

# MORFOLOGIA COSTIERA

Responsabile d'area: GIULIANO RODOLFI - Università degli Studi di Firenze

Coordinatore: ENZO PRANZINI - Università degli Studi di Firenze



26. *Coste rocciose: falesie vive e morte*

27. *Coste di sommersione: rias*

28. *Coste basse: spiagge, dune costiere*

29. *Coste basse: lagune, tomboli, stagni costieri*

30. *Delta tirrenici*

31. *Il delta del Po*

32. *Pianure costiere*

33. *Terrazzi marini*

34. *Morfologia sommersa*

35. *Difese costiere*

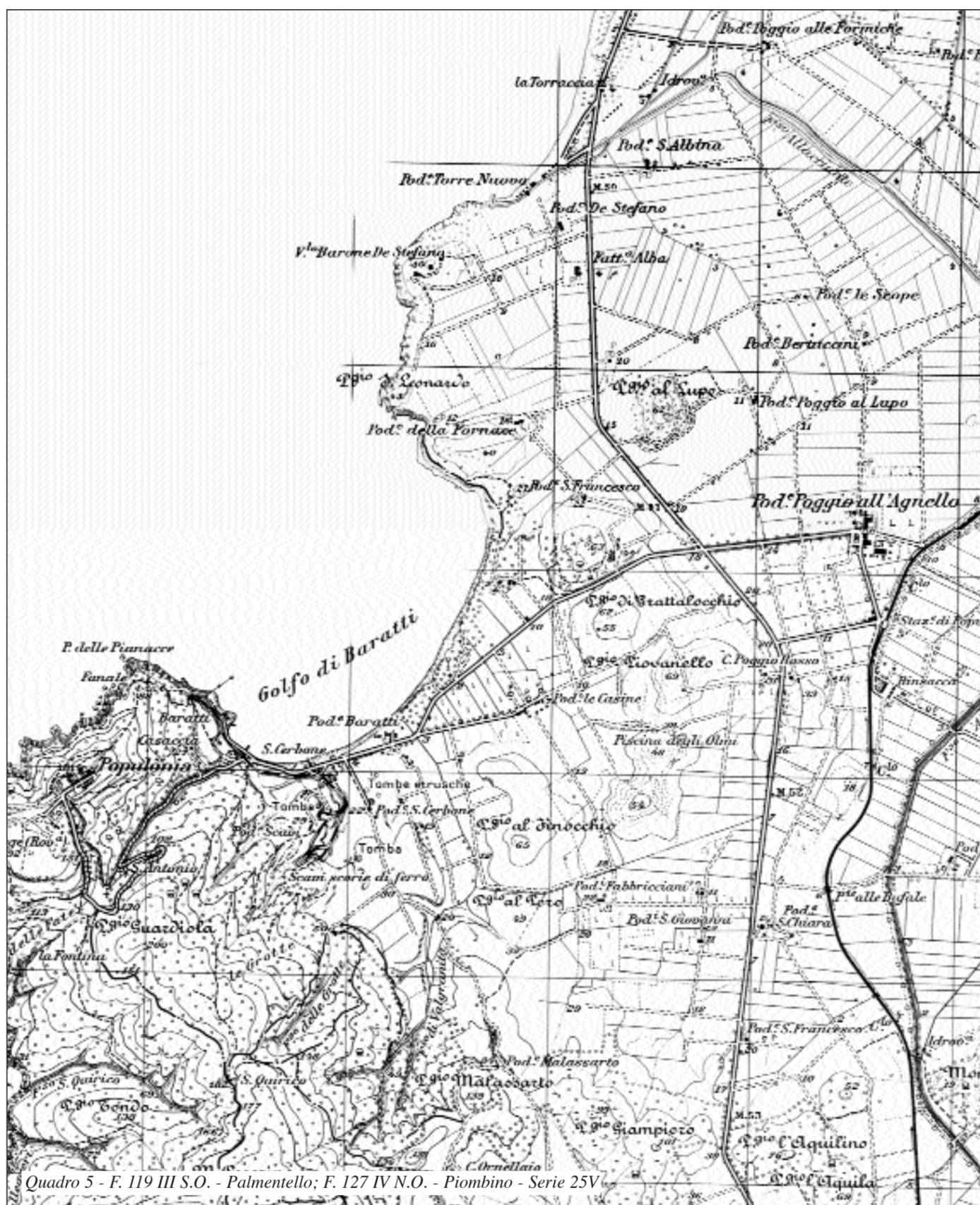
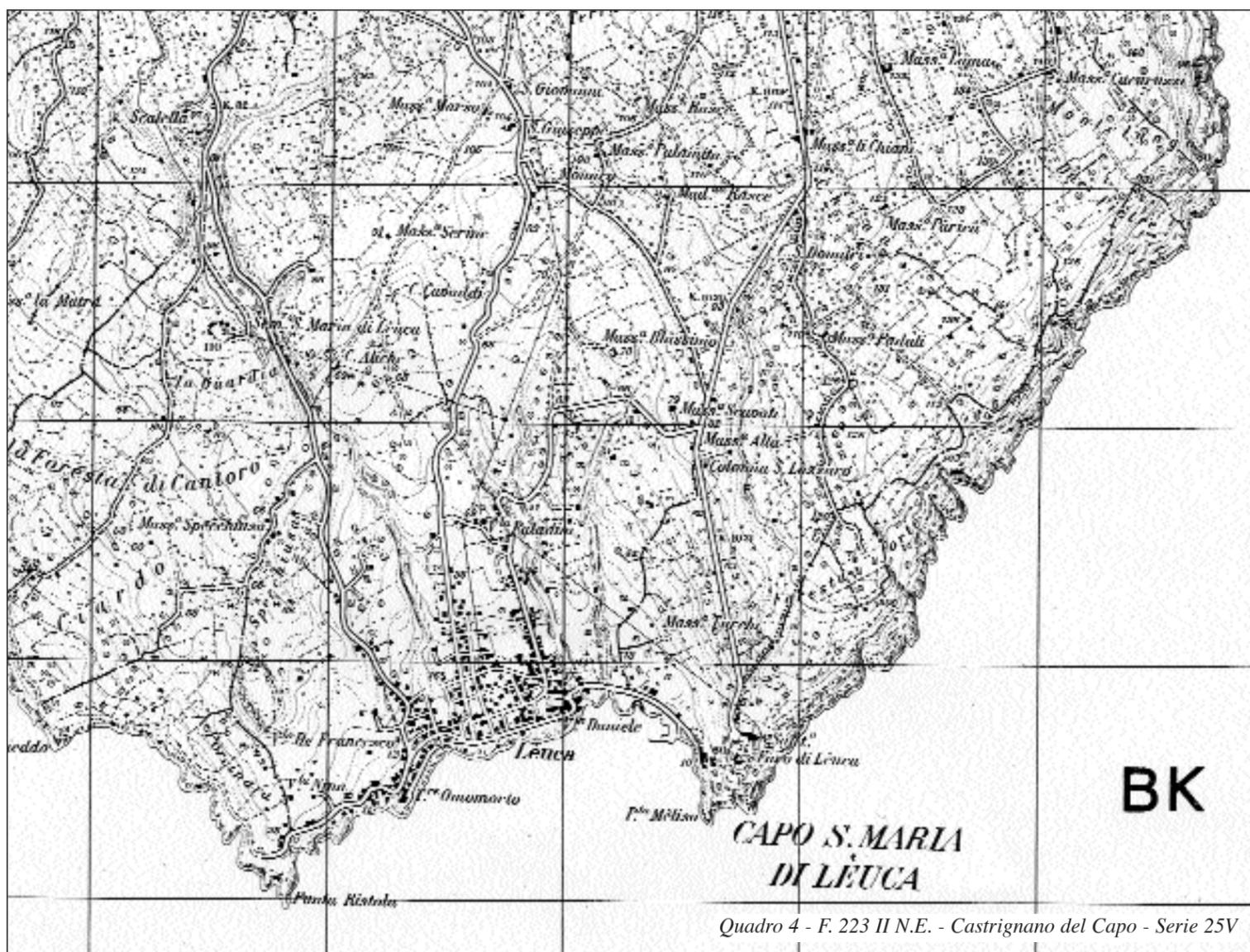
# 26. Coste rocciose: falesie vive e morte

GIAN CAMILLO CORTEMIGLIA\*

Università degli Studi di Genova



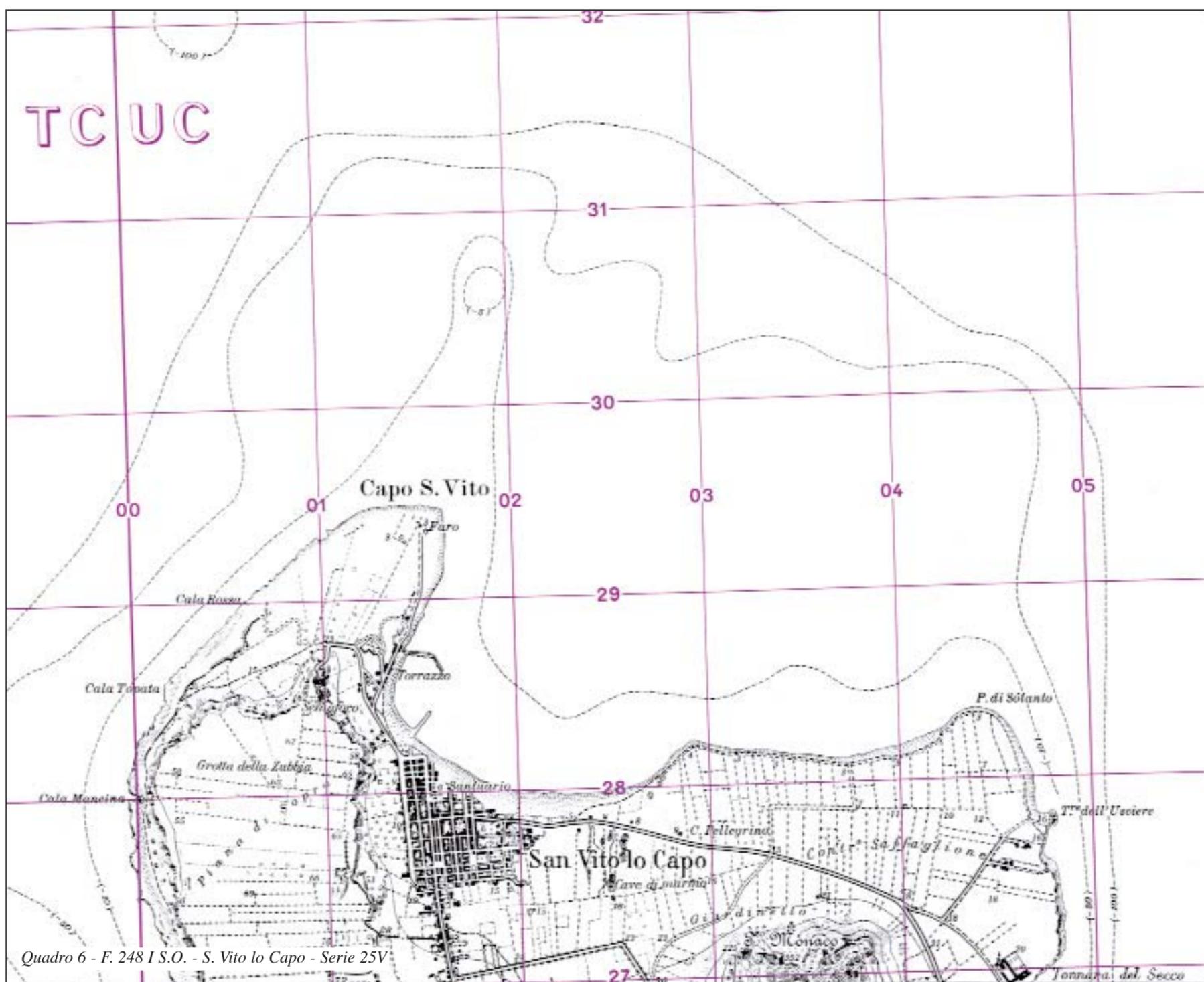
Questa tavola mette in evidenza esempi di coste rocciose, dove le caratteristiche (altezza e pendenza) della superficie d'attacco dell'ondazione consentono di distinguere i due tipi fondamentali delle «coste alte rocciose» e delle «coste basse rocciose». Gli esempi di coste rocciose con pareti direttamente od indirettamente interessate dall'attacco dell'ondazione costituiscono le cosiddette «falesie vive»; invece, allorché tali pareti pseudoverticalizzate, in cui si evidenziano i segni dell'abrasione marina e degli organismi litofagi, risultano ormai poste in posizione topografica non più battuta dall'azione diretta ed indiretta del moto ondoso, ma lontane dalla battigia, costituiscono le cosiddette «falesie morte». Se la mancanza di tale azione diretta od indiretta del moto ondoso è dovuta alla presenza di una piattaforma (abrasiva o *constructa*) generata da processi d'arretramento (rincolo di falesia), si configurano come «falesie stabilizzate», mentre se tale situazione è conse-



guenza di processi di «eustatismo» negativo o di «epirogenesi» positiva, si configurano allora come «falesie antiche» o «falesie fossili».

Il **quadro 1** riproduce il tratto di costa rocciosa ligure a falesia viva del monte di Portofino, dove la superficie d'attacco dell'ondazione, come mostra la regolarità grafica delle isoipse, risulta molto inclinata e talora verticalizzata, ma sempre dotata di pendenze maggiori di 45°, in quanto la formazione rocciosa («Conglomerato di Portofino») che la costituisce, risulta compatta e resistente. Inoltre questa parete di falesia presenta in tutto il suo sviluppo qui riprodotto, come evidenziabile dai valori altimetrici delle isoipse, un'altezza mediamente inferiore ai 100 m, ma con tratti, tra punta Chiappa, punta del Buco e S. Fruttuoso, che raggiungono e superano di molto tale valore sino a raggiungere quote di 200 m sul l.m.m.. Questa falesia viva si caratterizza quindi, per i valori di pendenza come una falesia in senso stretto e per i valori di altezza parietale, complessivamente, come una mediofalesia con tratti limitati ad altafalesia.

Il **quadro 2** riproduce il tratto di costa ligure al confine con la Francia, ove è ubicato e conosciuto internazionalmente il sito archeologico dei Balzi Rossi. Questo tratto di litorale presenta una morfologia a costa rocciosa con pareti d'attacco dell'ondazione pseudoverticalizzate nella zona di Villa Hanbury, come indica lo sviluppo delle isoipse, e con pareti rocciose che presentano interposta, con il livello marino, una spianata rocciosa, come mostra il tratto costiero tra punta Garavano ed i Balzi Rossi. Questa parete rocciosa, in posizione più arretrata rispetto alla battigia e che l'andamento delle isoipse consente di individuare all'altezza del tracciato della linea ferroviaria, non risulta più battuta dall'azione diretta ed indiretta del moto ondoso, trovandosi mediamente ad una distanza dal



mare di oltre 50 metri e con al piede una spianata sopraelevata mediamente di 10 m sul l.m.m.; per cui può essere ritenuta come una parete ormai abbandonata dall'ondazione e quindi classificabile come una falesia morta di tipo «falesia antica» o «falesia fossile». La *litofacies carbonatica* di cui è costituita questa falesia morta (Calcarei nummulitici della Mortola) ha permesso la formazione di un complesso di grotte entro cui, oltre a reperti di interesse paleontologico (industrie musteriene), sono stati ritrovati sedimenti marini che ne confermano quindi la natura di falesia morta.

Un altro esempio di falesia morta del tipo «falesia antica», che, indicato localmente come le «Greppe del mare», si sviluppa lungo il litorale adriatico compreso tra Bellaria e Riccione Marina, è riportato, limitatamente però al solo tratto tra Bellaria e Rimini, nel **quadro 3**. Ad una distanza dalla linea di battigia verso terra di circa 550 metri, a monte della strada tra C. Morri e C. Brandi, si evidenzia infatti sulla carta la presenza, con andamento parallelo alla riva, di una scarpata, indicata col segno convenzionale «rocce e balzi rocciosi», ed a parete pseudo-verticalizzata alta da 5 ad 8 m, come indicano le differenze di quota tra l'area posta a mare più vicina alla riva e quella sita a monte verso l'interno. Questa falesia morta rappresenta pertanto un'antica linea di riva che, considerati la sua posizione ed i suoi caratteri morfologici, è possibile far corrispondere al massimo dell'innalzamento del livello marino raggiunto circa 7000 anni or sono, durante la trasgressione olocenica.

Il tratto di litorale a nord di Capo S. Maria di Leuca, riprodotto nel **quadro 4**, evidenzia la presenza di pareti abrupte pseudoverticali in cui si aprono (zona di Foresta Forte) tipiche incisioni prodotte dall'ondazione lungo piani ad andamento verticale. Tale aspetto morfologico caratterizza così una costa alta rocciosa del tipo «falesia viva».

Il **quadro 5** rappresenta l'area del golfo di Baratti sulla costa toscana, dove la topografia rileva lungo la costa rocciosa, che si sviluppa tra Punta delle Pianacce a S.O. e poggio San Leonardo a N.E., la presenza di un'esile spiaggia, ampia mediamente una ventina di metri, indicata cartograficamente, come

segno convenzionale, con una puntinatura. La presenza di questa lingua di spiaggia separa dal mare la costa rocciosa, che è indicata cartograficamente a parete con il tetto quotato a 10 m sul l.m.m.. Tale condizione morfologica indica che l'ondazione può raggiungere direttamente questa parete pseudoverticalizzata solo in occasione di forti mareggiate; quindi questa parete rappresenta una parete di falesia in senso stretto, presentando una pendenza maggiore di 45°, ma, essendo raggiunta saltuariamente dall'ondazione, va considerata, come le precedenti dei **quadri 2 e 3**, una falesia morta, anche se del tipo «falesia stabilizzata» per la presenza di attuali effetti indiretti e diretti dovuti all'ondazione.

Il **quadro 6**, che mostra un tratto della costa siciliana nord occidentale nei pressi di San Vito Lo Capo, presenta esempi di costa rocciosa a «falesia morta». La zona di piana di Sopra, posta ad occidente dell'abitato di San Vito lo Capo, è cartografata come una spianata quotata a circa 60 m sul l.m.m. e delimitata perimetralmente da una scarpata, a parete verticalizzata, con al piede una lingua di spiaggia che si estende da cala Mancina a capo S. Vito. La presenza di questa spiaggia, sopraelevata, nella sua parte sommitale (alta spiaggia), come indicano le quote nella zona di capo S. Vito, mediamente di 3 m sul l.m.m., ed ampia da almeno 80 m nella zona di cala Mancina, sino a centinaia di metri nella zona del Semaforo, impedisce all'ondazione di raggiungere direttamente, anche in occasione delle massime mareggiate, la parete pseudoverticalizzata che rappresenta così una falesia morta di tipo antico o fossile. Analoga interpretazione va estesa al tratto di parete rocciosa che, nella zona orientale di Giardinello, costituisce il piede di pizzo Monaco. Il piede di tale parete, considerata la sua quota di 21 m sul l.m.m., va riferito ad un livello marino più antico, in quanto più elevato del precedente, la cui antica piattaforma d'abrasione è individuabile cartograficamente nella spianata che si estende tra l'abitato di San Vito lo Capo e punta Sólanto.

\* Con la collaborazione di Marco Firpo e Mauro Piccazzo

#### BIBLIOGRAFIA

CORTEMIGLIA G. C., "Proposta di inquadramento morfodescrittivo delle coste rocciose", *Memorie dell'Accademia Lunigianese di Scienze G. Capellini*, LXIV-LXV, 1995, pp. 107-129.  
ROVERETO G., "Geomorfologia delle coste", *Atti della Società Ligustica di Scienze*

*Naturali*, 13/14, 1903.

ROVERETO G. (1924), *Forme della Terra. Trattato di Geologia Morfologica (Geomorfologia)*, vol. 1 e 2, Milano, Hoepli Edit., 1924.

SANAMURA T., *Geomorphology of Rocky Coasts*, Chichester, Wiley e Sons Edit., 1992.

# 27. Coste di sommersione: *rias*

SERGIO GINESU

Università degli Studi di Sassari

Tra i vari tipi di costa presenti lungo il litorale italiano rivestono un significato particolare le coste a *rias*, che si formano per sommersione di antiche valli fluviali a seguito di un innalzamento del livello relativo del mare. La costa della Galizia, in Spagna, ne è un mirabile esempio e da questa regione deriva il termine con cui si identifica questo tipo di costa di sommersione. L'aspetto è del tutto particolare, poiché essa risulta caratterizzata da una marcata frastagliatura del profilo costiero e dalla presenza di arcipelaghi e piccole isole disperse lungo tutta la costa. Nel panorama italiano certamente l'esempio più significativo di costa a *rias* appartiene al settore nord orientale della Sardegna. È sufficiente un rapido sguardo alla porzione della carta in scala 1:50 000, che interessa la zona oggi più nota di questo territorio (**quadro 1**), per avere una facile lettura di questi caratteri ed osservare la profondità delle insenature verso l'entroterra, mentre nel mare prospiciente emergono isole e arcipelaghi. L'immediata bordura sottocosta viene definita da uno sciame di scogli e improvvise secche che rendono particolarmente difficile la definizione cartografica, oltre che la navigazione.

Le spiagge non sono mai estese, ma limitate a brevi tratti di sabbia, spesso confinati nella parte più interna delle insenature, mentre il profilo dell'immediato entroterra risulta privo di stagni e di campi di dune, dato che passa immediatamente al retrospiaggia. Nel panorama delle spiagge della Sardegna, quelle che insistono nel settore nord orientale mostrano un rischio minore per processi di erosione, poiché, sebbene alimentate da corsi d'acqua con limitato trasporto solido, sono soggette ad una modesta energia da moto ondoso grazie alla protezione fornita dai promontori che le delimitano.

Particolarmente interessante è la lettura, alla scala 1:25 000 (**quadro 1a**), dove è ben visibile la foce del rio di Cugnana, che mostra un estuario di impaludamento in cui domina una dinamica di tipo lagunare, tanto da rendere utilizzabile il golfo come peschiera. L'adiacente golfo di Marinella, poco più a est, ricalca gli stessi caratteri, evidenziando la netta convergenza morfologica.

Singole *rias* sono presenti anche in altre località della Sardegna, ma sono isolate e non determinano un modello costiero. Sono comunque generate dal rapido sollevamento del livello marino durante le ultime fasi di cambiamento climatico del Pleistocene. Un esempio significativo è offerto dalla baia di Porto Conte, situata nel settore nord occidentale della Sardegna, in prossimità della città di Alghero. Questa insenatura, visibile nel suo complesso nel **quadro 2**, è chiusa dalle alte falesie calcaree di capo Caccia, a ovest, e punta del Giglio verso est. Si tratta di



Quadro 1a - F. 428 Sez. II - Arzachena - Serie 25

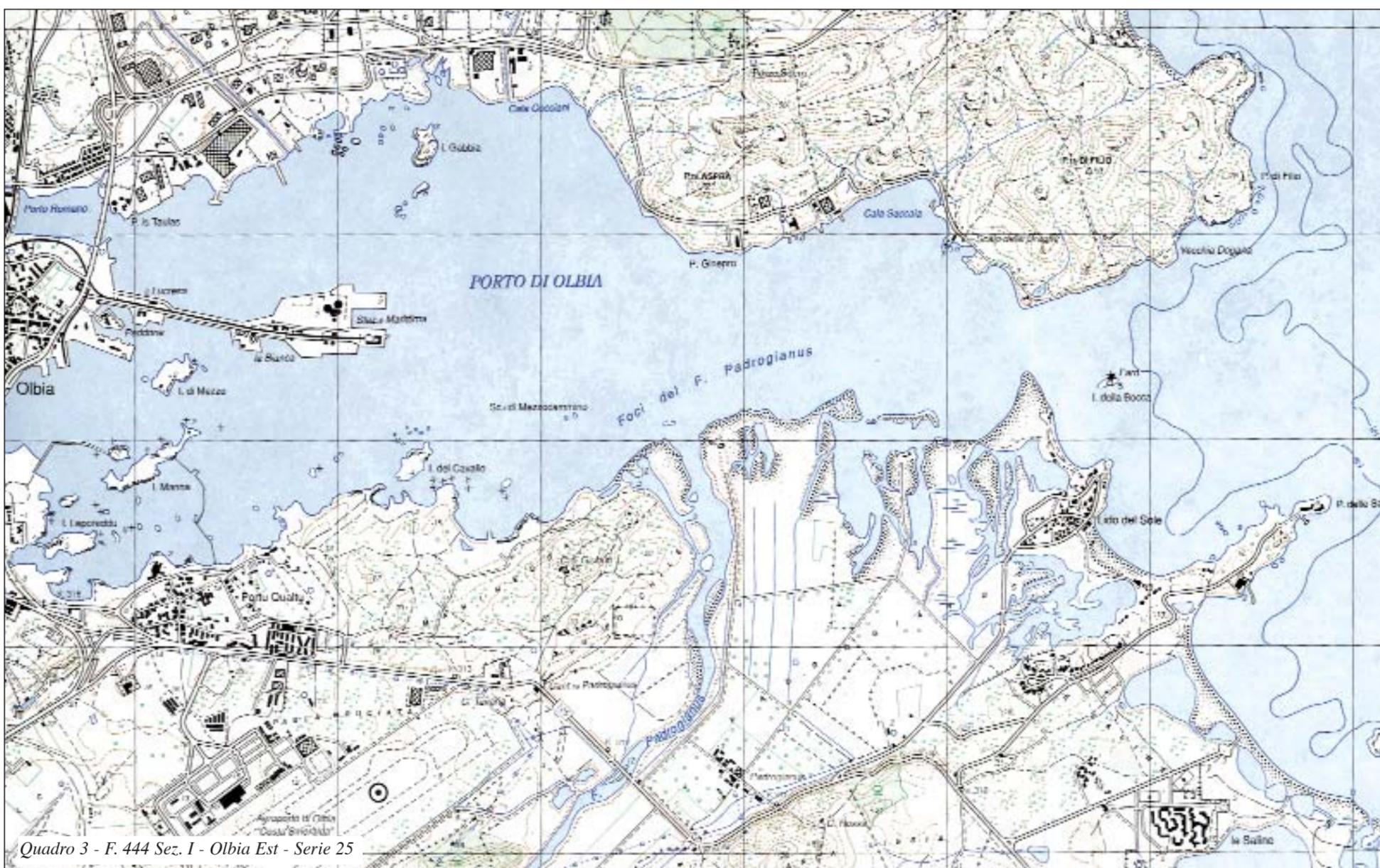
Quadro 1 - F. 428 - Arzachena - Serie 50



Quadro 2 - F. 192 - volo 1997 - serie 28 - fot. 113



Quadro 2a



Quadro 3 - F. 444 Sez. I - Olbia Est - Serie 25

una valle secca, tipica morfologia di ambiente carsico (FEDERICI, GINESU, SIAS, 1999), che è stata progressivamente inondata dal mare. I numerosi insediamenti archeologici hanno permesso di ricostruire le antiche linee di riva che chiudevano l'insenatura formando un ampio stagno costiero durante il Neolitico (6000 anni dal presente) e durante il periodo prenuragico (3500-4000 anni dal presente). Nella carta tematica qui riportata (**quadro 2a**) viene ricostruita l'evoluzione della rada di Porto Conte con le forme di tutto il territorio continentale.

