto antropico sulla dinamica sedimentaria fluviale e costiera, la quale è notoriamente in grado di enfatizzare o controvertire le tendenze evolutive indotte su una costa dai fatti eustatici e tettonici.

La tendenza evolutiva generale manifestata dall'area nel corso dell'Olocene appare, comunque, suddivisibile in due fasi: la prima, iniziata già negli ultimi millenni del Pleistocene e durata forse fino a seimila anni fa circa, durante la quale il sollevarsi del livello marino e la contemporanea subsidenza della Piana prevalgono sulla aggradazione sedimentaria di quest'ultima e determinano una profonda ingressione marina, che nelle sue fasi finali avanza anche modellando piattaforme d'abrasione.

La seconda fase comincia quando il valore del ritmo di sollevamento relativo del livello di base (dato dalla sommatoria: variazione del livello marino + subsidenza della piana) si abbassa al di sotto di quello del ritmo di aggradazione.

zione (sedimentaria e piroclastica) della Piana. Di conseguenza si ha una inversione di tendenza nella morfodinamica della linea di costa che prende, infatti, ad avanzare formando lidi sabbiosi subparalleli alla costa attuale sempre più avanzati alle spalle dei quali si determinano ambienti acquitrinosi.

BIBLIOGRAFIA

- ALBORE LIVADIE C., BARRA D., BONADUCE G., BRANCACCIO L., CINQUE A., ORTOLANI F., PAGLIUCA S. & RUSSO F. (1989) - *Evoluzione geomorfologica, neotettonica e vulcanica della pianura costiera del fiume Sarno (Campania) in relazione agli insediamenti anteriori all'eruzione del 79 d.C.*, Vulcan. Paleog. Archeol., PACT, 10.
- BALDUCCI S., VASELLI G. & VERDIANI G. (1983) - *Exploration well in the Ottaviano Permit, Italy, Trecase 1*. Europ. Geot. Update, 3rd. Int. Sem., 29.11-1.12.1983, Munich. 407-418.
- BARBERI F., CIOPPI D., GHERALDONI R., NANNINI R., SOMMARUGA G. & VERDIANI G. (1980) - *Integrated geothermal reconnaissance of the Somma-Vesuvius system*. 2nd. Int. Sem. E.C. Geot. Energy Res., Strasbourg.
- BARRA D., BONADUCE G., BRANCACCIO L., CINQUE A., ORTOLANI F., PAGLIUCA S. & RUSSO F. (1989) - *Nuovi dati sulla evoluzione geomorfologica olocenica della piana costiera del fiume Sarno (Campania)*. Atti Conv. Soc. Geol. It. «Morfogenesi e stratigrafia dell'Olocene», 23-30.5.1989, Bari. In stampa su: Mem. Soc. Geol. It.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1989) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the Southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. Atti 2nd. Int. Conf. on Geomorph. Frankfurt/Main (1989). In stampa su: Zeit. Geom.
- CINQUE A. (1986) - *Guida alle escursioni geomorfologiche in Penisola Sorrentina, Capri, Piana del Sele e Monti Picentini*. Pubbl. n. 33. Dip. Sc. di Terra, Un. Napoli.
- CINQUE A. & RUSSO F. (1986) - *La linea di costa del 79 d.C. fra Oplonti e Stabiae nel quadro della evoluzione olocenica della piana del Sarno (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., 105, 111-121.
- CINQUE A., HOSSEIN H., LAURETI L. & RUSSO F. (1987) - *Osservazioni preliminari sulla evoluzione geomorfologica della Piana del Sarno (Campania, Appennino meridionale)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10, 161-174.
- NICOTERA P. & CIVITA M. (1969) - *Indagini idrogeologiche per la captazione delle sorgenti S. Maria di Lavorate (Sarno)*. Mem. Note Ist. Geol. Appl. Un. Napoli, 11, 1-50.
- SANTACROCE R. (1987) - *Somma-Vesuvius*. Quad. Ric. Sci., C.N.R., Roma, 114 pp.
- TOOLEY M.J. (1978) - *Sea-level Changes in NW England during the Flandrian Stage*. Clarendon Press, Oxford, 232 pp.