

NUOVI DATI STRATIGRAFICI E CRONOLOGICI SULL'EVOLUZIONE RECENTE DELLA PIANA DEL FIUME ALENTO (CILENTO, CAMPANIA) *

A. Cinque⁽¹⁾ - C. Roskopf⁽¹⁾ - D. Barra⁽²⁾ - L. Campajola⁽³⁾ - G. Paolillo⁽¹⁾ - M. Romano⁽³⁾ (**)

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

⁽²⁾ Dip.to di Paleontologia, Università di Napoli "Federico II", Napoli

⁽³⁾ Dip.to di Scienze Fisiche, Università di Napoli "Federico II" Napoli

ABSTRACT - *New stratigraphical and chronological data about the recent evolution of the Alento Plain (Cilento, Campania, S Italy) - Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 8(2), 1995, 323-338* - Field investigations concerning the Quaternary deposits outcropping in the lower Alento valley, stratigraphical data obtained by analysing numerous pre-existing boreholes and a detailed geomorphological study of the area have permitted to outline some of the main morpho-evolutionary stages distinguishing the construction of the Alento Plain during the Upper Pleistocene and Holocene. The chronology of reconstructed events, which was based mainly on stratigraphical and geomorphological criteria, has been integrated by chronological data using the C¹⁴ radiometric method as well as archaeological evidence and historical documents. Micropaleontological analyses of the fossil contents (ostracoda and foraminifera) of clastic sediments were carried out to clarify the depositional environment. Stratigraphical analyses of the Quaternary infilling found in the lower Alento valley revealed a succession of epiclastic deposits of marine, transitional and fluvial environment up to more than 50 m in thickness. In the upper part of the study area examined borehole cores reveal a sequence made of prevalently clayey sediments subdivided into two intervals (the upper one known as the *Argille Superiori* unit, the lower one as the *Argille Inferiori* unit), which are attributable to lacustrine and perhaps partly lagoonal environments separated by a layer of coarse-grained fluvial sediments (the so-called *Alluvioni Sepolte dell'Alento* unit). The *Argille Superiori* unit, the upper part of which is proved to be of lacustrine origin, is characterized by local fluvial inputs (*Ghiaie di Sciro* unit) and may be ascribed to the last Interglacial high-stand. The terminal part of the Alento valley owns characters of a coastal plain developed prevalently on marine, eolian and transitional deposits to be referred to the Versilian marine transgression following the maximum regression of the last Glaciation, which had caused the dissection of the Pleistocene plain. The distribution of the "Versilian" marine and transitional deposits evidence the formation of a kind of ria when the sea reached the maximum transgression and a position up to 2.5 km from the present coast. The successive shorelines, concerning phases of progradation of late Holocene age, get gradually more rectilinear and parallel to the present coast. The use of stratigraphical, geomorphological and archaeological-historiographical evidence has permitted to recognize at least six paleo-shorelines, the most ancient of which serving to define more correctly the paleogeographical features of the plain during the period of the Greek settlement of Elea, located on the promontory bordering the plain to the south-east. The most ancient of the above-mentioned shorelines (dated to 2600 years BP) can be traced along the outer edge of the "Zambini" dune ridge, which outcrops about 1.5 km from the present coast. Two successive positions of the shoreline, highlighted by the *Paino* and *Marina di Casalvelino* dune-ridges which are situated about 650 m and 3+400 m from the present shoreline respectively, are to be referred to a period prior to 2200 years BP on the basis of archaeological data. Another paleo-shoreline, mainly proved by a thick eolian deposit outcropping along the south-eastern border of the plain, can probably be referred to the late Roman period (6th-7th Century?). A subsequent phase of progradation is represented by the polyphasic *Pantano* dune-ridge situated some hundred metres from the present coast. The period of greatest extension of the coastal plain can be referred to the late Middle Ages (14th-15th Century?) when the coastline occupied a considerably more advanced position than the present one. This is proved by the accumulation of a layer of lagoonal clay (the *Lido Tirreno* unit) outcropping along the present coastline where anthropically induced marine erosion has destroyed its eolian cover. This latter can be referred as the most recent shoreline to be reconstructed in the study area.

RIASSUNTO - *Nuovi dati stratigrafici e cronologici sulla evoluzione recente della Piana del Fiume Alento (Cilento, Campania) - Il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 8(2), 1995, 323-338* - Il rilevamento dei depositi quaternari della bassa valle del F. Alento insieme alla analisi di preesistenti stratigrafie di sondaggio ed un dettagliato rilevamento geomorfologico dell'area, hanno consentito di ricostruire alcune delle principali tappe morfoevolutive che hanno caratterizzato l'aggradazione e la progradazione della Piana dell'Alento durante il Pleistocene superiore e soprattutto durante l'Olocene. Il quadro della cronologia relativa degli eventi, sviluppato in base a criteri stratigrafici e geomorfologici, è stato integrato da alcuni dati di cronologia assoluta ottenuti sia mediante datazioni C¹⁴, sia facendo uso di evidenze archeologiche e di fonti storiche varie. Sono state inoltre effettuate analisi sulla microfauna fossile ad ostracodi e foraminiferi di alcune formazioni onde definirne l'ambiente di deposizione. L'analisi stratigrafica del sottosuolo della bassa valle dell'Alento ha evidenziato la presenza di una successione di riempimento vallivo, potente fino a oltre 50 m e costituita da depositi epiclastici di ambiente litorale, transizionale e fluviale. Essa rappresenta il frutto di almeno due distinte fasi di aggradazione della valle, separate da una fase di reincisione ascrivibile alla regressione würmiana. La parte terminale del fondovalle ha caratteri di piana costiera e risulta impostata in prevalenza su depositi litorali, eolici e transizionali riferibili alla trasgressione versiliana. La più interna linea di costa di questa trasgressione disegna una sorta di ria, poco incastrata entro la pianura pleistocenica, che si spinge fino a 2,5 km più all'interno della costa attuale. Via via più rettilinee e più avanzate risultano le linee di riva relative alle fasi tardo-oloceniche di progradazione. L'utilizzo integrato di evidenze stratigrafiche (di superficie e di sottosuolo), geomorfologiche ed archeologico-storografiche, ha permesso di riconoscere almeno sei paleotraccati costieri di età compresa tra l'attuale ed il VI secolo a.C. I più antichi tra questi permettono anche di definire meglio la paleogeografia dell'area all'epoca della celebre colonia magno-greca di Elea, posta

(*) Lavoro eseguito nell'ambito del Progetto di ricerca M.U.R.S.T. (Fondi 40%) "Genesi ed evoluzione geomorfologica delle Pianure dell'Italia peninsulare ed insulare" (Resp. Naz. Prof. P.R. Federici; Resp. U.O. Prof. L. Brancaccio).

(**) D. Barra ha curato le analisi micropaleontologiche. L. Campajola e M. Romano hanno eseguito le datazioni radiometriche avvalendosi della collaborazione tecnica di G. Paolillo.

su di un promontorio al margine orientale della piana. Il periodo di massima ampiezza della piana costiera è collocabile intorno al tardo Medioevo, quando la linea di costa risultava notevolmente più avanzata di oggi.

Parole Chiave: Piana costiera, geologia del Quaternario, evoluzione geomorfologica, datazioni C^{14} , Pleistocene superiore-Olocene, Italia meridionale
Key words: Coastal plain, Quaternary geology, geomorphologic evolution, radiocarbon dating, Upper Pleistocene-Holocene, southern Italy

1. INTRODUZIONE

Nell'ambito del progetto di ricerca "Geomorfologia ed evoluzione delle pianure dell'Italia peninsulare ed insulare" è stata indagata l'evoluzione recente della piana del Fiume Alento (Cilento, Campania), di notevole interesse per la sua storia archeologica che è in gran parte ancora da scoprire e in stretta relazione con quella della adiacente Piana di Velia, nota per le rovine della città greca di Elea (poi Velia).

Obiettivo dello studio è stato quello di chiarire il significato paleogeografico e la cronologia delle unità sedimentarie quaternarie presenti nell'area (alcune delle quali già segnalate in letteratura) e di ricostruire con il maggiore dettaglio possibile le principali tappe morfologiche della Piana durante l'Olocene. In particolare si è tentato di delineare i mutamenti paleogeografici occorsi in epoca storica confrontando i dati raccolti con le ricostruzioni proposte da altri autori (Baggioni-Lippmann, 1982; Lippmann-Provansal, 1987; De Magistris, 1991; Schmiedt, 1970, 1975).

2. METODOLOGIA

Come è tipico di tutte le ricerche geologiche che interessano aree piatte ed antropizzate, lo studio da noi condotto sulla piana dell'Alento si è potuto basare solo in parte sulla analisi degli affioramenti (piccoli e sparsi) e delle blande articolazioni morfologiche (indagate anche con l'ausilio di cartografia topografica in scala 1:5.000). Preziose informazioni stratigrafiche sono invece emerse dalla raccolta e riesame di oltre cento stratigrafie di già esistenti sondaggi effettuati per scopi geognostici e ricerche idriche.

Per la ricostruzione di paleogeografie di epoca storica ci si è avvalsi anche di fonti letterarie e cartografiche, nonché di numerosi dati archeologici reperiti in parte dalla esistente letteratura e in parte nel corso del rilevamento.

Su alcuni sedimenti di difficile interpretazione sono state effettuate delle analisi paleontologiche vertenti a chiarire il paleoambiente di deposizione attraverso lo studio della microfauna ad ostracodi e foraminiferi.

Per precisare, infine, la cronologia delle tappe morfologiche si è fatto ricorso, oltre che ai già menzionati dati archeologici e storici, a datazioni radiometriche eseguite presso il Laboratorio di Spettrometria di Massa Ultrasensibile del Dipartimento di Scienze Fisiche dell'Università di Napoli con la tecnica della Spettrometria di

Massa con Acceleratore (AMS).

Dei quattro campioni sottoposti a datazione radiometrica, due erano costituiti da limi a componente organica, uno da suolo torboso e uno, infine, da materiale osseo. I primi tre campioni sono stati preparati con il seguente procedimento:

- rimozione di materiali inquinanti, essiccazione in stufa e setacciatura;
- neutralizzazione ed estrazione degli acidi umici;
- centrifugazione, precipitazione degli acidi umici, centrifugazione e
- neutralizzazione del precipitato;
- essiccazione e pirolisi in corrente di azoto;
- ossidazione a CO_2 dei residui carboniosi.

Per il trattamento del campione di osso l'estrazione del collagene è stata effettuata con successivi attacchi acidi e decalcificazioni.

I campioni così trattati sono stati ridotti a grafite con idrogeno e posti insieme a due *standard* di sucrosio (forniti dalla *Australian National University*) e a due campioni inattivi di carbone fossile nell'acceleratore *Tandem*.

Utilizzando il sistema AMS del Dipartimento di Scienze Fisiche dell'Università di Napoli (Terrasi *et al.*, 1990) sono stati ottenuti i rapporti isotopici C^{14}/C^{13} con precisione compresa tra 1.4 % (per gli *standards*) e 3% (per i campioni ignoti). La statistica di conteggio per questi ultimi è stata limitata dalla qualità dei campioni dato che la non completa rimozione degli incondensabili presenti in essi non ha consentito di operare la sorgente di ioni al massimo della corrente estraibile, limitando così la precisione statistica delle misure effettuate.

3. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E PRECEDENTI CONOSCENZE

Il bacino fluviale dell'Alento (vasto circa 310 km²) risulta circondato da rilievi alti fino ad oltre 1700 m e caratterizzato da valli con profili a "V" abbastanza ripidi. Il corso principale, tuttavia, presenta un profilo longitudinale ben raccordato all'attuale livello di base e mostra nel tratto finale un fondovalle largo più di 1000 m già a 7 km dalla foce, in vicinanza della quale assume un'ampiezza di circa 3 km e caratteri di vera e propria piana costiera.

Questa configurazione è certamente da imputare a fasi di sovralluvionamento di una valle approfondita ben al di sotto dell'odierno livello marino. Essa è tagliata entro il flysch argillitico e arenaceo della Formazione di Ascea (Unità nord-calabrese) che affiora ampiamente ai bordi della bassa valle e che passa, più in alto, ai terreni

Tabella 1 - Stratigrafie dei più significativi sondaggi riportati in Figura 2 (da nord verso sud). Le cifre corrispondono alle quote assolute dei singoli intervalli stratigrafici.

Stratigraphic logs of the most significant cores shown in Figure 2 (from north to south). Figures are the elevations of single stratigraphic intervals.

<p>Sondaggio 86 da 6.0 a 5.0 - limo argilloso ARGILLE SUPERIORI: da 5.0 a -14.0 - argille ed argille siltose</p> <p>Sondaggio 36 da 8.0 a 5.0 - limo fluviale ARGILLE SUPERIORI: da 5.0 a -31.0 - limo sabbioso-argilloso giallastro con macroresti vegetali e livelli fossiliferi GHIAIE SEPOLTE DELL'ALENTO: da -31.0 a -42.0 - ghiaia e sabbia fluviale ARGILLE INFERIORI: da -42.0 a -49.0 - argilla compatta grigio-verde</p> <p>Sondaggio 83 da 11.0 a 3.0 - limi e sabbie fluviali GHIAIE DI SCIFRO: da 3.0 a -1.0 - sabbia e ghiaia ARGILLE SUPERIORI I: da -1.0 a -9.0 - argille siltose</p> <p>Sondaggio 42 da 5.5 a 3.5 - limo e sabbia limosa fluviale COMPLESSO VERSILIANO INDIFFERENZIATO: da 3.5 a -1.5 - ghiaia e sabbia grigia</p> <p>Sondaggio 34 da 6.0 a 4.5 - limo argilloso fluviale ARGILLE SUPERIORI II: da 4.5 a 0.5 - argilla grigia COMPLESSO VERSILIANO INDIFFERENZIATO: da 0.5 a -16.0 - sabbia grigia con gusci di Patella</p> <p>Sondaggio 28 da 4.0 a 1.5 - limo e limo argilloso fluviale da 1.5 a 1.0 - argilla grigia COMPLESSO VERSILIANO INDIFFERENZIATO: da 1.0 a -1.0 - sabbia grigia</p> <p>Sondaggio 29 da 3.5 a -0.5 - limo argilloso fluviale COMPLESSO VERSILIANO INDIFFERENZIATO: da -0.5 a -13.5 - sabbia e ghiaia grigia a -13.5 - argilla grigia (di spessore non accertato)</p> <p>Sondaggio 51 da 3.0 a 1.5 - limo sabbioso-argilloso fluviale COMPLESSO VERSILIANO INDIFFERENZIATO: da 1.5 a -2.0 - sabbia fine gialla</p> <p>Sondaggio 11 da 4.0 a 1.0 - limo giallo fluviale COMPLESSO VERSILIANO INDIFFERENZIATO: da 1.0 a 0.0 - sabbia e ghiaia sabbiosa con gusci di patella</p> <p>Sondaggio 95 GHIAIE DI SCIFRO: da 9.0 a 4.0 - ghiaia in matrice fine limosa e sabbia limosa ARGILLE SUPERIORI I: da 4.0 a 1.4 - argilla limosa giallastra con venature azzurre da 1.4 a -4.1 - limo sabbioso plastico giallastro da -4.1 a -11.6 - argilla sabbio-limosa plastica grigia</p>	<p>Sondaggio 97 GHIAIE DI SCIFRO: da 8.0 a 7.2 - limo e sabbia argillosa giallastra da 7.2 a 3.2 - argilla beige con inclusioni di ghiaietto e sabbia da 3.2 a 1.6 - sabbia con limo e ghiaietto ARGILLE SUPERIORI I: da 1.6 a -12.0 - argilla a tratti limosa e sabbiosa grigia</p> <p>Sondaggio 39 da 2.5 a -1.5 - limo e limo argilloso fluviale da -1.5 a -8.0 - ghiaia e ghiaietto ben lavato (fluviale?) COMPLESSO VERSILIANO INDIFFERENZIATO: da -8.0 a -15.5 - sabbia grigia con gusci di lamellibranchi e gasteropodi marini da -15.5 a -16.5 - argilla grigia con gasteropodi a guscio sottile da -16.5 a -17.5 - sabbia e ghiaia grigia</p> <p>Sondaggio 40 da 3.5 a 0.0 - limo sabbioso e argilloso fluviale COMPLESSO VERSILIANO INDIFFERENZIATO: da 0.0 a -10.0 - ghiaia e sabbia grigia da -10.0 a -11.0 - argilla grigio-scura compatta fossilifera a -11.0 - ghiaia (di spessore non accertato)</p> <p>Sondaggio 85 COMPLESSO VERSILIANO INDIFFERENZIATO: da 3.0 a -8.0 - sabbia media color marron da -8.0 a -11.0 - sabbia grigia contenente gasteropodi polmonati da -11.0 a -11.2 - ghiaia ARGILLE SUPERIORI I: da -11.2 a -14.3 - argilla gialla con frammenti litoidi da -14.3 a -15.9 - argilla beige da -15.9 a -17.0 - argilla gialla ricca di frammenti siltitici</p> <p>Sondaggio 99 da 2.5 a 1.0 - limo argilloso fluviale ARGILLE SUPERIORI I: da 1.0 a -1.2 - argilla limosa marrone da -1.2 a -2.8 - argilla di color grigio plumbeo da -2.8 a -17.5 - argilla sabbiosa mediamente compatta color avana</p> <p>Sondaggio 102 da 2.0 a 0.5 - limo argilloso fluviale COMPLESSO VERSILIANO INDIFFERENZIATO: da 0.5 a -16.5 - sabbia e argilla grigia ARGILLE SUPERIORI I: da -16.5 a -18.0 - argilla sabbiosa mediamente compatta color avana</p> <p>Sondaggio 104 COMPLESSO VERSILIANO INDIFFERENZIATO: da 2.5 a -4.5 - sabbia di color avana da -4.5 a -5.5 - ghiaia ARGILLE SUPERIORI I: da -5.5 a -8.5 - argilla di color marrone da -8.5 a -13.5 - argilla grigia da -13.5 a -17.5 - argilla di color marrone</p> <p>Sondaggio 54 da 7.5 a 4.5 - colluvioni limo-sabbiose ARGILLE SUPERIORI I: da 4.5 a -24.0 - argilla marrone a tratti limosa e sabbiosa</p>
--	---

arenaceo-conglomeratici e calcareo-marnosi delle formazioni di Pollica, del Torrente Bruca e di S.Mauro appartenenti al Gruppo del Cilento (Amore *et al.*, 1988).

L'andamento dei rilievi che bordano la Piana suggerisce la presenza di lineamenti tettonici a direzione prevalente circa NNE-SSW ai quali Aprile *et al.* (1980)

assegnano il ruolo di faglie dirette che, nel corso di un non meglio precisato Pleistocene medio-superiore, avrebbero creato la depressione entro la quale corre il basso Alento. Le conoscenze bibliografiche e cartografiche preesistenti non chiariscono né la consistenza né la natura del riempimento quaternario responsabile dell'appiattimento aggradazionale del fondovalle.

I più antichi depositi epiclastici quaternari riconosciuti in questo settore del Cilento appartengono alla Formazione di Centola e affiorano lungo il bordo meridionale della Piana dell'Alento dove poggiano con contatto erosionale sulla Formazione di Ascea. Si tratta di un complesso di conglomerati torrentizi dubitativamente ascritti al Pliocene sul Foglio 209 della Carta Geologica d'Italia, e riferiti, invece, al Pleistocene medio da Lippmann-Provansal (1987). In base ai suoi rapporti geomorfologici con la valle, questa formazione è comunque da ritenere anteriore ai summenzionati fagliamenti bordieri di Aprile *et al.* (1980).

Lippmann-Provansal (1987) distingue poi un altro complesso di sedimenti fluvio-torrentizi che affiora blandamente terrazzato lungo i bordi della media e bassa valle dell'Alento. Per esso l'autrice ipotizza una messa in posto diacrona, "*wuermienne pour l'essentiel, achevée à l'Holocène*".

La letteratura esistente non segnala nell'area né depositi né terrazzi marini pleistocenici in grado di chiarirne il comportamento tettonico recente. Tuttavia, studi di geomorfologia costiera condotti nella parte settentrionale del Cilento (pochi chilometri a nord dell'Alento) evidenziano un comportamento tettonico piuttosto omogeneo almeno a partire dal tardo Pleistocene medio, con una modesta tendenza al sollevamento sia degli alti che dei bassi strutturali. I fagliamenti più recenti (con rigetti massimi di poche decine di metri) interessano forme e depositi del tardo Pleistocene medio.

Ad essi seguono sollevamenti *in toto* di modestissima entità, testimoniati dalla disposizione a quote costanti (8÷10 e 2÷4 metri s.l.m.) delle tracce di paleostazionamento del livello del mare attribuibili rispettivamente ai sotto-stadi 5e e 5c della stratigrafia isotopica (Brancaccio *et al.*, 1990, 1994; Cinque *et al.*, 1994).

A sud dell'Alento, l'area più prossima con terrazzi marini di età nota è quella compresa tra Caprioli e Marina di Camerota (Brancaccio *et al.*, 1990; Romano, 1992, 1994; Lippmann-Provansal, 1987). Questo settore del Cilento si caratterizza per un complesso comportamento tettonico nel corso del Pleistocene inferiore e medio *p.p.* Anche qui, tuttavia, la disarticolazione a blocchi cessa nel corso del Pleistocene medio per lasciar posto ad un leggero sollevamento in toto con ritmi medi dell'ordine di 0,1 mm/anno che sembra cessare non più tardi dell'Ultimo Interglaciale, visto che le spiagge a *Strombus* del sotto-stadio 5e non superano i 2÷3 m di quota (Romano, 1994). Per quanto non sia da escludere l'ipotesi di un comportamento tettonico indipendente della valle dell'Alento rispetto alla restante parte del pro-

montorio cilentano, i dati sopra esposti fanno ritenere quantomeno probabile che anche nell'area dell'Alento gli episodi di *block-faulting* siano cessati nel corso del Pleistocene medio e che i movimenti tettonici verticali eventualmente occorsi nel Pleistocene superiore-Olocene siano di entità trascurabile (di ordine metrico).