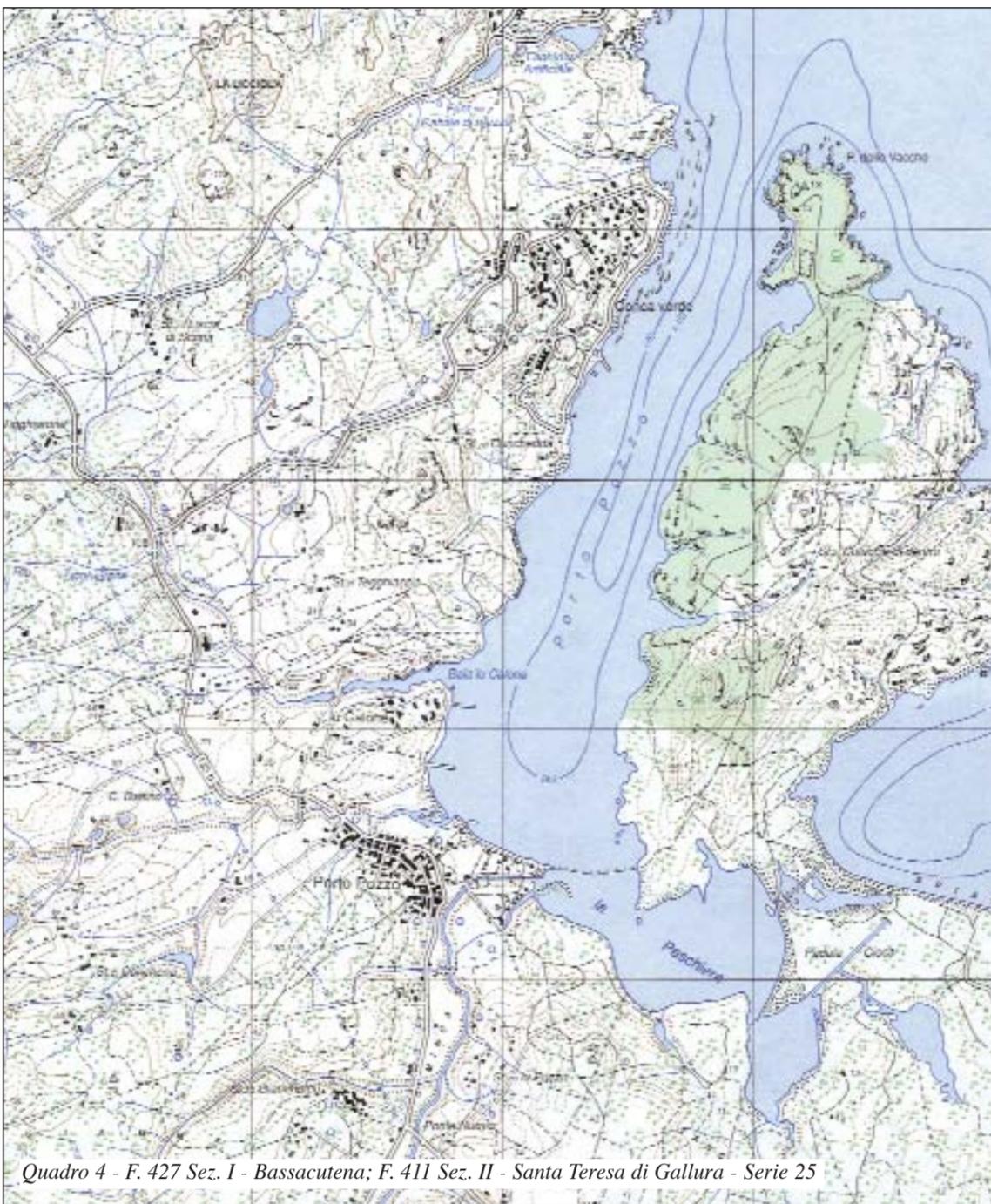
I **quadri 3 e 3a** presentano la *ria* di Olbia vista in due immagini differenti: nel primo compare uno stralcio della cartografia alla scala 1:25000, nel secondo una foto aerea della stessa area ripresa nel 1988. In questo caso, la particolare configurazione della *ria*, «strozzata» poco prima dell'isola della Bocca, mette in particolare luce l'evoluzione che spesso contraddistingue queste particolari morfologie costiere. È infatti ben visibile l'effetto della presenza di un corso d'acqua importante che sfocia all'interno della *ria*. Il

corso d'acqua meglio visibile sul **quadro 3** è il fiume Padrogianus, che ha un ridotto bacino idrografico e una portata modesta; pur tuttavia, questo torrente mostra una spiccata dinamica, evidenziando un notevole accumulo di materiale alluvionale che si riversa all'interno del golfo dando luogo ad un delta, morfologia non comune per i fiumi della Sardegna. L'immagine cartografica mette in risalto proprio questo aspetto, rendendo ben leggibile l'avanzata del delta verso la sponda opposta, nel tentativo di chiudere l'intera baia e dare luogo, al suo interno, ad uno stagno costiero dove oggi si trova l'area portuale. Periodicamente si rende necessario un intervento di dragaggio del fondale per rendere sicura la navigazione delle grosse imbarcazioni verso il molo di la Bianca situato all'imboccatura del porto. Questo tipo di evoluzione risulta assai comune nelle *rias* della Gallura proprio per la bassa energia da moto ondoso presente al loro interno.

Le oscillazioni del livello del mare durante la risalita post glaciale hanno determinato l'ingressione del mare nelle valli fluviali della Sardegna, ma la

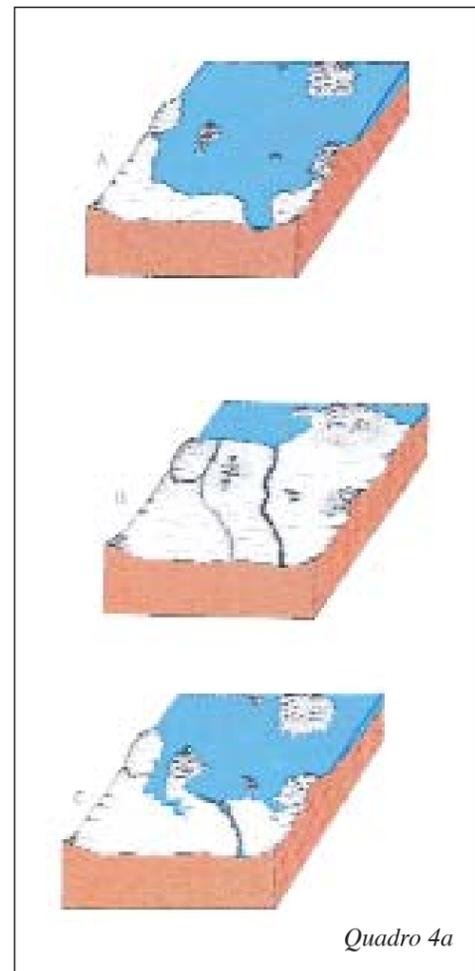


Quadro 3a - F. 182 - Volo 1988 - serie 9 - fot. 499



Quadro 4 - F. 427 Sez. I - Bassacutena; F. 411 Sez. II - Santa Teresa di Gallura - Serie 25

costa gallurese ha subito una sommersione particolarmente forte di tutte le valli che si affacciavano a mare. Ciò è dovuto dal fatto che questo territorio ha subito un movimento tettonico di basculamento, con una marcata inclinazione verso il mare. Il **quadro 4** mostra la profonda *ria* di Porto Pozzo, in Gallura, che viene riportata anche nel **quadro 4a** (GINESU, 1999) a mostrare in sequenza l'evoluzione di questa parte della costa sarda: ancora più sommersa durante l'ultimo interglaciale (in alto): mentre la superficie emersa si estendeva fino a catturare tutte le isole circostanti, compresa l'isola di Spargi, durante il massimo freddo dell'ultimo glaciale (al centro) quando il livello del mare giunse a  $-120$  m (OZER, 1976); mentre l'ultima figura (in basso) riporta la condizione attuale.



Quadro 4a

#### BIBLIOGRAFIA

FEDERICI P. R., GINESU S., SIAS S., "Lineamenti geomorfologici ed evoluzione recente del paesaggio nella Nurra occidentale (Sardegna NW). La fascia costiera di Porto Conte Porto Ferro", *Quaderni dell'Istituto di Studi Politico giuridici dell'Università di Pavia*, 5, 1999, pp. 95-138.

GINESU S., *Sardegna. Lineamenti geografico-fisici di un microcontinente*, Sassari, Ed. Poddighe, 1999.

OZER A., "Morphologie de la plate-forme continentale de la Sardaigne septentrionale: les Bouches de Bonifacio et le Golfe de l'Asinara", *XXVe Congrès CIESMM*, Split, 1976.

# 28. Coste basse: spiagge, dune costiere

LEANDRO D'ALESSANDRO\*

Università degli Studi di Chieti-Pescara

Le spiagge e le dune costituiscono le forme principali delle coste basse; in questa tavola se ne illustrano le caratteristiche geomorfologiche principali ed essa si integra con la seguente (tavola 29. «Coste basse: lagune, tomboli, stagni costieri»), cui si rimanda per l'analisi di tali forme. La spiaggia costituisce la zona di interfaccia fra i processi geomorfologici continentali e quelli marini. Essa è formata dal deposito di materiale sciolto, generalmente sabbioso o ciottoloso, elaborato dall'azione del moto ondoso. Le spiagge si differenziano, quindi, in base alle caratteristiche sedimentologiche e geomorfologiche del deposito: tessitura, assetto plano-altimetrico, forma planimetrica e modello evolutivo. La lettura della cartografia topografica può costituire, pertanto, un utile approccio analitico e fornire anche elementi importanti per l'interpretazione morfologica.

Sulla zona retrostante alle spiagge possono essere presenti le dune costiere, che costituiscono la tipica forma dovuta all'accumulo eolico nelle aree litorali. Esse sono bassi rilevati (cumuli, dossi, piccole colline), sia privi sia coperti di vegetazione, costituiti da materiale granulare sciolto, generalmente della granulometria delle sabbie. Si sviluppano in funzione della disponibilità di materiale sabbioso e della presenza di venti con energia sufficiente per trasportarlo; pertanto esse si modellano ed evolvono in stretta interazione con la spiaggia antistante (NORDSTROM *et alii*, 1990).

Litorali caratterizzati dall'associazione di spiagge e dune sono diffusi lungo tutta la costa italiana e presentano forme e caratteristiche differenti in funzione delle condizioni meteomarine, geomorfologiche e geologiche, nonché degli interventi antropici cui sono stati sottoposti. Nei quadri illustrativi sono riportati stralci di carte topografiche relative a diversi tipi di spiagge e dune; l'accostamento con aerofotografie favorisce la visualizzazione delle forme rappresentate nella topografia e, nel contempo, consente una lettura in chiave evolutiva.

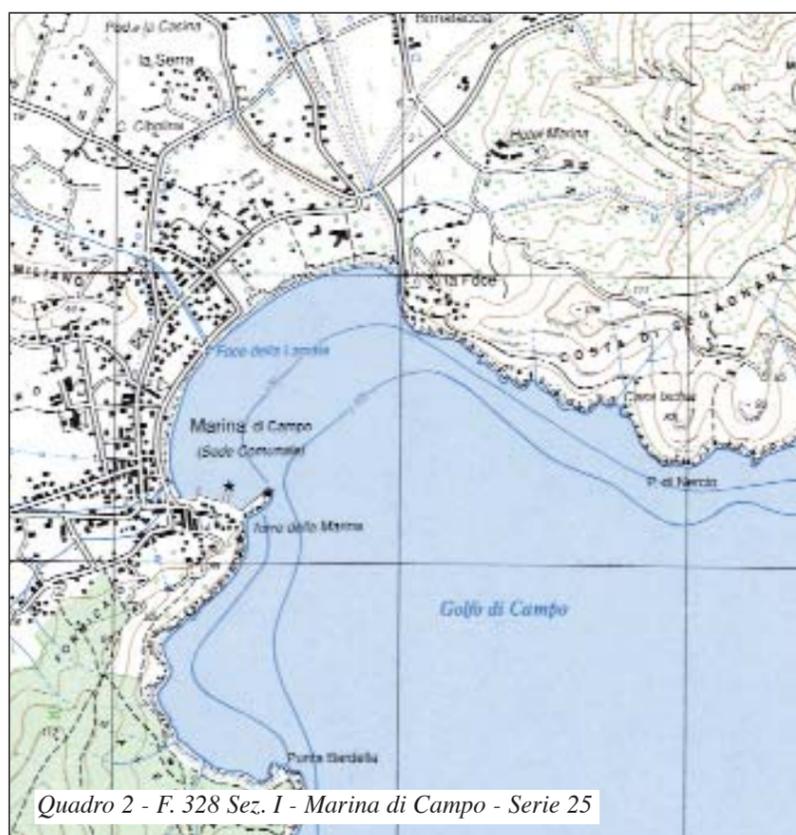
Nel **quadro 1** è riportato un tratto della spiaggia di punta Ala, posta nella parte meridionale del golfo di Follonica, in Toscana; si tratta di una spiaggia confinata verso sud dal promontorio di punta Ala e punta Hidalgo, contraddistinto da una quota sommitale di 46 m e contornato da ripide falesie. La spiaggia si sviluppa per circa 1 km verso est, con andamento ondulato irregolare; prosegue quindi verso nord-est e nord, con forma curvilinea asimmetrica, a raggio di curvatura via via maggiore. La linea di riva risulta assimilabile a una spirale logaritmica, che costituisce la curva di equilibrio teorica cui le spiagge di baia (*embayed beaches*) tendono ad approssimarsi (SHORT, 1999). Il tratto a ridosso del



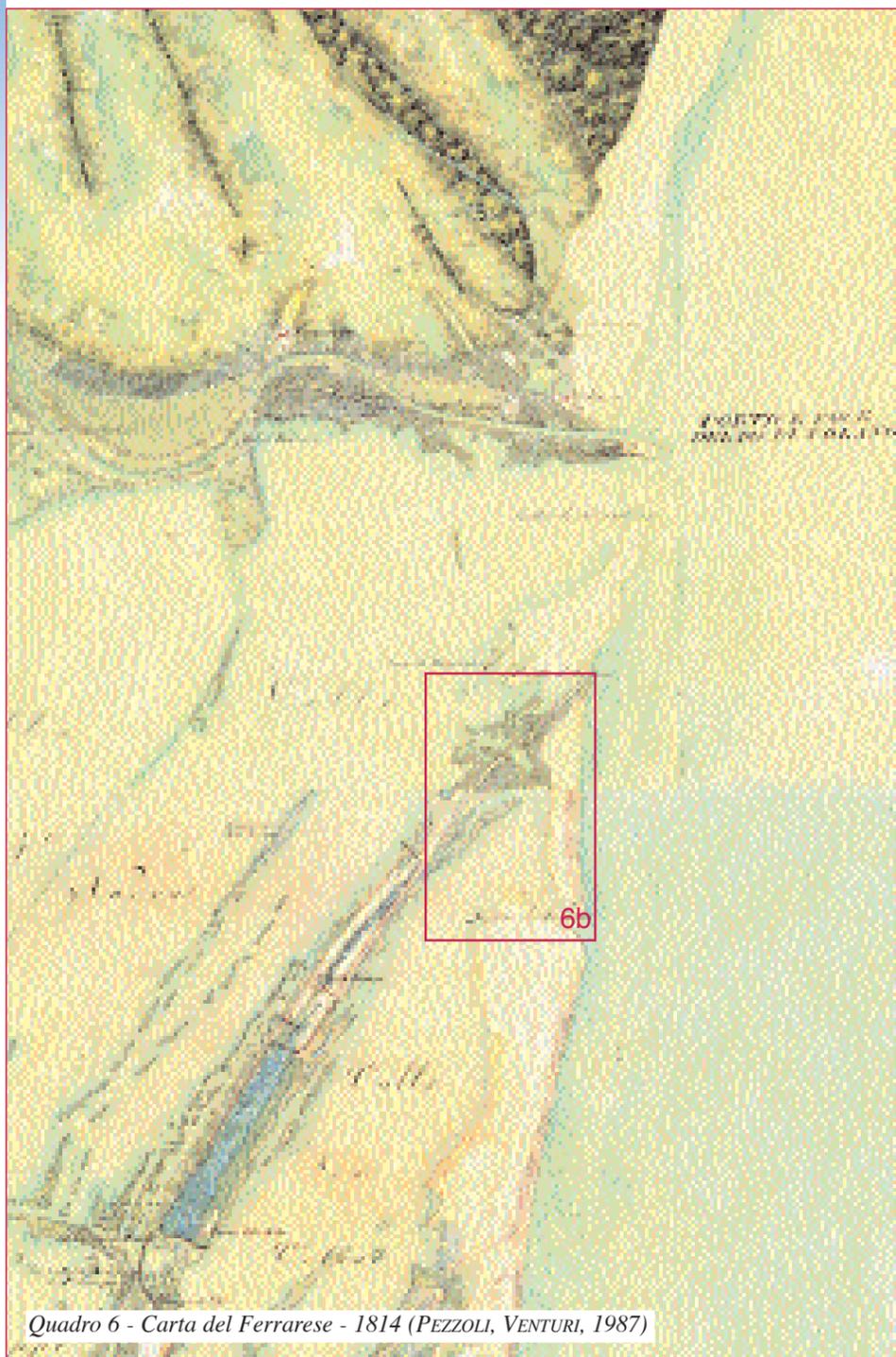
promontorio si presenta più irregolare ed è quello che si discosta maggiormente dalla forma di equilibrio; in esso infatti è maggiore la tendenza all'erosione (PRANZINI, ROSSI, 2000). A questo tipo di spiaggia sono stati attribuiti nomi diversi, alcuni pittoreschi come «spiaggia a semi-cuore» (*half-hearth*), altri più tecnici come «spiaggia a spirale» (*spiral beach*: SHORT, 1999). Nel **quadro 2**, la spiaggia di Marina di Campo, nell'isola d'Elba, è confinata tra due promontori pronunciati e si sviluppa con forma curvilinea e dimensioni ridotte; tale tipo è definito «spiaggia a tasca» (*pocket beach*)

ed è caratteristico di numerosi tratti delle coste alte, come le coste a *rias* della Sardegna (si veda la tavola 27. «Coste alte di sommersione: *rias*»), le coste di Toscana, Lazio, Campania, Calabria e Sicilia.

Nel **quadro 3** è riportata la spiaggia di Marina di Vasto (Abruzzo); anch'essa è curvilinea, con grande raggio di curvatura ed elevata ampiezza trasversale. Nel **quadro 3a** l'aerofotografia del 1991 evidenzia diversi elementi che consentono di dettagliare l'analisi della rappresentazione topografica: nell'area coperta da vegetazione, retrostante alla spiaggia, i toni variabili di grigio lasciano intuire la presenza di dune antiche, ormai inattive, interessate da varchi trasversali; la diversa epoca di ripresa della fotografia rispetto alla carta topografica mette in luce lo sviluppo dell'urbanizzazione tra gli anni '50 e gli anni '90, che in maniera particolare ha interessato l'area dunare e retrodunare, modificandola radicalmente. Nella parte a mare, l'alternanza







Quadro 6 - Carta del Ferrarese - 1814 (PEZZOLI, VENTURI, 1987)



Quadro 6a - F. 187 Sez. II - Goro; F. 205 Sez. I - Lido di Pomposa - Serie 25

retrodunari; degna di nota è la prossimità del cordone dunare alla linea di riva. Lo stralcio della ripresa aerofotografica del 2001 (**quadro 4a**) fornisce ulteriori elementi sulla copertura vegetale delle dune e sull'evoluzione della spiaggia, che si rivela aggredita in più punti dall'erosione marina, la quale forma piccole scarpate erosive alla base delle dune attribuite all'Olocene medio.

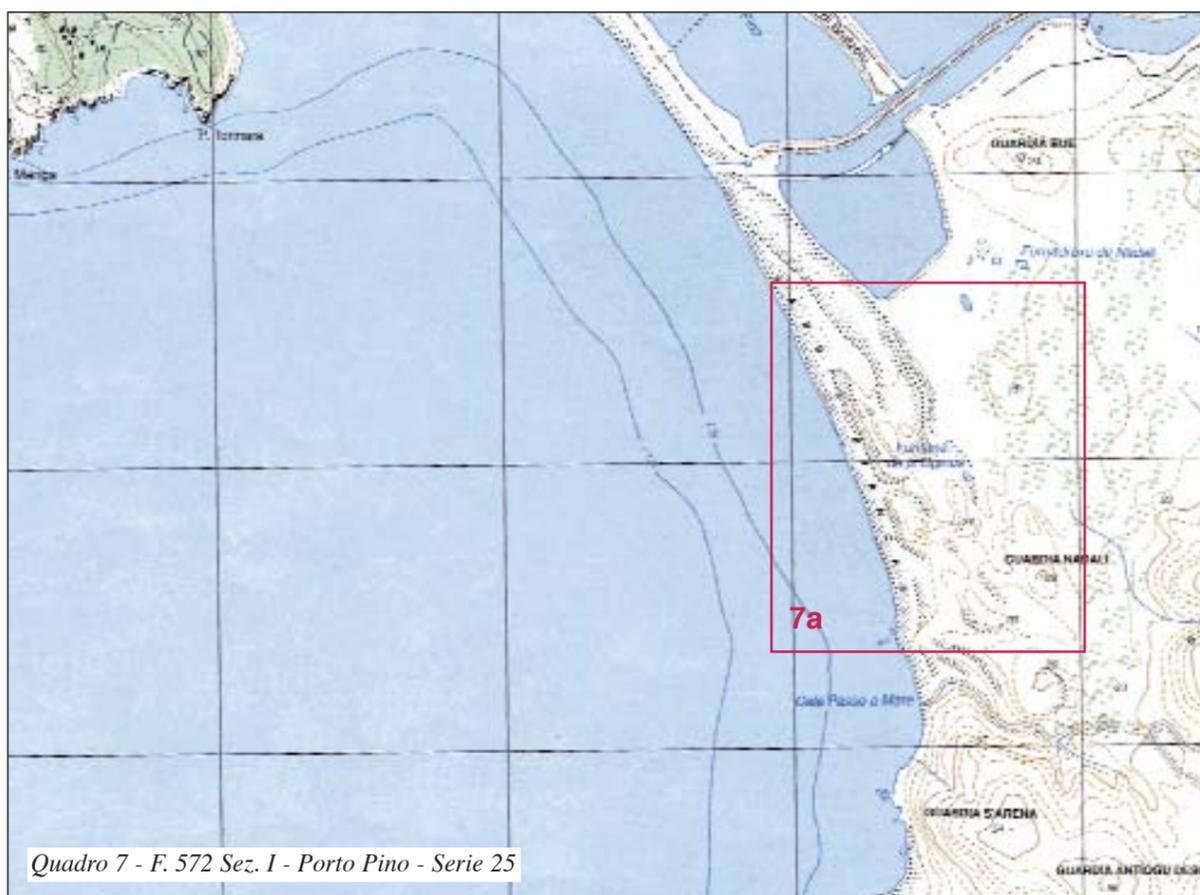
Forme antiche di dune costiere sono presenti anche in Emilia Romagna lungo il Po di Goro (**quadro 5**), a molti chilometri di distanza dalla costa attuale. Su due aree parallele, allungate in direzione NNE-SSO, la topografia rappresenta piccoli rilievi di forma arcuata allungati anch'essi nella stessa direzione, coperti da una vegetazione arborea piuttosto folta e interessati da piccole depressioni e specchi d'acqua, visibili in dettaglio nell'aerofotografia del 1999 (**quadro 5a**). Si tratta di sistemi di dune antiche, posizionate sui cordoni di accrescimento del delta del fiume Po, testimoni delle antiche posizioni della linea di costa migrata gradualmente verso est nella progradazione del delta (vedi tavola 31. «IL delta del Po»).

