

## Geologia della piana del Sele e caratteri del sottosuolo dell'area di Paestum

### *Premessa*

La presente nota è basata per una parte su ricerche recenti o ancora in corso sulla genesi ed evoluzione geomorfologica della piana del Sele e sulla piattaforma continentale prospiciente la foce del fiume, e per un'altra su indagini geotecniche eseguite nell'area del tempio di Cerere a Paestum.

Studi geologici di dettaglio sull'area archeologica di Paestum sono stati condotti per il passato (Voza, 1963 ; Schmiedt, 1966) e di recente (De Wit *et al.*, 1988 ; Guy, 1988) anche con finalità di supporto alla ricerca archeologica. Gli scriventi ne sono al corrente solo attraverso il materiale pubblicato, e pertanto solo a questo verrà fatto cenno.

### *1. Le vicende geologiche*

La piana alluvionale del Sele occupa la parte più interna di una depressione strutturale nota come « Graben del golfo di Salerno » (Fig. 1), all'incirca trasversale alla catena appenninica.

È una delle piane costiere tirreniche, come quella campana a nord e quella di Sapri a sud ; ha un fronte sulla costa di circa 40 km, da Salerno ad Agropoli.

Il graben, le cui faglie bordiere presentano rigetti complessivi fino a 4.000 m, è rimasto sempre sommerso nella sua parte più occidentale che si prolunga nel golfo di Salerno (Fig. 2). La parte orientale ha avuto invece una storia più articolata, con successivi sprofondamenti ed emersioni a partire dal Tortonian (10 ML bp).

Nel Plio-Pleistocene, e cioè a partire da 2 ML bp, la porzione orientale del graben subisce una significativa fase di sprofondamento, compensata dall'accumulo dei cosiddetti « conglomerati di Eboli ». Due pozzi trivellati dall'AGIP (1977), uno a terra (Sele 1) ed uno a mare (Mina 1) indicano una velocità di abbassamento di circa 1 m ogni mille anni (Ippolito *et al.*, 1973).

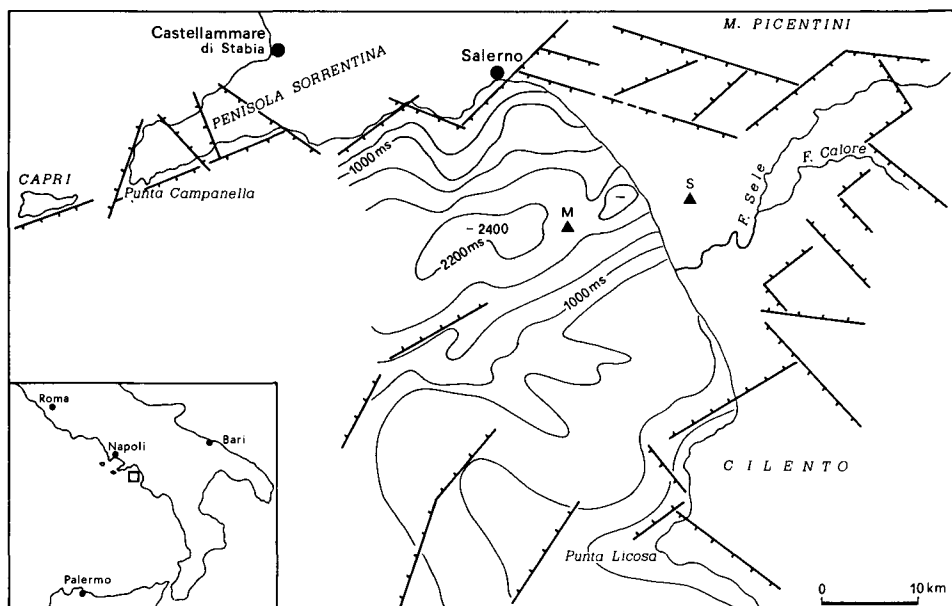


Fig. 1. Schema strutturale del Golfo di Salerno con l'ubicazione del pozzo Mina 1. Il golfo è una fossa (depressione) tettonica fra due «alti» strutturali (Brancaccio et al., 1986).

L'età di questi sedimenti non è ben definita. Secondo alcuni (Brancaccio *et al.*, 1988) appartengono al Plio-Pleistocene inferiore; secondo altri (Lippmann *et al.*, 1984) raggiungono l'Olocene.

La formazione epiclastica dei conglomerati di Eboli deriva dall'erosione del retrostante massiccio carbonatico dei Monti Picentini, in sollevamento. Il deposito avviene principalmente sotto forma di conoidi, e la natura dei sedimenti è essenzialmente grossolana. Questo aspetto non è privo di importanza, in quanto consente di escludere significativi processi di subsidenza per compattazione dei sedimenti, quali si hanno ad esempio in Val Padana. Nel caso della piana del Sele, quindi, lo sprofondamento è stato soprattutto di carattere tettonico.

Ulteriori fasi di sollevamento si hanno circa 400.000 anni fa, nella parte orientale della piana. I conglomerati più prossimi ai rilievi vengono sollevati fino a circa 400 m di quota nella zona di Eboli (di qui il loro nome), ed ancor di più vengono sollevati i retrostanti massicci carbonatici.

Durante il Quaternario, contemporaneamente ai movimenti tettonici si sono avute oscillazioni del livello marino legate alle glaciazioni. Il sollevamento del margine orientale, oltre a fattori climatici, hanno nuovamente innescato processi erosivi. La combinazione di questi fattori controlla la formazione ad edificare l'attuale piana del Sele.