Riguardo alla evoluzione della piana durante l'Olocene sono da segnalare i lavori di Napoli (1966) e Schmiedt (1970, 1975) i quali sostengono che la linea di costa in epoca classica (I sec. a.C.) si situava circa 3 km più all'interno di quella attuale, disegnando un ampio golfo che avrebbe ospitato il porto settentrionale della città di Elea. Questa interpretazione, ripresa poi da Baggioni-Lippmann (1982) e Lippmann-Provansal (1987), sembra trarre spunto soprattutto dagli scritti di Cicerone e di Strabone, i quali descrivono la collina di Velia come un promontorio limitato sia a N che a E e S da due ampie insenature che ospitavano i porti della città. Tale ipotesi viene contestata dal De Magistris (1991) il quale, sulla base di nuovi dati archeologici, pone la stessa linea di riva a non oltre 1,5 km dalla costa attuale.

Studi recentemente effettuati sulla adiacente Piana di Velia hanno evidenziato fasi di aggradazione e progredazione verificatesi a partire dal VI sec. a.C. che, secondo Ortolani *et al.* (1991, 1993a) e Ortolani & Pagliuca (1993b, 1994), sarebbero da mettere in relazione a crisi climatiche.

Dagli studi di De Magistris (1991) emerge che vasti tratti della bassa piana dell'Alento sono stati soggetti almeno a partire dal XI sec. d.C. a periodi di impantano e di abbandono più o meno prolungati, l'ultimo dei quali si sarebbe protratto fino alle azioni di bonifica effettuate all'inizio del nostro secolo (Mollo, 1930).

4. ESPOSIZIONE E DISCUSSIONE DEI DATI ACQUISITI

L'insieme dei dati di sottosuolo raccolti evidenzia che il fondovalle della bassa valle dell'Alento risulta impostato su successioni epiclastiche di notevole spessore. Il substrato pre-quaternario di questi terreni di riempimento si trova intorno alla quota zero già a circa 7 km dalla foce e scende fino ad almeno 50 m sotto il livello del mare in corrispondenza della costa attuale. Dato che ben pochi dei sondaggi analizzati sono abbastanza profondi da raggiungere la base del riempimento quaternario, non è stato possibile ricostruire l'esatta geometria della valle sepolta e chiarire in base a ciò se si tratti di una semplice incisione fluviale o se essa, invece, non derivi anche da locali ribassamenti tettonici (come ipotizzano Aprile *et al.*, 1980).

Siccome le successioni di riempimento presentano notevoli variazioni stratigrafiche laterali muovendosi da monte verso valle, si ritiene opportuno trattare separatamente la porzione di fondovalle che giunge sino a circa la confluenza Alento-Palistro (qui di seguito denominata "bassa valle dell'Alento") da quella posta più a valle ("piana costiera dell'Alento").

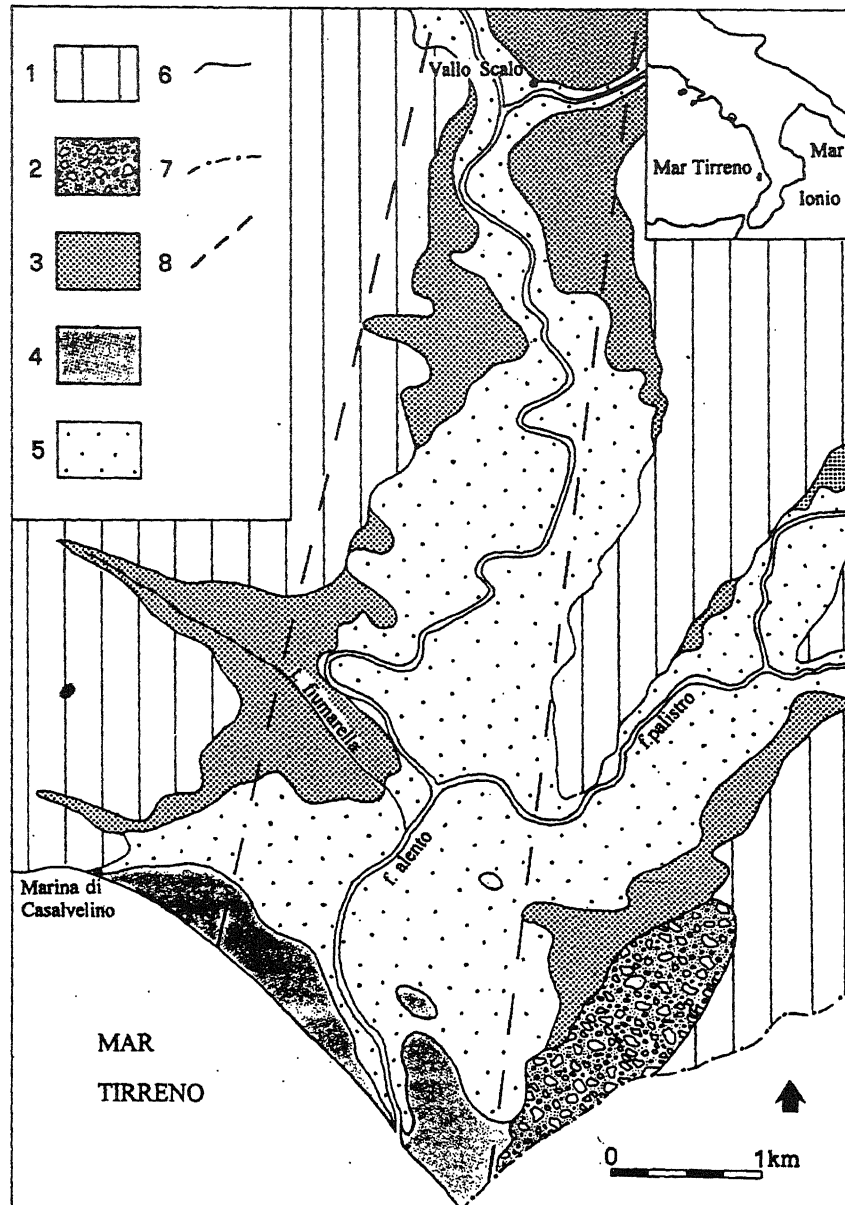


Fig. 1 - Schema geologico della bassa valle dell'Alento. 1) Substrato pre-quadernario (Formazione di Ascea, Unità nord-calabrese); 2) Depositi fluvio-torrentizi (Conglomerati di Centola, Plioc. sup. - Pleist. inf. ?); 3) Depositi fluvio-lacustri (Pleistocene superiore); 4) Sabbie eoliche e marine recenti (Olocene sup. - attuale); 5) Alluvioni recenti ed attuali; 6) Limite geologico; 7) Spartiacque; 8) Faglie bordiere presunte.

Geological sketch map of the Alento river low valley. 1) Pre-quadernary substratum (Ascea Formation, North-Calabria Unit); 2) Fluvial coarse-grained deposits (Centola conglomerates, upper Pliocene - lower Pleistocene?); 3) Fluvio-lacustrine deposits (upper Pleistocene); 4) Recent eolic and marine sands (upper Holocene - Present); 5) Recent and present alluvial deposits; 6) Geologic limit; 7) Watershed; 8) Supposed border faults.

4.1 La bassa valle dell'Alento

In questo settore la parte bassa del riempimento è costituita da terreni argillosi compatti. Per facilitare le citazioni, tali terreni verranno nel seguito indicati come "Argille Inferiori". Essi sono stati raggiunti solo dai sondaggi più profondi che li attraversano per un massimo di 7 m senza raggiungerne la base. Dato che il tetto delle Argille Inferiori presenta dislivelli e gradienti non compatibili con una superficie di deposizione lacuo-palustre, è

ipotizzabile una fase di erosione e/o fagliamento dopo la loro deposizione.

Alle Argille Inferiori si sovrappone un intervallo di ghiaie e sabbie fluviali potente tra 13 e 17 m (in seguito denominato "Alluvioni Sepolte dell'Alento"), a sua volta coperto da depositi quasi esclusivamente pelitici (denominati "Argille Superiori") con spessori compresi tra 25 e 35 m circa.

Nel suo complesso, la successione fin qui descritta, potente quasi 60 m e dominata da intervalli a prevalente componente pelitica, appare riferibile ad un ambiente val-