Per quanto concerne le foci del fiume Po, il confronto tra una carta napoleonica del 1814 (**quadro 6**), una dell'I.G.M. del 1995 (**quadro 6a**) e una foto aerea del 1999 (**quadro 6b**), mette in luce la dinamicità evolutiva degli scanni che separano una laguna dal mare aperto, su cui si sono formati gradualmente cordoni dunari, attualmente ricoperti di vegetazione e parzialmente antropizzati (SIMEONI *et alii*, 2000); il simbolismo della cartografia napoleonica (**quadro 6**) rappresenta dune in formazione, successivamente la costa è avanzata con la formazione di una serie di cordoni di dune, fissati dalla vegetazione e di recente in parte antropizzati (**quadri 6a, e 6b**).

Esempi significativi di dune, per forme e dimensioni, si ritrovano lungo le coste della Sardegna, grazie alla diffusa presenza di sabbie legate alla degradazione meteorica dei graniti e alla frequenza di forti venti, in prevalenza di maestrale, che ne determinano la rielaborazione. Nell'area di Porto Pino, nella costa sud-occidentale della Sardegna (**quadro 7**), in località «Sabbie Bianche», dietro la spiaggia è presente una serie di rilievi, di forma rettilinea o arcuata, evidenziati ancora dal simbolo in puntinato ed anche dalle isoipse ausiliarie in tratteggio; alcuni sono allungati parallelamente alla linea di riva, altri, più frequenti, sono disposti in direzione NO-SE: il toponimo non lascia dubbi sulla natura di tali depositi dunari. Nel **quadro 7a** si evidenzia che una serie di dune di forma arcuata, parabolica o allungata in direzione NO-SE si accosta, verso terra, alla duna allungata parallelamente alla linea di riva in diretta interazione con la spiaggia antistante (avanduna). In questo caso i sedimenti erosi dall'avanduna, modellati dai forti venti che spirano da NO, vengono depositi in dune secondarie con forma parabolica o lineare, paralle-



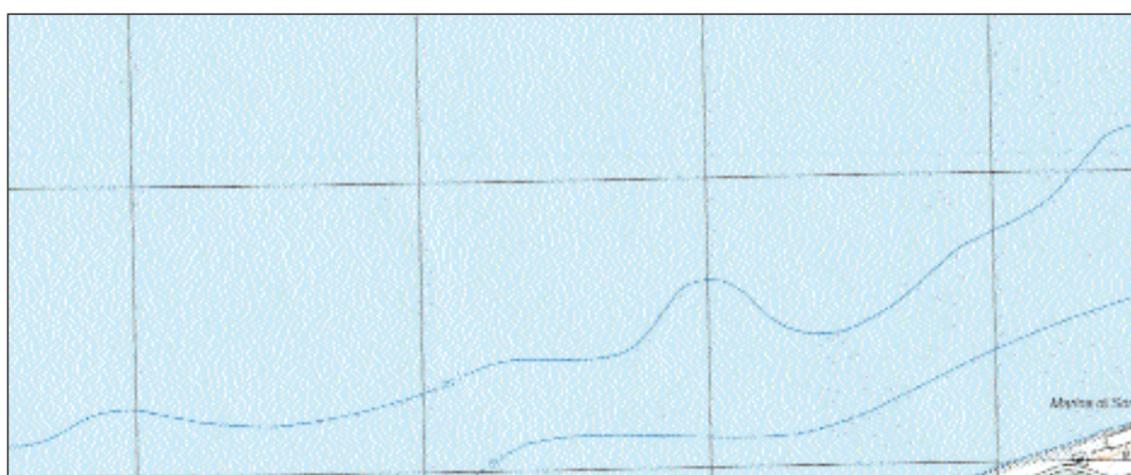
Quadro 6b - F. 77 - Volo 1999 - serie 30 - fot. 465



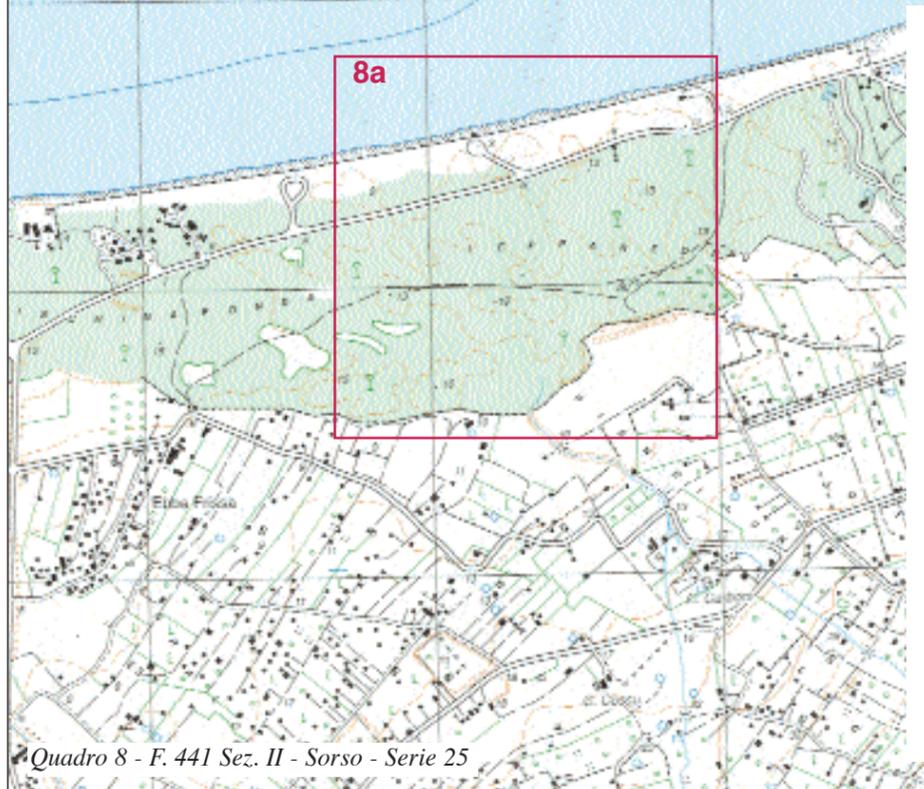
Quadro 7 - F. 572 Sez. I - Porto Pino - Serie 25



Quadro 7a - F. 239 - volo 1995 - serie 35 - fot. 20



Quadro 8 - F. 441 Sez. II - Sorso - Serie 25



Quadro 8a - F. 180 - volo 1997 - serie 10 - fot. 87

questo caso lo stralcio della ripresa aerofotografica del 1997 (**quadro 8a**), oltre che arricchire l'illustrazione delle dune, mostra la presenza, nella parte a mare, di nette variazioni in chiaro e in scuro del tono di grigio che denotano aree a profondità variabile; ciò permette di intuire la successione e l'andamento planimetrico di cordoni che caratterizzano una spiaggia sottomarina a barre e truogoli.

\* Con la collaborazione di: Giovanni Battista La Monica, Enrico Miccadei, Tommaso Piacentini, Enzo Pranzini, Franco Ricci, Umberto Simeoni

la o perpendicolare alla direzione dei venti.

L'influenza prevalente dell'azione dei venti di maestrale è evidente anche nella Sardegna settentrionale (**quadro 8**) dove su una costa a direzione NE-SO sono presenti piccoli rilievi di forma irregolare allungati in direzione all'incirca perpendicolare, rappresentati dalle isoipse ausiliarie. Essi costituiscono dune antiche parzialmente vegetate. In

## BIBLIOGRAFIA

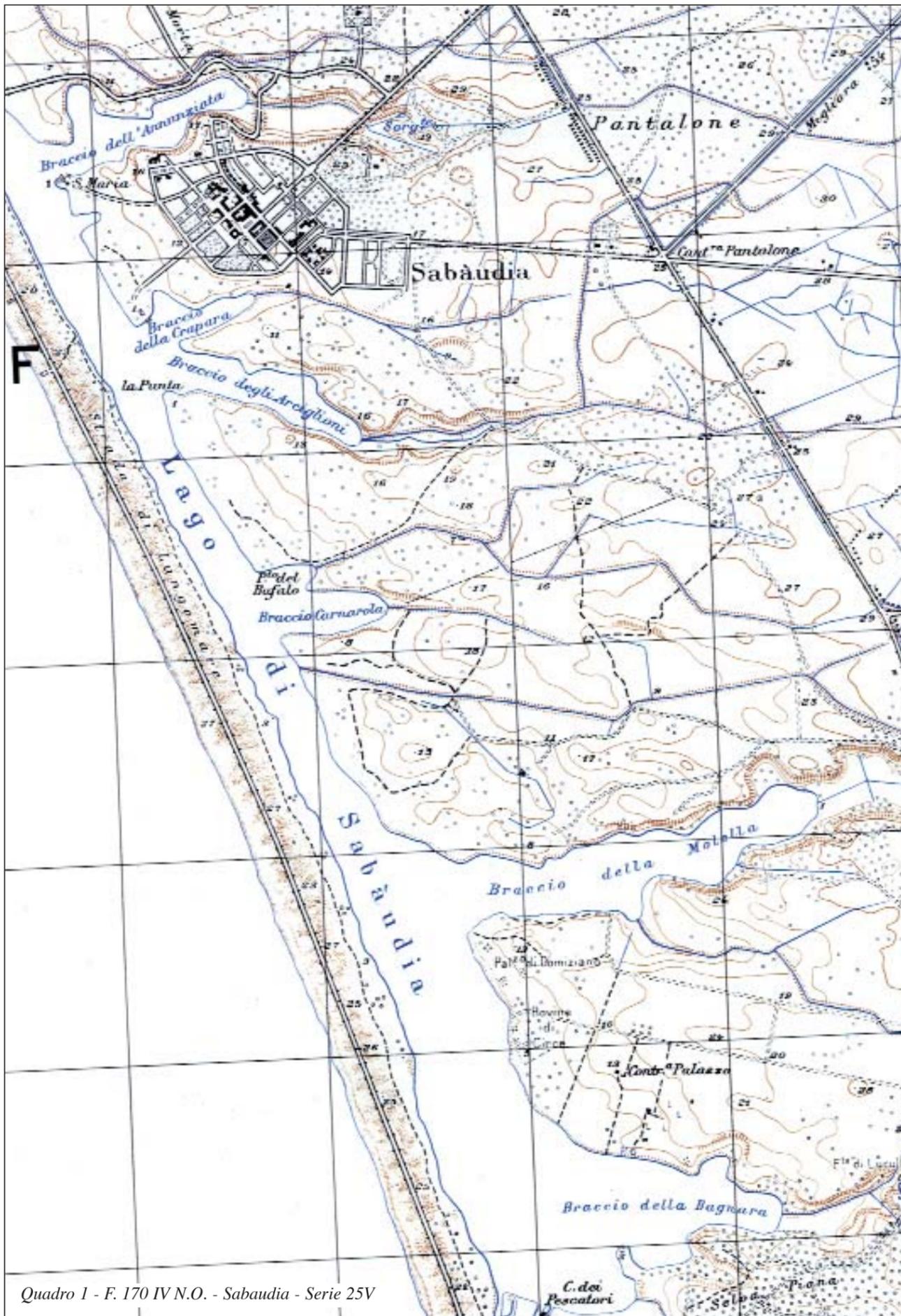
D'Alessandro L., La Monica G. B., "Rischio per erosione dei litorali italiani", in *Il rischio idrogeologico e la difesa del suolo, Atti dei Convegni Lincei*, 154, 1999, Accademia Nazionale Lincei, pp. 251-256.  
 King C.A.M., *Beaches and coasts*, London, Arnold Ltd. L., 1959.  
 Nordstrom K. F., Psuty N., Carter B., *Coastal dunes: form and process*, Chichester, John Wiley & Sons Ltd, 1990.  
 Pezzoli S., Venturi S., *Carta del Ferrarese*, 1814, Milano, Arti Grafiche Pizzi, 1987.

Pranzini E., "La dinamica dei sedimenti nel golfo di Marina di Campo (Isola D'Elba)", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 105, 1986, pp. 253-264.  
 Pranzini E., Rossi S., "L'erosione del Litorale di Punta Ala: un caso naturale di riequilibrio morfologico", *Studi costieri*, 3, 2000, pp. 3-27.  
 Short A. D., *Handbook of Beach and shoreface morphodynamics*, West Sussex, John Wiley and Sons Ltd, 1999.  
 Simeoni U., Fontolan G., Dal Cin R., Calderoni G., Zamariolo A., "Dinamica sedimentaria dell'area di Goro", *Studi Costieri*, 2, 2000, pp. 139-151.

# 29. Coste basse: lagune, tomboli, stagni costieri

TOMMASO DE PIPPO

Università degli Studi di Napoli «Federico II»

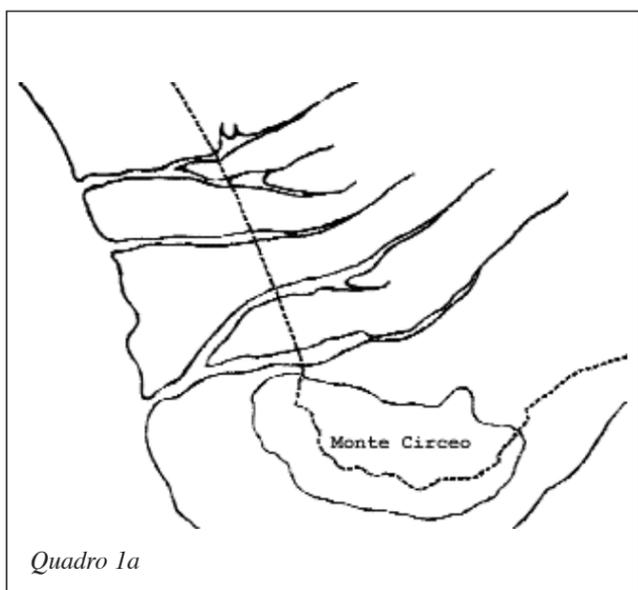


Quadro 1 - F. 170 IV N.O. - Sabaudia - Serie 25V

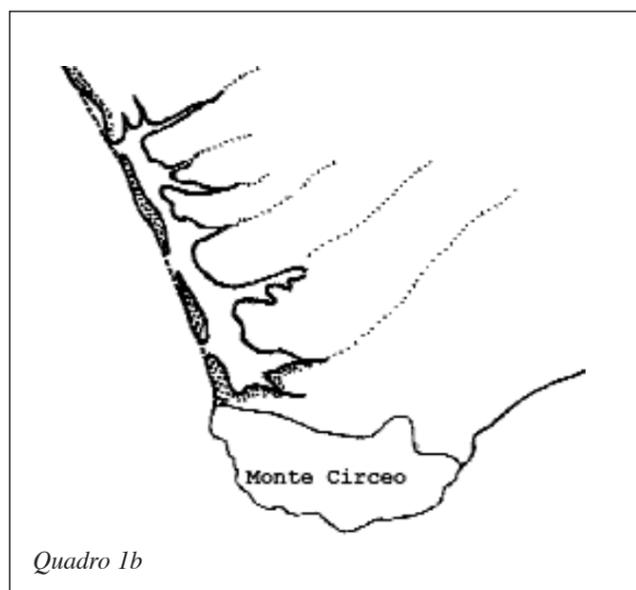
Nelle coste basse e sabbiose si osservano frequentemente lidi in cui verso terra si sviluppano laghi e/o lagune più o meno ampie. La genesi di questi specchi d'acqua separati dal mare aperto è da mettere in relazione ad una preesistente insenatura spesso delimitata da speroni rocciosi. Gli apporti solidi provenienti da corsi d'acqua con foci adiacenti al tratto di costa, ridistribuiti ad opera delle correnti indotte dal moto ondoso, determinano la formazione di frecce litoranee e/o barre longitudinali, che progressivamente isolano l'insenatura dal mare aperto. Nel caso in cui, nell'area antistante al litorale, sia presente un isolotto, è possibile che i sedimenti si accumulino formando una lingua di sabbia che nel tempo può unire la costa all'isolotto stesso, formando un «tombolo».

Lungo il litorale laziale a nord del promontorio di monte Circeo, rappresentato nel **quadro 1**, è visibile la laguna di Sabaudia. Il bacino lagunare, posto sul margine meridionale dell'estesa piana Pontina, si estende per circa 5 km parallelamente alla linea di riva e a tergo di un cordone litorale stabilizzato da una duna sabbiosa alta fino a 27 metri. La laguna appare caratterizzata da sei bracci trasversali alla riva e talora dicotomici (Annunziata, Crapara, Arciglioni, Carnarola, Molella, Bagnara) che si sviluppano in direzione E-O; essa ha una profondità media di 4,5 m e massima di 11 m e comunica con il mare mediante le due bocche artificiali del canale Romano, a sud, e del canale Caterattino, a nord (fuori dallo stralcio riprodotto).

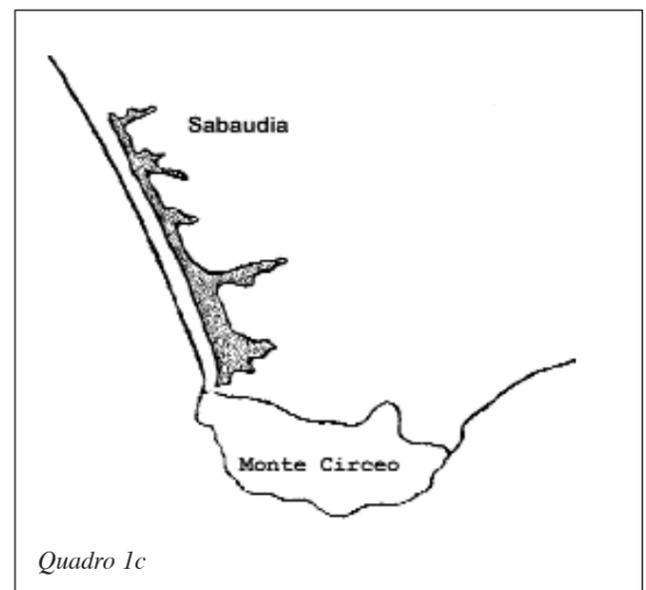
Nei processi che hanno dato origine a questo bacino lagunare sono stati coinvolti gli apporti solidi del fiume Astura e piroclastici degli edifici del Vulcano Laziale, nonché le fluttuazioni verticali del livello marino. Il litorale, ove attualmente è ubicata la laguna di Sabaudia, durante l'ultima glaciazione del Quaternario era caratterizzato da profonde valli fluviali incise nella piana costiera, che era in quel tempo molto più estesa dell'attuale. Durante la risalita del livello marino, nel successivo periodo post-glaciale, le valli fluviali furono sommerse e si venne a formare una tipica costa a *rias* (**quadro 1a**). In seguito le valli vennero isolate dal mare dalla formazione di un cordone litoraneo discontinuo (**quadro 1b**); dopo l'epoca greco-romana, e fino ai nostri giorni, la costa ha gradualmente assunto l'andamento attuale mostrando un litorale sabbioso, su cui sono presenti ampie dune costiere, che separa la laguna dal mare (**quadro 1c**). I bracci, infine, rappresentano il relitto delle valli fluviali



Quadro 1a



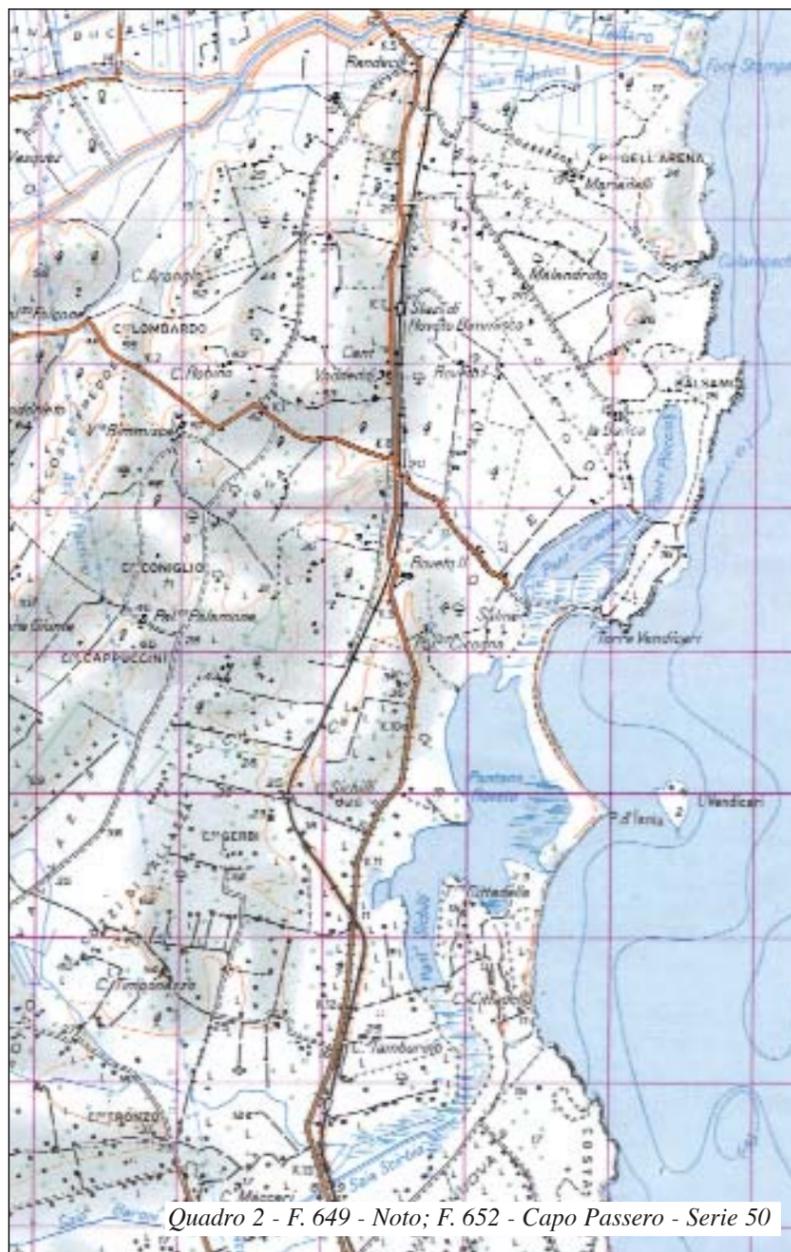
Quadro 1b



Quadro 1c

sommerse in parte colmate dai sedimenti.

Nel **quadro 2** è rappresentato il sistema lagunare di Vendicari, sulla costa sud-orientale della Sicilia. Tale sistema, posto al margine di una fascia pianeggiante con idrografia poco sviluppata, si estende, in parte, entro un tombolo cuspidato attestato dagli speroni rocciosi di Torre Vendicari e Torre Cittadella. Procedendo verso sud si susseguono il pantano Piccolo, il pantano Grande, il pantano Roveto o di Vendicari, il pantano Sichilli ed il pantano Scirbia. I primi due, con profondità inferiore a 5-6 m, sono chiusi dallo sperone di Torre Vendicari, mentre i restanti, di poco più profondi, da quello della Cittadella. Il Pantano Scirbia, presso la foce dell'omonimo fiume, è oggi interrato, coperto da un canneto e coltivato. Il sistema lagunare a nord è collegato al mare da canali artificiali e a sud da sbocchi naturali, anche se modificati dall'uomo. La formazione dei pantani di Vendicari è legata alla progressiva chiusura di un antico golfo da nord verso sud. Tale chiusura è avvenuta per gli apporti solidi del torrente Scirbia, nonché per l'interferenza con la dinamica litoranea della barriera rocciosa dell'isolotto di Vendicari, che hanno fatto accrescere significativamente barre sia in senso longitudinale sia in senso trasversale alla costa. Nel corso dell'evoluzione le barre si sono modificate, così da formare un tombolo cuspidato in corrispondenza dell'isolotto di Vendicari. Nei fondali dei pantani vi sono cave e strutture portuali d'età greco-



traccia dell'antico canale di Acquarotta è visibile nell'area litoranea occidentale. Dal fondale antistante all'abitato di Lesina affiora il basso isolotto roccioso di San Clemente, dove sono presenti ruderi di strutture d'età greco-romana e medievale, oggi in parte sommersi. L'origine del lago risale a circa 6000 anni fa ad opera dei sedimenti trasportati dal fiume Fortore e ridistribuiti dalla deriva litoranea. La prima freccia litoranea determinatasi a partire dal promontorio roccioso della punta Pietre Nere si è poi sviluppata in direzione est-ovest fino alle propaggini di monte d'Elio. La laguna è stata interessata dall'alternarsi di fasi marine e palustri ed in epoca storica è stata gradualmente colmata da sedimenti che ne hanno cambiato la forma, riducendone la profondità e le dimensioni.

