

Un bacile di nome Delta

Umberto Simeoni¹, Giovanni Gabbianelli², Umberto Tessari¹,
Giovanni Calderoni¹ e Carlo Del Grande²

¹Dipartimento di Scienze Geologiche e Paleontologiche, Università di Ferrara
C.so Ercole I d'Este, 32 - 44100 Ferrara

²Lab. GIS- Scienze Ambientali, Università di Bologna, via degli Ariani, 1- 48100 Ravenna

Riassunto

L'evoluzione del delta del Po è caratterizzata dalla successione e dalla sovrapposizione d'eventi ambientali complessi cui va sommata, specie negli ultimi secoli, l'azione modificatrice indotta dall'uomo. L'analisi delle vicende storiche del Po e del suo apparato deltizio consentono d'individuare le principali cause dei fenomeni erosivi che, attorno agli anni '50, si sono instaurati lungo il litorale.

I notevoli abbassamenti del suolo, l'irrigidimento dei reticoli idrografici, l'approfondimento degli alvei di vasti tratti del fiume e la drastica riduzione delle portate solide del Po hanno contribuito a far assumere al delta moderno una caratteristica forma a bacile, con i bordi elevati verso mare e una vasta depressione al centro.

L'incremento previsto del livello del mare per i prossimi anni, con una conseguente variazione del clima meteo-marino, e lo smantellamento delle difese naturali della costa (dune, scanni, ecc.) metterà sempre più a rischio d'ingressione marina vaste aree del territorio deltizio. Tutto ciò renderà ancora più complessa la già difficoltosa gestione di questo territorio, che presenta emergenze naturali uniche o quantomeno assai rare per l'Italia.

Introduzione

Lo sviluppo del sistema deltizio del Po negli ultimi quattro secoli è legato soprattutto alle notevoli quantità di materiale portate a mare dal fiume, durante una fase di sensibile peggioramento climatico (1500- 1850 A.D. circa o "Piccola Età del Ghiaccio"; Denton e Karlen, 1973; Veggiani, 1984; Bradley e Jones, 1992). La sua morfologia è stata tuttavia condizionata da sempre maggiori condizionamenti antropici, volti in primo luogo a preservare la laguna veneta dall'interrimento (Maestri, 1981; Simeoni e Bondesan, 1997). Oggi la prominenza del Delta inizia a pochi chilometri a sud di Adria, si protende a mare per circa 25 km su un arco meridiano di circa 90 km ed occupa una superficie di circa 400 km².

Il fiume Po, dopo oltre 600 km di corso, fraziona, nel delta, le sue acque in cinque rami principali (rispettivamente, da nord a sud, di Maestra, Pila, Tolle, Donzella o Gnocca e Goro; cui corrispondono altrettanti sistemi deposizionali di piana e fronte deltizia (Fig. 1a). I litorali dell'area deltizia sono sostanzialmente caratterizzati da sistemi di cordoni e barre, talora connesse all'evoluzione di estese frecce litorali, che bordano ampie aree lagunari retrostanti, oggi intensamente antropizzate. Un'ampia zona di prodelta sommerso, che si estende in mare sino ad un massimo di 6 km nella parte settentrionale e 10 km in quella centro-meridionale, chiude infine l'apparto deltizio.

Questo peculiare assetto è stato raggiunto dal sistema attraverso processi e dinamiche litorali-costiere succedutesi non solo tempo ma, così come ricostruita con buon dettaglio da numerosi au-

tori (Ciabatti, 1967; Veggi e Roncuzzi, 1970; Bondesan et al. 1990, 1995; Carbognin et al. 1984) su un territorio notevolmente più vasto dell'attuale, all'incirca compreso tra Ravenna, Chioggia e Pontelagoscuro

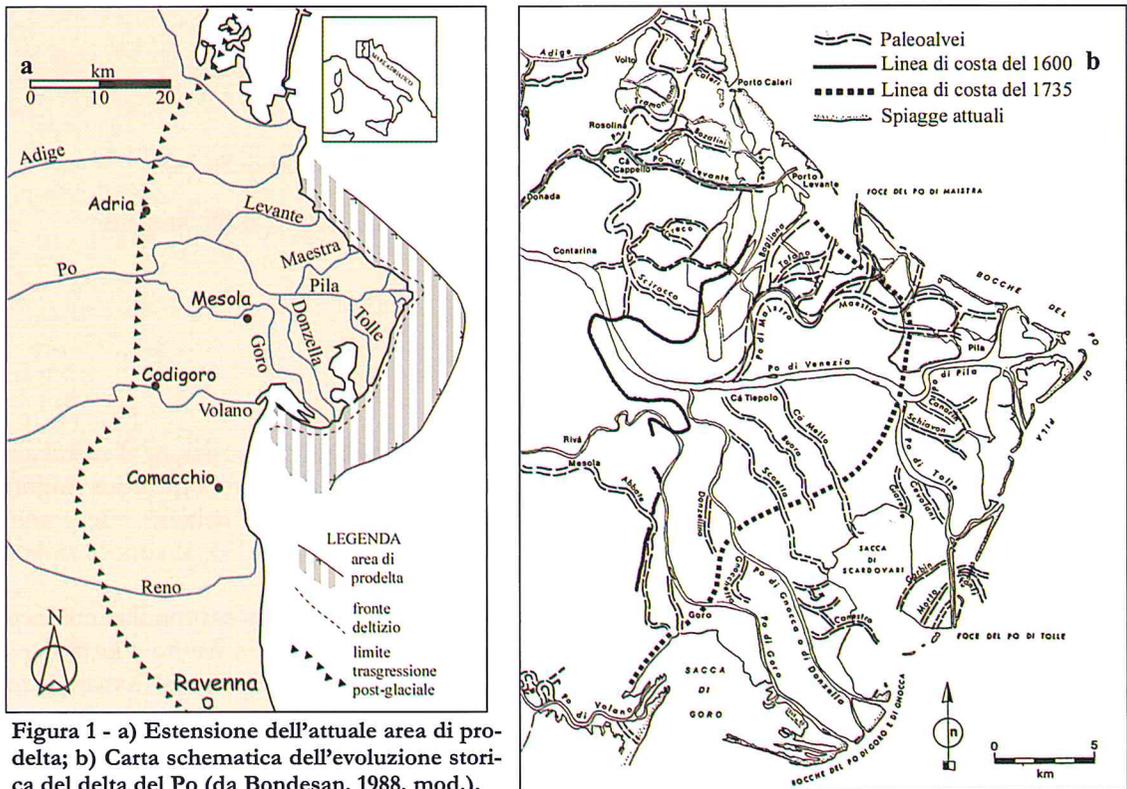


Figura 1 - a) Estensione dell'attuale area di prodelta; b) Carta schematica dell'evoluzione storica del delta del Po (da Bondesan, 1988, mod.).

Il lavoro dopo aver schematicamente tratteggiati i principali lineamenti evolutivi del sistema analizza i principali fattori che ne hanno caratterizzato lo sviluppo nell'ultimo mezzo secolo e che, probabilmente, condizioneranno la sua futura evoluzione.

Evoluzione storica del Delta

L'evoluzione del delta del Po è caratterizzata dalla successione e dalla sovrapposizione di complessi processi geologico-sedimentologici su cui è andata a sommarsi, specie negli ultimi secoli, l'azione modificatrice operata dall'uomo. La linea di costa olocenica (all'incirca 6 Ka dal presente), connessa alla fase di massima trasgressione marina, ubicata all'incirca 20 km ad ovest dell'attuale nei pressi di Mezzogoro e a 4 km a W di Cervia, si è spostata progressivamente verso est (Fig. 1b), assumendo conformazioni via via differenti in funzione dell'efficienza delle foci fluviali e dell'azione del mare (Ciabatti, 1967; Veggi, 1968; Bondesan et al. 1990, 1995)

Una prima grande biforcazione del Po, risalente alla tarda età del Bronzo (~ 3000 anni fa) e localizzata in prossimità di Guastalla, bassa pianura reggiana, portò alla formazione di due rami: il più settentrionale sfociava all'altezza di Adria e quello meridionale in prossimità di Spina. Questo assetto idrografico, più in particolare, si sviluppa in concomitanza di un notevole peggioramento climatico globale conosciuto come "espansione glaciale di Lobben" (Denton e Karlen, 1973). A queste mutate condizioni climatiche, che hanno determinato un incremento dell'intensità e della frequenza degli alluvionamenti, è, probabilmente, da attribuire anche la pressoché totale scomparsa nell'area degli insediamenti dell'Età del Ferro (tardo proto- e inizio villanoviano; Veggi, 1994; Ciabatti e Veggi, 1997).