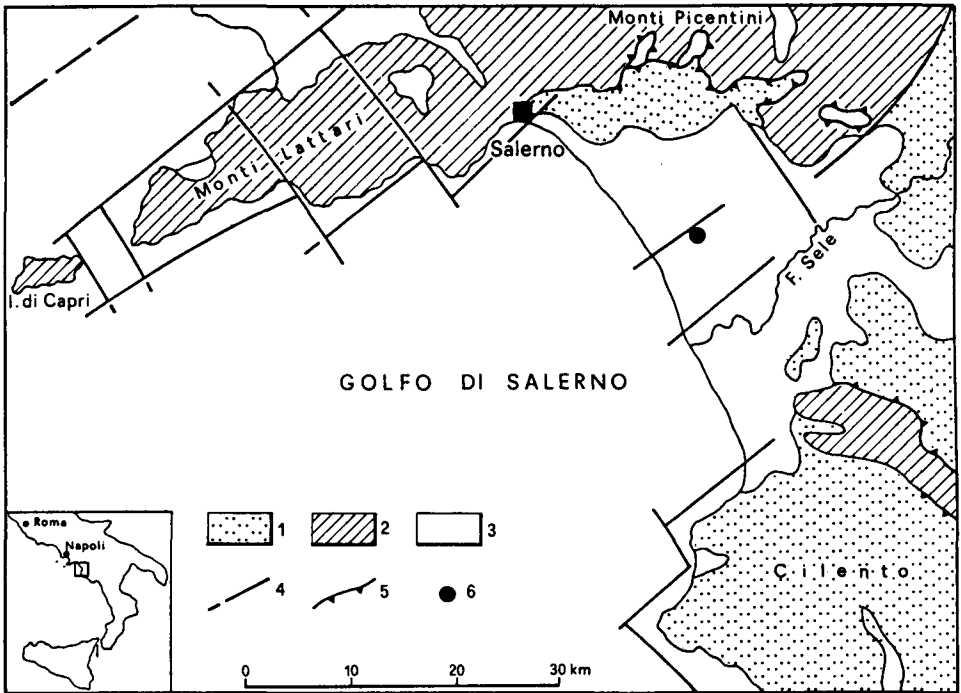


Fig. 2. Schema strutturale della Piana del Sele 1 = arenarie ed argille (flysch); 2 = calcarei e dolomie; 3 = sedimenti quaternari.

Al di sopra dei conglomerati di Eboli Brancaccio *et al.* (1988) riconoscono tre ordini di terrazzi fluviali del Sele e del Calore (Fig. 3).

Il primo ordine si rinviene alla quota di circa 90 m s.m. e degrada dolcemente verso sud ovest fino a 5 km dalla costa (Ponte Barizzo).

Il secondo ordine si riconosce sia lungo il Sele, sia lungo il Calore fino a Gromola.

Il terzo ordine si rinviene quasi alla quota degli alvei attuali. È molto largo, indice di una cospicua reincisione del precedente secondo ordine durante l'ultima regressione wurmiana del livello marino, circa 20.000 anni dal presente.

Si individuano inoltre cinque tracciati della linea di costa, che testimoniano la progradazione della piana (Brancaccio *et al.*, 1986; Russo, 1990). Partendo dai più recenti, essi sono:

- Cordone di Sterpina, subito a tergo della spiaggia attuale. Risale a meno di 2.000-2.500 anni fa (Olocene) e si eleva fino a + 5 m s.m.;
- Cordone di Laura, che dista fino ad 1 km dalla spiaggia attuale e si eleva fino a + 7 m s.m.; risale a meno di 3.000-5.000 anni fa;

- Cordone di Gromola, che dista fino a 3 km dall'attuale linea di costa e si eleva fino a + 13 m s.m. È datato a 75.000-100.000 anni fa ;
- Cordone (?) di Masseria Stregara, posto a 5 km dalla spiaggia attuale ed a quota + 12 m s.m. circa ; è stato riesumato dall'erosione ;
- Cordone di Ponte Barizzo, che si rinviene a 7 km dalla spiaggia attuale e si eleva fino a + 25 m s.m. ; è datato circa 130.000 anni fa.

Il cordone di Gromola è correlato, nelle zone limitrofe (Penisola Sorrentina, Capri, Cilento) con un livello del mare di 8-10 m superiore all'attuale (Tirreniano), datato 100.000 anni fa. Ciò comporta che, a partire da tale epoca, l'attività tettonica è sostanzialmente ferma, in quanto non si sono più registrati movimenti significativi.