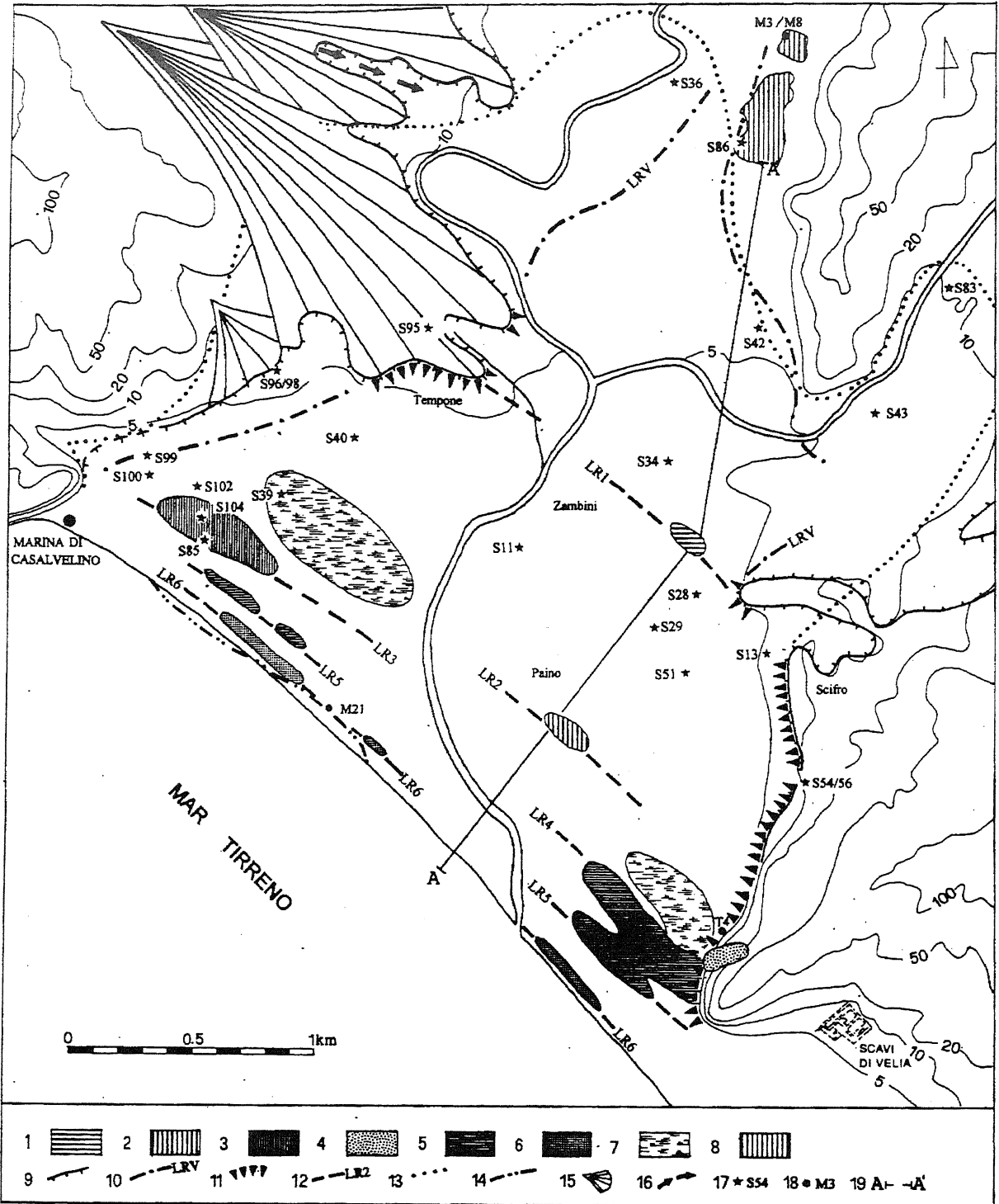


Fig. 2 - Schema geomorfologico della Piana dell'Alento. 1), 2) e 3) Cordoni dunari di Zambini, di Paino e di Marina di Casalvelino; 4) Unità eolica IV; 5) Cordone polifasico di Pantano; 6) Cordone dunare subattuale; 7) Bassi morfologici ritenuti probabili sedi di antichi specchi paludosi; 8) Area di escavazione della cava "La Fornace"; 9) Orlo di terrazzo fluvio-lacustre (terrazzi di I ordine); 10) Ipotesi limite della massima trasgressione versiliana (LRV); 11) Paleoclastia erosa durante la massima trasgressione versiliana; 12) Linee di riva tardo-oloceniche e relative sigle 13) Andamento della linea di costa in epoca classica sec. Schmiedt (1970); 14) Linea di costa formata in seguito a processi locali di erosione e di accumulo ancora attivi; 15) Conoide alluvionale; 16) Alveo abbandonato; 17) Ubicazione dei più significativi sondaggi citati e relativa sigla; 18) Punto di prelievo di campione sottoposto a datazione C¹⁴ e relativa sigla; 19) Traccia di sezione geologica.

Geomorphological schematic map of the Alento Plain. 1) to 3) Zambini, Paino and Marina di Casalvelino dunes; 4) Eolic unit no. 4; 5) Pantano multiphase sand ridge; 6) Subpresent sand ridge; 7) Morphologic lows considered as possible ancient paludal areas; 8) Excavation area of the "La Fornace" quarry; 9) Edge of fluvio-lacustrine terrace (1st order terrace); 10) Assumed limit of the Versilian maximum transgression (LRV); 11) Paleoclastia eroded during the Versilian maximum transgression; 12) Late Holocene coastlines; 13) The coastline in Roman times acc.to Schmiedt (1970); 14) Coastline subsequent to still active local processes of erosion and accumulation; 15) Alluvial fan; 16) Abandoned riverbed; 17) Location of the most significant boreholes; 18) Sampling site of sample used for C¹⁴ radiometric age determinations and symbol; 19) Geologic cross-section.

livo nel quale si sono alternate fasi di aggradazione fluviale, fasi di dissezione e fasi di sommersione. Queste ultime appaiono certamente riconducibili a episodi di lacustrinità per quanto riguarda la parte alta delle Argille Superiori (analizzata in affioramento). Non precisabile con sicurezza risulta, invece, l'ambiente deposizionale della parte inferiore della stessa unità (non affiorante e per la quale non si sono potuti reperire campioni). Tuttavia, la segnalazione verbale di fossili di lamellibranchi rinvenuti in dette Argille (Sondaggio 36, Tab. 1) fa ipotizzare che in esse siano rappresentati anche episodi di aggradazione riferibili ad ambiente transizionale.

Durante gli episodi di lacustrinità, l'Alento doveva abbandonare più a monte le frazioni grossolane del suo carico solido. Ciò è dimostrato dal fatto che nel tratto vallivo posto a nord di Vallo Scalo la successione di riempimento, potente fino a 35 m, è interamente costituita da ghiaie e sabbie fluviali.

Lungo il limite verso monte dell'area studiata, ma a luoghi anche lateralmente (in corrispondenza degli sbocchi dei tributari dell'Alento) alle Argille Superiori si intercalano e si sovrappongono facies prevalentemente sabbiose e ghiaiose di chiaro ambiente fluvio-torrentizio (unità denominata "Ghiaie di Scifro" in riferimento alla località in cui risulta meglio esposta; Figg. 1 e 2). Così, in località Tempone (Fig. 2), all'unità delle Argille Superiori (vedi ad es. il sondaggio S95) si sovrappongono i depositi alluvionali del T. Fiumarella (ultimo grosso tributario di destra dell'Alento). Essi costituiscono una conoide che appare oggi dissecata sia longitudinalmente che frontalmente, dando luogo a modesti lembi di terrazzo (terrazzi di I ordine, Fig. 2) che inclinano verso l'asse vallivo principale ed appaiono sospesi di pochi metri sull'attuale pianura alluvionale dell'Alento, anch'essa modestamente reincisa (terrazzo di II ordine).

E' interessante notare che terreni del tutto simili alle Argille Superiori (ed a queste correlabili anche per posizione altimetrica e/o per continuità laterale) sono stati rinvenuti fino a poche centinaia di metri dalla costa attuale nel sottosuolo e ai margini della piana costiera attuale (S85, S99-104, S96-98, S54-56, Fig. 2 e Tab. 1). Il tetto delle Argille Superiori raggiunge i 6 m circa s.l.m. e si deprime gradualmente andando dai margini laterali della pianura verso il suo asse, tanto che i sondaggi in posizione più centrale (S28, S29, S39 e S40), pur spingendosi fino a -17,5 m s.l.m., non lo raggiungono. Questo tipo di andamento testimonia abbastanza chiaramente che la deposizione di tale unità è stata seguita da una fase di reincisione della pianura, verosimilmente a seguito di un abbassamento del livello di base. Questa fase erosionale è da ritenere pre-olocenica in quanto il solco da essa prodotto appare colmato da una successione di sabbie, ghiaie ed argille di ambiente marino fino a transizionale ascrivibile alla trasgressione versiliana (vedi oltre) ben testimoniata sia dai sondaggi appena menzionati sia da altri come ad esempio S11, S34 e S42. La presenza delle Argille Superiori anche nella porzione terminale della valle porta a

concludere che l'antico ambiente lacuo-palustre si estendeva fino alla costa attuale e forse anche oltre. Il fatto che esse sopravanzano verso mare le paleolinee di riva oloceniche costituisce un ulteriore elemento per attribuirle ad uno specchio d'acqua costiero di età pleistocenica.

I dati di sottosuolo dimostrano che questo ambiente lacustre penetrava verso monte non solo entro la valle dell'Alento, ma (si veda, ad esempio, il sondaggio S83) anche nella valle tributaria del Palistro, sia pure per una lunghezza minore. Anche in questa seconda valle le argille lacustri passano verso l'alto a ghiaie e sabbie fluviali franche riferibili all'unità delle Ghiaie di Scifro (attraversata nei sondaggi S13 e 43 per una decina di metri senza intercettare le Argille Superiori) che formano un ordine di terrazzi che è sospeso di circa 5 m sull'attuale fondovalle (terrazzi di I ordine) e che manifesta un gradiente longitudinale sensibilmente più forte di quello ricostruibile lungo i coevi terrazzi dell'Alento. Osservazioni più dettagliate sulla parte sommitale delle Argille Superiori si sono potute compiere nella estesa cava di argilla della fabbrica "La Fornace" (Figg. 2 e 3). Nei tagli di cava è possibile distinguere la sovrapposizione di due sequenze di tipo fluvio-lacustre (Fig. 4) separate da un paleosuolo che reca verso la sommità frammenti di laterizi e di ceramica.

Le argille sottostanti il paleosuolo hanno colore giallastro, raggiungono una quota massima di 5,5 m s.l.m., e si spingono verso il basso per circa una ventina di metri dal piano campagna (vedi ad es. il sondaggio S86). Tali argille mostrano caratteri del tutto simili a quelle che nei sondaggi di località Tempone si intercalano alla omonima antica conoide e sono quindi da mettere in relazione anch'esse all'episodio lacustre pleistocenico che invase l'intera piana. Quelle sovrastanti il paleosuolo (argille grigie), insieme alla loro copertura di limi e sabbie fluviali, risultano invece formare il terrazzo di II ordine, il quale è morfologicamente incastrato rispetto alla conoide di Tempone e al coevo terrazzo di Scifro. Appare quindi necessario distinguere (Fig. 4) nell'ambito delle Argille Superiori una parte inferiore (Argille Superiori I), tardo-pleistocenica, ed una parte superiore (Argille Superiori II), olocenica.

Allo stato attuale delle indagini non è possibile definire esattamente la geometria e l'estensione verso monte del bacino relativo alle Argille Superiori II, ma esso si spingeva almeno per un chilometro e mezzo più a nord della cava, dove vari sondaggi segnalano ancora argille grigie del tutto simili e altimetricamente correlabili a quelle rinvenute nell'area e nei dintorni della cava de "La Fornace". Gli affioramenti più meridionali delle Argille Superiori II sono stati rinvenuti, invece, immediatamente a valle della confluenza tra Alento e Palistro (vedi anche il sondaggio S34).

Un campione prelevato nelle Argille Superiori I (punto A in Fig. 4) ha rivelato le seguenti specie di ostracodi:

Candona candida (O.F. Mueller, 1785) – rara
Candona neglecta (Sars, 1887) – abbondante
Ilyocypris gibba (Ramdohr, 1808) – abbondante

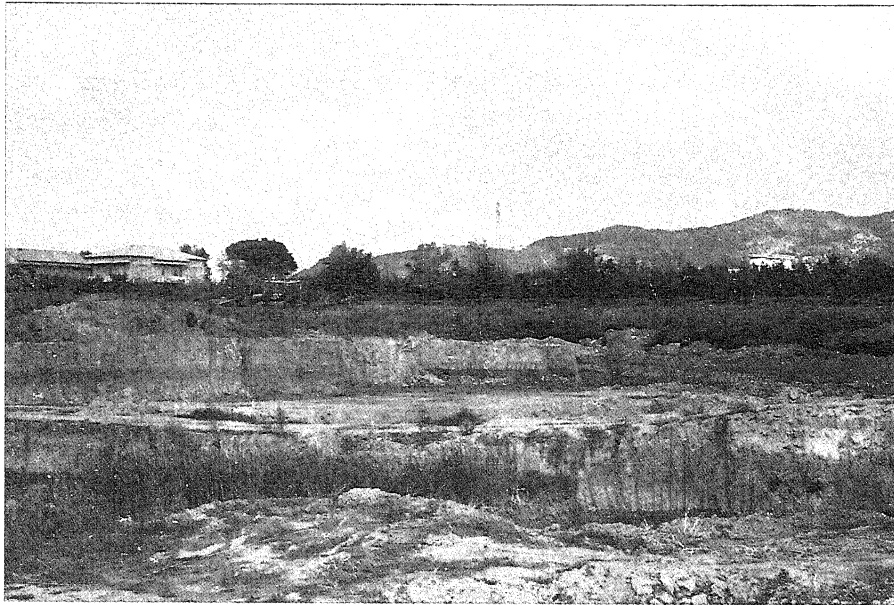


Fig. 3 - Visione panoramica della cava La Fornace che mostra la chiusura delle Argille Superiori I (con il livello di paleosuolo) e l'unità delle Argille Superiori II sovrastante.