Nel **quadro 4** è rappresentato il promontorio del monte Argentario, che raggiunge i 635 m di quota e si unisce alla costa della Toscana mediante due cordoni sabbiosi, detti «tomboli», che racchiudono la laguna di Orbetello; un terzo cordone mediano si sviluppa a partire dal litorale, ma non raggiunge il monte Argentario.

A nord si può osservare il tombolo della Giannella, considerato parte del delta del fiume Albegna, che si sviluppa con una curvatura appena pronunciata che rende il suo orientamento all'incirca meridiano. La sua ampiezza decresce da circa 750 m a 350 m procedendo dalla foce dell'Albegna, verso il monte



romana, testimoni di una fiorente attività commerciale. Nel pantano Grande sono stati in funzione, sin dal '700, alcuni bacini d'evaporazione, le cui tracce sono ancora evidenti a NO di Torre Vendicari e indicate dal toponimo «Saline».

Il lago di Lesina, raffigurato nel **quadro 3**, si sviluppa sulla costa adriatica della Puglia al margine di una fascia subpianeggiante caratterizzata da numerosi canali artificiali (canale Basso di Ponente, canale Basso di Levante, canale Acque Basse e canale S. Leonardo). Tale laguna si estende per circa 21 km ad est della foce fluviale del Fortore, parallelamente alla linea di riva, a tergo di un cordone litorale con dune e delimitato, ad ovest, dallo sperone roccioso di punta Pietre Nere, dove è ubicato il paese di Marina di Lesina. La laguna, profonda meno di 2 m, comunica con il mare mediante le tre bocche artificiali di punta Pietre Nere, foce Sant'Andrea e foce Schiapparo, mentre la

Argentario. Il tombolo di Feniglia, più ampio di quello settentrionale, inizia poco a nord della punta di Torre S. Pancrazio e si dirige verso l'Argentario, dapprima con direzione E-O e dopo aver raggiunto la sua massima ampiezza (circa 1000 m), verso O-SO fino a congiungersi con lo sperone roccioso di punta Pertuso. La linea di riva di tale cordone presenta una maggiore curvatura nel suo lato convesso, che si affaccia sulla laguna, rispetto a quello concavo rivolto verso il mare. La laguna di Orbetello appare suddivisa in due specchi di acqua, la laguna di Levante e la laguna di Ponente, dalla lingua sabbiosa mediana su cui sorge la cittadina omonima. Sull'estremità è presente una «diga» con diverse aperture che permette lo scambio fra i due specchi di acqua, che comunicano a loro volta con il mare, a ponente, poco a sud di S. Liberata, attraverso il canale di Nassa, a nord attraverso quello di Fibbia e, a levante, mediante il taglio di Ansedonia. La posizione del monte Argentario, che costituiva un'isola anti-



stante alla costa toscana (**quadro 4a**), ha determinato nel tempo la diffrangimento del moto ondoso che, aggirando l'ostacolo, ha fatto depositare i materiali provenienti dal fiume Albegna dando origine alla lingua di terraferma mediana (**quadro 4b**). Tale lingua avrebbe favorito la formazione dei due tomboli laterali che a loro volta avrebbero impedito il completo sviluppo di quello mediano (**quadro 4c**). In particolare, l'origine del tombolo della Giannella è dovuta all'azione delle correnti litoranee dirette verso sud, che hanno redistribuito gli appor-

ti solidi del fiume Albegna. Il tombolo di Feniglia deve invece la sua formazione all'azione del moto ondoso e delle correnti litoranee in una particolare condizione morfologica; infatti l'insenatura presente fra il monte Argentario e la punta di Torre S. Pancrazio (Ansedonia) è caratterizzata da una scarsa profondità. La presenza di resti archeologici indicherebbe che la formazione dei tomboli, che hanno isolato la laguna, è avvenuta, molto probabilmente, in epoca romana o in tempi, anche se di poco, precedenti ad essa.

#### BIBLIOGRAFIA

AMORE C., COSTA B., DI GERONIMO I., GIUFFRIDA E., RANDAZZO G., ZANINI A., "Temporal evolution, sediments and fauna of the Vendicari lagoons (Siracusa)", in MATTEUCCI R. ET AL. (A CURA DI), "Studies on Ecology and Paleocology of Benthic Communities", *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Spec. Vol., 2, 1994, pp. 1-15.  
 BARTOLINI C., PRANZINI E., LUPIA PALMIERI E., CAPUTO C., "Studi di Geomorfologia Costiera: IV - L'erosione del litorale di Follonica", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 96, 1977, pp. 87-116.

D'ALESSANDRO L., EVANGELISTA S., LA MONICA G. B., LANDINI B., DE MARCO R., "Dinamica del litorale della Toscana meridionale fra Talamone e Monte Argentario", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 98, 1979, pp. 259-292.  
 DE PIPPO T., DONADIO C., PENNETTA M., "Morphological evolution of Lesina Lagoon (Southern Adriatic, Italy)", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 24, 2001, pp. 29-41.  
 DE PIPPO T., DONADIO C., PENNETTA M., "Evoluzione morfologica della Laguna di Sabaudia (Mar Tirreno, Italia Centrale)", *Geologica Romana*, 36, 2000-2002, pp.1-12.

# 30. Delta tirrenici

CLAUDIO CAPUTO\*

Università degli Studi di Roma «La Sapienza»

Si definisce «delta» una foce fluviale nei pressi della quale la linea di costa risulta deformata e si presenta con sporgenze di forma triangolare o lobata. In termini più strettamente geomorfologici il delta è un accumulo di sedimenti portati da un fiume all'interno di un bacino ricevente; pertanto si tratta di un corpo sedimentario, in parte emerso e in parte sommerso.

In questa tavola sono illustrate le principali caratteristiche morfologiche di tre delta del mare Tirreno. I delta raffigurati presentano una piana deltizia pressoché cuspidata e possono essere considerati «delta a dominio ondoso», per i quali il moto ondoso è il principale agente della rielaborazione dei sedimenti.

Il delta del fiume Ombrone (**quadro 1**), ubicato tra l'emissario S. Rocco e i Monti dell'Uccellina, è parte integrante della più ampia piana di Grosseto. Il fiume è caratterizzato da un canale distributore singolo che presenta un andamento meandriforme a monte di Tenuta la Trappola; più a valle esso prosegue in maniera pressoché rettilinea fino al mare. In corrispondenza di tale variazione anche la piana deltizia presenta due zone a diverso assetto morfologico. Quella più interna, a monte dell'allineamento Casabianca-tenuta la Trappola-Alberese, è estremamente piatta e interessata da opere di bonifica in parte effettuate per colmata. La piana deltizia più esterna identifica un delta bialare cuspidato con l'ala settentrionale leggermente più sviluppata e quella meridionale direttamente addossata ai monti dell'Uccellina. La piana deltizia esterna è caratterizzata da una diffusa presenza di cordoni («tomboli») che indicano la posizione di antiche linee di riva (zone «pineta del Tombolo» e «Tombolo»). Sull'ala settentrionale del delta si osservano alcune depressioni, situate nelle aree interdunari, che ospitano piccoli specchi d'acqua localmente detti «chiari»; di questi il più grande si presenta allungato in direzione meridiana per circa 1,5 km. Nella parte alta del **quadro 1**, a est di Castiglione della Pescaia, si osserva un'ampia zona un tempo paludosa (padule di Castiglione) e oggi in parte drenata dal fiume Bruna attraverso un canale collettore.

Il delta del fiume Tevere (**quadro 2**) è per dimensione il più grande della costa tirrenica. La piana deltizia si spinge notevolmente verso l'interno e la sua zona più arretrata si presenta pianeggiante e monotona con quote massime non superiori ai 5 m e minime localmente poco sotto il livello del mare. Il drenaggio di gran parte di questa area, paludosa fino al XIX secolo, è assicurato da una fitta canalizzazione (bonifiche delle Pagliete, di Maccarese e di Ostia) e da impianti idrovori, che sollevano le acque facendole defluire in mare attraverso canali emissari (canale Coccia di Morto, canale dello Stagno). Nella parte meridionale della bonifica di Maccarese, a ridosso della fascia dunare, sono riconoscibili le strutture dell'aeroporto intercontinentale di Roma-Fiumicino.

La piana deltizia esterna appare più o meno ondulata con cordoni litoranei, in gran parte spianati dalle attività agricole e dall'intensa urbanizzazione lungo la quasi totalità della fascia costiera. Tali cordoni presentano altezze diverse (Bocca di Leone, tumuleti di Porto), che nella parte meridionale risultano anche superiori ai 10 metri (pineta di Castel Fusano, tenuta presidenziale di Castel Porziano).

Il fiume Tevere poco prima di Ostia Antica si biforca generando così un canale principale, detto «fiumara Grande», che ha sempre costituito la sua foce naturale. Il canale secondario, noto come «canale di Fiumicino» o «fossa Traiana», trae le sue origini dal periodo imperiale romano, in quanto legato alle imponenti opere di portualizzazione di Claudio e di Traiano; a quest'ultimo imperatore sembra essere dovuta la darsena esagonale (oggi lago di Traiano) e l'apertura del canale artificiale che sfocia attualmente in corrispondenza della cittadina di Fiumicino. I due canali delimitano un'area all'incirca rettangolare denominata «isola Sacra», su cui sorgeva l'antica città di *Portus* (necropoli del porto di Roma). Anche in quest'area si individua una rete di canali collegati alle opere di bonifica idraulica. In corrispondenza dell'ultima ansa del fiume Tevere sono ubicati gli scavi dell'antica città di *Ostia*.



Quadro 1 - F. 127 - Piombino; F. 128 - Grosseto; F. 135 - Orbetello - Serie 100V



Quadro 2 - F. 149 - Cerveteri - Serie 100V

Il delta del fiume Volturno (**quadro 3**) può essere definito di tipo bialare, cuspidato e simmetrico. La piana deltizia interna è costituita da un'area piatta per lo più compresa tra 0 e 3 metri di quota ed è interessata da opere di bonifica che l'hanno completamente prosciugata negli ultimi due secoli. Anche se sono riconoscibili alcune zone paludose, appare notevolmente estesa la rete di canali, soprattutto nella parte a sud dei Regi Lagni; essi sono evidenti anche nella zona più settentrionale compresa fra il corso del Volturno e il canale Agnena. Al drenaggio di queste aree contribuiscono varie idrovore. La piana deltizia esterna, situata ad ovest della strada statale, risulta invece ondulata per la presenza di vari cordoni costieri in gran parte coperti da vegetazione (pineta di Castel Volturno). Anche in questa porzione di piana deltizia sono riconoscibili diversi piccoli specchi d'acqua, alcuni dei quali allungati parallelamente alla linea di riva. Il fiume Volturno si presenta meandriforme con alcune anse particolarmente accentuate lungo il tratto compreso fra Cancellò Arnone e Castel Volturno; da qui alla foce il suo andamento è rettilineo.

\* Con la collaborazione di Piero Bellotti e Francesco Pugliese



Quadro 3 - F. 171 - Gaeta; F. 172 - Caserta; F. 183-184 - Isola d'Ischia-Napoli - Serie 100V

#### BIBLIOGRAFIA

BAGNASCO C. (A CURA DI), *Il Delta del Tevere. Un viaggio fra passato e futuro*, Roma, Fratelli Palombi Editori, 1998, pp. 1-248.  
 BELLOTTI P., CAPUTO C., DAVOLI L., EVANGELISTI S., VALERI P., "Lineamenti morfologici e sedimentologici della piana deltizia del Fiume Ombrone (Toscana meridionale)", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 118, 1999, pp. 141-147.  
 COCCO E., DE MAGISTRIS M.A., DE PIPPO T., PERNA A., "Dinamica ed evoluzione del

litorale campano-laziale: 3. Il complesso di foce del Fiume Volturno", *Atti 6° Congresso AIOL*, Livorno, aprile 1984, pp. 279-288.  
 GALLOWAY W. E., "Process framework for describing in the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems", in *Deltas, Model for Exploration*, Ed. Broussard M. L., Houston Geological Society, 1975, pp. 87-98.

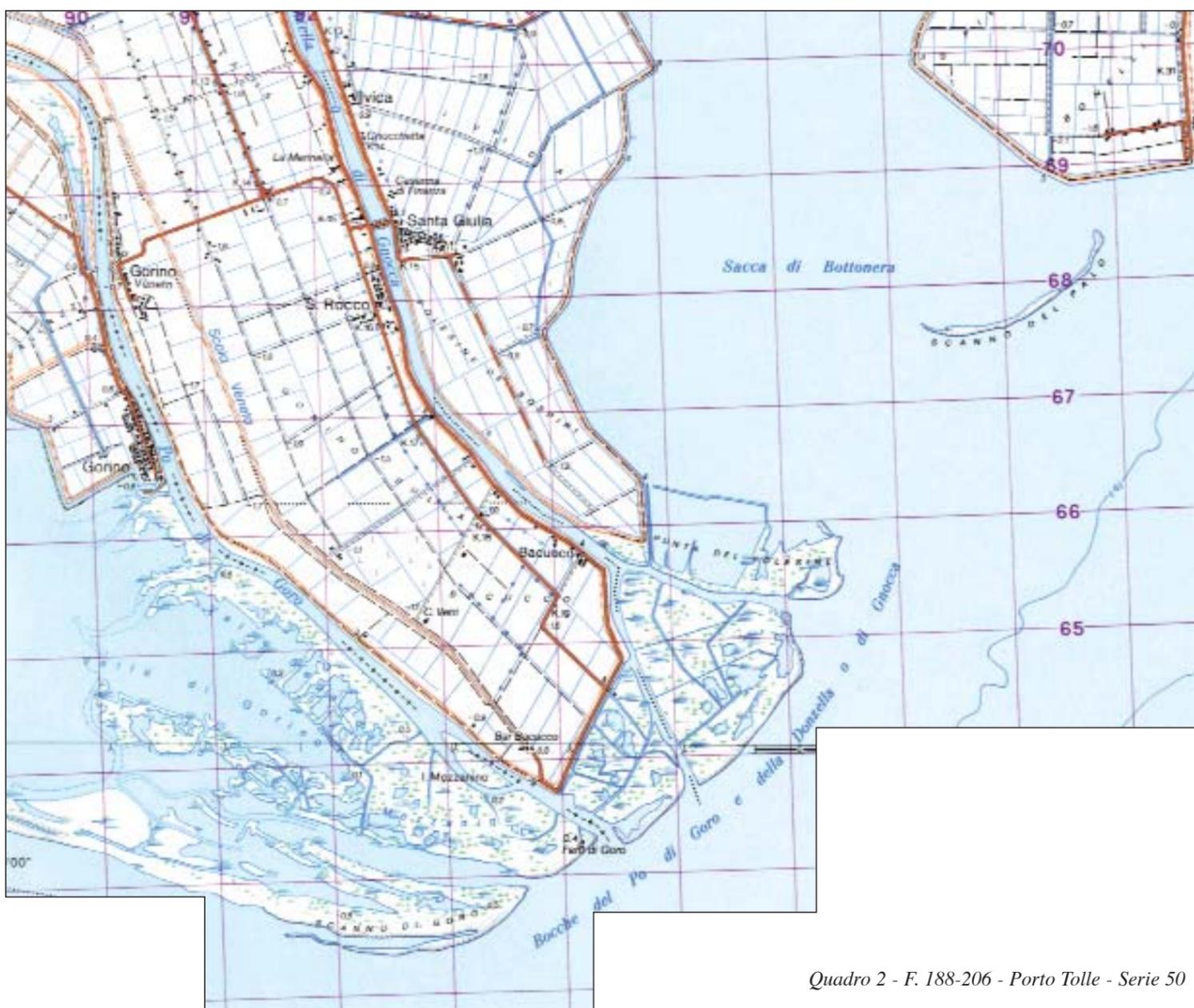
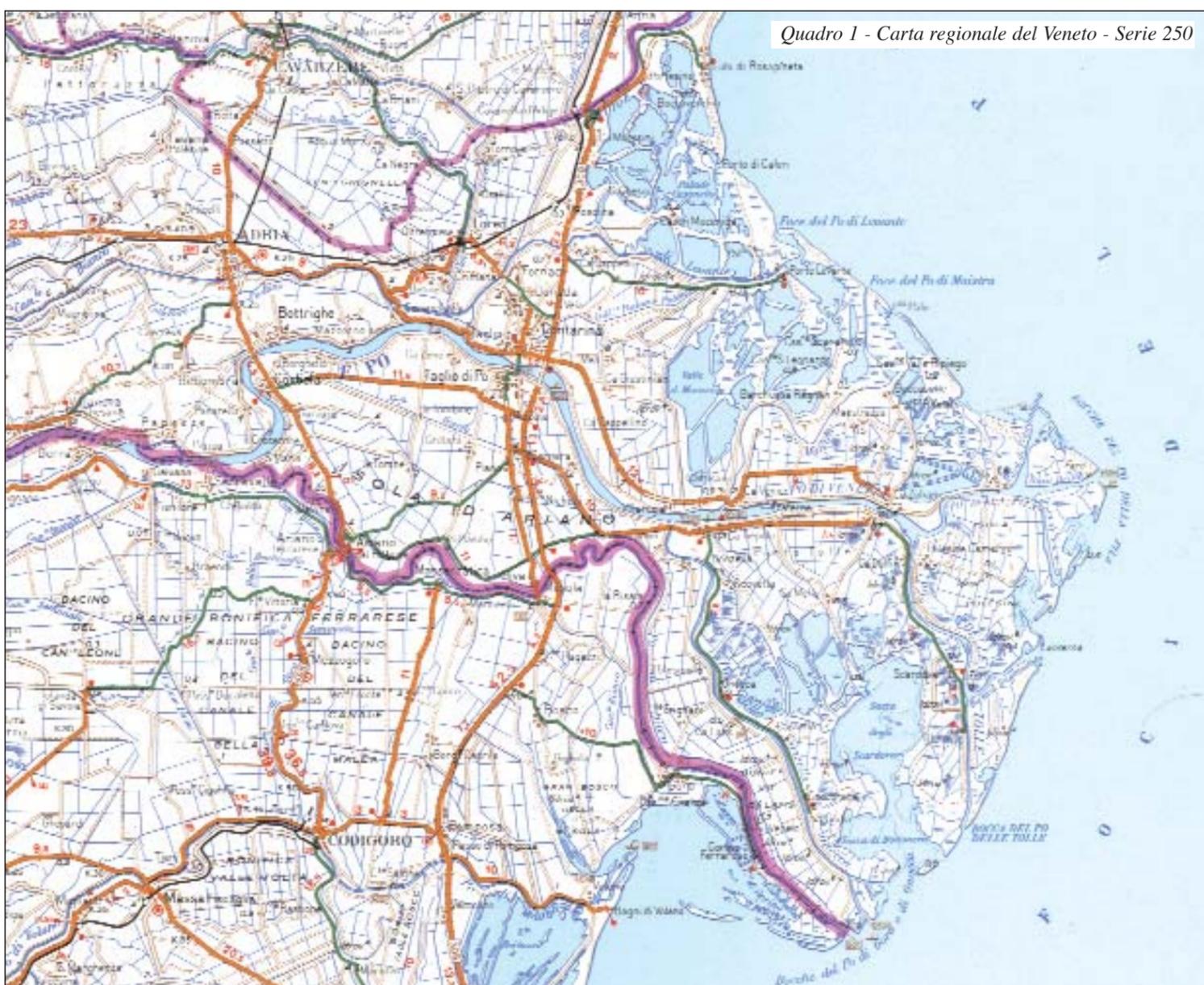


# 31. Il delta del Po

UMBERTO SIMEONI

Università degli Studi di Ferrara

Numerose ricerche storiche, archeologiche e geomorfologiche hanno documentato l'evoluzione della rete idrografica del basso corso del Po. Nella tarda Età del Bronzo (circa 3000 anni fa) erano attivi due grandi tracciati del fiume: il Po d'Adria, a nord, ed il Po di Spina, a sud. Quest'ultimo ramo, che presentava una maggiore efficienza, in seguito si suddivise in due rami: l'Olana (poi Po di Volano) ed il Padoa, da cui il nome «Po», noto anche come «Eridano». Tale assetto idrografico si sviluppa in concomitanza di un notevole peggioramento climatico che probabilmente fu la causa, con l'aumento in intensità e frequenza degli alluvionamenti, della pressoché totale scomparsa degli insediamenti dell'Età del Ferro nell'area. La conformazione idrografica descritta si mantenne pressoché immutata per tutto il periodo romano e portò alla formazione di un ampio delta cuspidato, che si estendeva da Ravenna a Comacchio e si protendeva in mare per oltre 2-3 km dall'attuale linea di costa. Con la fine del peggioramento climatico medievale (476-750 d. C.) e soprattutto con la rotta di Sermide, avvenuta nel VIII secolo d. C., si ha una progressiva decadenza dei corsi fluviali che sfociavano in territorio veneto. In epoca tardo-medioevale particolarmente evidente è il protendimento deltizio del Po di Volano (delta di Pomposa-Volano), accresciutosi di circa 7,5 km rispetto al periodo etrusco-romano. In seguito ad una serie di rotte fluviali, avvenute nel XII secolo, la maggior parte delle acque del Po si riversava in un alveo coincidente all'incirca con l'attuale Po Grande (o Po di Venezia) che dava origine, in epoca rinascimentale, ad un'ampia piattaforma deltizia. Tra il 1598 ed il 1604 i tecnici veneziani, temendo che i sedimenti scaricati in mare dai rami del Po delle Fornaci provocassero l'interrimento delle bocche della laguna veneta, deviarono verso meridione la maggior parte delle acque portate dal Po. Con quest'opera (Taglio di Porto Viro o Taglio Novo o Taglio di Po) e con il successivo sbarramento del Po delle Fornaci (1612-1648) viene del tutto escluso dalla rete idraulica il «delta rinascimentale» ed ha inizio la formazione del «delta moderno» ad opera del preesistente Po di Goro e dei nuovi rami di Gnocca, Tolle, Pila e



Quadro 2 - F. 188-206 - Porto Tolle - Serie 50

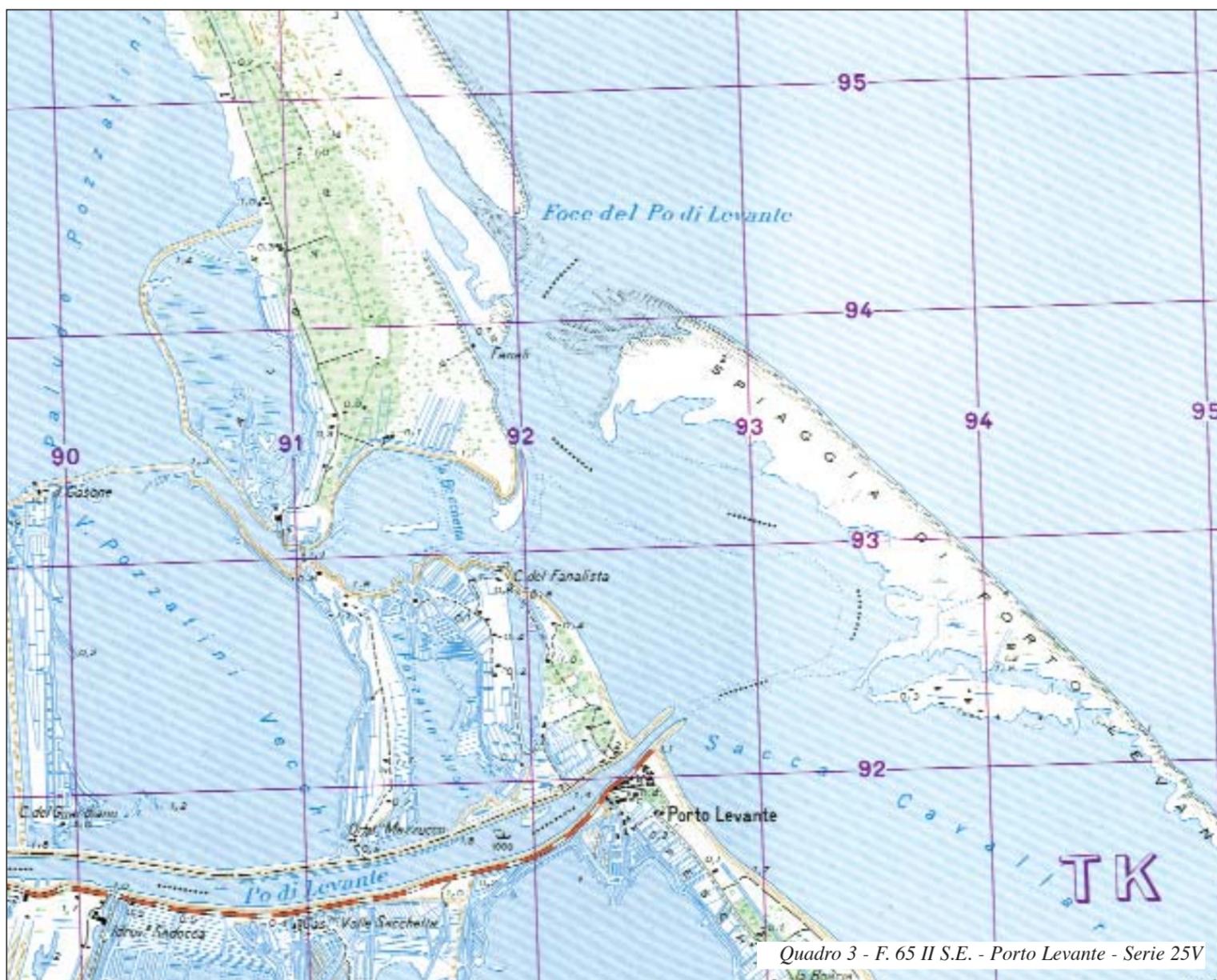
Maistra. Quest'ultimo rimase fino all'800 il ramo più efficiente del delta. Gli interventi effettuati dall'uomo, le maggiori portate del fiume connesse ad un peggioramento climatico (Piccola Età Glaciale) ed il nuovo assetto idrografico favorirono lo sviluppo del lobo meridionale del delta dominato dai rami di Goro e della Donzella. Dopo la piena del 1872, il Po della Pila diviene il ramo principale, mentre quello di Maistra perde via via d'importanza.