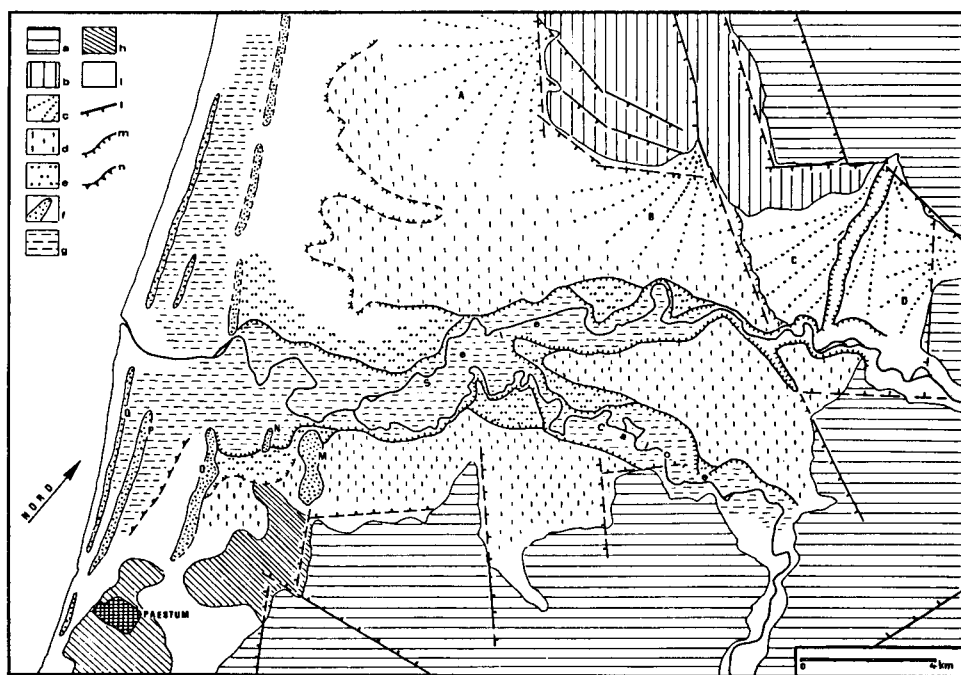


Fig. 3. Carta geomorfologica schematica della parte centrale della piana del Sele. a. rilievi marginali costituiti da terreni meso-cenozoici; b. rilievi costituiti dalla formazione dei Conglomerati di Eboli (Pliocene - Pleistocene Inferiore); c. principali conoidi alluvionali (Pleistocene Medio); d. terrazzo di primo ordine (Pleistocene Medio); e. terrazzo di secondo ordine (Pleistocene Superiore); f. antichi cordoni costieri (Pleistocene Superiore ed Olocene); g. terrazzo di terzo ordine (Olocene); h. aree di affioramento dei travertini di Paestum (Pleistocene Superiore ed Olocene); i. depositi e coperture recenti; l. principali faglie (i trattini indicano il labbro ribassato); m. orlo di scarpata di terrazzo; n. probabile falesia; A. conoide di Battipaglia; B. conoide di Eboli; C. conoide del Tenza; D. conoide di Oppidi; M. area di affioramento dei depositi di spiaggia di Ponte Barizzo; N. Beach-ridge di Masseria Stregara; O. cordone dunale di Gromola; P. cordone dunale di Laura; Q. cordone dunale di Sterpina (Brancaccio et al., 1986).

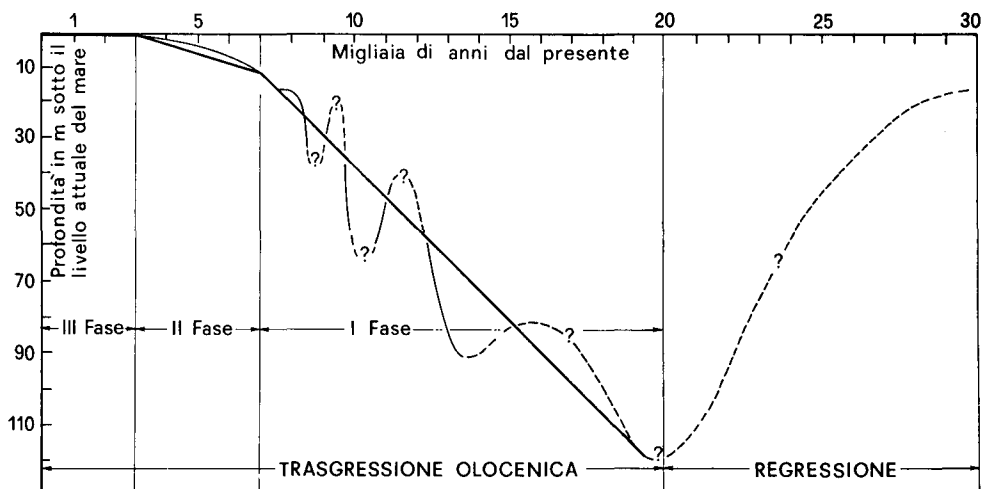


Fig. 4. Variazioni del livello del mare negli ultimi 30.000 anni (Shepard, 1964).

Le implicazioni di questa osservazione sulla sismicità dell'area sono evidenti. In effetti, manca ogni storia sismica significativa.

Venendo al periodo più recente (ultimi 10.000 anni), che ha condizionato i depositi che attualmente si rinvencono sulla piana, bisogna innanzitutto tener presente che 20.000 anni fa il livello del mare era di circa 120 m più basso di quello attuale e poi risalì rapidamente fino a giungere, 6 o 7.000 anni fa, quasi al livello attuale (Fig. 4 e 5). Sulla tendenza generale si sovrappongono fluttuazioni, sempre connesse alle vicende glaciali.

La rapida risalita del livello marino e poi la sua stasi da 6 o 7.000 anni ha portato alla formazione delle lagune costiere delimitate verso il mare da cordoni litorali; e ciò non solo a Paestum ma anche altrove (ad es., a Metaponto). Esempio attuale di questa configurazione sono la laguna di Venezia ed il Lido.

L'apporto solido fluviale, e poi le opere di bonifica, hanno progressivamente colmato la laguna fino alle condizioni attuali.

Non sono completamente chiarite le correlazioni fra i terrazzi fluviali e le linee di costa, eccetto per il terrazzo del terzo ordine che, verso la costa, si fonde con i depositi lagunari e palustri, delimitati questi ultimi dai cordoni di Sterpina e Laura.