Molto probabilmente già in epoca etrusca, le acque, via via convogliate verso il ramo meridionale, portarono ad una maggiore efficienza del Po di Spina che, a sua volta, si riorganizzò, in prossimità di Ferrara, in due ulteriori rami: l'Olana (poi Po di Volano) ed il Padoa, da cui il nome Po, noto anche come Eridano (Bondesan, 1988; Veggi e Roncuzzi, 1970; Ciabatti, 1967; Fabbri, 1985, 1994). Questa conformazione idrografica, che si mantenne pressoché immutata per tutto il periodo romano, sostanzialmente d'ottimo climatico, portò alla formazione di un ampio delta cuspidato. Esso si estendeva da Ravenna a Comacchio e, unico tra i tanti succedutesi nei secoli, giunse a protendersi in mare oltre 2-3 km dall'attuale linea di costa.

La sua cuspidale fu completamente erosa dal mare dopo il VII-VIII secolo d.C. ma alcune testimonianze connesse alla sua formazione (incisioni sepolte, impregnazioni gassose, ecc.) si possono ancora registrare nell'antistante area marina (Elmi et al., 1995; Gabbianelli e Elmi, 1997; Regione Emilia-Romagna, 1999). Nell'area emersa le testimonianze di questo apparato sono fornite dai numerosi paleoalvei e cordoni litoranei fossili rinvenuti tra Spina e Comacchio (Ciabatti, 1967; Veggi e Roncuzzi, 1970; Lenzi, 1993).

Contemporaneamente nell'Olana si sviluppava un'importante diramazione, che sfociava nei pressi di Mesola, chiamata "Gaurus" e da cui deriva l'attuale toponimo di Goro.

Con la fine del peggioramento climatico medievale, databile tra il 476 ed il 750 d.C. (o "Göschener 2"; Veggiani, 1994) e, soprattutto, con la rotta di Sermide avvenuta nel VIII secolo d.C. l'area assume un nuovo assetto idrografico; il corso più settentrionale cattura il ramo meridionale conferendogli maggior portata e determinando la progressiva decadenza dei corsi fluviali 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 (Ciabatti, 1967). Successivamente ad una serie di rotte fluviali, avvenute nel XII secolo presso Ficarolo, la maggior parte delle acque del Po s'incanala a nord, dando origine ad un'ampia piattaforma deltizia.

Dopo il 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) fino alla biforcazione, nei pressi di Cavanella Po, dei rami di Ariano (a meridione) e delle Fornaci (a settentrione). Uno dei rami si divideva nel Po di Goro e nel Po dell'Abate, mentre l'altro dava origine al Po di Levante, di Scirocco e di Tramontana (Ciabatti, 1967).

Grazie alla loro attività si sviluppa, in epoca rinascimentale, un vasto delta. 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 il Po verso l'antica Sacca di Goro, che andò perciò progressivamente interrandosi (Fig. 2).

Con quest'opera, indicata come Taglio di Porto Viro (o Taglio Novo o Taglio di Po e con il successivo completo sbarramento del Po delle Fornaci avvenuto tra il 1612 ed il 1648 (Ciabatti, 1967; Maestri, 1981), 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 Maistra, oltre a quelli, oggi estinti, di Donzellina, Scoetta, Ca' Mello, Bagliona, ecc.

Nel frattempo, anche per il peggioramento climatico connesso alla "Piccola Età del Ghiaccio" (1500- 1850 circa), aumentarono significativamente rotte ed alluvionamenti, tanto che si ritornò ad un ampio impaludamento dei territori di pianura emiliano-romagnoli.

L'incremento delle portate solide del fiume determinò, nella seconda metà del XVI secolo, un generalizzato interrimento degli spazi portuali dell'epoca (Veggiani, 1994).

Fino al 1800 è il Po della Maistra a rimanere il ramo più efficiente del delta (Ciabatti, 1967), mentre alcuni dei rami secondari, quello della Donzella e di Tolle scompaiono tra la fine del '700 e l'inizio dell'800. Sono di questo periodo i primi accenni cartografici di un'insenatura a ridosso del Po di Goro (Fig. 3), che andrà sviluppandosi prima come Rada di Goro e, successivamente, nell'omonima Sacca. Dopo la piena del 1872, il Po della Pila diviene il ramo principale dando inizio alla configurazione lobata, che tuttora persiste.

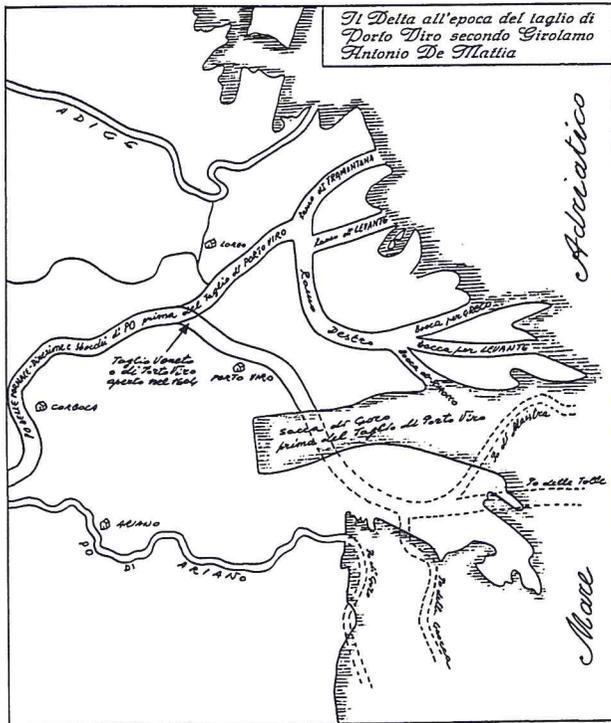


Figura 2 - Carta corografica del Delta all'epoca del Taglio di Porto Viro, disegnata da Gerolamo Antonio De Maria (da Barbujani, 1966 - mod.)

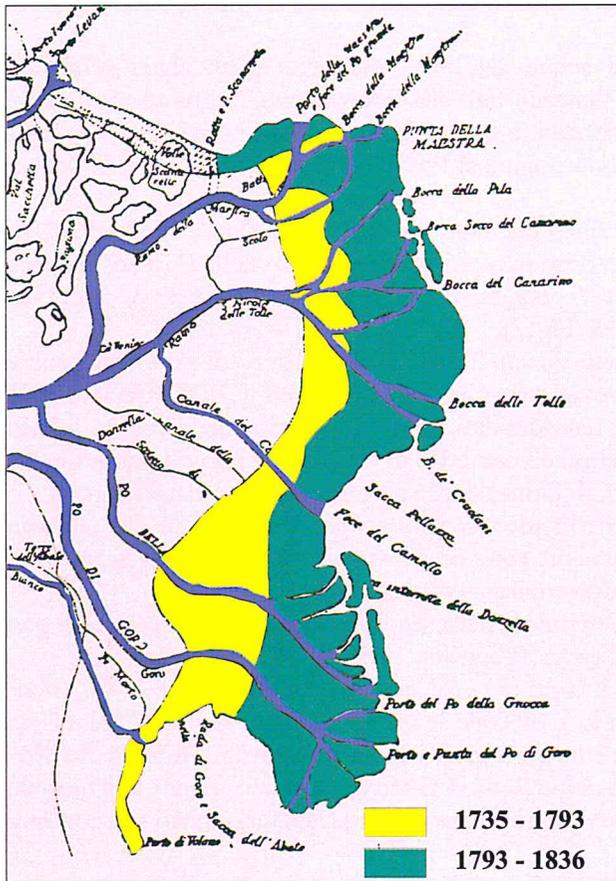


Figura 3 - Le bocche del Po nel 1836 disegnata dall'Ing. Tommaso Barbantini su una corografia dell'Em.^{mo} e Rev.^{mo} Principe Sig. cardinale Tommaso Arezzo Vescovo di Sabina, Legato della città di Ferrara (da Barbujani, 1974, mod.). Con diversi colori sono poste in evidenza le aree di avanzamento del Delta tra il 1735 ed il 1836.