Panoramic view of the "La Fornace" quarry showing the closing of the Upper Clay I (Argille Superiori I) with a paleosol level and the overlying Upper Clay II unit (Argille Superiori II).

Metacypris cordata (Brady & Robertson, 1870) – frequente
Pseudocandona sarsi (Hartwig, 1899) – rara
Pseudocandona sucki (Hartwig, 1901) – rara

Si tratta di una associazione caratteristica di ambienti di acqua dolce la cui salinità è inferiore a 0,5‰. Tutte le specie rinvenute vivono attualmente in ambienti di acque dolci quali specchi idrici presso sorgenti, laghi o pozze temporanee (Klie, 1938; Bonaduce *et al.*, 1973-74; Ghetti & Mc Kenzie, 1981; Colizza *et al.*, 1987).

Sono risultati invece sterili i campioni B e C provenienti rispettivamente dai livelli di argilla grigia e di sabbia gialla sovrastanti il paleosuolo, ovvero dalle Argille Superiori II.

Datazioni radiometriche C^{14} effettuate su campioni provenienti rispettivamente dal paleosuolo che chiude le Argille Superiori I (M3, Fig. 4 e Tab. 2) e dalle argille grigie sovrastanti (M8) hanno fornito rispettivamente un'età di 3760 ± 280 anni e di 2380 ± 280 anni.

L'età radiometrica ottenuta per il paleosuolo consente di fissare un'età minima per le sottostanti Argille Superiori I, le quali sono peraltro da ritenersi pleistoceniche in base alle considerazioni stratigrafiche e geomorfologiche svolte nelle pagine precedenti.

L'età del campione M8 porta invece a collocare in piena età storica l'episodio di lacustrinità durante il quale è avvenuta la deposizione della parte basale delle Argille Superiori II. Questa ipotesi trova conferma nel fatto che alcuni frammenti di ceramica rinvenuti alla loro base e nei centimetri sommitali del sottostante paleosuolo sono attribuibili con buona probabilità al VI sec. a.C. (com. orale della Dott.ssa R. Maffettone). Il rinvenimento, all'interno di queste argille grigie, di frammenti di cerami-

ca riferibili anche ad epoche successive, insieme alla presenza di un livello di sabbie nere vulcaniche attribuibili, in base alla loro composizione chimica, all'eruzione vesuviana del 79 d.C. (com. orale del Dott. L. Melluso), testimoniano della persistenza dell'ambiente lacuo-palustre almeno fino all'epoca romana imperiale.

4.2 La piana costiera

a) Stratigrafia del sottosuolo

Come evidenziano le stratigrafie di numerosi sondaggi, questo settore è impostato in buona parte su depositi marini e transizionali accumulatisi durante la trasgressione versiliana. Si distingue un complesso (denominato in seguito "com-

plesso versiliano indifferenziato", vedi anche Fig. 5 e Tab. 1) costituito in prevalenza da sabbie e sabbie ghiaiose fossilifere rinvenute fino ad una quota massima di 0,5 m s.l.m. e indicative di ambienti marini litorali, passanti localmente a sabbie medie e fini eoliche (riferibili alla progradazione della piana in tempi tardo-olocenici) che si spingono fino ad una quota massima di ca. 5 m s.l.m. A quote inferiori ai -10 m s.l.m. tale complesso presenta a varie altezze stratigrafiche sottili intercalazioni limo-argillose fossilifere chiaramente riferibili ad ambiente lagunare. Da esso si distinguono i sedimenti argillosi e limosi talora ricchi di sostanza organica e fossili rinvenuti a piccole profondità. Questi sono da riferire ad ambienti di laguna o di stagno costiero istauratisi nel corso del tardo Olocene e risultano spesso mascherati da sedimenti clastici prevalentemente fini di chiaro apporto fluviale. La porzione del complesso versiliano sottostante le sabbie eoliche si caratterizza per avere nell'insieme un colore uniforme grigio, per la totale assenza di cementazione, e per l'ottimo stato di conservazione dei gusci fossili, la cui colorazione originaria è quasi del tutto intatta. Lo spessore del complesso versiliano aumenta muovendosi dai lati verso il centro della valle, cosicché i sondaggi S85, S99, S102 e S104 (prossimi al limite dell'area interessata dalla trasgressione versiliana) intercettano la sua base, mentre i sondaggi posti in posizione più centrale (S39, S40, S34 e S29) lo attraversano anche per venti metri senza oltrepassarlo. Inoltre, poche centinaia di metri a monte della confluenza Alento-Palistro i dati di sottosuolo mettono in evidenza come il complesso versiliano vada a colmare una paleomorfologia valliva disseccante le Argille Superiori I.

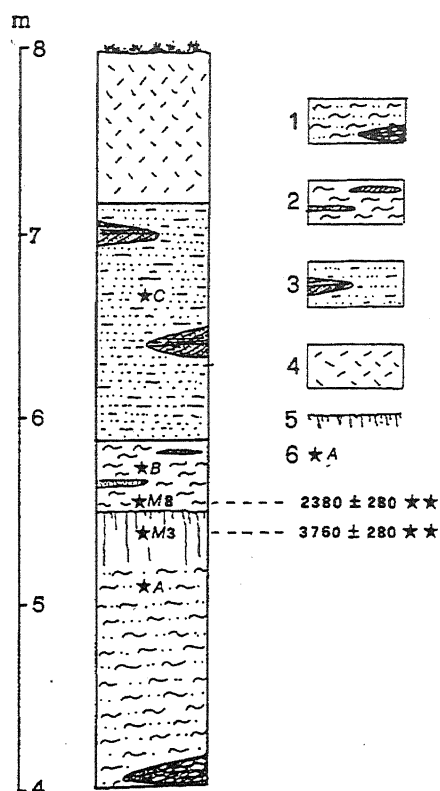


Fig. 4 - Stratigrafia tipo della porzione sommitale delle Argille Superiori dalle sezioni di scavo studiate nella cava "La Fornace". 1) Argilla limosa gialla con locali lenti di ghiaia (Argille Superiori I); 2) Argilla grigia con lenti di torba e di sabbia vulcanica nera (Argille Superiori II); 3) Sabbie e limi fluviali; 4) Terreno vegetale o di riporto; 5) Paleosuolo; 6) Punto di prelievo di campione sottoposto a datazione radiometrica o analisi micropaleontologica e relativa sigla. Le cifre seguite da doppio asterisco danno le età radiocarbonio di alcuni campioni (riassunte in Tab. 2).

Type stratigraphic section of the upper portion of Upper Clays as displayed by excavation fronts in "La Fornace" quarry. 1) Yellow silty clay, locally with gravel lenses (Upper Clays I); 2) Grey clay with peat and black volcanic sand lenses (Upper Clays II); 3) Fluvial sand and silt; 4) Arable land and/or filling earth; 5) Paleosol; 6) Sampling location of samples used for radiometric age determinations and micropaleontological analyses with relative sigla. Figures with two asterisks are radiometric ages (see Table 2).

In rapporto alla evidente variabilità laterale e verticale che caratterizza il complesso versiliano, i dati ricavati dal riesame di stratigrafie di sondaggio non appaiono sufficienti a permetterne una decifrazione in chiave ciclostratigrafica e paleogeografica. Tuttavia detti dati sembrano suggerire l'esistenza di più pulsazioni trasgressive e regressive (S39 e S40).

Ciò trova d'altra parte conferma in evidenze di superficie che denotano la presenza di diverse paleolinee di riva nell'ambito della odierna piana costiera. Purtroppo le evidenze di ordine geomorfologico (blande ondulazioni topografiche della pianura) sono poco marcate e spesso discontinue; analogamente, quelle di ordine geologico si risolvono essenzialmente nell'affiorare di diversi corpi di origine eolica, solo in parte discriminabili per età in base alla loro disposizione planimetrica. Si è

Tabella 2 - Età radiometriche ottenute per alcuni campioni.
Radiometric age of some samples.

Campione	Rapporto isotopico	Età radiocarbonio in anni B.P	Età calendario 1σ (68%)
M3	0.626 ± 0.022	3760 ± 280	$2580 + 1780$ B.C.
M8	0.744 ± 0.026	2380 ± 280	$820 + 120$ B.C.
T4	0.811 ± 0.021	1680 ± 210	150 B.C. + 770 A.D.
M21	0.813 ± 0.033	730 ± 290	$1010 + 1440$ A.D.

tuttavia riusciti a delineare, sia pure in modo indicativo, una serie ordinata di paleo-tracciati della linea di costa (Fig. 2) integrando le evidenze già citate con dati di sottosuolo e di cronologia radiometrica ed archeologica, nonché con indicazioni paleogeografiche ricavate sia da antiche descrizioni e mappe, sia dalla distribuzione dei siti archeologici di varie epoche.

b) Le linee di riva oloceniche della piana costiera

Sulla piana costiera del F. Alento, la paleolinea di riva relativa alla massima ingressione versiliana (LRV) non appare marcata da forti evidenze morfologiche. Il suo andamento è stato tuttavia ricostruito, a tratti e con una certa approssimazione, facendo ricorso a dati stratigrafici di sottosuolo (limite interno dei depositi di spiaggia olocenici) e seguendo il piede delle dolci scarpatine che limitano i terrazzi tardo-pleistocenici (terrazzi di I ordine) rinvenuti in località Scifro e Tempone (Fig. 2).

Meglio precisabili sono invece alcune delle tappe di progradazione che hanno seguito l'episodio di massima ingressione. Tra queste, la prima a trovare una qualche evidenza morfologica e sedimentaria in superficie è quella marcata dai depositi eolici litorali presenti in località Zambini, poco più di 1,5 km a monte della costa attuale. Qui delle sabbie eoliche giallastre (Unità Eolica I) formano un affioramento allungato che raggiunge la quota massima di 5,5 m s.l.m. (paleocordone di Zambini).

Per correlabilità altimetrica e per i rapporti spaziali che le legano a queste sabbie eoliche, le argille lacustri che chiudono la successione di cava La Fornace possono essere ritenute coeve del paleo-cordone litorale di Zambini, il quale dovette costituire l'ostacolo costiero responsabile della fase di impaludamento vallivo testimoniato dalle Argille Superiori II. In tale ipotesi, la paleolinea di riva marcata dal cordone di Zambini (LR1) avrebbe un'età di circa 2600 anni.

Evidenze di una successiva fase di progradazione della linea di costa (LR2) si rilevano a circa 650 m dalla costa attuale in località Paino dove sabbie gialle eoliche affioranti fino ad una quota massima di 3.5 m (Unità Eolica II) formano un modesto e isolato alto morfologico (paleocordone di Paino).