## 2. I caratteri della piana attuale

La parte inferiore della piana del Sele è caratterizzata da formazioni travertinose che si inseriscono in parte nella porzione terminale del terrazzo del primo ordine ed in parte a cavallo ed a valle del cordone di Gromola. Su questi livelli poggia la città greca di Poseidonia, oggi Paestum. Nella

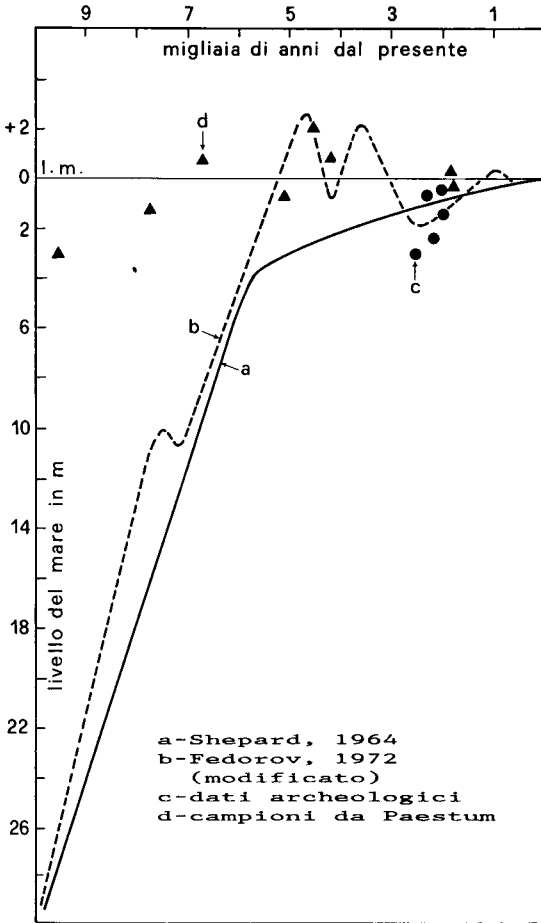


Fig. 5. Variazioni del livello del mare negli ultimi 10.000 anni (De Wit et al., 1988).

parte alta dei depositi di travertino, nella zona di Gaudio, sono stati rinvenuti prodotti piroclastici (De Wit *et al.*, 1988).

Studi di dettaglio sono stati compiuti soprattutto sui sedimenti olocenici più recenti dell'area circostante la città di Paestum, con l'obiettivo di individuare l'antico porto della città (De Wit *et al.*, 1988; Guy, 1988). Questi studi hanno messo in evidenza, mediante sondaggi meccanici, la stratigrafia dei cordoni litorali recenti (cordoni di Sterpina e Laura) e i depositi argillosi e torbosi a tergo di tali cordoni. Nella parte alta di questi sedimenti si rinvencono sia materiali archeologici, sia pomice riferite all'eruzione vesuviana del 79 a.C. (Lirer *et al.*, 1973).

Questi recenti studi, ed altri meno recenti (Voza, 1963; Schmiedt, 1966) conducono a differenti localizzazioni della linea di costa durante il periodo classico, da alcuni ubicata all'interno, da altri verso mare rispetto alla linea di riva attuale, ed a differenti ipotesi circa l'esistenza di una laguna navigabile.

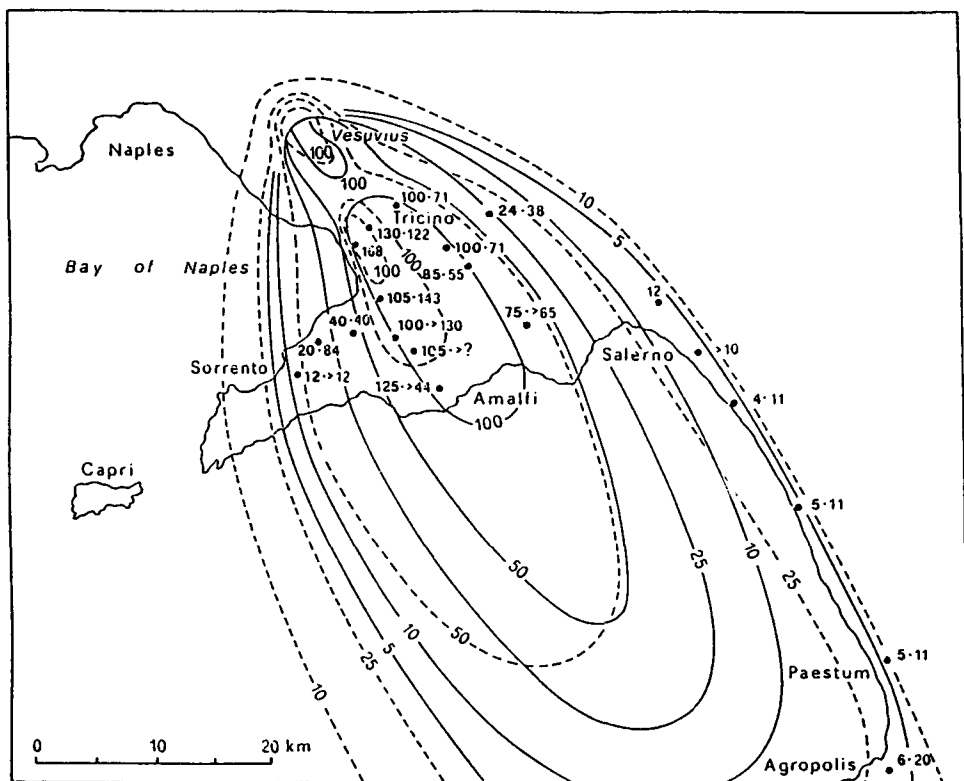


Fig. 6. Distribuzione dei materiali piroclastici emessi dall'eruzione del Vesuvio del 79 a.C.

Nella storia più recente c'è un « marker » assai chiaro : l'eruzione pliniana del 79 a.C. Durante questa eruzione furono emessi da sei ad otto  $\text{km}^3$  di materiali piroclastici, che si sono distribuiti verso sud - sud est con i venti in quota (Fig. 6) raggiungendo anche Paestum con uno spessore di circa 15 cm. Il livello è tipico e facilmente riconoscibile, quando non rimaneggiato, perché costituito da pomice a spigoli vivi bianche nella parte inferiore dello strato, grigie in quella superiore ; esso si rinviene con giacitura all'incirca orizzontale.