Il Po

Il Po, il maggiore fiume italiano, ha una lunghezza di Km 652 ed un bacino idrografico di 70.091 Km². Esso viene considerato chiuso alla sezione di Pontelagoscuro (Ferrara), poiché a valle di questa località non vi sono significativi apporti liquidi da parte di affluenti.

Le portate liquide del Po (1918-96) vanno da un minimo di 902 ad un massimo di 2620 m³/s: la media del periodo considerato è di 1496 m³/s. Da uno studio condotto sul periodo 1918-1981 (Dal Cin, 1983) emerge una tendenza ad un aumento delle portate massime (Fig. 4). Rossetti e Raffa (1973) riscontrato lo stesso fenomeno per le portate al colmo e ritengono che tale aumento sia imputabile alla diminuita capacità ricettiva degli alvei del Po e dei suoi affluenti. Tale diminuzione sarebbe stata causata dalla riduzione artificiale delle aree destinate all'espansione dei massimi deflussi. Al contempo le portate minime mensili mostrano una tendenza alla diminuzione nel tempo per l'aumentato prelievo d'acqua, nei periodi estivi, per usi agricoli ed industriali.

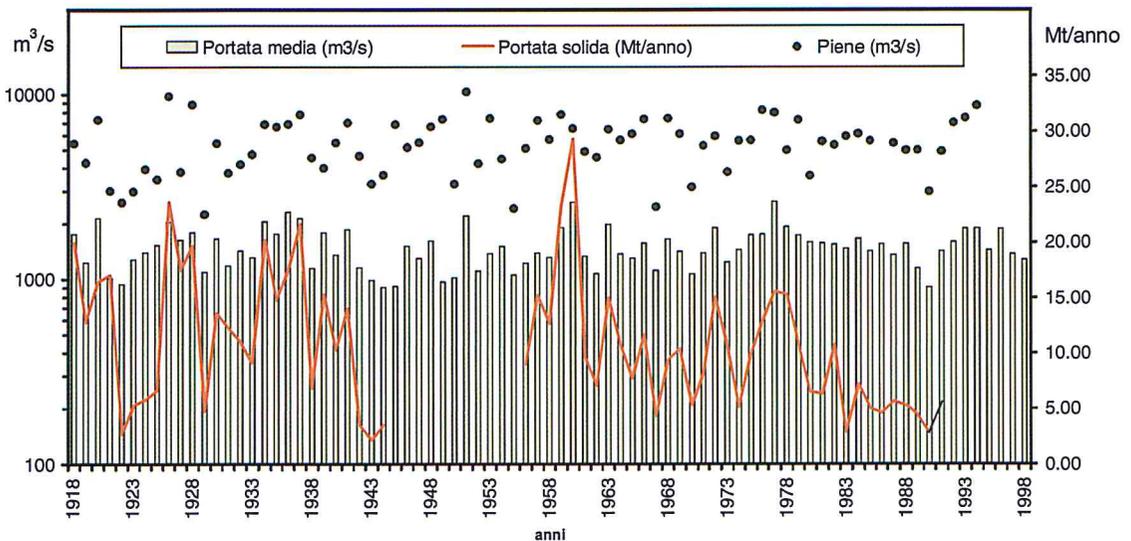


Figura 4 - Portata media, solida ed eventi di piena per il fiume Po dal 1918 al 1988. Le serie non sono complete per mancanza di dati.

In merito alla ripartizione della portata liquida nei vari rami del Delta esistono in letteratura numerosi dati stimati (Visentini, 1940; Canali, 1959; Tonini, 1975; ENEL, 1980; Idroser, 1996) od ottenuti attraverso simulazioni matematiche (Tomasino e Dazzi, 1975). Dal confronto fra questi studi, Dal Cin (1983) suggerisce che nel corso di questo secolo non vi siano state cospicue variazioni nella ripartizione delle acque nei vari rami deltizi.

L'analisi dell'andamento delle piene pone in rilievo che le piene catastrofiche per il basso Po si possono verificare soltanto se interviene l'apporto di tutto o della maggior parte del bacino imbrifero padano. Esaminando le caratteristiche delle diverse magre e piene conosciute, apparentemente sembra che il Po abbia assunto sempre più carattere torrentizio, con tendenza alla diminuzione delle portate di magra ed aumento di quelle di piena.

Escludendo l'ipotesi di un innalzamento del letto fluviale a Pontelagoscuro e considerando che, almeno nell'ultimo secolo, gli eventi meteorologici non hanno segnato un'analogia progressione, è da ritenersi che l'aumento dei livelli di piena dipenda dal progressivo miglioramento delle difese. Gli eventi di piena possono verificarsi a breve distanza di tempo (piene del 1907, 1917, 1926, 1928), oppure possono avvenire nello stesso anno (maggio 1926-novembre 1926) o nello stesso mese (novembre 76).

Per quanto riguarda il trasporto torbido la stazione di Pontelagoscuro è estremamente importante perché tutto il materiale che da lì transita può arrivare a mare (Visentini, 1940; Nelson, 1970). Tra il

1918 ed il 1944 il deflusso torbido e la torbidità specifica non hanno manifestato variazioni significative (Dal Cin, 1983), pur evidenziando oscillazioni più o meno cicliche (periodi 1918-25, 1926-33, 1934-44). Tra i periodi 1918-44 e 1956-73 vi è stata una riduzione del trasporto torbido medio annuo, passato da 12,53 milioni di t a 11,91 Mt.

La distribuzione nei vari rami deltizi del materiale in sospensione mette in evidenza come: la massima parte passi per il Po di Pila, l'apporto del Po di Maistra sia assai scarso ed, infine, come Tolle, Gnocca e, in minor misura, Goro presentino un trasporto solido simile.

La quantità del materiale trasportato sul fondo può essere solo stimata, visto che non sono disponibili dati sperimentali. Secondo Visentini (1940) il trasporto sul fondo rappresenta il 15% del trasporto in sospensione, Giandotti (1959) lo valuta pari al 20%, Canali e Allodi (1963) 22%, Nelson (1970) 12% ed infine Idroser (1994) propone un valore di 15%. Dal Cin (1983) ipotizza un trasporto sul fondo medio annuo di 2,21 Mt per il periodo 1956-64 e di 1,36 Mt per il 1965-73; questi valori evidenziano una riduzione del trasporto per l'ultimo periodo.

Lo studio condotto da Idroser (1994) conferma il decremento dell'apporto solido a mare e propone i seguenti valori medi riferiti alla stazione di Pontelagoscuro: periodo 1918-1943 12,8 Mt/anno, 1956-1965 13,9 Mt/anno, 1966-1975 9,1 Mt/anno; 1976-1985 9,3 Mt/anno; 1986-1991 4,7 Mt/anno. E' possibile, inoltre, ipotizzare che vi siano dei cicli periodici di portata solida della durata di 9-13 anni, corrispondenti a cicli di precipitazione meteorologica con attestazione dei massimi di portata torbida in concomitanza ad ogni massimo di deflusso idrico.