Su di un tratto di pianura costiera più prossimo alla collina di Velia, si rinviene un affioramento di sabbie che proponiamo di correlare alla Unità Eolica II sia per la loro

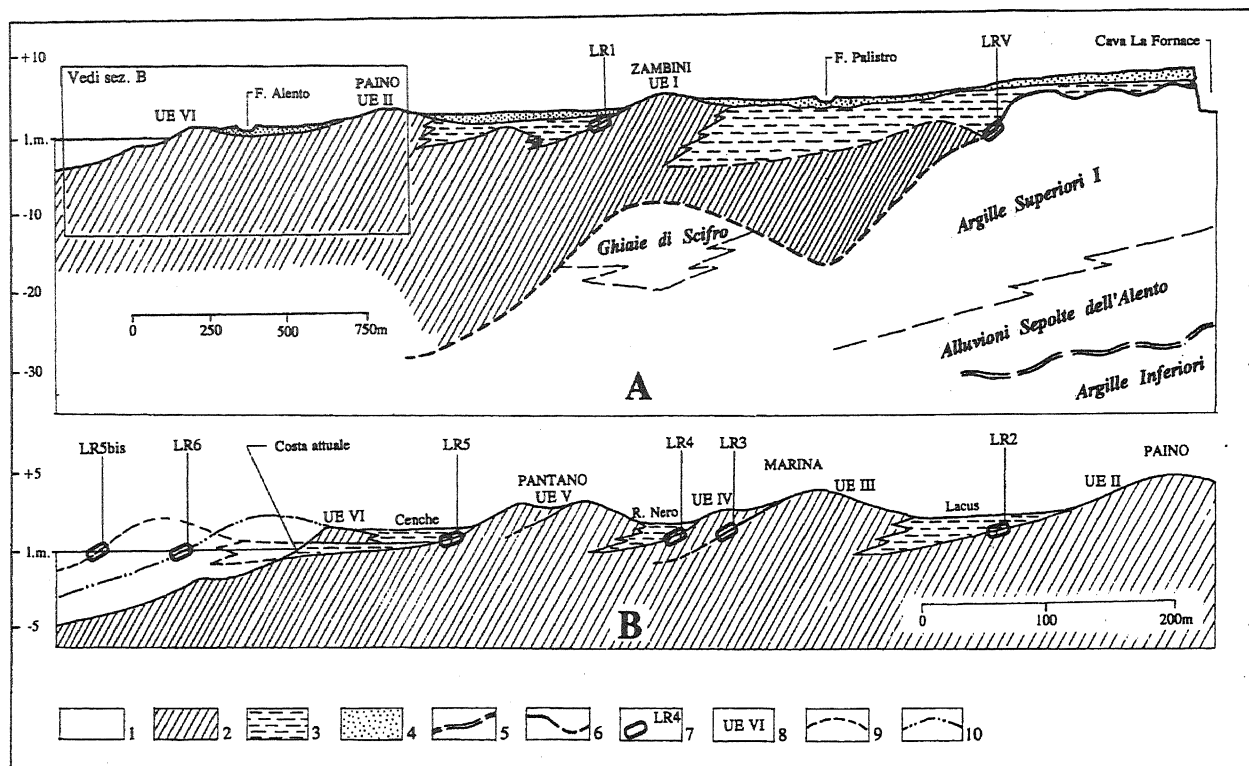


Fig.5 - Sezioni geologiche perpendicolari alla costa sulla piana costiera dell'Alento effettuate lungo la traccia A-A' (Fig.2). A: Sezione costruita integrando dati di superficie e di sottosuolo 1) Substrato pre-olocenico; 2) Complesso versiliano indifferenziato 3) Depositi transizionali tardo-olocenici; 4) Copertura alluvionale recente; 5) Superficie erosiva alla base del complesso tirreniano; 6) Superficie erosiva al tetto del complesso tirreniano; 7) Ubicazione tentativa delle linee di riva oloceniche e relative sigle; 8) Unità eoliche associate ai paleo-cordoni costieri e relativo numero d'ordine; 9) Rappresentazione simbolica del paleo-cordone che reggeva lo stagno di Lido Tirreno; 10) Proiezione della situazione rinvenuta lungo il tratto di costa antistante il Lido Tirreno e rappresentazione simbolica della presunta originaria estensione del paleo-cordone della Unità Eolica VI. B: Sezione ideale che mostra i rapporti morfo-stratigrafici tra le varie unità eoliche e transizionali individuate sulla parte più esterna della piana costiera. Stessa legenda di Fig. 5A.

Alento coastal plain: geological cross-section perpendicular to the coast along the A-A' tracing of Figure 2.. A: Section obtained by integrating surface and borehole data; 1) Pre-holocene substratum; 2) Undifferentiated Versilian complex; 3) Late Holocene transitional deposits; 4) Recent alluvial cover; 5) Erosive surface at the base of the tyrrhenian complex; 6) Erosive surface at the top of the tyrrhenian complex; 7) Tentative location of holocene coastlines and their symbols; 8) Eolic units associated with coastal paleo-ridges identified by their order number; 9) Paleo-ridge damming the "Lido Tirreno" pool; 10) Assumed situation of the coast facing "Lido Tirreno" and schematic representation of the Eolic Unit VI paleo-ridge. B: Theoric section showing the morpho-stratigraphic relationships between eolic and transitional units identified in the external portion of the coastal plain. Symbols as in Fig. 5A.

analoga distanza dalla costa attuale, sia per le analogie tessiturali e mineralogiche coi depositi eolici di Paino. In particolare, si tratta in entrambi i casi di sabbie fini sciolte, equigranulari e povere di materiale piroclastico. Nell'affioramento in questione, alla sommità dell'accumulo (posta a circa 3,5 m s.l.m.); è stato rinvenuto un frammento osseo (campione T4 di Tab. 2) che ha permesso di fissare a 1680 ± 210 anni BP l'età minima dell'Unità Eolica II.

Avvicinandosi alla base del versante occidentale della collina di Velia, la parte sommitale dell'Unità Eolica II appare rimaneggiata e frammista a materiale arenitico più grossolano e spigoloso proveniente dal dilavamento dal retrostante pendio (in particolare, dalla matrice dei Conglomerati di Centola ivi affioranti). Verso l'alto, questi depositi sono ricchi di frammenti di vasellame antico, riferibili con buona probabilità all'epoca romana imperiale (I-III sec.d.C., com. orale del Dott. E. De Magistris).

Ad una linea di riva più avanzata e più recente di

quella marcata dal paleocordone di Paino è da ascrivere il paleocordone di Marina di Casalvelino (LR3). Esso è riconoscibile solo in destra Alento, nei pressi dell'omonimo abitato. La sua distanza dalla costa attuale è compresa tra 300 e 400 m circa. Questo cordone dunare è costituito in superficie da sabbie fini equigranulari molto ricche di materiale piroclastico (Unità Eolica III) che raggiungono la quota massima di ca. 3.5 m s.l.m. Esso sorregge resti di strutture murarie attribuite al II secolo a.C., con sovrapposti dei resti di sepoltura riferibili al IV sec. d.C.

Spostandosi in sinistra dell'Alento, lungo il versante nord della collina di Velia, si rileva un deposito eolico (Unità Eolica IV) che per posizione e caratteristiche mineralogiche è da ritenere posteriore o al massimo coevo di quello di Marina. Esso è altresì distinguibile da quelli attribuiti alla Unità Eolica II sia perché affiora in posizione più esterna (tra 400 e 550 m ca. dalla costa attuale), sia perché è costituito da sabbie medie ricche di minerali femici.

Sulla pianura, dove contiene isolate grosse pomice biancastre, questa unità non supera il metro di elevazione s.l.m., mentre si rinviene fino a oltre 20 m di quota sul versante della collina di Velia, dove costituisce il relitto di quella che doveva essere una duna di ostacolo accumulata da venti di provenienza occidentale. Sebbene queste sabbie contengano materiali vulcanici di origine vesuviana che sono probabilmente da riferire alla grande eruzione del 79 d.C., esse sono da ritenere non più antiche del VI secolo d.C. in quanto coprono strutture murarie di tale epoca (com. orale del Dott. E. De Magistris). La posizione della paleo-linea di riva connessa a questa fase alto-medioevale di accumulo eolico è stata mappata in modo indicativo sull'area in sinistra Alento (LR4). Sulla parte di pianura costiera posta in destra Alento essa non appare marcata da evidenze di superficie, forse perché il suo cordone costiero si è addossato e fuso con quello di Marina.

L'Unità Eolica V presenta sabbie molto simili a quelle della unità precedente, specie per quanto riguarda la componente di origine piroclastica. Lungo il versante che margina la collina di Velia essa si rinviene sovrapposta alla Unità Eolica IV con l'interposizione di un sottile paleosuolo. Sulla pianura essa affiora ampiamente nella fascia compresa tra i 400 e 150 m dalla costa attuale, raggiungendo una quota massima di 3 m s.l.m.. In sinistra Alento essa dà luogo a blande morfologie ondulate, ad allungamento circa parallelo alla costa, interpretabili come una serie di cordoni costieri parzialmente anastomizzati (paleocordoni di Pantano) che trovano correlazione con analoghe forme in destra Alento (Fig. 2).

La più recente formazione eolica della piana costiera (Unità Eolica VI) è rappresentata da sabbie biancastre, praticamente prive di componente piroclastica, che contengono rari gusci di *Helix* e isolati frammenti di ceramica sottile di apparente fattura moderna (ultimi secoli). Essa affiora su di una fascia costiera compresa tra 20 e 70 m dalla linea di costa attuale.

Geomorfologicamente questo ultimo ordine di cordoni è meglio testimoniato in destra Alento, dato che in sinistra orografica esso è stato quasi totalmente cancellato da recenti divagazioni del tratto terminale del fiume.

Sulla battigia del tratto di costa che va dal centro di Marina di Casalvelino allo stabilimento balneare Lido Tirreno, le sabbie dell'Unità Eolica VI poggiano su dei limi argillosi grigio-nerastri, ricchi di sostanza organica e di macroresti vegetali, che raggiungono la quota massima di 0,5 metri s.l.m. (Unità palustre di 'Lido Tirreno'). Scavi edilizi effettuati nella zona hanno permesso di seguire questi terreni palustri verso l'interno fino ad un centinaio di metri dalla costa attuale e di accertare, inoltre, che il loro spessore non supera 20-30 cm e che essi poggiano su sabbie grossolane e ghiaiose di spiaggia emersa. Tale antica spiaggia è tentativamente ritenuta coeva della paleo-linea di riva LR5 o poco successiva ad essa.

I terreni limo-torbosi dell'Unità Lido Tirreno stanno certamente a testimoniare un'acquitrino o stagno costiero legato ad una linea di costa notevolmente più avanza-

ta di quella odierna (LR5 bis). Probabilmente lo specchio d'acqua era sorretto verso valle da un ulteriore ordine di cordoni costieri, andato poi distrutto durante una o più fasi di arretramento della costa.

In base all'età radiometrica ottenuta per i resti vegetali inclusi nell'Unità Lido Tirreno (campione M21, Tab. 2) la fase di progradazione costiera da essa testimoniata (ovvero la LR5 bis) va ritenuta non più antica dell'XI e non più recente del XV secolo.