Le formazioni travertinose devono essere associate al verificarsi di difficoltà nel drenaggio delle acque. All'interno dall'esterno della cinta muraria dell'antica Paestum, a sud e ad ovest, una crosta di travertino di spessore fino ad 1 m copre i resti classici ; essa testimonia la presenza di acqua in eccesso e forse contribuisce a spiegare le ragioni della decadenza della città.

Come si è accennato all'inizio, studi sulla piattaforma continentale prospiciente la foce del Sele sono in corso ed alcuni risultati sono stati pubblicati. Da questi studi, effettuati con metodi geofisici (EDO 3,5 kHz,

## Profilo A

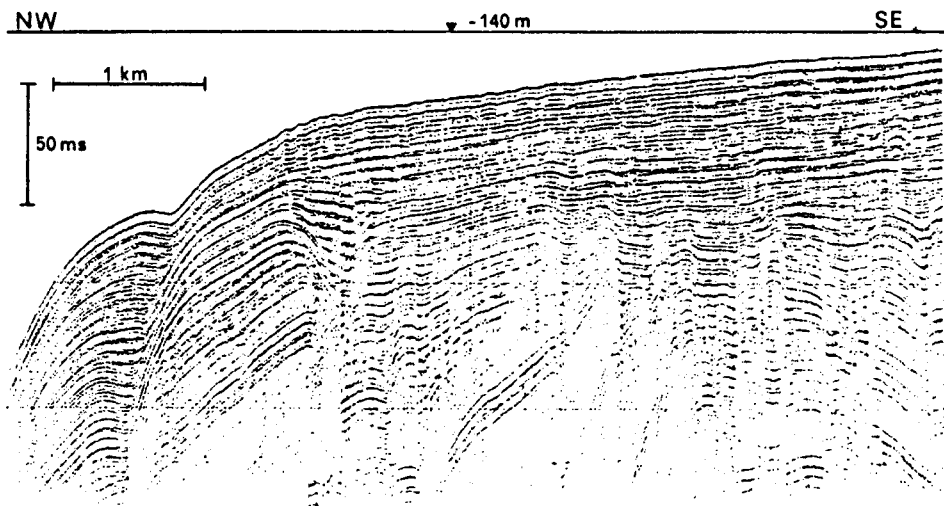


Fig. 7. Piattaforma continentale al largo della foce del Sele; profilo Sparker.

Mini Sparker) risultano ben evidenti sulla piattaforma la superficie di regressione wurmiana che si è formata quando il livello del mare era circa 120 m più basso di quello attuale ed i sedimenti connessi con la successiva trasgressione olocenica (Fig. 7).

Lo studio dello spessore di questi sedimenti sui profili sismici (Fig. 8) mette in evidenza che solo in corrispondenza della foce attuale del Sele vi è un significativo accumulo di sedimenti olocenici. Ciò sembra indicare che, durante la fase regressiva wurmiana, solo in corrispondenza del fiume Sele si sia determinata un'importante erosione, come d'altronde conferma l'interruzione del cordone di Gromola in corrispondenza del fiume; pertanto solo in quella zona si sono potute determinare, durante la trasgressione olocenica, condizioni lagunari favorevoli all'insediamento di un porto. In altre zone, topograficamente più alte, la morfologia ha consentito infatti al più la formazione di paludi costiere.

### 3. Le indagini geotecniche

Le indagini sul sottosuolo del Tempio di Cerere hanno avuto una finalità essenzialmente geotecnica, e cioè quella di caratterizzare la costituzione del sottosuolo e le proprietà fisiche e meccaniche dei terreni, con la finalità di verificare le condizioni statiche delle opere di fondazione del tempio. Per tale motivo le tecniche di indagine e le determinazioni effettuate sono quelle proprie dell'Ingegneria Geotecnica e non quelle dell'Archeologia.



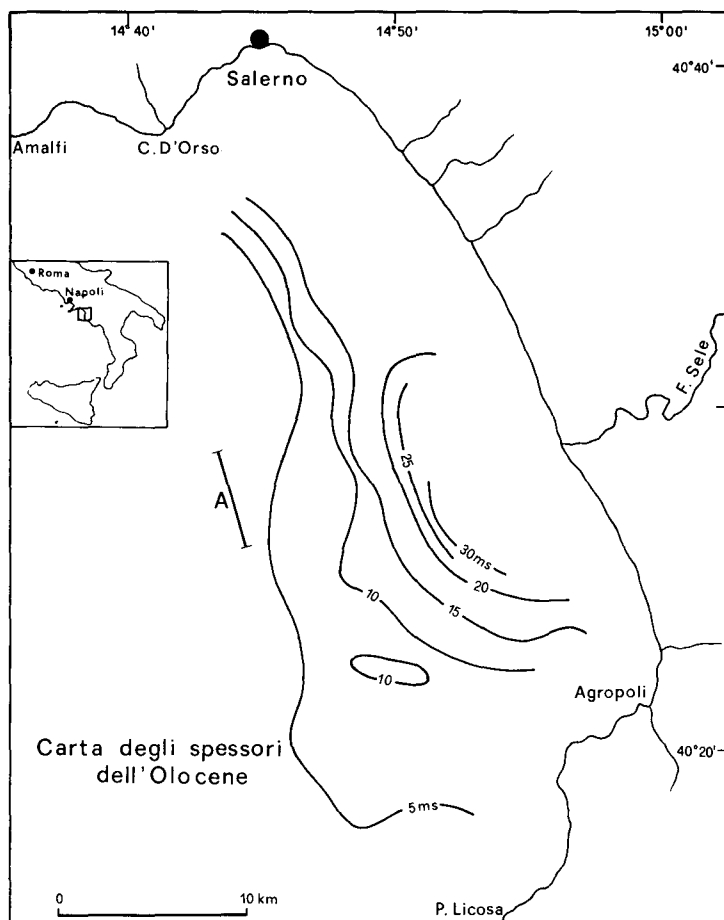


Fig. 8. Spessore dei sedimenti olocenici sul fondale marino.