Sulla base delle indagini condotte da Dal Cin e Simeoni (1984) risulta che tra i rami secondari quello di Tolle può trasportare i sedimenti più grossolani. Infine, Idroser (1994) propone la seguente suddivisione del materiale di fondo di dimensioni utili per l'alimentazione delle spiagge: Po di Goro 5 %, Po di Gnocca 13 %, Po di Maistra 1 %, Po di Tolle 13 %, Po di Pila 68 %.

Il litorale del Delta

Dall'indagine storica si può ipotizzare che il protendimento del delta, dall'epoca etrusca (VI secolo a.C.) fino al 1600, sia stato complessivamente valutabile attorno ai 450 m/secolo. Per il delta moderno valori massimi dell'ordine dei 125 m/anno e minimi di circa 60-80 m/a si registrano negli avanzamenti del sistema Goro-Donzella per il periodo 1700-1870, piena "Piccola Età del Ghiaccio", successivamente nel periodo 1886-1935, anche nel caso di Tolle e Pila, si attestano su valori medi di 30-40 m/a. Tracce di questa fase di crescita del Delta sono evidenti anche nei fondali marini antistanti, dove il moderno prodelta è chiaramente individuabile, sulla base di una superficie di downlap a bassissimo angolo sempre riscontrabile sui profili sismici ad alta risoluzione, al di sopra dei depositi di prodelta più antichi e connessi alle precedenti fasi di formazione del sistema deltizio. Situazione questa particolarmente evidente proprio nell'area di Goro (Fig. 5) dove i depositi sabbiosi del moderno fronte deltizio raggiungono una profondità di circa 5- 6 m ed oltre la quale si sviluppa un'ampia area caratterizzata da peliti di prodelta. Questi sedimenti presentano spessori massimi, in prossimità della costa, di 4-5 m e tendono ad annullarsi, ad una profondità di circa 20 m, sui depositi dei precedenti sistemi (Del Grande et al., 1997; Roveri et al. 1997). Più in generale, tutta l'area di prodelta (Gabbianelli et al., 1996; Trincardi et al. 1994) presenta una maggior progradazione del settore centro-meridionale del sistema deltizio, determinata dagli interventi di regolazione antropici a difesa della laguna veneta, rispetto a quello settentrionale.

Sulla base dei documenti cartografici disponibili è poi rilevabile come almeno dai primi dell'800 e fino alla fine del 1945 si assista ad un generalizzato avanzamento delle spiagge del delta. Tale fenomeno risulta particolarmente accentuato alle foci del Po di Pila e nelle penisole del Po di Tolle, Po di Gnocca e del Po di Goro (Visentini, 1940).

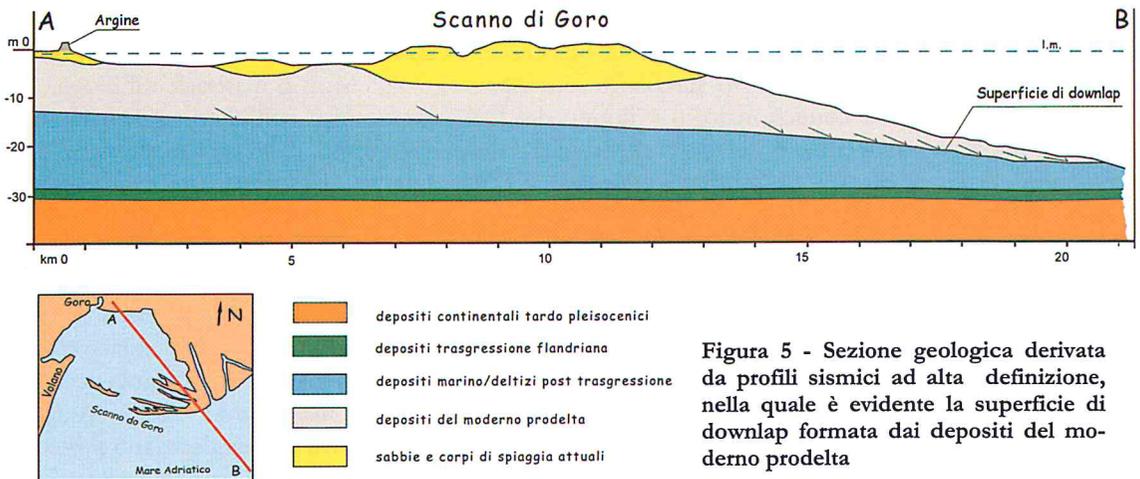


Figura 5 - Sezione geologica derivata da profili sismici ad alta definizione, nella quale è evidente la superficie di downlap formata dai depositi del moderno prodelta

Tra il 1945 e la seconda metà degli anni '60 si verifica invece un generale arretramento della linea di riva, che raggiungerà il suo massimo tra il 1950 ed il 1960, con la sommersione di ampie zone costiere e lo spostamento verso riva di banchi sabbiosi. Entrano così in crisi, ad esempio, alcune spiagge a sud di Porto Levante e la costa orientale del Po di Tolle. Il confronto tra la linea di costa del 1944 (Albani, 1948) e quella del 1973 mette in risalto netti fenomeni di arretramento sia nell'arco meridionale del delta, sia in quello settentrionale (Fig. 6).

Il quadro evolutivo della linea di riva, dalla fine degli anni '60 ai primi anni '90, rimane sempre ancora negativo. Attualmente il sistema degli scanni e dei litorali presenta aree in grave crisi erosiva,

come lungo le spiagge comprese tra le foci dell'Adige e del Po di Levante. Arretramenti preoccupanti sono inoltre in atto anche nella parte meridionale del Delta, in corrispondenza della Sacca di Goro. Si può ipotizzare che oggi le spiagge dell'apparato deltizio del Po traggono alimento in maggior misura dai materiali provenienti dall'erosione di altri litorali e solo in parte da quelli trasportati dai rami fluviali.

Fino agli anni '50, dunque, la relativa abbondanza degli apporti solidi ha fatto sì che la linea di riva avanzasse celermente, accentuando il protendimento in mare dell'area deltizia. Nei decenni successivi s'instaura una brusca inversione di tendenza con perdita di estese aree litorali e sommersione di terreni agricoli, fattori che hanno favorito l'estensione delle aree di sacca (Bondesan e Simeoni, 1983).

Tra le cause dell'arretramento della linea di riva del Delta e dei litorali contigui una delle principali è certamente la diminuzione degli apporti solidi del Po, dovuti alla costruzione di dighe o sbarramenti lungo il corso del Po e dei suoi affluenti, che trattengono i sedimenti entro gli invasi artificiali, ed alle sistemazioni ed abbandono dei bacini montani. La riduzione dei materiali, che giungono al mare e sono utili alla costruzione delle spiagge, è stata notevolmente accentuata dal prelievo d'inerti asportati dall'alveo del fiume (Bondesan e Dal Cin, 1975; Simeoni e Bondesan, 1997). Secondo alcune stime (Dal Cin, 1983) nel periodo 1958-

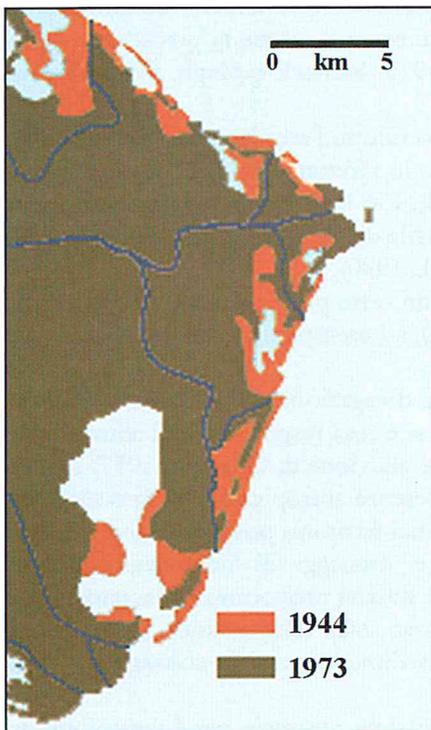


Figura 6 - Evoluzione dell'area litorale del delta padano dal 1944 al 1973 (da Bondesan e Dal Cin, 1973, mod.)