I rapporti di sovrapposizione tra l'Unità Eolica VI ed i limi di Lido Tirreno segnano l'ingredire della deposizione eolica sopra un'area che era precedentemente occupata da stagni costieri. Riteniamo che questa migrazione verso l'interno delle dune possa testimoniare una fase di recessione della costa avvenuta dopo l'episodio progra-



Fig. 6 - Uno scavo che intercetta l'Unità palustre di Lido Tirreno (Marina di Casalvelino).

Excavation front showing the "Lido Tirreno" Paludal Unit (Marina di Casalvelino).

dazionale di Lido Tirreno.

L'ulteriore arretramento subito dalla costa dopo la formazione delle dune dell'Unità Eolica VI può essere inquadrato negli ultimi secoli in base al tipo di frammenti ceramici rinvenuti in tale unità. Una accelerazione di questa ultima tendenza si è verificata nel corso degli ultimi decenni e, in particolare, dopo la costruzione dei frangiflutti di protezione per il porto di Marina di Casalvelino, con arre-

tramenti massimi di circa 80 m durante gli ultimi 12 anni.

A completamento di questa sintesi dei dati disponibili va detto che la polifasicità della progradazione tardo-olocenica trova espressione anche in una serie di leggere depressioni topografiche a fondo piatto (relitti di antichi specchi lagunari e/o lacuo-palustri) che si interpongono ai paleo-cordoni dunari prima descritti. Purtroppo anche queste depressioni risultano poco continue in senso longitudinale alla costa, per cui esse non aiutano a rafforzare le correlazioni tra i lineamenti paleogeografici riconosciuti in destra ed in sinistra Alento.

La più antica tra le aree di aggradazione lacuo-palustre olocenica è quella sorretta dal paleocordone di Zambini; essa va riconosciuta, come già detto, nell'area occupata dalle argille grigie (Argille Superiori II) della successione de La Fornace.

Un'altra depressione retrodunare si riconosce alle spalle del cordone di Marina (Fig. 2). Sebbene quest'ultimo sia certamente più antico del II sec. a.C., la retrostante depressione era ancora occupata da un acquitrino (*Lacus*) nell'XI secolo. In accordo con quanto già proposto da De Magistris (1991) sulla base di fonti storiche, ciò sembra dovuto ad una reingressione medioevale della linea di costa che può essere tentativamente correlata al cosiddetto Piccolo *Optimum* climatico del tardo Olocene, il quale ha raggiunto il suo massimo tra l'XI ed il XIII secolo (Antonoli & Frezzotti, 1989; Bell & Walker, 1992; Caldara & Pennetta, 1989; Grove, 1979; Lamb, 1982; Mömer, 1993).

Una terza depressione costiera è sita alle spalle dei paleo-cordoni di Pantano. In questa area depressa i sedimenti legati alla fase lagunare coetanea della costruzione dei cordoni sono coperti da limi organici attribuibili ad una seconda fase di impantanamento, la quale potrebbe corrispondere alle condizioni di lacustrinità segnalate per quest'area (all'epoca nota come Fiume Nero) in documenti della prima metà del XVIII secolo.

Sulla cartografia ottocentesca (*Atlante geografico del Regno di Napoli* di G.A. Rizzi-Zannoni, 1808; tavolette I.T.M. 1:50.000 del foglio 209, 1871; tavolette I.T.M. 1:50.000 del foglio 209, Schleuning, 1889) sono infine evidenziati alcuni piccoli stagni costieri di forma allungata e posti in posizione più esterna di quelli appena citati. Essi corrispondono almeno in parte con quelli menzionati da De Renzi (1826) e Guarnieri (1907) e cioè lo Stagno dei Pioppi Tondi, il Fiume Cenche e il Pantanello. Data la scarsa precisione delle carte che li mostrano e dei testi che ne parlano non è possibile comprendere se essi occupassero delle depressioni retrodunari legate alla paleo-linea di riva LR5 bis o se, come appare invece più probabile, essi fossero collocati alle spalle dei cordoni più esterni oggi visibili sulla piana (ovvero dietro le dune dell'Unità Eolica VI).

5. SINTESI MORFOEVOLUTIVA

Le indagini condotte, sebbene non chiariscano completamente la complessa evoluzione geomorfologica della valle dell'Alento e della relativa piana costiera, consentono di delinearne le principali tappe tardo-quadernarie e di fornire, in particolare, molti nuovi vincoli circa i fenomeni occorsi nel tardo Olocene.

Il corso inferiore del F. Alento risulta impostato su un riempimento epiclastico di ambiente marino, transizionale e continentale colmante una valle che presso la foce si approfondisce di oltre 50 m al di sotto del livello del mare. Tale complesso è tentativamente attribuito al tardo Pleistocene medio ed alla prima metà del Pleistocene superiore.

Fino all'altezza di Vallo Scalo il riempimento in questione è interamente composto da ghiaie e sabbie fluviali (Alluvioni Sepolte dell'Alento) mentre più a valle questi depositi si intercalano a potenti intervalli di sedimenti pellici (Unità delle Argille Inferiori e delle Argille Superiori I). Questi ultimi testimoniano di almeno due fasi di sommersione del tratto finale del fondovalle ad opera di ambienti lacustri, ma forse anche lagunari, controllate da innalzamenti relativi del livello del mare. L'ipotesi che questi ultimi siano stati determinati da ribassamenti tettonici rimane possibile, specie per quanto riguarda il primo episodio di sommersione (Argille Inferiori). Per l'episodio lacustre successivo (rappresentato dalle Argille Superiori I), si può invece proporre una spiegazione puramente glacio-eustatica ed una attribuzione alla trasgressione eu-tirreniana in base alle quote da esso raggiunte ed in base ai dati che portano a considerare il Cilento come sostanzialmente stabile nel corso del tardo Quaternario.

Nel corso della regressione glacio-eustatica connessa all'ultima Glaciazione la successione di riempimento che appiattiva il fondovalle del basso Alento viene reincisa da un solco molto svasato che è profondo fino ad oltre 20 m in corrispondenza della costa attuale. Come testimoniano numerosi dati di sottosuolo, oltre che le evidenze geomorfologiche, durante la successiva trasgressione versiliana questa incisione è stata pressoché interamente colmata da sedimenti transizionali e marini. Dato che la parte sepolta di questo nuovo complesso di aggradazione è stata riconosciuta solo attraverso il riesame di vecchie stratigrafie di sondaggio, non è possibile fornire per essa né precisi vincoli cronologici, né dettagli stratigrafici e paleogeografici certi. Tuttavia, avvalendosi anche di un confronto con quanto riscontrato su altre piane costiere campane (Cinque, 1992; Romano *et al.*, 1994) è possibile distinguere all'interno del "complesso versiliano" due periodi con diversa tendenza della linea di costa.

Il primo ha carattere prevalentemente ingressivo e

porta alla formazione di un golfo di riva (vedi linea di riva LRV di Fig. 2). Esso può essere riferito alla prima fase della risalita eustatica post-glaciale, e deve essere perdurato fin tanto che i ritmi di sollevamento del livello marino si sono tenuti abbastanza veloci da indurre un prevalere della sommersione sulla capacità costruttiva degli apporti fluviali.

Il seguente periodo, nel quale prevale la progradazione della costa, segna un invertirsi di questo rapporto e può pertanto essere messo in relazione con la parte finale della curva glacio-eustatica olocenica la quale è caratterizzata da un progressivo rallentare dei ritmi di risalita e da successive fluttuazioni minori intorno allo zero attuale (Alessio *et al.*, 1993; Fairbridge, 1961; Mörner, 1971; Pirazzoli, 1991).

Sulla piana dell'Alento il limite tra i due periodi sopra citati è certamente da ritenere più antico di 2600 anni BP circa, epoca in cui si depositavano le Argille Superiori II alle spalle del paleo-cordone di Zambini (Fig. 2) e la costa era già progradata fino alla posizione LR1.

Una linea di costa (LR2) più giovane e più avanzata può essere tracciata lungo il fianco esterno del Cordone di Paino, formato dalla Unità Eolica II. Circa l'età di questo cordone c'è innanzitutto da osservare che esso non è certamente più recente del I-II secolo d.C., visto che reca in sommità frammenti di vasellame di tale epoca. Inoltre, esso segna una paleo-linea di riva più interna di quella marcata dal cordone di Marina di Casalvelino.

A quest'ultimo, e alla associata linea di riva LR3, va assegnata una età minima di 2200 anni circa in quanto esso sorregge resti archeologici del II secolo a.C.

Non sono state rinvenute evidenze superficiali di linee di riva di età compresa tra il II sec.a.C. ed il VI sec. d.C., per cui non è possibile precisare quali fluttuazioni la linea di costa abbia subito in tale intervallo. Certamente deve essersi tenuta più all'esterno della LR3 e le morfologie costiere che la marcano sono andate sepolte e/o smantellate durante le successive fasi di aggradazione ed ingressione (vedi oltre).

Ciò lascia spazio all'ipotesi che l'intervallo cronologico in questione corrisponda almeno in parte ad un periodo di abbassamento del livello marino, il che concorderebbe con una serie di dati riportati in letteratura (Antonoli & Frezzotti, 1989; Pirazzoli, 1987; Schmiedt, 1981; Toccaceli, 1993).

A questo ipotetico periodo di regressione marina è seguita, nel Medioevo, tutta una serie di fluttuazioni del tracciato costiero che non è stato possibile risolvere con certezza e dettaglio. Detta serie di eventi sembra essere stata aperta da una fase ingressiva (forse legata al graduale affermarsi del Piccolo *Optimum* Climatico) che intorno all'XI secolo riporta la linea di riva in prossimità della posizione da essa occupata nei primi secoli a.C., causan-

do vasti impaludamenti sulla retrostante pianura (il *Lacus* alle spalle del paleo-cordone di Marina di Casalvelino).

A questo stesso episodio, o ad una pulsazione regressiva poco posteriore ad esso, possono ascrivere le sabbie della Unità Eolica IV e la linea di riva LR4.

Dopo un'ulteriore fase di progradazione della costa, si formano i cordoni dunari di Pantano (Unità Eolica V ed associata linea di riva LR5) per i quali non si dispone di alcun vincolo cronologico diretto. Per la loro posizione, tuttavia, essi sono da ritenere anteriori al formarsi dello stagno costiero testimoniato dai limi torbosi di Lido Tirreno, vale a dire anteriori a 730 ± 290 anni BP.

Detto stagno segna un periodo di progradazione della pianura che porta la linea di riva in posizione più avanzata di quella odierna di alcune centinaia di metri (LR5 bis). Data la notevole larghezza del *range* di età ottenuto per i depositi torbosi di Lido Tirreno, si possono avanzare due ipotesi circa l'esatta età di questa fase di progradazione. Essa potrebbe essere connessa ad uno dei picchi freddi (precisamente quello del XI-XII sec.) intercalati al cosiddetto Piccolo *Optimum* Climatico (Mörner, 1993) oppure, qualora la vera età dei depositi torbosi di Lido Tirreno fosse spostata verso il limite inferiore del *range* indicato dal rapporto isotopico (ponendosi nei sec. XIV-XV) ad una crisi ambientale e morfodinamica legata alla transizione tra il Piccolo *Optimum* Climatico e la Piccola Età Glaciale.