Sono state eseguite n. 6 perforazioni di sondaggio a carotaggio continuo, del diametro di 101 mm e spinte fino a profondità compresa fra 20,5 e 22,5 m al di sotto della superficie del terreno. L'ubicazione delle verticali esplorate è riportata nella figura 9.

I risultati delle indagini in sito (profili stratigrafici dei sondaggi, rilievi piezometrici, risultati degli Standard Penetration Test, documentazione fotografica della campionatura) sono dettagliatamente esposti in un elaborato della Geotecnosud s.r.l. (Cannavale, 1988), che ha eseguito le indagini con la supervisione degli scriventi. Le analisi di laboratorio eseguite sui campioni di terreno estratti dai sondaggi sono riportate in un elaborato della ILAG s.r.l. (ILAG, 1989), a cui le indagini stesse erano state affidate.

Un quadro schematico della costituzione del sottosuolo emersa dai sondaggi e dalle prove SPT è comunque riportato in Fig. 10. Come si vede,

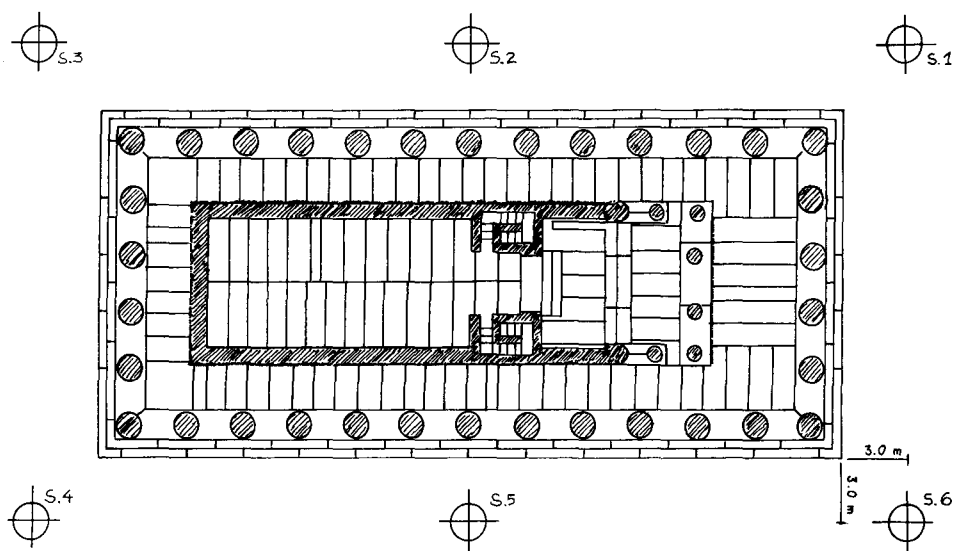


Fig. 9. Ubicazione in pianta delle verticali di indagine.

al di sotto di uno strato di riporto dello spessore di 2-3 m si rinvencono due banchi di travertino (a luoghi sotto forma lapidea, ma molto vacuolare, a luoghi sotto forma di sabbia calcarea): il primo fra due-tre e otto-dieci metri circa di profondità, il secondo fra 15 e 20 m circa.

Fra i due strati di travertino si rinviene limo argilloso e sabbioso di colore bruno, con noduli calcarei e tracce di sostanza organica.

La composizione granulometrica delle stratificazioni limo-sabbiose è sinteticamente rappresentata dalla fascia di Fig. 11.

A parte le stratificazioni lapidee, la sabbia calcarea si presenta con grado di addensamento da « medio » ad « elevato » ( $20 < N_{SPT} < 40$ ); il limo è di elevata consistenza, con valori della coesione non drenata  $c_u$  compresi fra 0,5 ed 1,5 kg/cm<sup>2</sup>, quali risultano dalle determinazioni con il Pocket Penetrometer e da alcune prove di rottura per compressione triassiale non drenata. Si tratta, probabilmente, di strati limosi sovraconsolidati per essiccamento.

Il pelo libero della falda si rinviene alla profondità di 14 m circa al di sotto della superficie del terreno. Poiché la quota del piano di campagna è dell'ordine di 16 m s.m., la quota della falda è di un paio di metri superiore al livello del mare, come era da attendersi vista la breve distanza dalla linea di costa.