Come mostra il **quadro 1**, oggi il Po alimenta un delta che si protende a mare per circa 25 km, su un arco meridiano di circa 90 km, occupa una superficie di circa 400 km<sup>2</sup> ed è bordato da un'ampia zona di prodelta sommerso, che si protende in mare per circa 6 km a settentrione e 10 km nell'area centro-meridionale. Nel delta il fiume si fraziona in cinque rami principali che, partendo da settentrione, sono: Po di Maistra, Po di Pila, Po di Tolle, Po di Gnocca e Po di Goro. Si può stimare che, attraverso questi rami, oggi siano portati a mare circa 4,7 milioni di t/anno di sedimenti che vanno ad alimentare le spiagge ed i fondali antistanti.

Questo apporto solido, ridotto di circa un terzo rispetto a quello della prima metà del '900, ha determinato l'instaurarsi attorno agli anni '50 di una generale e preoccupante crisi regressiva del litorale, con la sommersione di ampie zone costiere. In base alla classificazione triangolare, fondata essenzialmente sui rapporti tra fattori dinamici (apporti fluviali, marea e moto ondoso), l'assetto morfologico dell'attuale delta del Po è dunque rappresentativo di un regime dominato dalle onde, mentre in funzione della sua forma (classificazione morfologica) è assimilabile ad un delta lobato e, infine, sulla base della dinamica sedimentaria (progradazione degli apparati) il delta risulta passivo o distruttivo, essendo la sua forma determinata e modellata dai processi marini.

L'evoluzione del territorio del delta è stata, dunque, determinata dalla successione e sovrapposizione di eventi ambientali complessi ai quali va sommata, specie negli ultimi secoli, l'azione modificatrice dell'uomo. La presenza di un fitto e geometrico reticolo di canali, di numerose idrovore e di quote topografiche prossime allo zero testimoniano gli estesi interventi di bonifica, iniziati nel VI-X secolo d.C., che hanno ridotto drasticamente l'estensione delle aree paludose (**quadri 1 e 2**). Questi interventi, unitamente all'estrazione d'acque metanifere dai giacimenti quaternari, hanno accentuato gli abbassamenti dell'area del delta, già per sua stessa natura subsidente. Oggi la maggior parte del territorio si trova sotto il livello del mare (con bordi elevati verso mare e una vasta depressione al centro) ed è dominato, per parecchi metri, dalle piene dei rami pensili del Po.

La morfologia del sistema del delta attivo (**quadro 1**), caratterizzata da corpi sedimentari allungati, è essenzialmente costituita da una successione di lidi, frecce litorali ed isolotti, larghi poche centinaia di metri e lunghi anche alcuni chilometri, formati dalla sabbia trasportata dai diversi rami del fiume e sospinta dalle correnti marine. Essi si sviluppano, con andamento quasi rettilineo, dalla foce del Po della Pila generalmente lungo due direzioni: verso nord-ovest, fino alla foce del Po di Levante, e verso sud-ovest, fino alla foce di Po di Goro. Questi sistemi morfologici generalmente separano l'ambiente marino da quello delle lagune retrostanti («sacche»), nella cui parte interna («valle»),



Quadro 3 - F. 65 II S.E. - Porto Levante - Serie 25V

delimitata da arginature (**quadri 1 e 3**), sono spesso condotte attività di venicoltura ed itticoltura. L'evoluzione dei sistemi «frecce litorali ed isole» dipende essenzialmente dall'energia e direzione del moto ondoso, dalle correnti lungo riva, dalla quantità di sedimento disponibile e dalla profondità dei fondali. Lo Scanno di Goro e di Piallazza (**quadro 2**) deve la sua origine alle sabbie provenienti dai rami meridionali del Delta, anche se i meccanismi di formazione sono complicati dalla formazione di banchi, isole e barre in prossimità delle foci dei rami di Goro e della Donzella. L'evoluzione di questo scanno è assai recente (fine del XIX secolo) e, in poco più di 100 anni, è stato più volte distrutto e ricostruito dal moto ondoso, con una ciclicità non costante ma relativamente rapida. Lo smantellamento della freccia litorale avviene attraverso una frammentazione, per successive rotture, ed un progressivo allargamento dei canali di rotta dando origine ad un sistema di isole-barriera. Queste ultime, in breve tempo, sono sottratte alla dinamica litoranea (**quadro 2**: valle di Gorino) per lo sviluppo di una nuova freccia litorale, avanzata verso mare ed a volte impostata sui resti della piattaforma abbandonata: il mancato contributo sedimentario, gli eventi di tempesta e gli abbassamenti del suolo progressivamente smantellano i resti dell'antico scanno. In quest'ambiente microtidale le spiagge (**quadro 3**), sabbiose e poco pendenti, sono generalmente bordate da dune alimentate dai granuli trasportati dal vento ed interrotte da numerose bocche lagunari attraverso cui, secondo le fasi ed i ritardi di marea, avviene lo scambio idrico con il mare. La continua ricerca da parte di queste ultime di un assetto d'equilibrio determina un'elevata variabilità tipologica e morfologica che gioca un ruolo fondamentale nell'assetto del territorio. L'apertura o la chiusura delle bocche, le variazioni di dimensione e posizione dei delta di flusso e riflusso influenzano il sistema d'erosione e deposito nei litorali adiacenti. Negli ultimi decenni si è sempre più evidenziata la tendenza ad un generale restringimento delle bocche del delta, attraverso lo sviluppo di banchi sabbiosi (**quadro 3**) che riducono la circolazione idrica lungo i canali lagunari. Via via che le comunicazioni con il mare si chiudono, aumenta la sedimentazione dei materiali fangosi che vanno ad innalzare i fondali: la laguna lascia quindi il posto ad aree palustri e ad interrimenti delle zone più interne.

#### BIBLIOGRAFIA

AA. VV., "La Sacca di Goro. Simeoni U. (A CURA DI): Studi costieri, Dinamica e difesa dei litorali-gestione integrata della fascia costiera", Special Publication, 2, 2000, pp. 242.  
 BONDESAN M., *Quadro schematico dell'evoluzione geomorfologica olocenica del territorio costiero compreso tra Adria e Ravenna*, Bologna, Accademia delle Scienze, 2, 1985, pp. 23-36.  
 BONDESAN M., SIMEONI U., "Dinamica e analisi morfologica statistica dei litorali del delta del Po e alle foci dell'Adige e del Brenta", *Memorie di Scienze Geologiche di Padova*, 1983, pp. 26, 1-48.  
 BONDESAN M., COSTIGLIANI G. B., ELMI C., GABBIANELLI G., MAROCCO R., PIRAZZOLI

P. A., TOMASIN A., "Coastal areas at risk from storm surges and sea-level rise in northeastern Italy", *Journal of Coastal Research*, 11/4, 1995, pp. 1354-1379.  
 CIABATTI M., "Ricerche sull'evoluzione del Delta Padano", *Giornale di Geologia*, 34, 1968, pp. 318-410.  
 NELSON B. W., "Hydrography, sediment dispersal and recent historical development of the Po river delta, Italy", in MORGAN J. P. (A CURA DI) "Deltaic sedimentation. Modern and recent", *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Oklahoma, Spec. Publ.*, 15, 1970, pp. 152-184.  
 VEGGIANI A., "Le variazioni idrografiche del basso corso del fiume Po negli ultimi 3000 anni", *Padusa*, X, 1-2, 1974, pp. 39-60.



# 32. Pianure costiere

ENZO PRANZINI

Università degli Studi di Firenze

Nell'edizione del 1922 dell'*Atlante dei tipi geografici* la tavola n. 43 «Pianure costiere» riporta numerosi esempi di morfologie caratteristiche dell'ambiente litoraneo, che spaziano da quelle che oggi definiremmo *dune and beach-ridge plain* (nel golfo di Taranto) alle superfici litostrutturali corrispondenti a livelli di panchina (ai piedi dei monti della Tolfa), dalla pianura costiera sollevata ed incisa che accompagna l'Adriatico lungo tutte le Marche (Pedaso), ad un lembo di pianura costiera della Sicilia occidentale formata da tufi calcarei marini che ha subito in un periodo recente una parziale lieve sommersione (Marsala). In tutti i casi riportati, ad eccezione di uno relativo ai «tomboli» di San Rossore, sono evidenti le tracce delle recenti variazioni del livello marino, con una prevalenza dei fenomeni di sollevamento tettonico rispetto a quelli di sommersione per eustatismo. Nell'edizione del 1948 Almagià, Sestini e Trevisan inseriscono nuove tavole, tutte di fasce costiere soggette a sollevamenti più o meno intensi. Se ciò è certamente rappresentativo del quadro tettonico della penisola italiana, non aiuta nella comprensione delle caratteristiche specifiche delle pianure costiere, che sarebbe meglio definire «pianure di livello di base».

La nostra analisi delle pianure costiere parte proprio da quell'area che Marinelli scelse per illustrare la morfologia dei tomboli, ma non si limita allo studio della ristretta zona scelta dall'Autore, estendendosi a tutta la pianura di Pisa, di cui comunque la spiaggia di San Rossore presenta aspetti di grande interesse che verranno analizzati nella tavola n. 35 relativa alle «Difese costiere». Viene anche presentata un'immagine rilevata da satellite, strumento di analisi che consente una visione sinottica di ampie porzioni di territorio e che permette di identificare gli elementi morfologici caratteristici delle pianure costiere e di riconoscerne i rapporti reciproci. Inoltre queste immagini sono spesso acquisite con

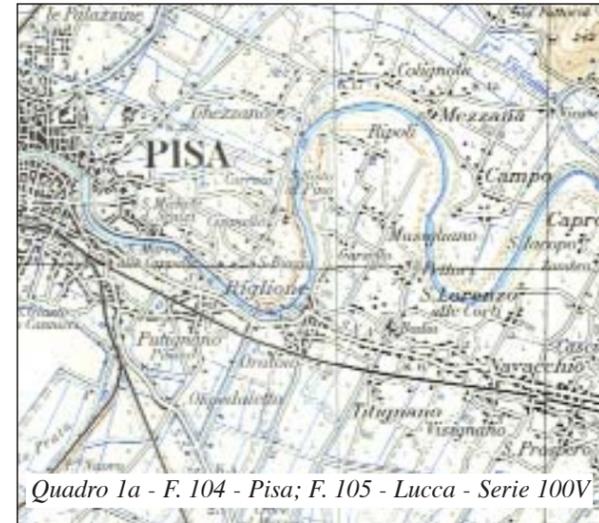
sensori che operano anche nell'infrarosso vicino e medio, lunghezze d'onda alle quali si ha una buona discriminazione fra i diversi sedimenti che costituiscono le pianure costiere stesse. Nel **quadro 1** compare infatti un'immagine Landsat TM della pianura di Pisa in un'elaborazione nella quale le superfici umide appaiono più chiare; la città appare scura, essendo costituita da materiali che non trattengono l'acqua; anche le fasce che orlano il corso dell'Arno sono generalmente asciutte (vedasi anche il **quadro 1a**), dato che qui il fiume, al momento dell'indagine, deposita i sedimenti grossolani che si asciugano più rapidamente, tanto che vi prevalgono gli uliveti. L'Arno ha costruito la propria pianura colmando un'ampia insenatura che, al termine della risalita eustatica versiliana, era chiusa da una barra sabbiosa, la cui posizione è oggi rilevabile in corrispondenza di una striscia più asciutta discontinua che segna in molti punti il passaggio fra le aree agricole e quelle più omogenee della pineta costiera. Nella laguna l'Arno ha costruito un delta interno ramificato, i cui lobi sono tutt'ora visibili come aree più asciutte; su uno di essi è stato costruito l'aeroporto.

Colmata la parte centrale della laguna, l'Arno arrivò a sfociare direttamente in mare solo in epoca etrusco-romana, quando però una buona parte dell'attuale pianura ospitava ancora numerose ed estese aree umide, identificabili, sia attorno alla città sia nel settore meridionale (vedasi anche il **quadro 1b**), con le zone di tonalità più chiare.

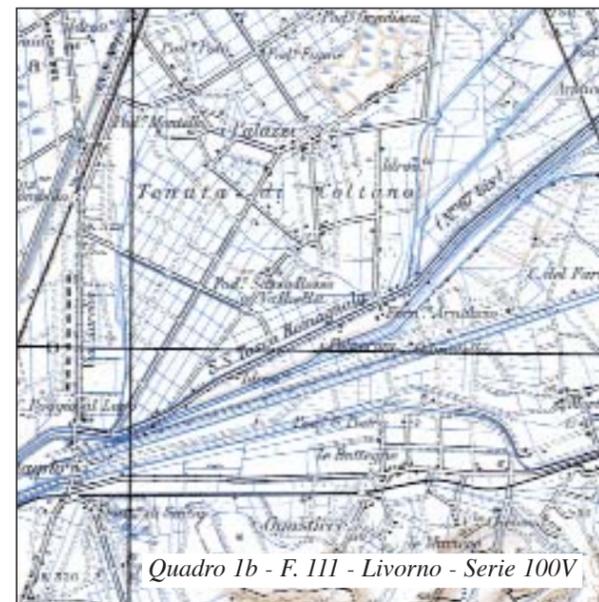
La crescita del delta dell'Arno fu assai rapida grazie agli apporti sedimentari di questo fiume che drenava un bacino in rapida deforestazione: l'alternanza di fasce chiare e scure che corrono parallele alla costa è data proprio dalle vecchie linee di riva, talvolta orlate da dune che si alternano a zone depresse le quali, a loro volta, ospitano oggi stagni interdunari. In prossimità della foce la crescita del



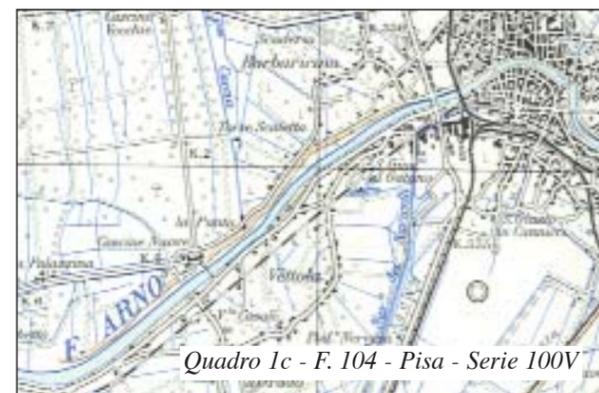
Quadro 1 - Immagine Landsat TM della pianura di Pisa



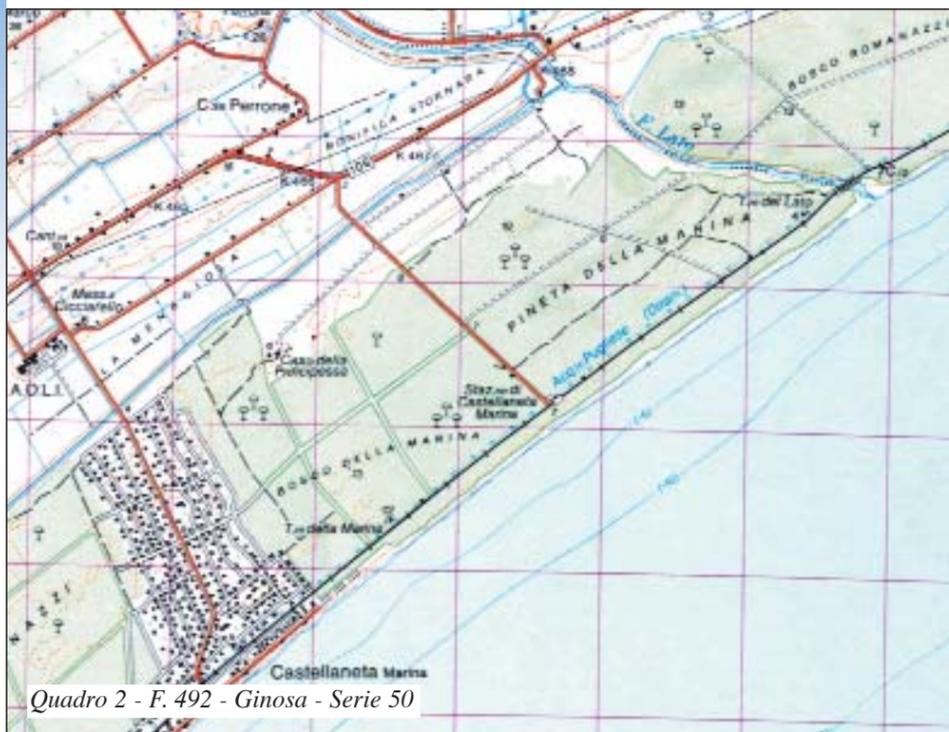
Quadro 1a - F. 104 - Pisa; F. 105 - Lucca - Serie 100V



Quadro 1b - F. 111 - Livorno - Serie 100V



Quadro 1c - F. 104 - Pisa - Serie 100V



Quadro 2 - F. 492 - Ginosa - Serie 50

delta era ancora più rapida, come si può apprezzare dalla forte convergenza che caratterizza i vari cordoni. Sul lobo destro della foce l'erosione della costa, iniziata nel XVIII secolo per la riduzione dell'apporto sedimentario, ha spazzato via una fascia di territorio ampia più di un chilometro ed i vecchi cordoni sabbiosi intersecano oggi la linea di riva. Sul lato opposto, l'abitato di Marina di Pisa (scuro nell'immagine) venne subito difeso con opere marittime, che hanno impedito l'arretramento della costa e generato la forte asimmetria della foce.

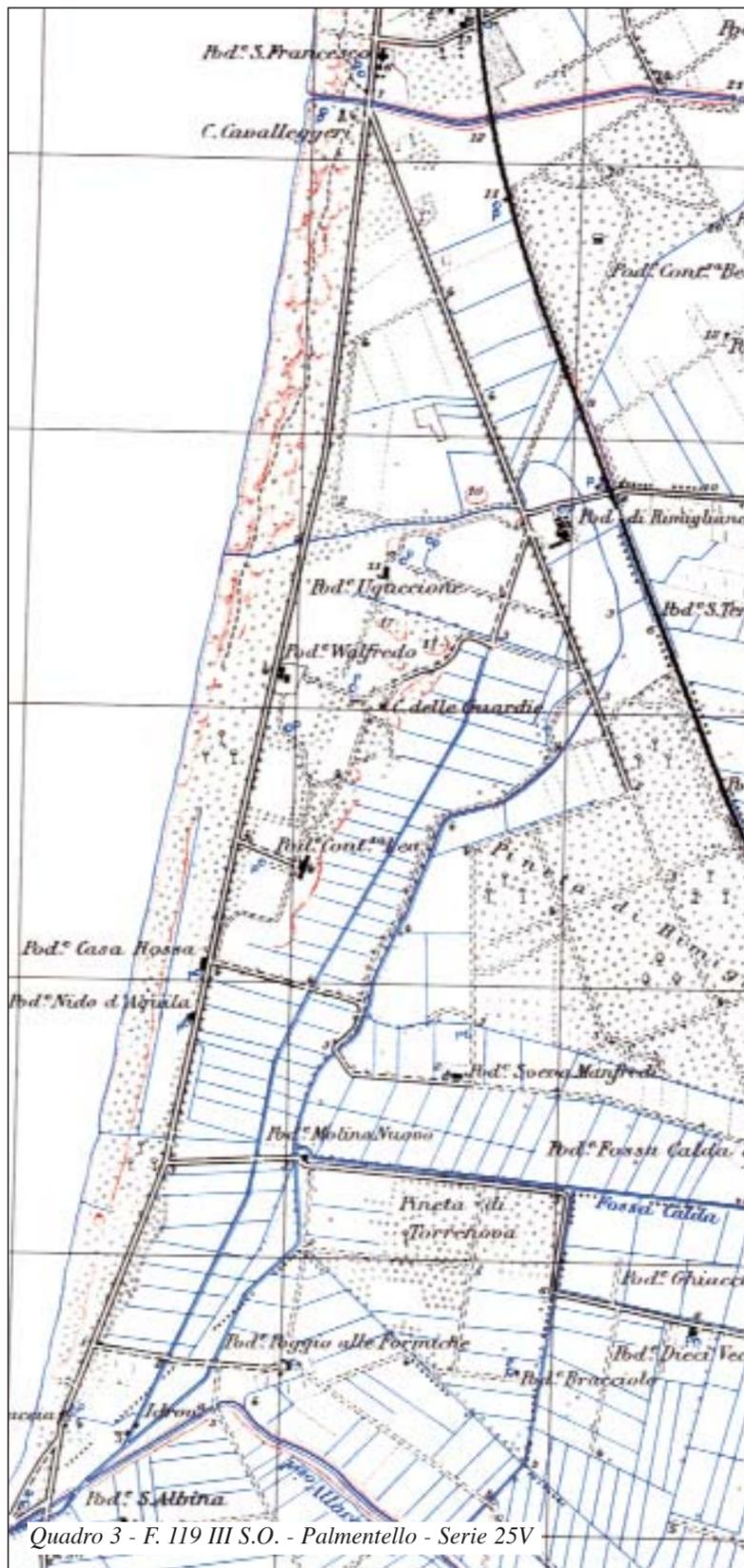
A valle di Pisa il corso dell'Arno presenta numerosi tratti rettilinei che contrastano con l'andamento meandriforme che il fiume tiene a monte della città: sono il risultato dei numerosi tagli artificiali di meandro (quadro 1c) effettuati fra il XIV ed il XVIII secolo e tesi a favorire il deflusso del fiume che frequentemente esondava a Pisa. Anche il tratto finale è stato modificato, deviando verso ovest l'asta terminale che, all'inizio del '600, guardava verso sud-ovest, proprio nella direzione da cui provengono le mareggiate più intense, che impediscono il deflusso fluviale. I cordoni sabbiosi che si formarono da quel momento presentano una forte discordanza con quelli più antichi, a causa di una forte progradazione della cuspidè deltizia.

Anche se le più estese pianure costiere italiane si sono formate in corrispondenza dei delta fluviali, numerose sono quelle che si sviluppano parallelamente alla costa e che devono la loro genesi all'apporto sedimentario di numerosi corsi d'acqua minori o ai materiali immessi nel sistema costiero da un fiume maggiore e trasportati lungo riva dal flusso innescato dal moto ondoso. Il settore della pianura costiera ionica, rappresentato nel quadro 2, comprende l'asta terminale del corso del fiume Lato, il cui andamento obliquo alla costa è testimone di un trasporto litoraneo diretto verso nord-est (C.N.R., 1985). La pianura, che ospita dune discontinue, è costituita non solo dai sedimenti portati dal Lato, ma anche da quelli provenienti dalla foce del Bradano, posta circa 20 km sopraflutto; e sono proprio questi sedimenti che costringono il fiume minore a migrare verso nord-est. La pianura costiera

presenta qui una continuità con la piana alluvionale che si è formata all'interno di una valle ortogonale alla costa ed incisa quando, nelle fasi fredde del Quaternario, il livello del mare era notevolmente più basso di quello attuale. Il successivo innalzamento del livello di base ha favorito la deposizione dei sedimenti portati dal fiume e il parziale riempimento della precedente incisione. La zone più lontane dal corso d'acqua hanno subito una sedimentazione meno intensa e si presentano oggi come aree depresse; alcune sono state bonificate artificialmente (la bonifica Stornara e l'area retrostante al bosco Romanazzi), mentre un'altra ospita ancora un piccolo lago il cui livello viene controllato attraverso un canale collettore. Le deboli ondulazioni che orlano la pianura, e che sono state incise dal fiume, presentano un andamento parallelo alla costa e corrispondono ad antiche dune o cordoni di spiaggia: fanno infatti parte di quella *dune and beach ridge plain* che Marinelli aveva scelto, in un settore diverso, per illustrare le pianure costiere.