1981 sarebbero stati effettivamente cavati dagli alvei del bacino del Po circa 700 Mm³ di materiale, costituito in assoluta prevalenza da sabbie e ghiaie (Dal Cin e Simeoni, 1984). Nel solo tratto terminale del fiume nel periodo 1951-1981 sarebbero stati asportati 90-95 Mm³ di materiale sabbioso.

Un altro fattore che ha condizionato lo sviluppo del Delta soprattutto nell'ultimo secolo è stato l'incremento degli abbassamenti del suolo dovuti alla subsidenza indotta dalle attività antropiche. Il territorio della bassa pianura padana, proprio per la sua stessa natura, è sempre stato caratterizzato da abbassamenti. I suoi valori di subsidenza naturale (1-2 mm/anno) non sono però paragonabili a quelli registrati nell'area deltizia (3-5 mm/a; Bondesan et al. 1995; Cenas, 1997) soprattutto nell'ultimo sessantennio. Essi sono certamente riconducibili (Bondesan e Simeoni, 1983) all'estrazione d'acque metanifere dai giacimenti quaternari, praticata in questi territori fra il 1938 ed il 1961. Caputo et al. (1970) e Borgia et al. (1982) segnalano per il periodo 1951-57 abbassamenti fino a 250 mm/anno nel cuore del Delta, e di 180 mm/a tra il 1958 ed il 1962. Negli anni successivi gli abbassamenti si attenuano, registrando velocità medie di 33 mm/a nel periodo 1962-67 (Caputo et al., 1970) e di 37,5 mm/a nel 1967-74 (Bondesan, 1988). Questi ultimi dati evidenziano il beneficio derivante dalla cessazione delle estrazioni, iniziate verso la fine degli anni '70; oggi questo fenomeno, pur rimanendo intenso, sembra lentamente attenuarsi.

Nei confronti delle spiagge a debole pendenza, come quelle del Delta, la subsidenza, ovviamente, induce non solo arretramenti della linea di riva (diversi metri a fronte d'abbassamenti di pochi centimetri) ma anche un aumento della pendenza dei fondali; in definitiva una riduzione del corpo sabbioso costiero. Ad esempio in alcuni tratti costieri della pianura padana, con tassi di abbassamento valutati tra 1.5 e 3 mm/anno, si è valutato che negli anni '70 vi sia stata una perdita di 0.6 Mm³/a di materiale sabbioso.

Problematiche del basso delta padano

Dai dati sinora esposti emerge chiaramente che, almeno per l'ultimo cinquantennio, l'assetto morfologico del Delta è rappresentativo di un regime *wave-dominated* e non più, come in precedenza generalmente ipotizzato (Smith, 1966; Nelson, 1970; Galloway, 1975; Reineck e Singh, 1980) di *river-dominated* (Fig. 7).

Gli interventi di bonifica, eseguiti nell'ultimo secolo (che hanno ridotto l'area lagunare a circa il 20% dell'originaria estensione nella Bassa Padana), hanno permesso lo sfruttamento agricolo del territorio sia nella provincia di Ferrara sia in quella di Rovigo (Fig. 8). Ciò ha accentuato gli abbassamenti di alcune aree del Delta specialmente nella porzione sud-orientale del delta, in corrispondenza della penisola del Po di Goro, di Donzella e di Tolle (Bondesan et al., 1990).

Agglomerati urbani, grandi rilevati, argini ed altri manufatti di un certo peso, possono aver prodotto abbassamenti del suolo localizzati (Bondesan e Simeoni, 1983), ad esempio in corrispondenza della centrale elettrica di Porto Tolle.

In taluni casi, però, l'evidente tendenza fluviale alle rotte e alle divagazioni nel tratto terminale, che ha dominato l'intera evoluzione deltizia nelle epoche passate, si è resa responsabile di alluvioni anche in tempi recenti (rotta di Occhiobello e Paviole nel 1951 e alluvione di Goro nel 1957) denunciando l'eccessivo irrigidimento territoriale derivante dall'interferenza antropica nell'ultimo secolo.

Anche gli abbassamenti del livello della falda freatica registrati nel territorio possono essere collegati alle operazioni di bonifica oltre che agli emungimenti e drenaggi di eccessiva entità ed all'impermeabilizzazione del terreno su vaste aree. Le suddette attività provocano abbassamenti del suolo a causa del costipamento dei sedimenti non più interessati dalla falda freatica, in pratica incompressibile, ed all'ossidazione dei componenti organici dei sedimenti stessi: la conseguente riduzione di volume è ovvia.

Il territorio litoraneo del Delta del Po sta subendo una gravissima minaccia per l'alterazione del chimismo delle acque dolci superficiali e sotterranee.

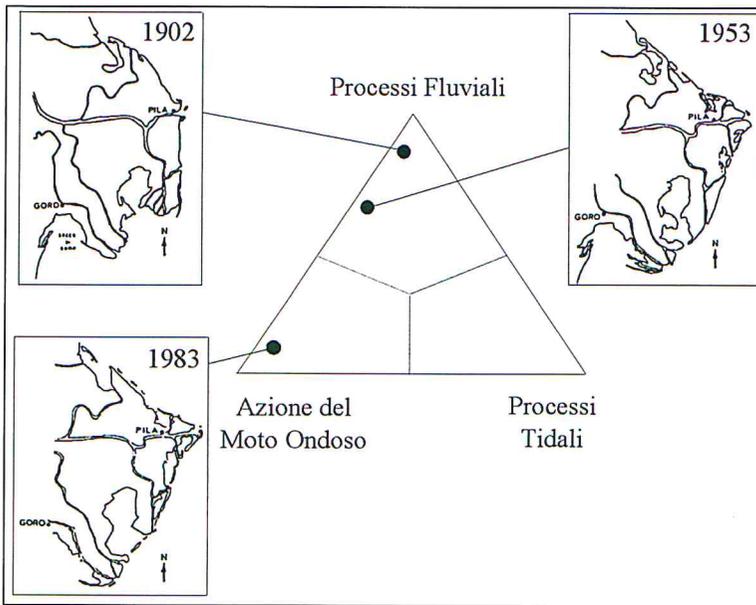


Figura 7 - Morfoevoluzione del Delta del Po.

Dati recenti evidenziano come la risalita del cuneo salino in poche decine di anni si è quintuplicata soprattutto per prelievo eccessivo d'acqua dai fiumi, per magre estive sempre più accentuate e per l'approfondimento degli alvei fluviali. La variazione del livello piezometrico e la conseguente riduzione di portata delle falde idriche, l'incremento della salinità delle acque stanno cambiando le caratteristiche dell'habitat di alcune zone del Delta (Porto Tolle, Comacchio), incrementando ad esempio la deflazione dei terreni.

L'approfondimento degli alvei ha incrementato il rischio per sifonamento e rotture di alcuni tratti arginali, poggiati già su terreni instabili, come in occasione dell'alluvione del '66.

Nell'area più strettamente costiera, oltre ai fenomeni erosivi in atto, grande preoccupazione è legata all'officiosità delle foci fluviali, spesso ostruite da barre sabbiose che limitano le portate recapitabili in mare e rendono difficoltosa la navigazione. La tendenza generale, resa più evidente negli ultimi decenni, al restringimento delle bocche lagunari del Delta ed all'innalzamento dei fondali determina un rallentamento della circolazione idrica interna. Ciò determina una sedimentazione di materiali sempre più fangosi sui fondali lagunari che via via subiscono uno spopolamento di forme di vita bentonica ed un incremento di eventi di anossia delle acque.

