

RESILIENZA DI AMBIENTI BARENICOLI LAGUNARI: ACCOPIAMENTO DI PROCESSI BIO-MORFOLOGICI E GEOMECCANICI

Claudia Zoccarato^{1*}, *Riccardo Xotta*¹, *Cristina da Lio*², *Luigi Tosi*³ & *Pietro Teatini*¹

(1) Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile e Architettura, Università degli Studi di Padova, Padova

(2) Istituto di Scienze Marine, CNR, Venezia

(3) Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR, Padova

*email: claudia.zoccarato@unipd.it

ASPETTI CHIAVE

- Studio dell'evoluzione di lungo periodo dell'altimetria e della resilienza di ambienti barenicoli lagunari.
- Sviluppo di un modello numerico che simula l'accoppiamento di processi superficiali e sotterranei.
- Simulazione della resilienza di ambienti con caratteristiche tipiche della barena di San Felice (Laguna di Venezia).
- L'approccio tiene in considerazione l'eterogeneità del sedimento depositato (materiale organico e inorganico).
- La resilienza è funzione della compressibilità del sedimento con compattazioni fino a circa 20% in 1000 anni.

1 PREMESSA

La resilienza di ambienti barenicoli costieri in relazione all'innalzamento relativo del medio mare è di notevole importanza dal punto di vista ambientale ed economico-sociale. In particolare, la diminuzione di apporto di sedimento contestualmente all'aumento del medio mare (SLR) sono fattori che causano una perdita relativa di quota della barena e, conseguentemente, ne minacciano la resilienza. Inoltre, la subsidenza profonda di natura tettonica e la compattazione del corpo sedimentario della barena stessa esercitano un'influenza significativa sull'evoluzione altimetrica delle piane tidali.

Lo studio dei fenomeni legati all'evoluzione altimetrica delle barene è usualmente focalizzato sui processi superficiali di tipo bio-morfologico piuttosto che a processi sub-superficiali legati alla geomeccanica del sottosuolo. Negli ultimi decenni, infatti, sono stati sviluppati numerosi modelli di evoluzione morfologica di piane tidali (*D'Alpaos et al.*, 2012; *Marani et al.*, 2007) che considerano processi sia fisici che biologici quali l'idrodinamica lagunare, il trasporto di sedimento, la dinamica e la degradazione della vegetazione, e le loro interazioni (*Fagherazzi et al.*, 2012). In tali modelli, la componente di innalzamento relativo del medio mare (RSLR) viene imposta come forzante esterna, spazialmente costante. Ciò può essere un'approssimazione non trascurabile nel caso di depositi recenti che possono essere soggetti a tassi di compattazione significativi (*Allen*, 1999; *Cahoon et al.*, 2002; *Jankowski et al.*, 2017), con la consolidazione dei sedimenti ad una certa profondità che dipende dal peso del terreno soprastante. Esistono, infatti, modelli matematici in grado di quantificare la cosiddetta auto-compattazione. Relazioni empiriche (*Allen*, 1999; *Rybczyk et al.*, 1998), modelli più avanzati che simulano la compressione 1D (*Pizzuto & Schwendt*, 1997), e modelli 2D che accoppiano flusso e compattazione nell'ipotesi di grandi deformazioni (*Zoccarato & Teatini*, 2017) sono stati utilizzati per quantificare la compattazione di suoli superficiali. Tuttavia, la forzante del sistema costituita dalla deposizione di nuovi sedimenti rappresenta in questi modelli un input esterno.

In questo contributo, viene presentato un aggiornamento del modello numerico sviluppato da *Zoccarato et al.* (2019) in cui i processi appena descritti sono accoppiati. In particolare, il modello bio-morfodinamico sviluppato in *Marani et al.* (2010) e *D'Alpaos et al.* (2012) è utilizzato per simulare i tassi di deposizione che dipendono dalla topografia della barena e dalla disponibilità di sedimento organico e inorganico. L'output di questo modulo è poi usato come input al modello geomeccanico sviluppato da *Zoccarato & Teatini* (2017) per simulare la consolidazione dei depositi superficiali, includendo eustatismo e subsidenza profonda come input al modello. La componente di compattazione, poi, influenza la sedimentazione al tempo successivo in quanto modifica la topografia e, quindi, il tirante d'acqua sulla superficie barenicola. L'aggiornamento sviluppato permette di caratterizzare le proprietà del materiale sedimentato sulla base del rapporto percentuale del materiale organico rispetto a quello inorganico.

Il modello è applicato ad una barena con caratteristiche tipiche di quella San Felice in Laguna di Venezia,

stimando una compattazione complessiva del sedimento depositato in 1000 anni pari a circa 20%.