Molto spesso, quelle che a prima vista sembrano «pianure di livello di base» appaiono essere, ad un'analisi più approfondita, il risultato di processi sedimentari più complessi. È questo il caso della pianura che si stende fra San Vincenzo (1 km a nord fuori carta) e Torre Nuova, lungo la costa della Toscana centrale (quadro 3). Essa è separata dal mare da una fascia dunare che si assottiglia in prossimità della sua estremità meridionale; ciò è dovuto al fatto che in questo settore l'afflusso dei sedimenti provenienti da nord è ridotto e, inoltre, i materiali che costituiscono la spiaggia sono più grossolani e quindi poco soggetti a

deflazione. Oltre le dune la gran parte della pianura ha quote comprese fra i 10 ed i 30 metri e non degrada regolarmente verso il mare: non è certo quello che ci si aspetta da una «pianura di livello di base». In effetti essa è costituita in buona parte da depositi eolici würmiani, che avevano come area di alimentazione la piattaforma continentale che era scoperta durante l'ultima fase glaciale del Pleistocene. Le zone di affioramento delle sabbie sono riconoscibili anche perché qui il reticolo idrografico è estremamente scarso. Dove, al contrario, questo è particolarmente denso ha anche un *pattern* geometrico regolare, dato che è costituito prevalentemente dai canali di drenaggio costruiti dall'uomo nelle aree topograficamente depresse, come in quella posta ad est de La Punticella e nella parte meridionale del quadro, dove esse assumono un andamento ramificato, evidenziato anche dai due principali fossi collettori (fosso Allacciante, fossa Calda). In tutta la cartografia pre-geodetica e nella carta dell'Inghirami del 1830, la prima carta «geometrica» della Toscana, queste aree sono occupate da stagni; si tratta quindi di zone topograficamente depresse, dove si è avuta la deposizione di sedimenti limoso-argillosi, e che devono essere drenate per evitarne l'allagamento. Di particolare interesse è l'area meridionale ramificata, che corrisponde all'antico lago di Rimigliano, il cui prosciugamento artificiale è iniziato nella prima metà del XIX secolo. Questo lago è quanto rimaneva di un'antica incisione fluviale che era stata sommersa durante la risalita eustatica versiliana con la formazione di una costa a riva. La successiva chiusura del collegamento con il mare da parte di una barra sabbiosa ha trasformato questo golfo in un lago costiero. Anche l'estremità meridionale della carta rappresenta un terreno pianeggiante posto a quote molto basse e attraversato da una densa rete di canali di drenaggio: è la parte più interna dell'ampia laguna che orlava il margine occidentale del golfo di Follonica (non raggiunto dalla carta), anch'essa bonificata fra il XIX e il XX secolo.



Quadro 3 - F. 119 III S.O. - Palmentello - Serie 25V

## BIBLIOGRAFIA

- CARTER R. W. G., WOODROFFE C. D., *Coastal evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics*, Cambridge, Cambridge University Press, 1994.  
 C.N.R., *Atlante delle spiagge italiane, Foglio 201 «Matera» e Foglio «202» Taranto*, 1985.  
 DELLA ROCCA B., MAZZANTI R., PRANZINI E., "Studio geomorfologico della Pianura di Pisa", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 10, 1987, pp. 56-84.  
 MAZZANTI R., PRANZINI E., TACCINI S., "Studi di geomorfologia costiera: VII -

- Variazioni della linea di riva dal Pleistocene medio-superiore ad oggi, caratteristiche sedimentologiche e stato delle associazioni vegetali del litorale di San Vincenzo (Toscana)", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 99, 1980, pp. 341-364.

- PRANZINI E., *La forma delle coste. Geomorfologia costiera, impatto antropico e difesa dei litorali*, Bologna, Zanichelli, 2004.



# 33. Terrazzi marini

GIOVANNI PALMENTOLA\*

Università degli Studi di Bari

Un terrazzo marino è costituito da una superficie sub-pianeggiante, inclinata verso il mare di qualche grado, limitata nell'entroterra da una falesia solitamente ripida e verso mare da una superficie che s'immerge verso il largo con pendenze mediamente di 5-7 gradi. Nel caso più diffuso, in un terrazzo si distinguono due parti contigue ed adiacenti: una più interna modellata dall'erosione marina e levigata dall'abrasione, una esterna, verso il mare aperto, costruita mediante l'accumulo di sedimenti.

Sia la superficie del terrazzo sia la falesia lungo il suo bordo interno sono il risultato dell'azione erosiva operata sulla costa dall'onda battente. Questa, insieme con processi biologici, fisici e chimici aggressivi, altera ed usura la roccia esposta, asportandone frammenti, soprattutto in corrispondenza del livello del mare. Qui scava un solco longitudinale, il solco di battente, che, progressivamente e più o meno rapidamente a seconda della consistenza della roccia, si estende e si amplia verso l'interno. Ciò fa sì che la parte sovrastante del corpo roccioso, priva di appoggio, crolli; viene così esposta una nuova superficie, più o meno inclinata, che costituisce un primo abbozzo di falesia di abrasione.

Nel caso che la roccia sia tenera e friabile, i frammenti crollati sono rapidamente rimossi dalle onde; al contrario, quelli di rocce coerenti e rigide si accumulano sul fondo e, se questo non è più profondo della base d'onda (la massima profondità alla quale si risente del moto ondoso), vi formano una temporanea barriera protettiva della costa, che per qualche tempo impedisce o ostacola l'azione demolitrice del mare. Prima o poi, comunque, anche questo materiale viene alterato, disciolto, disgregato ed allontanato dalla battigia. Una parte di esso costituirà l'eccezionale abrasivo delle onde,

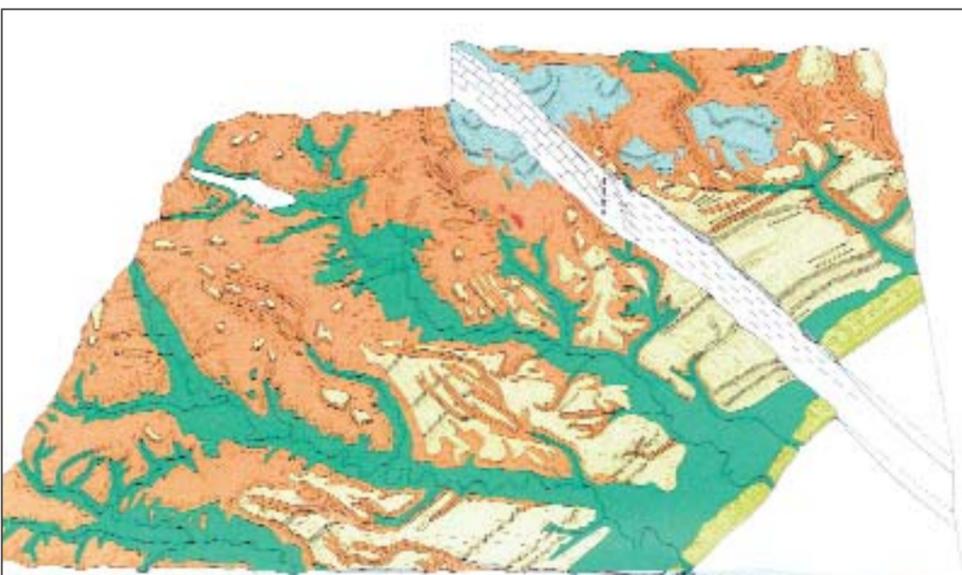
un'altra finirà deposta da qualche parte. Se le condizioni del mare e della terra non si modificano, il processo di scalzamento-crollo-asportazione prosegue, la falesia costiera arretra lasciando poco sotto il livello del mare una superficie sub-pianeggiante e debolmente inclinata verso mare: la piattaforma o spianata di abrasione. L'estensione nell'entroterra di tale spianata dipende certamente dalla consistenza delle rocce esposte lungo la riva e dal perdurare delle condizioni del sistema, ma è fondamentale controllata dalla progressiva perdita di energia che l'onda battente subisce, a causa degli attriti, mano a mano che si diffonde e rimonta quella spianata. Il detrito prodotto dall'erosione può accumularsi sulla stessa superficie di abrasione e a ridosso del suo margine esterno, costituendo la parte sedimentaria del terrazzo marino, oppure essere allontanato dalle correnti lungo costa, oppure, ancora, finire su fondali molto profondi senza contribuire alla morfogenesi costiera.

Modificazioni della quantità d'acqua negli oceani e/o movimenti tettonici possono ripetutamente spostare la posizione del mare rispetto alla terra emersa e consentire il modellamento di gradinate di terrazzi marini. Questi possono essere costruiti in diversa successione: a) diretta, dal terrazzo più elevato in quota a quello più basso, nel caso in cui si sia verificato il sollevamento della regione o l'abbassamento del livello del mare; b) inversa, dal meno al più elevato nel caso si sia verificato un abbassamento delle terre o un innalzamento del mare; c) alternata, se il movimento di uno dei due elementi del sistema abbia temporaneamente prevalso sull'altro. Si dà anche il caso che i movimenti delle terre siano compensati da analoghi movimenti del livello del mare (concordanza) così che non viene modificata la posizione di questo rispetto alla costa oppure che quei movimenti siano di segno opposto (discordanza) e, pertanto, diano luogo a modificazioni importanti della posizione della linea di riva, con la conseguenza che possono formarsi terrazzi separati da rilevanti differenze di quota.

È possibile che, in conseguenza di una rapida ingressione marina, uno o più terrazzi vengano sepolti da sedimenti. In questo caso, se la coltre sedimentaria è di spessore esiguo, essa si adagia sui terrazzi ripetendone abba-

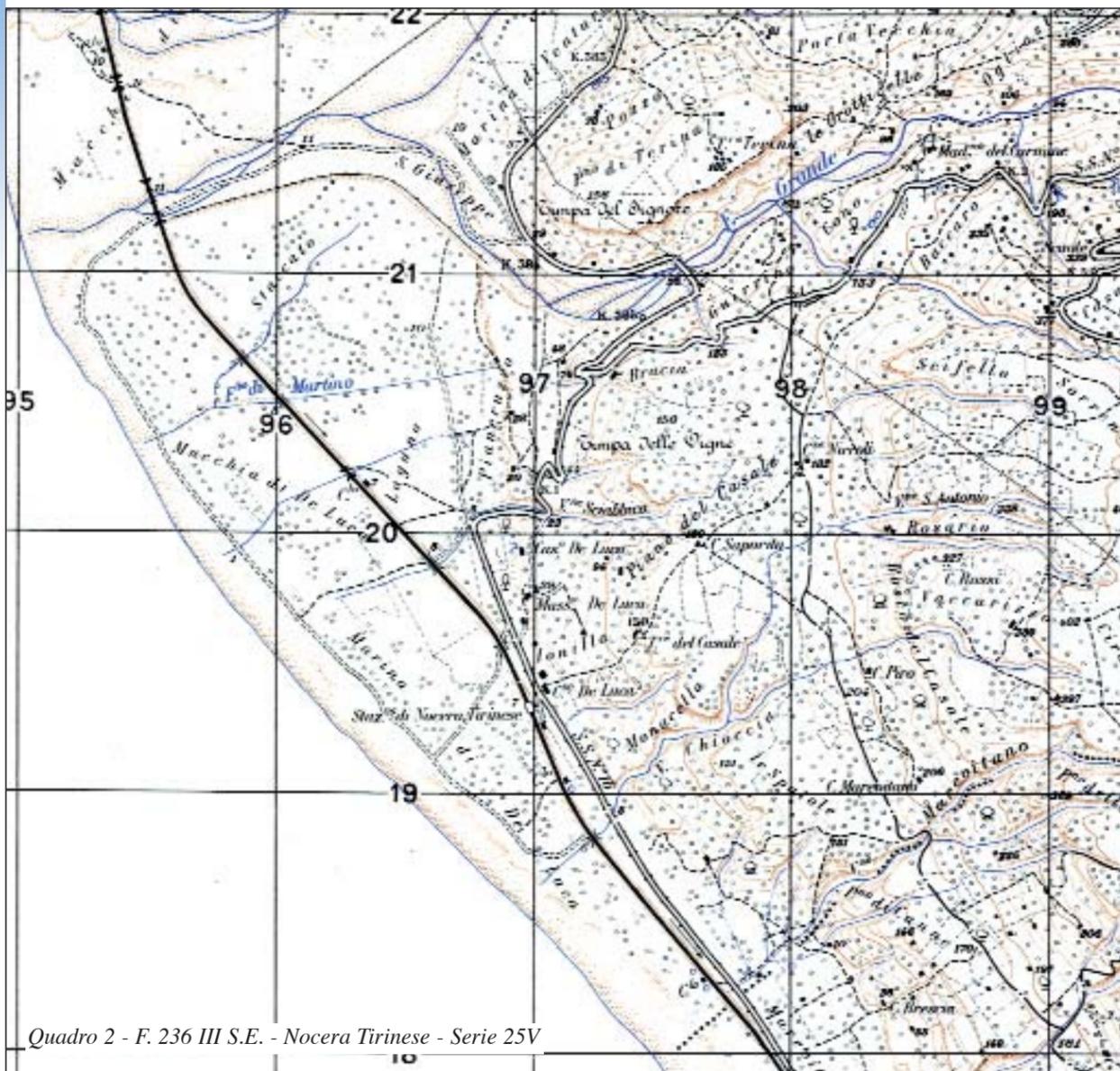


Quadro 1 - F. 201 I N.E. - Castellaneta; F. 201 I S.E. - Masseria Casamassima - Serie 25V



Litologia (nelle sezioni)


Quadro 1a - Schema geomorfologico dell'entroterra del golfo di Taranto



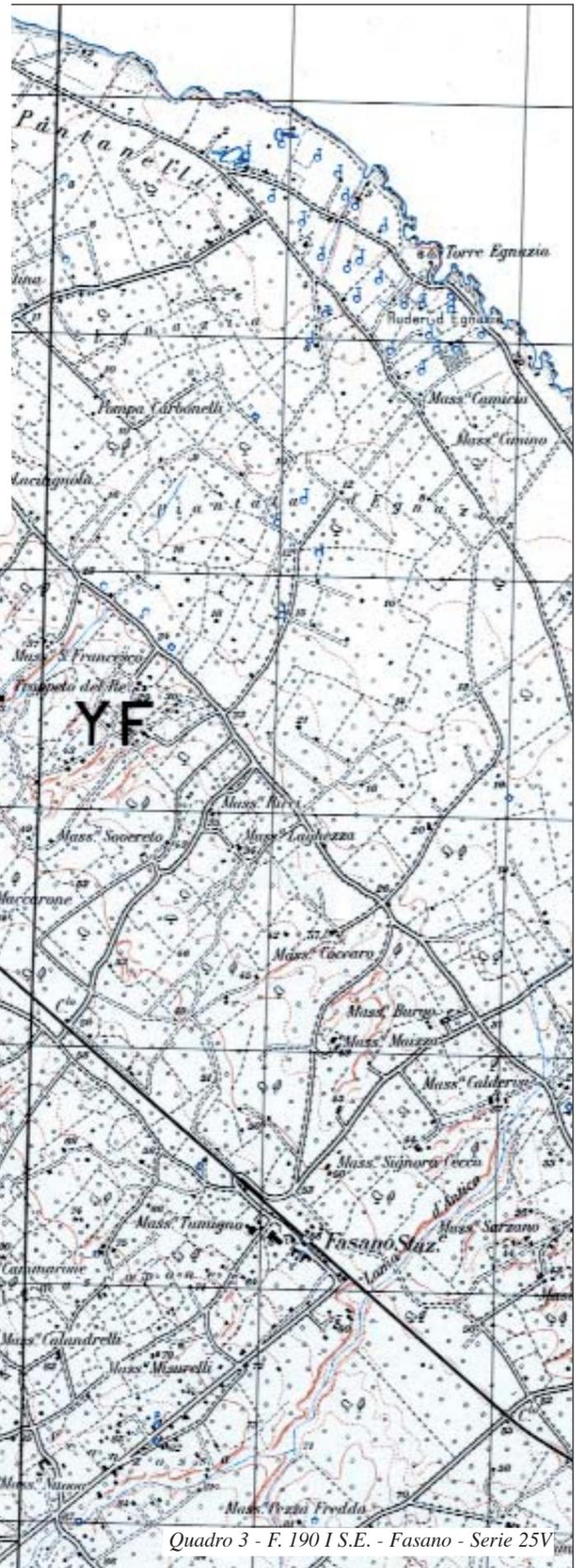
Quadro 2 - F. 236 III S.E. - Nocera Tirinese - Serie 25V

stanza fedelmente la forma, ma suggerendo informazioni inattendibili circa l'età delle forme e dei depositi sottostanti; invece, se la copertura sedimentaria è di spessore notevole, può nascondere tutto o parte del paesaggio a terrazzi (paesaggio fossile), che potrà essere successivamente esumato dall'erosione.

La presenza di terrazzi è ben riconoscibile sulla carta topografica; generalmente la loro superficie è caratterizzata dal diradarsi delle isoipse, mentre l'addensarsi di queste ultime indica il ripido pendio delle falesie e quello del margine esterno del terrazzo. Un esempio si osserva nel **quadro 1**, il quale mostra una parte della gradinata di sette terrazzi marini esposti nell'entroterra del golfo di Taranto, rappresentata nello schema geomorfologico riportato nel **quadro 1a** (BOENZI, PALMENTOLA, VALDUGA, 1976). Quei terrazzi incidono le argille della successione marina plio-pleistocenica e mostrano in superficie ghiaie e sabbie marine derivate dalla distruzione dei termini di chiusura della stessa successione. Il **quadro 2** riporta un tratto della fascia costiera della Calabria tirrenica, lungo la quale sono esposti alcuni terrazzi marini pleistocenici, incisi negli scisti filladici pre-triassici e con coperture di sedimenti conglomeratico-sabbiosi. Quei terrazzi fanno parte di una gradinata estesa dalla quota 700 circa fin poco sopra il livello del mare e sono separati da scarpate di abrasione alte intorno a 150 metri; i dislivelli sono dovuti all'intenso sollevamento dell'Appennino calabrese nel corso del Quaternario. Ciascuna scarpata è incisa da un festone di brevi e poco profondi solchi torrentizi

che iniziano in prossimità del margine esterno del terrazzo soprastante e si estinguono giusto al piede della scarpata che lo separa dal successivo. La situazione è dovuta al fatto che, data la molto debole pendenza della superficie dei terrazzi, le acque dilavanti hanno acquisito l'energia sufficiente ad erodere soltanto in prossimità e lungo la scarpata che collega ciascun terrazzo con quello immediatamente più basso in quota. Una situazione per molti versi analoga si riscontra lungo la costa adriatica della Puglia, nei dintorni di Fasano (**quadro 3**), dove terrazzi di abrasione sono modellati su calcareniti pleistoceniche.

\*Con la collaborazione di Giuseppe Di Turi



Quadro 3 - F. 190 I S.E. - Fasano - Serie 25V

#### BIBLIOGRAFIA

BOENZI F., PALMENTOLA G., VALDUGA A., "Caratteri geomorfologici dell'area del foglio Matera", *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 95, 1976, pp. 527-566, 12 ff., 1 tav.  
 BOENZI F., RADINA B., RICCHETTI G., VALDUGA A., *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 201, "Matera"*, 1971.  
 BURTON A. N., PEZZOTTA G., WILLOX W. A., *Carta geologica della Calabria, Nota illustrativa delle tavolette appartenenti al foglio 236 "Cosenza"*, 1963.  
 DI GERONIMO I., "Geomorfologia del versante adriatico delle Murge di SE (zona

Ostuni - Brindisi)", *Geologica Romana*, Vol. IX, 1970, pp. 47-58, ff. 6.  
 MERLA G., ERCOLI A., *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 190 "Monopoli"*, 1971.  
 PALMENTOLA G., "Appunti stratigrafici nei dintorni di Ginosa e di Montescaglioso (F<sup>o</sup> 201 "Matera")". *Atti Accademia Gioenia di Scienze Naturali*, Ser. 6, Catania, 1967, 18.  
 VEZZANI L., "I depositi plio-pleistocenici del litorale ionico della Lucania", *Atti Accademia Gioenia di Scienze Naturali*, Ser. 6, Catania, 1967, 18.