Non è stato possibile precisare quando sia iniziato il periodo di finale arretramento della costa che ha distrutto il paleo-cordone che limitava gli stagni costieri di Lido Tirreno, innescato (forse durante una sosta o una breve inversione di tendenza) la deposizione dell'Unità Eolica VI e, infine, portato la linea di costa sulla sua posizione attuale. Essa è comunque da ritenersi posteriore ai tempi medioevali ed ha probabilmente subito accelerazioni sia in seguito alla leggera risalita eustatica che si è avuta dopo la Piccola Età Glaciale (Mörner, 1993; Toccaceli, 1993), sia a causa della realizzazione del porto di Casalvelino.

Per quanto riguarda le mutazioni paleogeografiche che possono aver influenzato la evoluzione del sito archeologico di Elea-Velia, ci limitiamo a sottolineare che è solo con gli eventi associati alla linea di riva LR5 (XII-XIII sec.?) che la punta della collina di Velia perse definitivamente la sua funzione di promontorio. Ma eventi simili, e forse di analogia portata, sembrano essersi verificati tra il II-III sec. a.C. e gli ultimi secoli dell'evo romano, tanto sulla piana dell'Alento che su quella adiacente di Velia (Ortolani *et al.*, 1993b, 1994). Dallo studio effettuato emerge che all'epoca della fondazione della città di Elea la linea di costa si insinuava entro la valle dell'Alento in maniera meno accentuata di quanto ipotizzato dai precedenti autori e che, durante l'epoca classi-

ca, fasi di progradazione portarono ad una riduzione graduale delle insenature presenti ad est ed ad ovest del promontorio velino riducendo progressivamente la vocazione dell'area ad ospitare strutture portuali.

RINGRAZIAMENTI

Siamo grati ai rappresentanti della Sovrintendenza Archeologica di Salerno (Ufficio di Ascea), in particolare al Dott. Elio de Magistris, per la gentile collaborazione e le preziose informazioni fornite.

Ai dottori Pantaleo de Vita e Vincenzo Chiera sentiti ringraziamenti per la fattiva collaborazione sul terreno e per aver consentito la consultazione di vari sondaggi da loro raccolti, e al dott. Leone Melluso per aver gentilmente effettuato l'analisi chimico-mineralogica di un campione di sabbia vulcanica rinvenuto nell'area.

Ringraziamo, infine, i dottori Luisa Vitiello e Monica Guida per la collaborazione al rilevamento e il Professor L. Brancaccio per la lettura critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- Alessio L., Allegri M., Antonoli F., Belluomini G., Ferranti L., Improta S., Manfra L. & Proposito A., 1992 - *Risultati preliminari relativi alla datazione di speleotemi sommersi nelle fasce costiere del Tirreno centrale*. Giorn. di Geol., **54**, 165-193.
- Amore O., Bonardi G., Ciampo G., De Capoa P., Perrone V. & Sgrosso I., 1988 - *Relazioni tra "Flysch interni" e domini appenninici: Reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 285-297.
- Antonoli F. & Frezzotti M., 1989 - *I sedimenti tardo-pleistocenici ed olocenici compresi nella fascia costiera tra Sabaudia e Sperlonga*. Mem. Soc. Geol. It., **42**, 321-334.
- Aprile F., Brancaccio L., Cinque A., Di Nocera S., Guida M., Iaccarino G., Lambiasi S., Ortolani F., Pescatore T., Sgrosso I. & Torre M., 1980 - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Foglio 161 (Isernia), 171 (Gaeta), 179 (Benevento) e 209 (Vallo della Lucania)*. C.N.R. Progr. Fin. Geodinamica, Pubbl. 356, 249-272.
- Baggioni-Lippmann M., 1981-82 - *Néotectonique et géomorphologie dans l'Apennin campanien (Italie meridionale)*. R. de Géol. Dynamique et de Géog. physique, **23**(1), 41-54.
- Baggioni-Lippmann M., 1982 - *Etude géomorphologique du site de Velia*. La parola del passato, fasc. CCIV-CCVII, 210-223.
- Bell M. & Walker M.J.C., 1994 - *Late quaternary environmental change: Physical and human perspectives*. Longman Scientific & Technical, 1992.
- Blanc A.C. & Segre A.G., 1953 - *Les formations quaternaires et les gisements paleolithiques de la cote de Salerno*. INQUA, IV Congr. Intern. (Roma-Pisa, 1953).
- Bonaduce G., Masoli M. & Minichelli G., 1973-74 - *Ostracodofauna delle Lagune di Marano e Grado. Diffusione ed ecologia*. Boll. Soc. Adriat. di Scienze, Trieste, **59**, 33-104.
- Brancaccio L., Cinque A., Russo F., Belluomini G., Branca M. & Delitala L., 1990 - *Segnalazione e datazione di depositi marini tirreniani sulla costa campana*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 259-265.
- Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Roszkopf C. & Santangelo N., 1994 - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: Geomorfologia e neotettonica*. In stampa su: Mem. Soc. Geogr. It.
- Caldara M. & Pennetta L., 1989 - *Interpretazione paleoclimatica di dati preistorici e storici relativi all'entroterra del Golfo di Manfredonia*. Mem. Soc. Geol. It., **42**, 197-207.
- Cinque A., 1991 - *La trasgressione versiliana nella Piana del Sarno*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14**, 63-71.
- Cinque A., Romano P., Roszkopf C., Santangelo N. & Santo A. - *Morfologie costiere e depositi quaternari tra Agropoli e Ogliastro Marina (Cilento - Italia Meridionale)*. Il Quaternario, **7**(1), 3-16.
- Cocco E., 1971 - *Note illustrative della carta geologica d'Italia, F. 209 Vallo della Lucania*. Serv. Geol. d'It., Roma, 26 pp.
- Colizza E., Fanzutti G.P. & Pugliese N., 1987 - *The diffusion of ostracode fauna in Lake Ragogna (Friuli, Italy)*. Biogeographia, **13**, 529-537.
- De Magistris E., 1991 - *Problemi topografici del litorale velino*. In: *Fra le coste di Amalfi e di Velia. Contributo di Storia antica e archeologia*. Quad. 8 Dip.to di Scienze dell'Antichità, Univ. Studi di Salerno, 39-81.
- De Renzi S., 1826 - *Miasmi paludosi e luoghi del Regno di Napoli dove si sviluppano*. Napoli, 153 pp.
- Fairbridge R.W., 1961 - *Eustatic changes in sea level*. Physics & Chemistry of the Earth, Pergamon Press, **4**, 99-185.
- Ghetti P.F. & McKenzie K.G., 1981 - *Ostracodi (Crustacea, Ostracoda): Guide per il riconoscimento delle specie animali delle acque interne italiane*. Coll. Prog. Fin. C.N.R. "Promozione della qualità dell'ambiente", **11**, 1-83.
- Greco G. & Vecchio L. (a cura di), 1992 - *Archeologia e territorio. Ricognizioni, scavi e ricerche nel Cilento*. Quad. di Document., **3**, Lab. territ. del Cilento, Edizioni dell'Alento, Laureana Cilento.
- Grove J.M., 1979 - *The glacial history of the Holocene*. Progress in Physical Geography, **3**, 1-54.
- Guarnieri G., 1907 - *Malaria, palude e bonifiche della Piana di Velia*. Atti Soc. Studio Malaria, **VIII**, 595-604.
- Lamb H.H., 1982 - *Climate, history and the modern world*. Methuen, London.
- Laureti L., 1975 - *Aspetti e problemi geomorfologici del Cilento*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **84**, 281-299.
- Mörner N.-A., 1971 - *Eustatic changes during the last 20.000 years and a method of separating the isostatic*

- and eustatic factors in an uplifted area. *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **9**, 153-181.
- Mörner N.-A., 1993 - *Global change; the last millennia*. *Global & Planet. Change*, **7**, 211-217.
- Klie W., 1938 - *Ostracoda, Muschelkrebse*. In: Dahl F. (Ed.). *Die Tierwelt Deutschlands und der angrenzenden Meeresteile nach ihren Merkmalen und nach ihrer Lebensweise*, **34(3)**, 1-230.
- Lippmann-Provansal M., 1987 - *L'Apennine campanien meridionale (Italie). Etude géomorphologique*. Thèse de Doctorat d'Etat en Géographie Physique, Univ. d'Aix - Marseille.
- Mollo A., 1930 - *Aspetti e problemi della bonifica integrale della Valle dell'Alento*. *Italia Agricola*, **LXVII**, 561-574.
- Napoli M., 1966 - *La ricerca archeologica di Velia*. La parola del Passato, CVIII-CX, "Velia e i focei in Occidente".
- Ortolani F., Pagliuca S. & Toccaceli R., 1990 - *Paleo-ismiti del V-IV sec. a.C. nell'area archeologica di Velia (Cilento, Campania)*. *Atti Conv. "Irpina dieci anni dopo"*, S.Agnello di Sorrento, Napoli, 215.
- Ortolani F., Pagliuca S. & Toccaceli R., 1991 - *Osservazioni sull'evoluzione geomorfologica olocenica della piana costiera di Velia (Cilento, Campania) sulla base di nuovi rinvenimenti archeologici*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **14**, 163-169.
- Ortolani F. & Pagliuca S., 1993a - *Le crisi ambientali nel periodo storico*. Abstract, Seminario internaz. su: "L'evoluzione dell'ambiente fisico nel periodo storico nell'area circum- mediterranea", Ravello, 5-8 giugno 1993.
- Ortolani F., Pagliuca S., Toccaceli R., Grasso E., Melluso L., Morra V., Pica A., Valente A. & Vecchione C., 1993b - *Modificazioni ambientali nell'area di Velia (Cilento, Campania)*. Abstract, Seminario internaz. su: "L'evoluzione dell'ambiente fisico nel periodo storico nell'area circum-mediterranea", Ravello, 5-8 giugno 1993.
- Ortolani F. & Pagliuca S., 1994 - *Variazioni climatiche e crisi dell'Ambiente antropizzato*. *Il Quaternario*, **7(1)**, 351-356.
- Pirazzoli P. A., 1991 - *World atlas of Holocene sea level changes*. *Oceanography Series*, **58**, 300 pp.
- Pirazzoli P. A. & Suter J.R., 1986 - *Late Quaternary sea-level changes and coastal evolution*. *Journ. Coast. Res.*, sp. issue, 1-98.
- Romano P., 1992 - *La distribuzione dei depositi marini pleistocenici lungo le coste della Campania. Stato delle conoscenze e prospettive di ricerca*. *Studi Geologici Camerti*, Vol. spec. 1992/1, 265-269.
- Romano P., 1994 - *Middle and upper Pleistocene marine terraces of Palinuro area*. *Conv. Intern. di Geologia Subacquea "Geosub '94"*, 8-10 giugno 1994, Guida all'Escursione, 14-18.

Ms. ricevuto : Maggio 1995
 Inviato all'A. per la revisione: Ottobre 1995
 Testo definitivo ricevuto: Dicembre 1995

Ms received: May, 1995
 Sent to the A. for a revision: October, 1995
 Final text received: December, 1995