2 IL MODELLO BIO-GEO-MORFODINAMICO

Il modello bio-geo-morfodinamico è costituito dall'accoppiamento di un modulo che simula la deposizione superficiale e di un modulo per il calcolo della consolidazione del materiale sedimentato (Zoccarato et al., 2019). In questa sezione, i due moduli vengono dapprima presentati separatamente per poi discuterne l'accoppiamento.

2.1 Modulo bio-morfodinamico

Il modello bio-morfodinamico implementato nel presente lavoro è da ricondursi ai lavori di Marani et al., (2010) e D'Alpaos et al., (2012). Considerando un transetto di barena ortogonale al canale tidale, l'apporto di sedimento $\omega(x, t)$ lungo la coordinata x all'istante temporale t è fornito dalla somma di un contributo inorganico $Q_s(x, t)$ e della decomposizione di materiale organico $Q_o(x, t)$ (Da Lio et al., 2013). I due termini sono da considerarsi al netto dell'erosione della superficie della barena (Da Lio et al., 2013). L'apporto di materiale inorganico $Q_s(x, t)$ è calcolato come media su un ciclo di marea dell'accrescimento dovuta alla deposizione del materiale trasportato dal flusso mareale sulla superficie della barena:

$$Q_s(x, t) = \frac{w_s n_T}{\rho_b \Delta T} \int_{\Delta T} C(x, \tau) d\tau \quad (1)$$

dove $C(x, \tau)$ è la concentrazione del sedimento sospeso nella colonna d'acqua sovrastante la barena, ΔT è il periodo di marea su cui viene mediato il valore di sedimentazione, n_T è il numero di periodi di marea all'interno del tempo di integrazione Δt , w_s è la velocità di sedimentazione, $\rho_b = \rho_s(1-\phi_0)$ è la densità del mezzo poroso con ρ_s la densità dei grani, e ϕ_0 è la porosità del sedimento in superficie. $C(x, \tau)$ è calcolata risolvendo un'equazione di avvezione-dispersione lungo il transetto di barena su scala temporale di un ciclo di marea ΔT :

$$\frac{\partial(yC)}{\partial \tau} + \frac{\partial}{\partial x} \left(uCy - k_d y \frac{\partial C}{\partial x} \right) = -w_s C \quad (2)$$

in cui $y(x, \tau) = z_w(\tau) - z^*(x, t)$ è il tirante d'acqua sulla superficie della barena con $z_w(\tau)$ l'altezza dell'onda di marea rispetto al livello del medio mare (msl), cioè $z_w(\tau) = -H \cos(2\pi\tau/\Delta T)$ dove H è l'ampiezza dell'onda di marea, e $z^*(x, t)$ l'altezza della superficie di barena (topografia) rispetto al msl. k_d è il coefficiente di dispersione e $u(x, \tau)$ è il flusso avvertivo determinato risolvendo un'equazione di continuità.

Il contributo di $Q_o(x, t)$ nell'intervallo temporale ΔT dipende dal tasso di produzione di biomassa $B(x, t)$ che, nel caso in cui le specie vegetali presenti in barena si adattino velocemente alle condizioni di sito (D'Alpaos et al., 2012; Mudd et al., 2004) rispetto alla scala morfologica, può essere considerato solamente funzione di $z^*(x, t)$. Secondo questa ipotesi, $Q_o(x, t)$ viene calcolato come:

$$Q_o(x, t) = \gamma_b B_o f(z^*) \quad (3)$$

con γ_b un coefficiente tipico delle specie vegetali presenti, B_o la massima produzione di biomassa nel caso di una barena completamente vegetata e $f(z^*)$ una funzione con intervallo $[0,1]$. Considerando un ambiente dominato da specie *Spartina*, $f(z^*)$ viene assunta come funzione lineare in z^* con $B=B_o$ per $z^*=0$ e $B=0$ per $z^*=H$ (D'Alpaos et al., 2012).