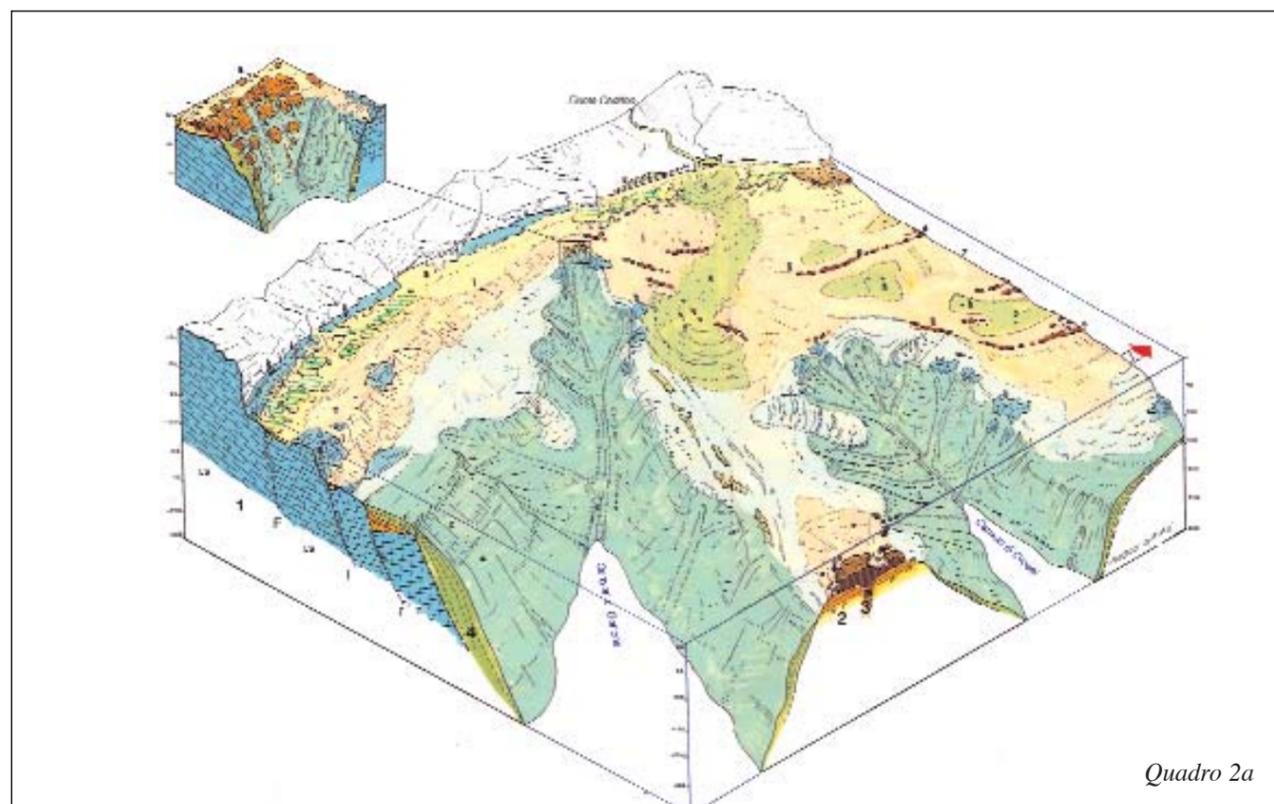
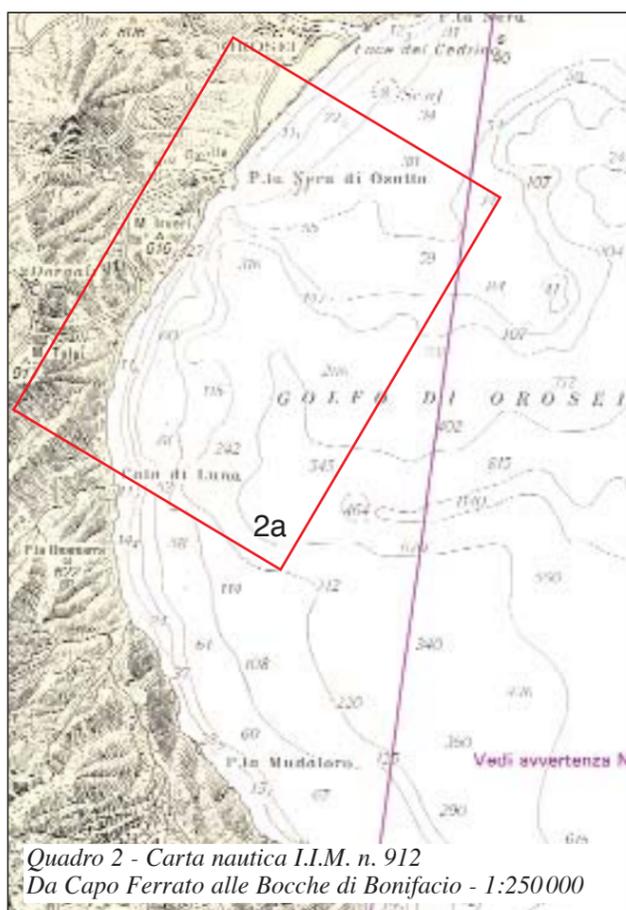
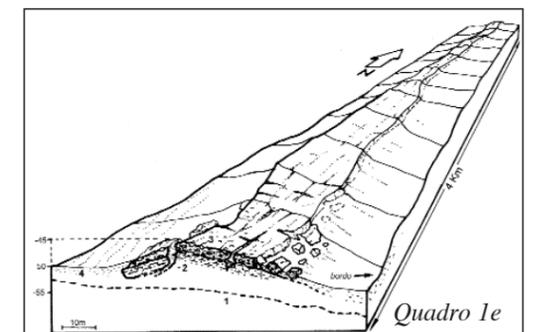
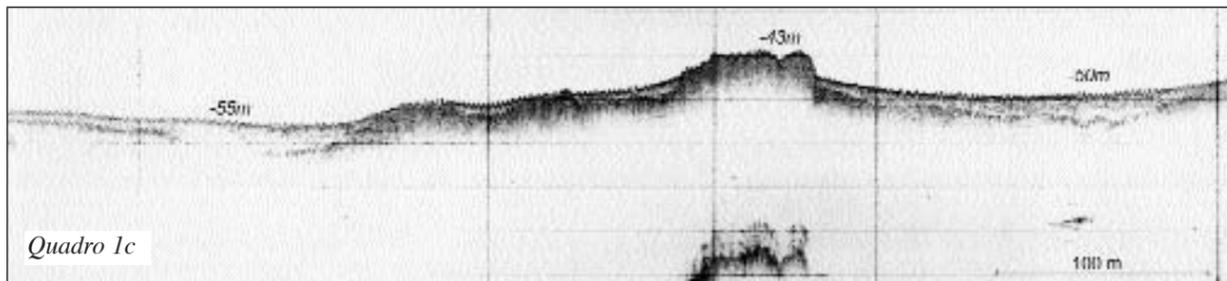
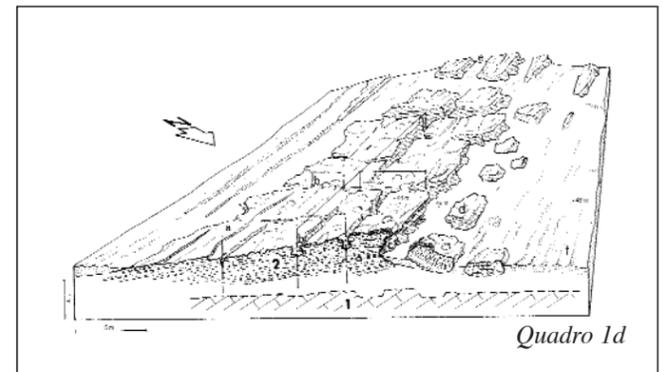
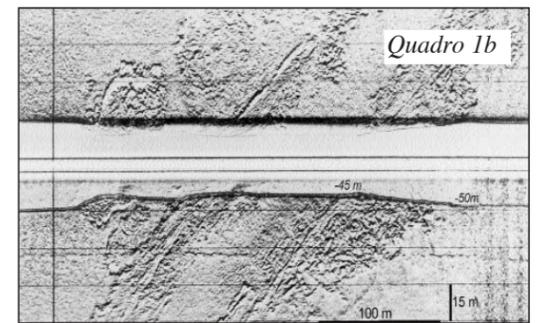
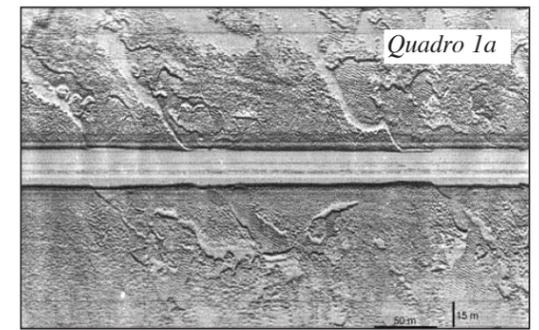
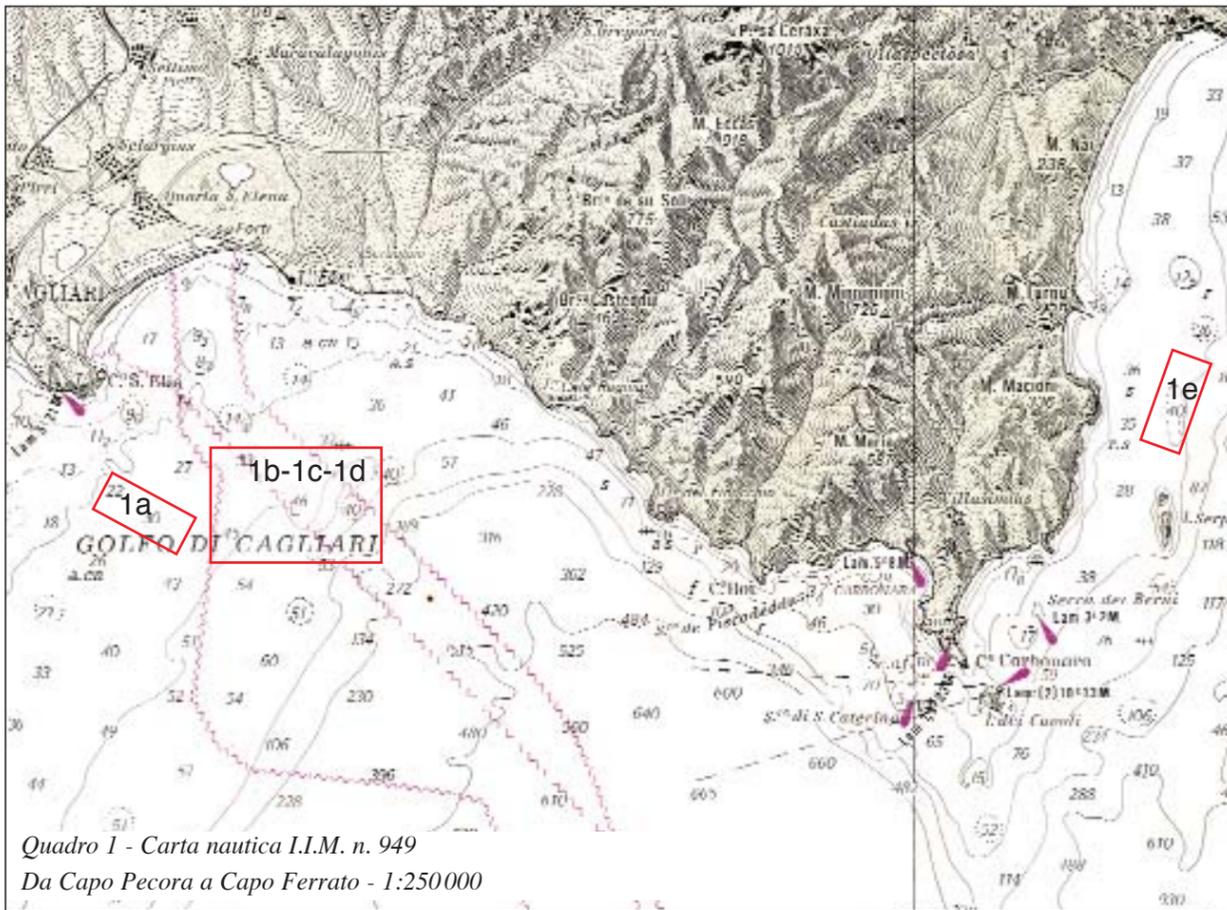
# 34. Morfologia sommersa

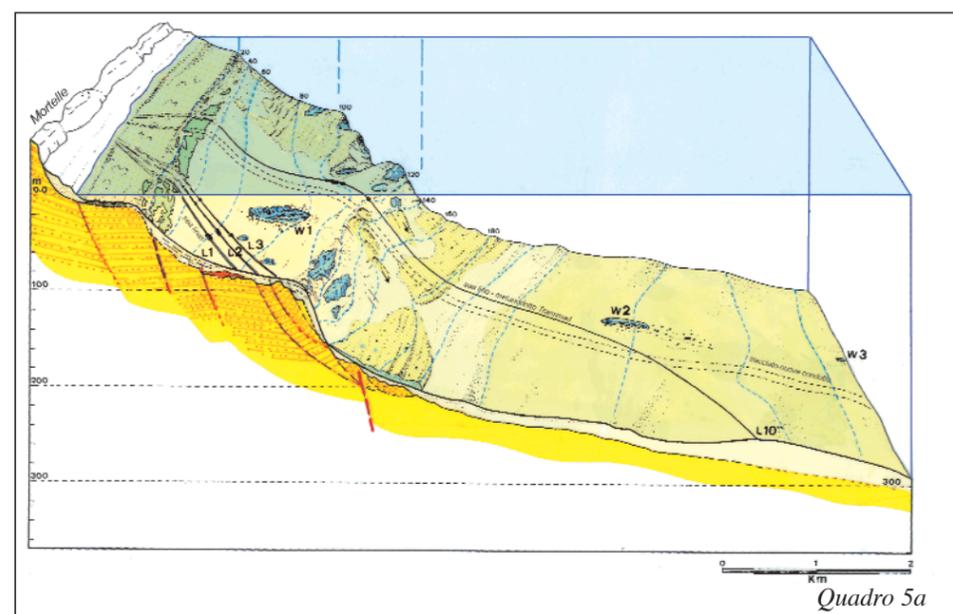
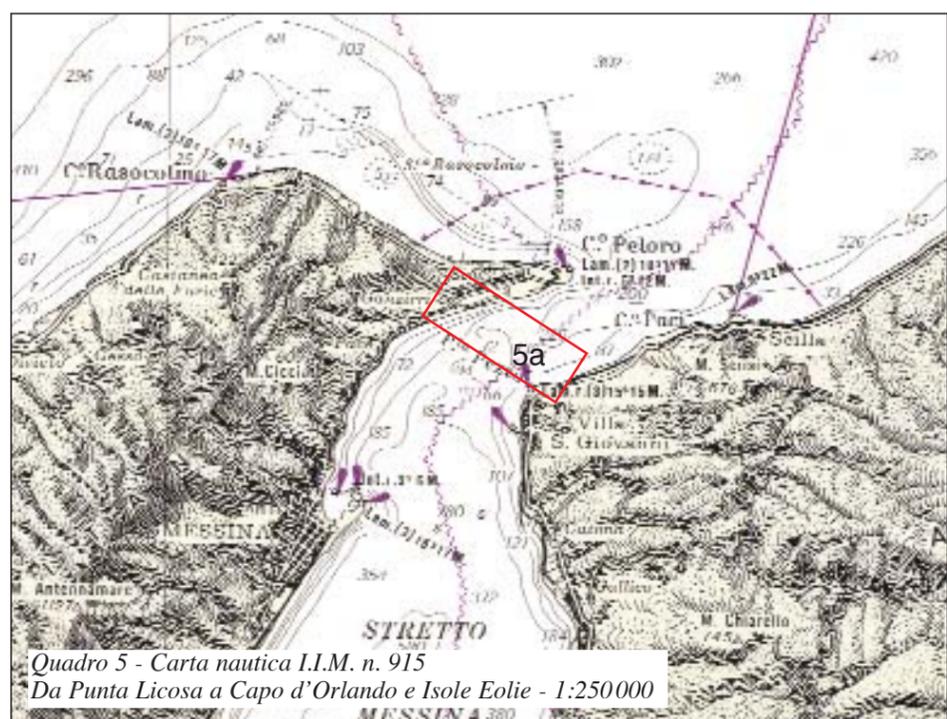
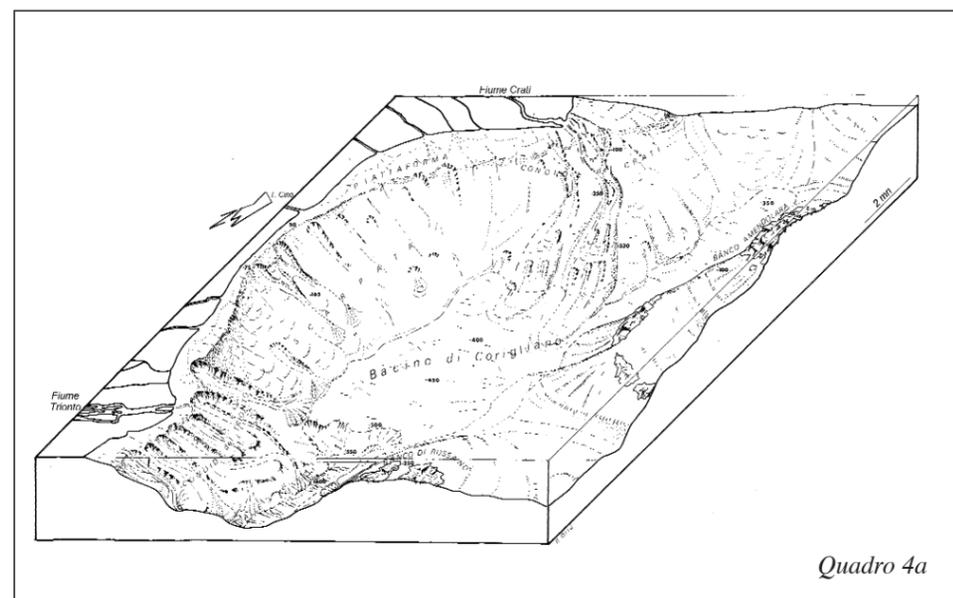
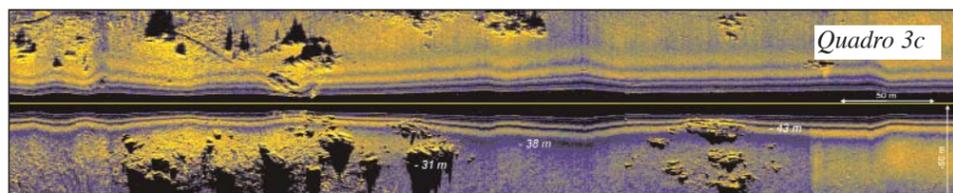
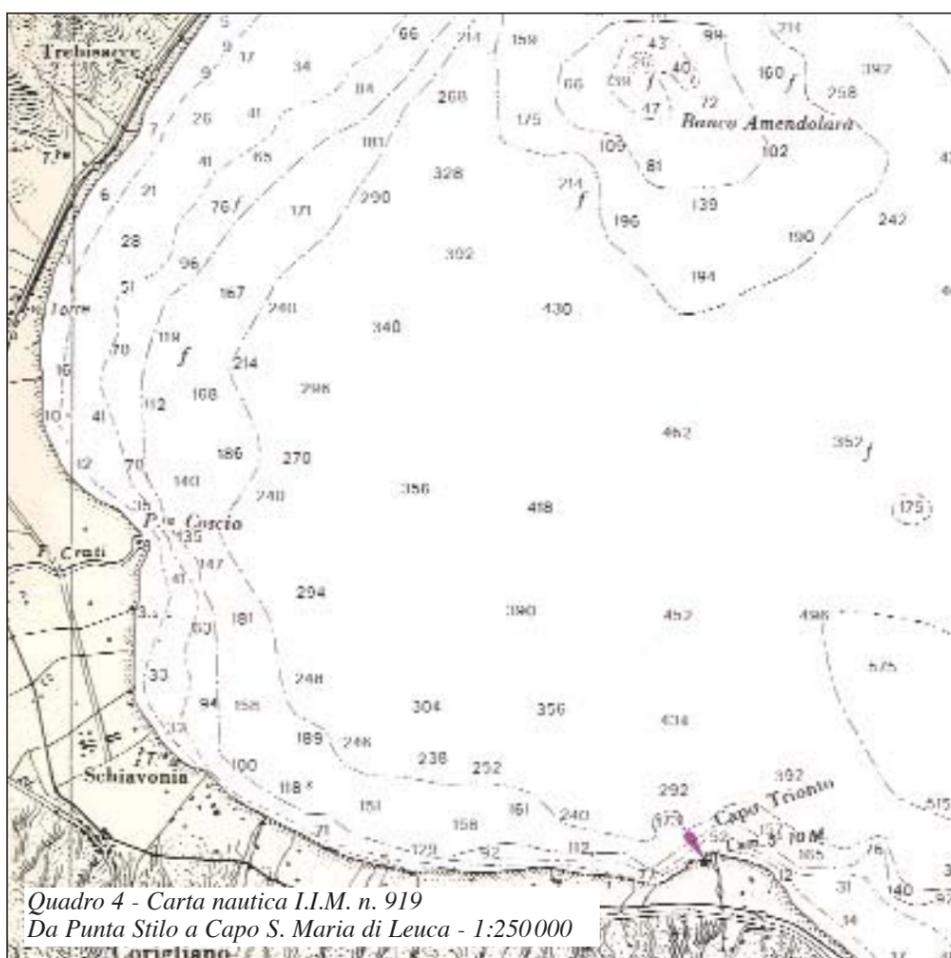
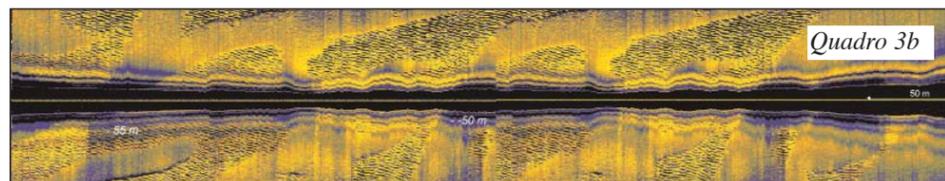
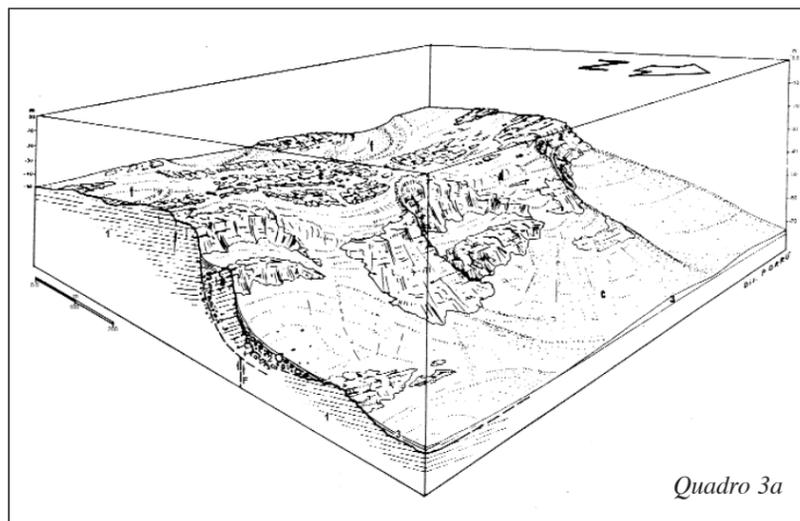
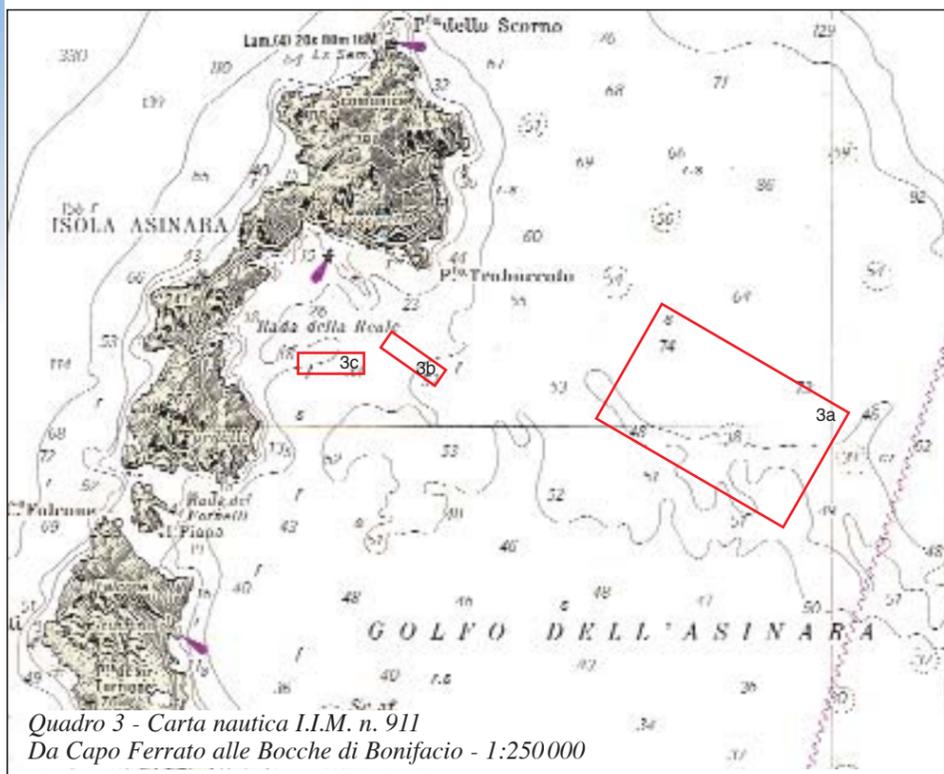
PAOLO EMANUELE ORRÙ

Università degli Studi di Cagliari

La piattaforma continentale è l'ambiente di transizione tra le terre emerse e i fondali marini profondi; qui maggiori sono le interazioni con i processi geomorfici legati alla dinamica dei fiumi e dei litorali, con i processi biologici di interscambio terra-mare e con le attività antropiche, gli ambiti di interesse economico e gli impatti di immissioni inquinanti. I fondali pericostieri, compresi nella piattaforma continentale prossimale, sono sede delle spiagge

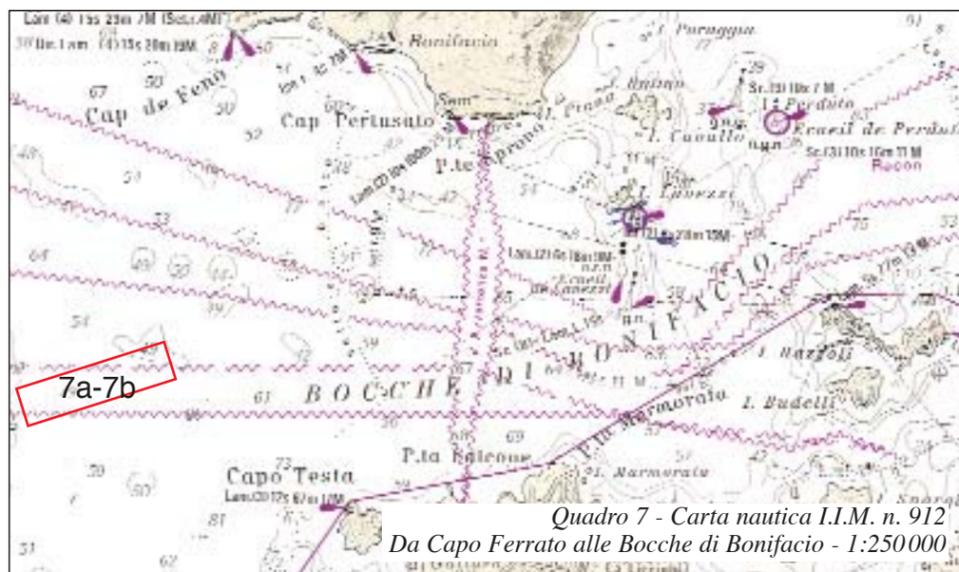
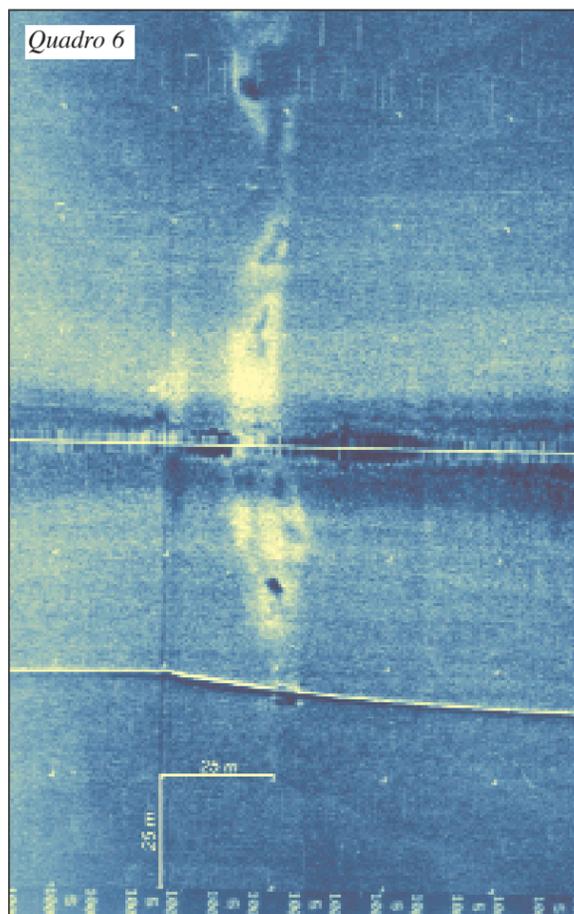
sommerse e delle piattaforme di abrasione in roccia; verso il largo si estendono vaste aree a debolissima acclività fino alla profondità di -30/-40 metri (**quadro 1**), ove si sviluppano le bio-costruzioni a *Posidonia oceanica*; qui la monotonia delle praterie a fanerogame marine è interrotta da depressioni e canali colmati da sabbie biogeniche con strutture di corrente a *ripple* e *mega ripples* (**quadro 1a**). La carta nautica del golfo di Cagliari mostra un alto mor-





fologico alla profondità di -40 m, cui segue verso terra una depressione a -50 m, si tratta di un sistema barriera-laguna relitto, legato all'ultima risalita del mare olocenico (ULZEGA *et alii*, 1986). Qui l'antico cordone litorale si è conservato in *facies* di *beach rock*, bancate arenaceo-conglomeratiche debolmente inclinate verso il largo, ben rappresentate dalle immagini del sonar laterale (**quadri 1b e 1c**), mentre verso terra la depressione colmata da sedimenti fini e torbe identifica la paleo-laguna (**quadro 1d**). Allo stesso paleo-livello marino sono riferibili le paleo-spiagge che si rilevano in continuità

lungo la piattaforma orientale sarda, dall'isola di Serpentara (**quadro 1e**) alle bocche di Bonifacio. Il ciglio della piattaforma si trova in genere a profondità compresa tra -120 e -200 m (CHIOCCI, ORLANDO, 1996), mentre in corrispondenza dei *canyons* le testate delle incisioni principali risalgono fino a quote molto inferiori, come nel golfo di Orsei (**quadro 2**), a causa dei processi di erosione regressiva innescati da frane e correnti torbidity (b) (**quadro 2a**) (ULZEGA, ORRÙ, 1988); in prossimità delle testate imponenti biocostruzioni algali evidenziano la risalita di importanti correnti ricche in nutrienti (*upwelling*) (particolare del **quadro 2a**). Spesso in piattaforma distale sono presenti morfologie legate a motivi strutturali; nel golfo dell'Asinara (**quadro 3**), si rilevano grandi pareti sommerse dovute a frane rotazionali a controllo tettonico (**quadro 3a**), probabilmente evolutesi in ambiente di falesia. Molto evidenti nell'immagine sonar laterale il sistema subortogonale di fratture che