Nell'insieme, i terreni si presentano dotati di caratteristiche meccaniche decisamente favorevoli (travertino e sabbia) o discrete (strati limosi) dal

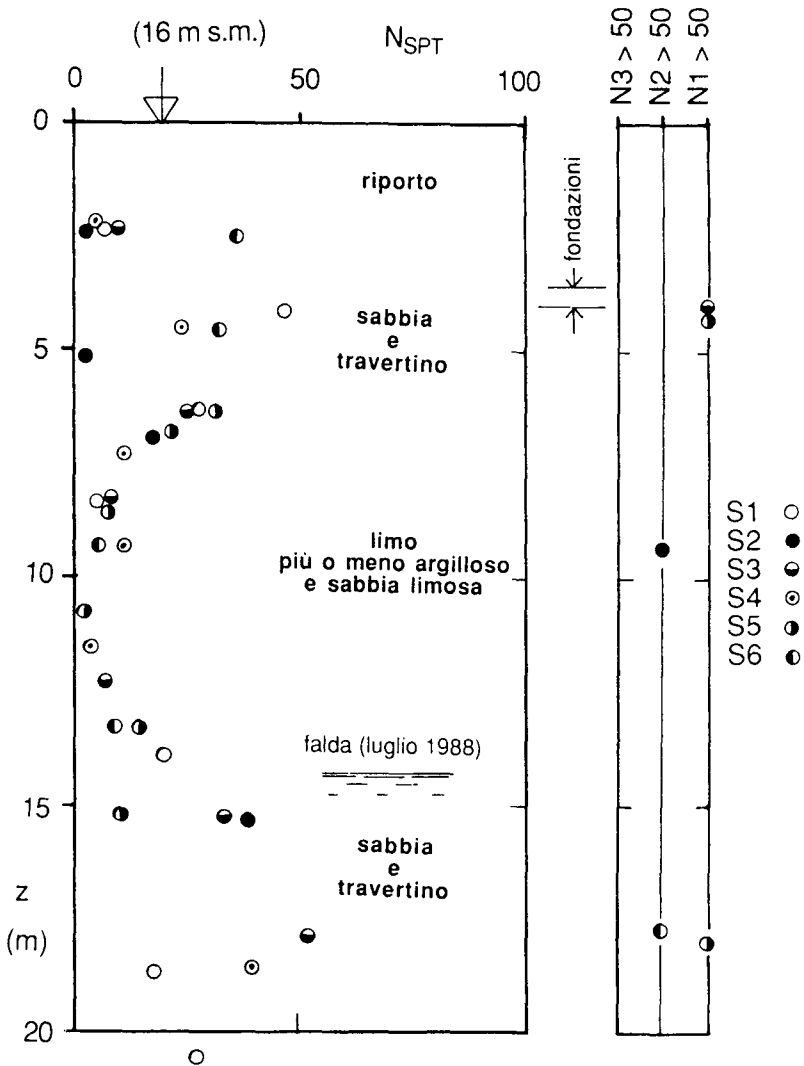


Fig. 10. Costituzione del sottosuolo del tempio di Cerere, con posizione della falda all'atto delle indagini e risultati delle prove SPT.

punto di vista delle fondazioni del tempio; anche la posizione depressa della falda è da considerare un elemento favorevole.

#### 4. Le condizioni di stabilità delle fondazioni

Viggiani (1980) ha osservato come, secondo i classici schemi della Meccanica dei Terreni, al trascorrere del tempo le condizioni di stabilità di un'opera dal punto di vista delle fondazioni migliorino, a meno di variazioni delle condizioni ambientali di carattere naturale od antropico.

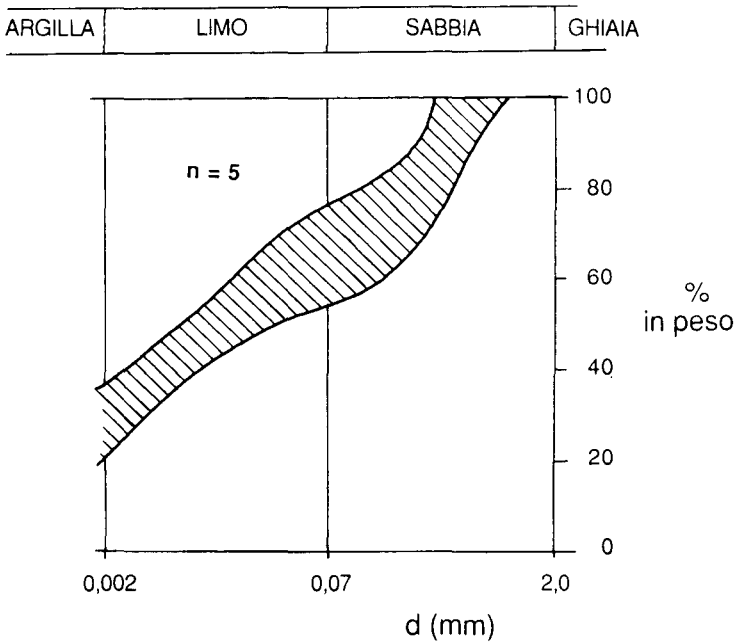


Fig. 11. Composizione granulometrica delle stratificazioni limo-sabbiose.

Nel caso che ci interessa, i carichi agenti in fondazione sono certamente minori di quelli che si verificarono nell'epoca classica, quando le strutture del tempio erano integre e comprendevano la copertura. Inoltre, come si è detto, la costituzione del sottosuolo e le proprietà dei terreni sono nell'insieme favorevoli e non sembra essersi verificata alcuna variazione nelle condizioni ambientali tale da determinarne un apprezzabile modifica in senso negativo.

Se a ciò si aggiunge che le fondazioni del tempio, una sezione delle quali è riportata nella fig. 12, sono ben proporzionate e di ottime condizioni per quanto riguarda stato della struttura muraria, è possibile affermare che dal punto di vista geotecnico non si pone alcun problema per la statica del tempio. Tale affermazione qualitativa trova ampia conferma in una sommaria analisi del carico limite (Fig. 12); il coefficiente di sicurezza rispetto ad una rottura non drenata, quale potrebbe conseguire ad un'azione sismica, è molto elevato ed ancora più elevato è quello nei riguardi dei carichi statici.

In conclusione, non si evidenzia alcuna necessità di intervento.