Lo stato attuale del territorio deltizio è controllato dai fenomeni descritti in precedenza, spesso interagenti fra loro. Un esempio di tale interazione è rappresentato dalla situazione altimetrica evidenziata in Figura 9 (Bondesan, 1988; Bondesan et al.

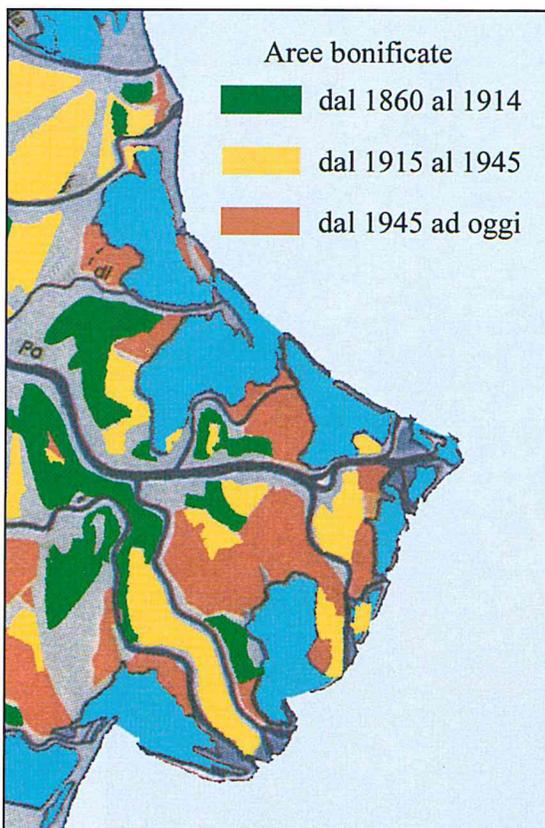


Figura 8 - Superfici bonificate dal 1860 ad oggi nel territorio deltizio (da Pungetti, 1991, mod.).

1990). Come conseguenza della combinazione di abbassamenti naturali ed azione antropica (subsidenza artificiale, irrigidimento degli alvei fluviali), la maggior parte del territorio si trova al di sotto del livello marino ed è inoltre dominato per parecchi metri (6-8 m) dalle piene dei rami terminali del Po e degli altri corsi d'acqua (Adige, Po di Levante, Po di Brondolo, Canale di Valle).

Ciò ha letteralmente sconvolto tutte le strutture della bonifica, tanto che per lo smaltimento delle acque all'esterno sono utilizzati 35 impianti idrovori fra principali e secondari, con una portata complessiva di circa 180 m³/s che superano prevalenze geodetiche di 6-9 m. Il sistema pubblico di bonifica idraulica si completa con una rete di canali consorziali di circa 600 km di lunghezza.

D'altro canto, anche l'esagerato allungamento dei rami deltizi, conseguenza dell'irrigidimento dei reticoli idrografici, in concomitanza con altri fattori ha contribuito a far assumere al delta moderno una caratteristica forma a "bacile" con i bordi elevati (verso mare) e una vasta depressione al centro, che ora è a rischio di ingressione marina data la crisi erosiva della fascia litorale (Bondesan, 1989).

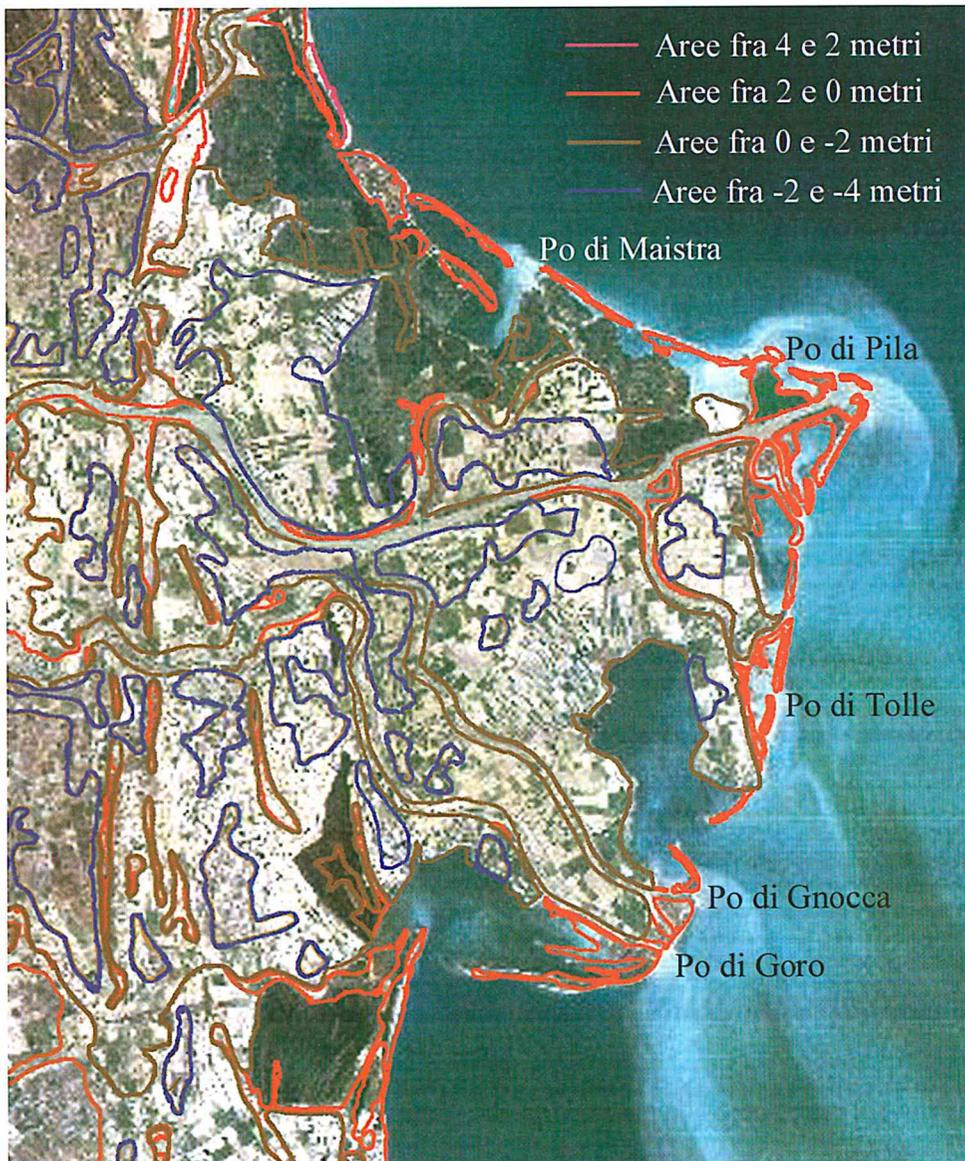


Figura 9 - Situazione altimetrica attuale del territorio deltizio.

L'attuale stato del territorio non è quindi da considerare di "sicurezza" (Bondesan, 1988), benché vi siano indizi per ritenere che almeno alcune delle cause di subsidenza abbiano parzialmente attenuato i loro effetti negativi. Sono, infatti, in fase d'attenuazione gli abbassamenti conseguenti all'estrazione di acque metanifere e quelli collegati agli interventi di bonifica meno recenti. Non è possibile, tuttavia, indicare analoghi trend per altri fattori: in particolare per gli effetti dovuti all'esagerata crescita in lunghezza dei rami fluviali e per l'escavazione di inerti in alveo.