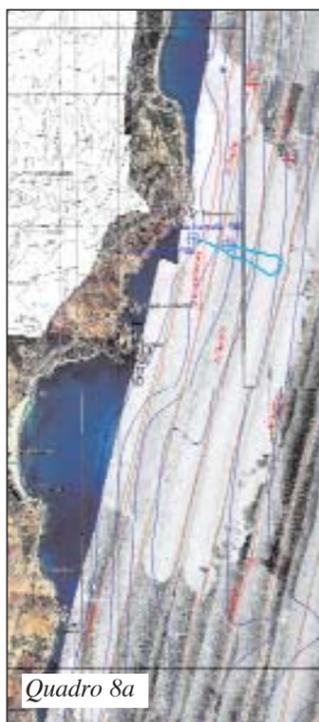
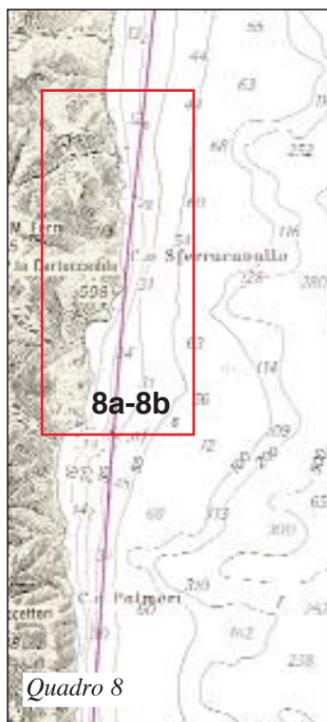
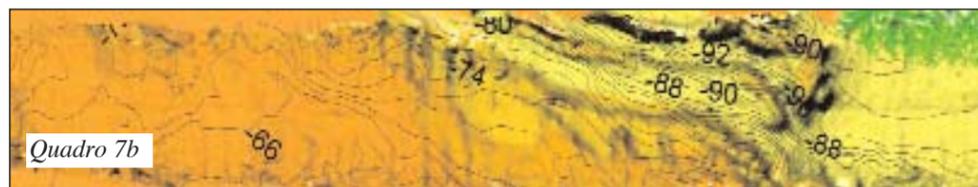
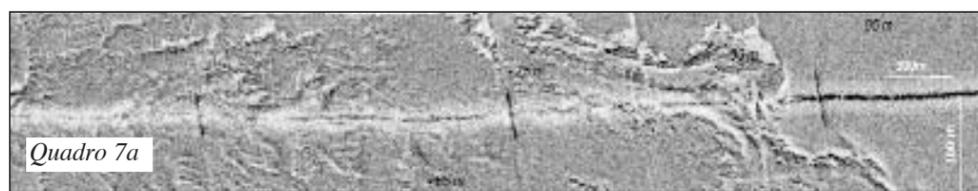


ha innescato l'evoluzione, in ambiente subaereo, delle morfologie a *tor* dei rilievi residui granitici della rada della Reale (**quadro 3b**). La piana a sedimenti bioclastici della piattaforma esterna è soggetta a importanti processi di migrazione dei sedimenti verso il ciglio, dinamiche evidenziate da grandi strutture sedimentarie quali dune idrauliche e dune di selezione tessiturale o da campi di ripples e *mega-ripples* (**quadro 3c**).

I fondali marini, sia in ambiente di piattaforma sia di scarpata continentale, sono sede della porzione sommersa dei grandi apparati di delta fluviale, i conoidi sottomarini; significativo il caso del golfo di Taranto meridionale (**quadro 4**) che comprende il conoide del fiume Crati, a debole acclività, caratterizzato da grandi lobi deposizionali (**quadro 4a**) (RICCI LUCCHI *et alii.*, 1985); mentre nel conoide sottomarino del fiume Trionto, a forte pendenza, la migrazione dei sedimenti fluviali verso gli alti fondali innesca processi erosivi con l'evoluzione di profondi canali e testate in arretramento (**quadro 4a**).

Così come è avvenuto a terra anche il paesaggio sottomarino è sempre maggiormente interessato da forme legate alle attività dell'uomo; in particolare sui fondali antistanti ai principali porti, alle città o ai poli industriali si addensano condotte per smaltimenti, per trasporto acqua e idrocarburi, cavi elettrici, telefonici e a fibre ottiche. I fondali dello stretto di Messina (**quadro 5**) si trovano in analoghe condizioni, il blocco diagramma mostra la rete di condotte sottomarine, alcune in uso altre in via di realizzazione, relative al metanodotto transmediterraneo (**quadro 5a**), spesso le opere antropiche si devono confrontare con l'evoluzione dei processi naturali, come nel caso della frana sottomarina (*slumping*) prossima a una *pipe-line* (**quadro 6**) o a più distruttive correnti torbidity (ORRÙ *et alii.*, 1993).

Spesso il modesto dettaglio delle carte nautiche non consente di discriminare le morfologie sommerse; ciò è dovuto alle tecniche di rilevamento, in passato limitate allo scandaglio puntuale; i nuovi sistemi di rilevamento batimetrico dei fondi marini dell'Istituto Idrografico della Marina hanno superato i limiti dell'ecografo verticale, con la tecnologia a ecografo multiplo radiale (*multibeam*). L'esempio del nuovo rilievo batimetrico delle bocche di Bonifacio (**quadro 7**) evidenzia come le morfologie della paleofalesia, incisa nei calcari organogeni terziari, ben riconoscibili al sonar laterale (**quadro 7a**), siano ancor meglio leggibili dal modello digitale di terreno (DTM) realizzato con il *multibeam* (**quadro 7b**). Lo sviluppo della cartografia geologica, propone nuove prospettive di rappresentazione del paesaggio sommerso; la nuova Carta Geologica Ufficiale alla scala 1:50 000 (Progetto CARG) comprende le aree marine, come mostra il Foglio Geologico n. 541 «Ierzu» nella Sardegna sud-orientale (**quadro 8**). In questo caso l'integrazione attraverso strumenti G.I.S. dei dati aereofotografici, sonar laterale e sismici con i rilevamenti in immersione (**quadro 8a**), ha preceduto l'elaborazione della sintesi cartografica finale (**quadro 8b**).



## BIBLIOGRAFIA

- CHIOCCI F. L., ORLANDO L., "Lowstand terraces on Tyrrhenian Sea steep continental slopes", *Marine Geology*, 134, 1996, 127-143
- COLANTONI P., *Carta batimetria, morfologica e litologica del Banco Avventura (Canale di Sicilia)* - C.N.R. P.F. Oceanografia e Fondi Marini - Novara, Istituto Geografico De Agostini, 1988.
- ORRÙ P., ULZEGA A., "Rilevamento geomorfologico costiero sottomarino applicato alla definizione delle risorse ambientali (Golfo di Orosei - Sardegna orientale)", *Memorie della Società Geologica Italiana*, 37, 1988, pp. 471-479.
- ORRÙ P., MELEGARI G., BADALINI M., "Geomorphological observations of the sea bed between Cape Bon and Cape Feto (Straits of Sicily)", *Reports in Marine*

- Science*, 153/160, Paris, UNESCO, 1993.
- RICCI LUCCHI F., COLELLA A., GABBIANELLI G., ROSSI S., NORMARK W.R., "Crati Fan, Mediterranean", in BOUMA A. H., NORMARK W. R., BARNES N. E., *Submarine fans and related turbidite systems*, New York, Springer-Verlag, 1985, pp. 51-59.
- ULZEGA A., LEONE F., ORRÙ P., "Geomorphology of submerged late quaternary shorelines on the south Sardinian continental shelf", *Journal of Coastal Research*, Vol.1, 73/82, Fort Lauderdale, 1986.
- ULZEGA A., *Carta Geomorfologica della Sardegna Marina e Continentale (Scala 1:500.000)* - C.N.R. P.F. Oceanografia e Fondi Marini - Novara, Istituto Geografico De Agostini, 1988.

# 35. Difese costiere

ENZO PRANZINI

Università degli Studi di Firenze

Circa la metà delle spiagge italiane è in erosione e nella gran parte dei casi si è cercato di opporsi a questo fenomeno costruendo apposite difese che hanno modificato pesantemente il paesaggio costiero. Questo fenomeno era già in atto quando Marinelli compilava l'*Atlante dei tipi geografici* e può sorprendere il fatto che ad esso non abbia dedicato neppure un quadro. Nella tavola 48. «Porti artificiali» Marinelli metteva in evidenza come il mare accumuli la sabbia contro i «doppi moli» dei «porti-canali», obbligando l'uomo ad un loro continuo prolungamento, ma non colse l'occasione per sottolineare quei processi erosivi che già si manifestavano sottoflutto ai moli e che erano evidenti nelle tavole che egli scelse (Viareggio, Porto Magnavacca e Cesenatico). L'unico cenno che viene fatto alle opere di difesa della costa compare nella tavola 41. «Lagune vive», dove è raffigurato il cordone litoraneo di Pellestrina, «che è conservato oggi in gran parte per l'opera dell'uomo. Esso probabilmente s'era andato indebolendo soprattutto dopo l'allontanamento dei fiumi (Brenta e Bacchiglione) dalla laguna; onde la necessità di rafforzamenti artificiali, di cui i più grandiosi sono i celebri murazzi (1751-1770)». I motivi dell'assenza di una tavola sulle difese costiere sono forse da ricercare nel fatto che la cartografia su cui si basa l'edizione del 1922 è in buona parte quella rilevata alla fine del seco-

lo precedente (intorno al 1880), quando l'erosione dei litorali era appena agli inizi e colpiva prevalentemente aree in cui non vi era necessità d'intervenire, anche se in alcuni quadri analizzati, in particolare in quelli che raffigurano città portuali, si trovano rappresentate sia le scogliere aderenti sia i pennelli.

L'interesse per queste opere non cresce con l'edizione del 1948, curata da Almagià, Sestini e Trevisan, che spesso riporta gli stessi quadri, talvolta nell'edizione cartografica successiva, ma senza richiamare l'attenzione su queste opere.

Anche se le dimensioni delle singole strutture sono spesso al limite del graficismo della cartografia in scala 1:50 000 ed 1:25 000, il loro effetto sull'andamento della costa nel tratto protetto e in quelli adiacenti le rende facilmente identificabili anche su questi documenti, la cui lettura consente di capire quali processi litoranei esse abbiano ostacolato od incentivato, quale sia stata la loro efficacia ai fini della protezione della costa e quale il loro impatto sulla spiagge poste sottoflutto.





Quadro 2a - F. 205 Sez. I - Lido di Pomposa - Serie 25

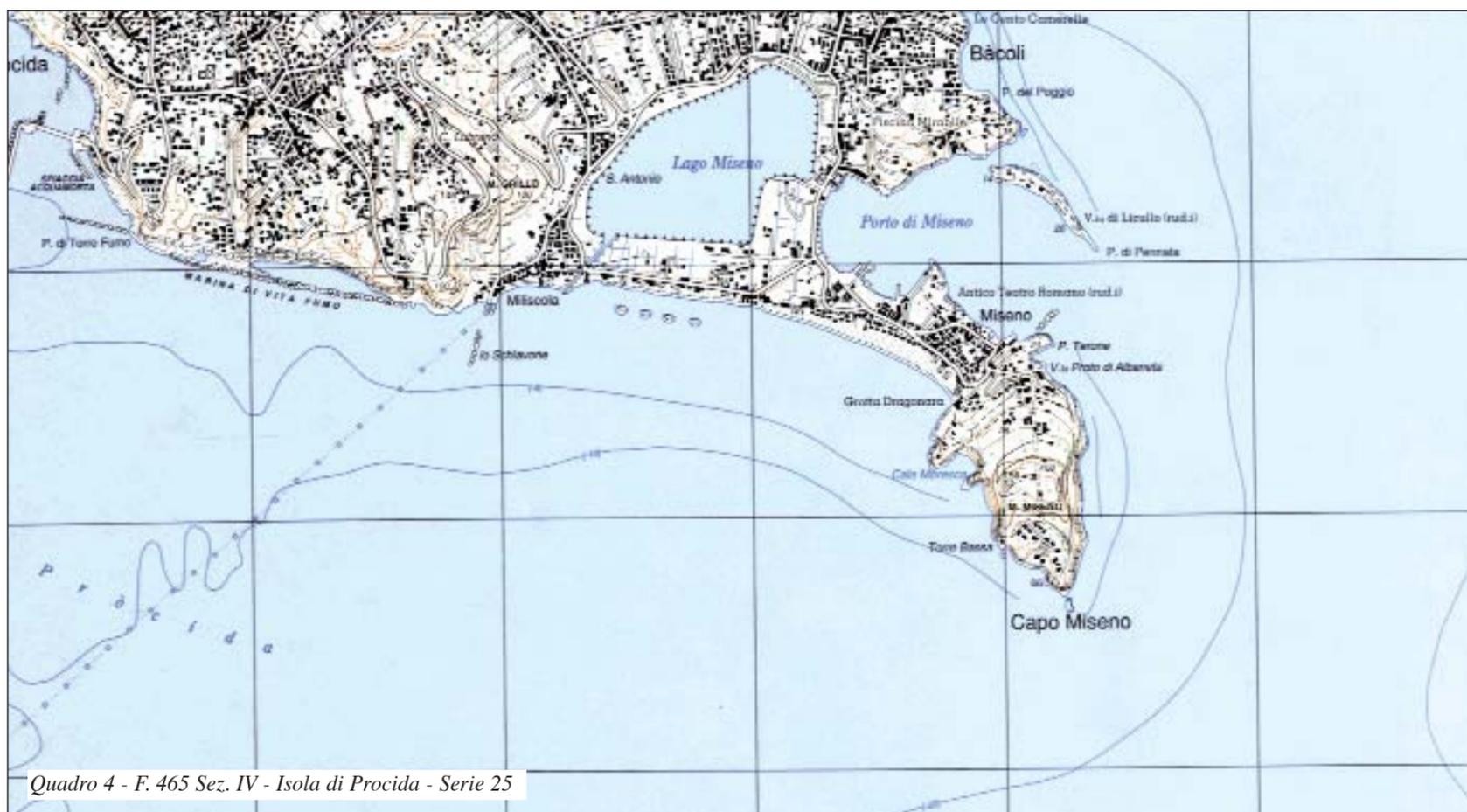
Nel **quadro 1** viene riportata una porzione della tenuta di San Rossore nel tratto di litorale posto 4 km a nord della foce dell'Arno, dove sono presenti quattro scogliere parallele alla linea di costa, costruite alla metà degli anni sessanta per difendere la spiaggia antistante la villa presidenziale del Gombo. Nel tratto di mare riparato da queste opere l'energia del moto ondoso è minore e vi si possono quindi depositare le sabbie trasportate dal flusso litoraneo. Il senso del trasporto, diretto verso nord, può essere dedotto dal fatto che le due scogliere meridionali si sono collegate a costa con altrettanti tomboli, mentre le difese poste più a nord non hanno ricevuto sabbia sufficiente a sviluppare simili morfologie; anzi la quarta, posta sottoflutto alle prime, non determina neppure la formazione di un saliente.

In corrispondenza delle aperture presenti fra le prime tre scogliere la linea di riva ha un andamento circolare, dato dalla forma che le onde acquisiscono a seguito della diffrazione, cui sono soggette al passaggio fra i varchi. La convessità che presenta oggi la costa in corrispondenza delle difese dimostra che esse hanno avuto l'effetto sperato, riportando la linea di riva in posizione ben più avanzata di quella occupata al momento della costruzione.

Sottoflutto al tratto protetto, la linea di riva disegna un'ampia falcatura che evidenzia un processo accentuato di erosione della costa: è l'effetto che quasi sempre producono le opere di difesa quando ostacolano il trasporto litoraneo di sedimenti. Nel nostro caso la linea di riva tende ad assumere la forma di una spirale, con un primo tratto incurvato dalle onde diffratte sull'estremità settentrionale dell'ultima scogliera, che si raccorda con quello adiacente alle difese di foce del fiume Morto Nuovo, rettilineo e disposto ortogonalmente alla direzione di provenienza delle mareggiate maggiori (BOWMAN, PRANZINI, 2003).



Quadro 3 - F. 249 Sez. III - Massa-Carrara - Serie 25



Quadro 4 - F. 465 Sez. IV - Isola di Procida - Serie 25

L'acquisizione di tale configurazione farebbe sì che le onde dei mari dominanti giungessero a riva ortogonalmente in ogni tratto ed il trasporto litoraneo fosse ridotto a tutto vantaggio della stabilità della spiaggia. Purtroppo l'approfondimento della spirale sta determinando anche un'erosione regressiva che porta all'eliminazione dei tomboli ed alla destabilizzazione di tutto il sistema di difesa costiera.

In presenza di un *deficit* sedimentario la stabilizzazione di un tratto costiero induce sempre l'erosione dei settori posti sottoflutto, come risulta evidente dall'andamento della linea di riva a nord dei moli guardiani posti alla foce del fiume Morto Nuovo che intercettano anch'essi il flusso litoraneo a favore della spiaggia meridionale: a nord di essi la costa presenta una nuova falcatura.

È per questo che la costruzione di un'opera di difesa comporta spesso la necessità di ulteriori strutture poste sottoflutto alla prima, tanto che si può arrivare a costruire sequenze di scogliere che si allungano per molte decine di chilometri, con l'effetto di spostare l'erosione sempre più in avanti, come è avvenuto lungo molti tratti della costa adriatica (PRETI, 1993). Nel **quadro 2** è rappresentata la serie di circa 70 scogliere parallele al litorale che si sviluppa per 9 chilometri a nord di Porto Garibaldi, dove i moli guardiani del canale intercettano il flusso sedimentario proveniente da sud determinando così l'espansione della spiaggia di Lido degli Estensi. Nel tratto più settentrionale (**quadro 2a**) la difesa del litorale è affidata anche ad alcuni pennelli, che risultano insabbiati sul lato meridionale, a riprova del fatto che il flusso sedimentario in questo paraggio è diretto da sud verso nord. Anche in questo caso, sottoflutto alle difese si sviluppa una falcatura che attesta l'erosione della costa.

In molti casi la difesa dei litorali ha inseguito l'emergenza, con scogliere costruite senza un piano organico o andate a sovrapporsi ad opere precedenti che non avevano avuto l'effetto sperato. Un caso particolarmente significativo di questa realtà è rappresentato nel **quadro 3**, dove appare in tutta la sua complessità il sistema difensivo realizzato negli ultimi 70 anni a sud del porto di Marina di Carrara (CIPRIANI *et al.*, 2001). L'ampiezza della spiaggia posta a nord-ovest del porto e la sua discordanza con la viabilità litoranea dimostrano che le strutture foranee hanno intercettato un flusso sedimentario proveniente da nord. La principale fonte di alimentazione del litorale è infatti il fiume Magra, posto 4,5 km più a nord, che però

al momento della costruzione del porto, iniziata nel 1920, aveva già ridotto notevolmente il proprio *input* sedimentario.

La spiaggia di Levante entrò in erosione all'inizio degli anni '30 e fu subito difesa da scogliere aderenti, anche se non fu possibile preservare la viabilità litoranea, che infatti si interrompe alla foce del fosso Lavello. Più a sud si hanno scogliere parallele alla linea di costa e pennelli, le cui teste sono collegate con scogliere semi-affioranti, che non appaiono nella cartografia dato che si sono progressivamente affossate. Ogni chilometro di questo litorale risulta oggi difeso da 1,4 chilometri di scogliere.

Un tipo di opere diverse viene rappresentato nel **quadro 4**, in cui compare il litorale di Miliscola, compreso fra monte di Procida e capo Miseno. Qui si vedono quattro isole artificiali di forma semi-circolare poste a difesa della costa che era entrata in erosione a seguito del prolungamento dei moli guardiani del canale che tiene in comunicazione il lago Miseno con il mare (COCCO *et al.*, 2002). Sono opere non molto frequenti sul litorale italiano, ma sono state costruite in diverse località, in particolare in Liguria, Lazio e Campania. Analogamente a quanto fanno le scogliere parallele alla costa, queste strutture riparano il tratto di mare retrostante, ma in modo assai meno drastico: inducono una minore riflessione delle onde, che scalza alla base le opere tradizionali, e consentono una migliore circolazione idrica nel tratto riparato. Nel caso in questione le loro dimensioni, in rapporto alla distanza da costa a cui sono poste, sono tali da innescare la formazione di una debole convessità della linea di riva, senza portare alla formazione di un tombolo che determinerebbe una compartimentazione della costa e l'interruzione del flusso sedimentario. Nonostante ciò, la quantità di sabbia fluita nella zona riparata è venuta a mancare dalla spiaggia orientale non protetta, che mostra infatti i segni dell'erosione con alcuni edifici posti sull'arenile.

Il forte impatto delle strutture di difesa sul paesaggio costiero e sul bilancio sedimentario delle spiagge adiacenti ha spinto verso la ricerca di soluzioni più «morbide», costituite sia da opere sommerse sia dall'alimentazione artificiale dei litorali con sedimenti prelevati in cave terrestri o sottomarine, fino all'adozione di sistemi di drenaggio della spiaggia che limitano le correnti di riflusso. Dato che queste opere non vengono riportate in cartografia, diventa sempre più difficile trarre informazioni sulla dinamica dei litorali dalla semplice lettura delle carte topografiche.

## BIBLIOGRAFIA

AMINTI P., IANNOTTA P., PRANZINI E., "Morfodinamica di un sistema costiero intensamente protetto: il litorale di Marina di Massa", *Atti dei Convegni Lincei*, 154, 1998, pp. 263-270.  
 BOWMAN D., PRANZINI E., "Reversed response within a segmented detached breakwater - the Gombo case, Tuscany coast, Italy", *Coastal Engineering*, 49, 2003, pp. 263-274.  
 CIPRIANI L. E., FERRI S., IANNOTTA P., PAOLIERI F., PRANZINI E., "Morfologia e dinamica dei sedimenti del litorale della Toscana settentrionale", *Studi costieri*, 4, 2001, pp. 119-156.

COCCO E., IACONO Y., IULIANO S., LISTRA M. R., "Lineamenti morfodinamici e sedimentari del litorale dei Campi Flegrei (Campania, Italia meridionale)", *Il Quaternario*, 15, 2002, pp. 209-220.  
 PRANZINI E., *La forma delle coste. Geomorfologia costiera, impatto antropico e difesa dei litorali*, Bologna, Zanichelli, 2004.  
 PRETI M., "La difesa del territorio costiero in Emilia Romagna: esperienze e considerazioni", AMINTI P., PRANZINI E. (A CURA DI), *La difesa dei litorali in Italia*, Roma, Edizioni delle Autonomie, 1993, pp. 283-295.