Tullio Secondo PESCATORE e Carlo VIGGIANI

Università degli studi di Napoli « Federico II »

Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia

Largo S. Marcellino, 10

I - 80138 NAPOLI

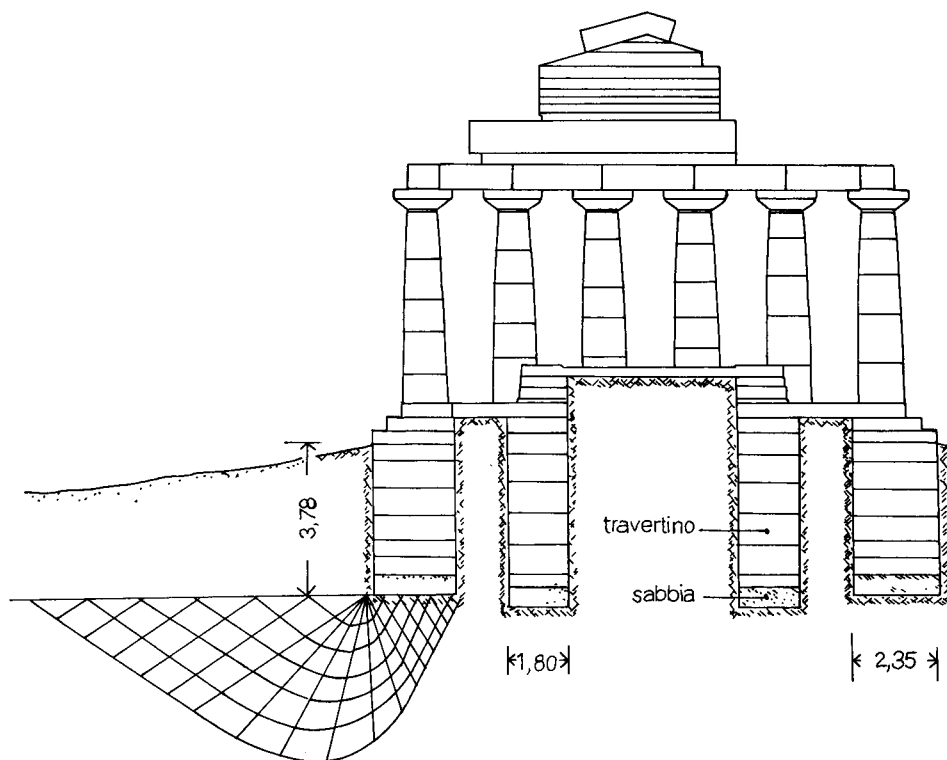


Fig. 12. Fondazioni del Tempio di Cerere ed analisi di stabilità.

#### BIBLIOGRAFIA

- AGIP, 1977, *Temperature sotterranee. Inventario dei dati raccolti durante la ricerca e la produzione di idrocarburi in Italia*, Agip, Milano, 1390 p.
- BRANCACCIO, L., CINQUE, A., D'ANGELO, G., RUSSO, F., SANTANGELO, N., SGROSSO, I., 1988, *Evoluzione tettonica e geomorfologica della piana del Sele (Campania, Appennino meridionale)*. *Glaciologia*.
- BRANCACCIO, L., CINQUE, A., BELLUOMINI, G., BRANCA, M., DELITALA, L., 1986, *Isoleucine Epimerization Dating and Tectonic Significance of Upper Pleistocene Sea Level Features of the Sele Plain (Southern Italy)*, in *Zeitsch. Geomorphologie*, 62, p. 159-166.
- CANNAVALE, G., 1988, *Sondaggi geotecnici - Tempio di Cerere, Paestum*, Geotecnosud s.r.l., Salerno.
- DE WIT, H.E., VAN DER GAAG, P., SEVINK, J., 1988, *Geological Answers to Archaeological Questions: an Example*, in MARINOS and KOUKIS, eds, *Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites*, p. 1613-1622, Balkema, Rotterdam.
- FEDOROV, P.V., 1972, *Postglacial Transgression of the Black Sea*, in *Int. Geol. Rev.*, 14, p. 160-164.
- ILAG, s.r.l., 1989, *Tempio di Cerere. Prove geotecniche di laboratorio*, Napoli, Gennaio 1989.

- IPPOLITO, F., ORTOLANI, F., RUSSO, M., 1973, *Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano; reinterpretazione dei dati di antiche ricerche di idrocarburi*, in *Mem. Soc. Geol. It.*, 12, p. 227-250.
- LIPPMANN-BAGGIONI, M., GARS, G., 1984, *La bordure sud des Montes Picentini: un jalon dans l'évolution néotectonique et paléoclimatique de l'Appennin Méridional*, in *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 7, p. 49-58.
- LIRER, L., PESCATORE, T., BOOTH, B., WALKER, G.P.L., 1973, *Two Plinian Pumice Fall Deposits from Vesuvius, Italy*, in *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 749-772.
- RUSSO, F., 1990, *I sedimenti quaternari della Piana del Sele. Studio geologico e morfologico*, Tesi di dottorato. Università degli studi, Napoli, p. 168.
- SCHMIEDT, G., 1966, *Antichi porti d'Italia (parte seconda)*, in *L'Universo*, 46, 2, p. 297-353.
- SHEPARD, F.P., 1964, *Sea Level Changes in the Past 6.000 Years: Possible Archaeological Significance*, in *Science*, 163, p. 574-576.
- VIGGIANI, C., 1980, *Alcune osservazioni sul ruolo della Geotecnica negli interventi sui monumenti*, in *XIV Conv. It. di Geotecnica*, AGI, Firenze, vol. 3, p. 193-201.
- VOZA, G., 1963, *La topografia di Paestum alla luce di recenti indagini*, in *Arch. Classica*, 15, p. 223.