Scenari futuri

L'andamento delle temperature degli ultimi anni sembra evidenziare un progressivo riscaldamento dell'atmosfera terrestre, con conseguenti diminuzioni delle precipitazioni nelle fasce subequatoriali e subtropicali. Resta da vedere in quale direzione si evolverà il clima alle latitudini più elevate, in particolare nella Pianura Padana e nell'alto Adriatico, ma certamente significative variazioni si registreranno anche in queste aree. Ancora difficile è poi verificare quantitativamente le modifiche del livello marino collegate al termoeustatismo, ma sicuramente l'instaurarsi di un periodo caldo contribuisce ad accentuare il fenomeno trasgressivo. Donovan e Jones (1979) suggeriscono che la variazione di 1 °C nella temperatura media del mare comporta la variazione di circa 1 m del l.m.m.. Le previsioni sugli innalzamenti della temperatura attesi per i prossimi 40-50 anni stimano, sulla base dei metodi di circolazione generale (GCM), un riscaldamento medio globale compreso tra 1.2 e 2°C che possono diventare 3.5-5.2 (Raper et al., 1996). L'innalzamento della temperatura determinerà un innalzamento del livello marino variabile tra 25 ed 80 cm (proiezione media di maggior confidenza), che dovrebbe continuare anche dopo la stabilizzazione dell'effetto serra a causa dei ritardi nelle risposte dei sistemi atmosferico ed oceanico (IPCC 1995; Titus et al., 1995). Fra i possibili futuri "scenari" è anche ipotizzabile una maggiore variabilità ed asprezza del clima, con maggior frequenza di eventi meteorologici finora considerati eccezionali (Bondesan et al. 1990).

Per quanto concerne l'Italia Mosetti e Purga (1991) stimano un innalzamento del l.m.m. compreso tra 1.08 mm/anno e 1.64 mm/anno secondo il metodo impiegato, Mazzarella e Palumbo (1989) stimavano per il periodo 1890-1985 14.5 ± 0.6 cm. Adamoli (1979), con riferimento alle misure mareografiche dell'Alto Adriatico, suggerisce che il l.m.m. si sarebbe innalzato, negli ultimi 100 anni, di circa 20 cm. Questo valore, considerando una pendenza media della spiaggia di 4°-2°, corrisponderebbe ad un arretramento di circa 3-6 m in 100 anni, cioè di 3-6 cm/anno. È però possibile ipotizzare arretramenti maggiori applicando il modello evolutivo proposto da Bruun e Schwartz (1985). In ogni caso la variazione del livello marino ha certamente contribuito solo in minima parte all'arretramento del litorale (Bondesan e Dal Cin, 1975; Simeoni e Bondesan, 1997).

L'incremento del livello medio del mare, l'abbassamento del territorio del Delta, lo smantellamento delle difese naturali della costa (dune, scanni, ecc.) e l'ipotizzabile variazione del clima meteorologico metteranno a rischio porzioni sempre maggiori di territorio. Ciò assume particolare risalto alla luce dei recenti modelli previsionali che mettono in luce la possibilità dell'intensificarsi degli eventi d'inondazione che amplificheranno i fenomeni di erosione della spiaggia e di intrusione di acque salate nelle falde e lungo le foci fluviali, alterando così i delicati equilibri chimico-fisici delle acque del sottosuolo.

Innalzamento del l.m.m. potrebbe esporre nel prossimo secolo il delta ad alluvioni marine catastrofiche in conseguenza di mareggiate ed alte maree eccezionali. Nel loro insieme simili valori d'innalzamento del livello marino portano poi ad aumentare i possibili rischi di *sea surges* e soprattutto di *storm surges*, tanto più che le caratteristiche barico-topografiche dell'Adriatico portano già ad effetti significativi in tal senso. Recenti modellizzazioni ipotizzano eventi possibili con un aumento complessivo del livello marino (per marea, *storm surge*, *wave-set-up*) variabili tra 85- 150, 100-195 e 125-245 cm secondo tempi di ritorno, rispettivamente, di 1, 10 e 100 anni (Cenas, 1997). Gli stessi studi concludono per altro che "un'ampia frazione delle attuali zone altimetricamente depresse, possono essere potenzialmente inondate nei prossimi 100 anni anche con eventi meteorologici caratterizzati da periodi di ritorno relativamente brevi (un anno)". A proposito l'evento "eccezionale"

del novembre 1966 può essere significativo in tal senso, avendo fatto registrare la concomitante azione della più intensa mareggiata del secolo, forte piovosità ed una configurazione barica accompagnata da fenomeni d'acqua alta con conseguente sommersione di vastissime zone lungo tutto il litorale nord adriatico (Idroser, 1994).

La gestione di un territorio simile dovrebbe dunque essere improntata, in futuro, su principi di estrema cautela (Bondesan, 1988). E' auspicabile, a tale scopo, che il territorio passi dall'attuale stato di rigidità antropica ad un assetto il più possibile elastico e rispettoso dei meccanismi naturali e che gli sforzi dell'uomo siano indirizzati quantomeno ad un'attenuazione degli effetti negativi prodotti nel passato da approcci gestionali molto spesso ampiamente in disequilibrio con questo tipico ambiente ad elevata dinamicità naturale.

Ringraziamenti

Gli autori ringraziano M. Bondesan e R. Dal Cin per i suggerimenti forniti per la stesura dell'articolo.

Lo studio è stato condotto con finanziamenti dell'Università degli Studi di Ferrara (ex 60%, responsabile U. Simeoni) e dell'Università di Bologna (ex 60%, responsabile G. Gabbianelli).

Bibliografia

- Adamoli L. (1979) - *Le cause dell'erosione del litorale abruzzese dal Tronto al Pescara e criteri d'intervento per la sua difesa*. Notizie dell'Economia Teramana, 11-12.
- Albani D. (1948) - *Le Foci del Po Secondo le Ultime Riconoscizioni Aeree*. Riv. Geogr. Ital., LV, 4.
- Bondesan M. (1988) - *Aspetti e problemi geomorfologici del territorio deltizio padano: 2a Escursione - Delta del Po*. In: Bondesan M., Elmi C., Nesci O., Dal Cin R. & Veggiani A. (a cura di), Guida alle escursioni. Gruppo Nazionale di Geografia Fisica e Geomorfologia, riunione annuale: Riccione - Delta del Po, 21-24 giugno 1988, 31-58.
- Bondesan M. (1989) - *Geomorphological Hazards in the Po delta and adjacent areas*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., II, 25-33.
- Bondesan M. e Dal Cin R. (1975) - *Rapporti fra erosione lungo i litorali emiliano-romagnoli e del delta del Po e attività estrattiva negli alvei fluviali*. In: Cave e assetto del territorio, Italia Nostra - Regione Emilia Romagna. pp. 127-137.
- Bondesan M. e Simeoni U. (1983) - *Dinamica e analisi morfologica statistica dei litorali del delta del Po e alle foci dell'Adige e del Brenta*. Memorie di Scienze Geologiche, Padova, XXXVI: 1-48.
- Bondesan M., Favero V. and Vinals M.J. (1995) - *New evidence on the evolution of the Po- Delta coastal plain during the Holocene*. Quatern. Intern., 29/30: 105-110
- Bondesan M., Minarelli A. e Russo P. (1990) - *Analisi dei movimenti verticali del suolo avvenuti nel periodo 1970-1978 lungo l'asta del Po ad est di Polesella e nel delta*. In: PO AcquAgricolturaAmbiente, vol 2°: L'alveo e il delta; ed. Il Mulino, 385-407.
- Bondesan M., Costigliani G.B., Elmi C., Gabbianelli G., Marocco R., Pirazzoli P.A. e Tomasin A. (1995) - *Coastal areas at risk from storm surges and sea-level rise in northeastern Italy*. Journ. Coast. Res., 11, 4, 1354- 1379.
- Borgia G., Brighenti G. e Vitali D. (1982) - *La Coltivazione dei Pozzi Metaniferi del Bacino Polesano e Ferrarese. Esame Critico della Vicenda*. In: Inarcos, Georise e Territorio, Bologna, v. 425: 13-23.
- Bradley R. S. and Jones P. (1992) - *The Little Ice Age*. The Holocene, 3: 367- 376
- Bruun P. and Schwartz M.L. (1985) - *Analytical predictions of beach profile change in response to a sea level rise*. Z. Geomorph., 57: 33-50.
- Canali L. (1957) - *Indagine sulla ripartizione della portata del Po tra i vari rami del Delta e sulla loro attività di deflusso*. Giornale del Genio Civile, 97, 12 p.
- Canali L. e Allodi G. (1963) - *Contributo di studio sul trasporto in sospensione dei corsi d'acqua padani e sulla degradazione del suolo nel bacino del Po*. Giornale del Genio Civile, 5: 252-272.

- Caputo N., Pieri L. e Ugendoli N. (1970) - *Geometric investigation of the subsidence in the Po delta*. Boll. Geof. Teor. ed Appl., 13-47: 187-207.
- Carbognin L., Gatto P. e Marabini F. (1984) - *Correlation between shoreline variation and subsidence in the Po River Delta, Italy*. IAHS Publication n°51.
- CENAS (1997) - *Study on the coastline evolution of the eastern Po Plain due to sea-level change caused by climate variation and to natural and anthropic subsidence*. Rapporto Definitivo Contract EV5V-CT94-0498 (DG 12 DTEE)- U.E. Environment Programme, Padova. pp. 345.
- Ciabatti M. (1967) - *Ricerche sull'evoluzione del Delta Padano*. Giornale di Geologia, XXXIV, fascicolo II: 1-27.
- Ciabatti M. e Veggiani A. (1970) - *La linea di costa nel Protovillanoviano tra Cesenatico e Venezia e successiva evoluzione*. Soc. Studi Ravennati: 14-23.
- Dal Cin R. (1983) - *I litorali del delta del Po e alle foci dell'Adige e del Brenta: caratteri tessiturali e dispersione dei sedimenti, cause dell'arretramento e previsioni sull'evoluzione futura*. Bollettino Società Geologica Italiana, 102: 9-56.
- Dal Cin R. e Simeoni U. (1984) - *Variazioni volumetriche del delta padano nell'ultimo secolo, distribuzione dei sedimenti nei rami deltizi e caratteri granulometrici dei materiali cavati nel basso Po*. In: Atti del 2° Convegno di Idraulica Padana, Tecnografica, Parma, I. pp. 255-279.
- Del Grande C., Gabbianelli G. e Simeoni U. (1997) - *Evoluzione della moderna Sacca di Goro (Delta del Po)*. Riassunti 1° Forum Italiano delle Scienze della Terra, Bellaria. pp. 234- 235.
- Denton G.H. and Karlen W. (1973) - *Holocene Climatic Variations: their pattern and possible cause*. Quaternary Res., 3: 155- 205
- Elmi C., Gabbianelli G. e Marabini S. (1995) - *Holocene subsidences Vs coastal progradation south of the Po Delta (Ravenna, Italy)*. XIV INQUA Abs. Berlino, Terra Nostra. pp. 73.
- ENEL (1980) - *Rilievi idrografici nella parte terminale del Delta del Po. Decennio 1970-1979*. Rapporto interno.
- Lenzi G. (1993) - *Ricostruzione del modello geologico del sottosuolo delle valli di Comacchio*. ENEA, Studio integrato delle Valli di Comacchio. Rapporto tecnico, Bologna.
- Fabbri P. (1985) - *Coastline variations in the Po Delta since 2500 B.P.* Z. Geomorph. N.F., 57: 155- 167.
- Fabbri P. (1994) - *Le trasformazioni della costa tra il Po e l'Appennino*. CUEB Ed., Bologna. pp.120.
- Gabbianelli G. e Elmi C. (1997) - *Submerged evidences of the Roman delta of the Po river near the Reno River mouth (North Adriatic Sea)*. IV Int. Congress of Geomorphology Abs., Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 3/1. pp. 158.
- Idroser (1994) - *Aggiornamento ed integrazione del Piano progettuale per la difesa della costa adriatica emiliano-romagnola. Relazione generale*. Regione Emilia-Romagna, Bologna. pp. 276.
- Idroser (1996) - *Progetto di Piano per la Difesa dal Mare e la Riqualificazione Ambientale del Litorale della Regione Emilia-Romagna; Relazione Generale*. Regione Emilia-Romagna, Bologna. pp. 365.
- IPCC (1995) - *Changes in sea level*, Contribution of Working Group I to the Assesment report, University Press, Cambridge. pp. 363-405.
- Maestri D. (1981) - *Goro e il Delta del Po. Ist. Fondam. Architettura*, Univ. di Roma. Tip. Domograf, Roma. pp. 444.
- Mazzarella A. e Palumbo A. (1989) - *Recent changes of mean sea level in the mediterranean area*. Boll. Oceanologia Teorica ed Applicata, 7: 285-293.
- Mosetti F. e Purga N. (1991) - *Mean sea level evolution in the mediterranean sea*. Boll. Oceanologia Teorica ed Applicata, 9: 305-323.
- Nelson B.W. (1970) - *Hydrography, sediment dispersal and recent historical development of the Po river delta, Italy*. In: Deltaic sedimentation. Modern and recent. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 15: 152-184.
- Pungetti G. (1991) - *Sistemi deltizi: un confronto tra il delta del Reno e il delta del Po*. In: Pungetti G., Acqua ambiente paesaggio - Pianificazione olandese ed italiana a raffronto. Pitagora Ed., Bologna. Pp. 155-164.

- Rossetti M. e Raffa U. (1973) - *Della evoluzione idrografica e idrologica della regione del delta del Po*. Studi e Ricerche sul delta del Po, Ann. Univ. Ferrara, Sez. I, Suppl. I.
- Roveri M., Correggiari A., Asioli A. e Trincardi F. (1997) - *Evoluzione dei sistemi deltizi costieri tardo-olocenici in Adriatico settentrionale*. Riassunti 1° Forum Italiano delle Scienze della Terra, Bellaria. pp. 41-42.
- Simeoni U. e Bondesan M. (1997) - *The role and responsibility of man in the evolution of the Adriatic alluvial coasts of Italy*. In: F. Briand and A. Maldonado (Editors), Transformations and evolution of the Mediterranean coastline. Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée (CIESM), 18, Science Series n° 3. pp. 111-132.
- Smith A.E. (1966) - *Modern deltas: comparison maps*. In: Shirley M.L. (ed.), Deltas their geologic framework, Houston Geol. Soc. pp. 223.
- Titus J.G., Narayanan V.K. (1995) - *The probability of sea level rise*. EPA, Technical report, 184 pp., Washington D.C. .
- Tomasino M. e Dazzi R. (1975) - *Il modello matematico del delta del Po*. L'Energia Elettrica, 52.
- Tonini M. (1975) - *Rilievi idrografici nella parte terminale del delta del Po*. L'Energia Elettrica, 52.
- Trincardi F., Correggiari A., Roveri M. (1994) - *Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic Semienclosed Basin*. Geo-Marine Letters, 14: 41-51.
- Veggi L. e Roncuzzi A. (1970) - *Contributi e nuove ricerche sull'antica idrografia padana*. Atti Casa Matha, Quad. IV, Ravenna. pp. 1- 56.
- Veggiani A. (1968) - *La linea di spiaggia tra Ravenna e Pesaro all'inizio dell'Era volgare e considerazioni sul ciclo sedimentario olocenico*. Atti Convegno "Antichità di Classe", Ravenna. pp. 115- 133.
- Veggiani A. (1984) - *Il deterioramento climatico dei secoli XVI- XVIII ed i suoi effetti sulla bassa Romagna*. Studi romagnoli, XXXV: 12-34.
- Veggiani A. (1994) - *I deterioramenti climatici dell'Età del Ferro e dell'Alto MedioEvo*. Boll. Soc. Torricelliana, 45: 1-80.
- Visentini M. (1940) - *Ricerche idrografiche nel delta del Po*. Uff. Idr. del Po, Parma, Min. Lav. Pubbl., 2. pp. 175.

Manoscritto ricevuto il 20/1/2000, accettato il 23/3/2000.