2.2 Modulo geomeccanico

La dinamica verticale della barena è simulata utilizzando un modello numerico agli elementi finiti che considera la sedimentazione sulla superficie barenicola calcolata con il modulo bio-morfologico, la consolidazione del terreno conseguente all'aumento della tensione totale per sedimentazione di nuovo materiale sulla superficie, e il "relative sea level rise" (RSLR) definito come SLR più subsidenza profonda. Il modello è costituito dall'equazione di flusso sotterraneo che governa la dissipazione della sovrappressione in un dominio 2D soggetto a grandi deformazioni e dall'equazione della compattazione 1D $\Delta z_t(x, z, t)$ definita come (Zoccarato & Teatini, 2017):

$$\Delta z_t(x, z, t) = - \int_0^z \frac{\alpha(x, z) \sigma_z(x, z, t)}{1 - \alpha(x, z) \sigma_z(x, z, t)} dz \quad (4)$$

con $\alpha(x, z)$ la compressibilità del materiale poroso e $\sigma_z(x, z, t)$ la tensione efficace. L'equazione (2) tiene conto in modo matematicamente "corretto" del movimento dei grani del terreno causato dalla riduzione di porosità del mezzo poroso. Le caratteristiche idro-geomeccaniche dei depositi che formano la sequenza litologica della barena variano con la tensione efficace (non linearità legata al materiale). Il modello permette di analizzare l'interazione di diverse tipologie di depositi, ciascuna caratterizzata da specifiche leggi costitutive. Inoltre, il modello tiene in considerazione la non linearità geometrica che scaturisce dalla formulazione alle grandi deformazioni risolta con approccio Lagrangiano, in cui i nodi della griglia seguono gli spostamenti dei grani, con gli elementi che si deformano concordemente al fenomeno di accrescimento-compattazione. Le equazioni sono integrate nello spazio con il metodo degli elementi finiti e nel tempo con uno schema tipo Eulero. La non-linearità dei parametri è risolta con un appropriato schema iterativo all'interno del quale vengono contemporaneamente aggiornate le coordinate (verticali) nodali sulla base dei valori forniti dall'equazione (4). Le proprietà dei nuovi elementi che si formano sulla barena pre-esistente sono fissate in base alle percentuali di materiale inorganico e organico che si è depositata in quella specifica coordinata del transetto.

2.3 Scale temporali di accoppiamento

Nel modello sono accoppiate varie scale temporali in modo tale da descrivere i processi fisici alla scala caratteristica associata. Le equazioni di continuità e di trasporto-avvezione vengono risolte alla scala temporale tipica di un ciclo mareale e sono disaccoppiate dalla scala a cui avviene l'evoluzione morfologica della barena (tipicamente da uno a qualche anno). Questo accoppiamento viene poi replicato per tutta la durata della simulazione che copre una scala dei secoli o millenni, nella quale diventa fondamentale tener conto degli effetti geomeccanici.

3 RISULTATI

In questo paragrafo vengono descritti i risultati relativi ad una simulazione finalizzata a riprodurre l'evoluzione di una barena con configurazione e proprietà tipiche di quelle situate nel bacino centro-settentrionale della Laguna di Venezia, come per esempio la barena San Felice. L'evoluzione altimetrica è calcolata su scala millenaria assumendo come costanti i parametri dei moduli biomorfologico e geomeccanico, come riportato in Tabella 1.

Parametro/forzante	Simbolo	Unità di misura	Valore imposto
Densità dei grani	ρ_s	kg/m ³	2650
Concentrazione iniziale nel canale	C_0	mg/l	20
Velocità di sedimentazione	w_s	m/s	10 ⁻⁴
Coefficiente di dispersione	k_d	m ² /s	1.5
Coefficiente della vegetazione	γ_d	m ³ /a/kg	2.5 10 ⁻³
Periodo di marea	ΔT	ore	12
Ampiezza di marea	H	m	0.5
Permeabilità verticale	k_z	m/s	10 ⁻⁷
Permeabilità orizzontale	k_x	m/s	2 10 ⁻⁷
Porosità superficiale	Φ_0	-	0.50 (inorg.) – 0.92 (org.)
Indice di compressione	C_c	-	0.22 (inorg.) – 4.11 (org.)

Tabella 1. Parametri e forzanti costanti del modello bio-morfo-geomeccanico usati per la simulazione dell'evoluzione altimetrica di una barena tipica situata nell'area Nord della Laguna di Venezia.

Tuttavia, il materiale depositato presenta differenti caratteristiche idro-geomeccaniche in dipendenza dalla sua composizione. Per questa ragione le proprietà assegnate agli EF sono calcolate in base alla rispettiva percentuale di materiale organico e inorganico che compone il sedimento. Vengono, quindi, definite a priori le proprietà di due tipologie di materiale differente che simulano i depositi organici e inorganici e, conseguentemente, se ne calcola una combinazione lineare con coefficienti che dipendono dalla percentuale di ciascun materiale nel sedimento ad una specifica coordinata x e tempo t . In Figura 1 viene mostrata la percentuale di materiale inorganico ($\%IS = Q_s/(Q_s+Q_o)*100$) all'istante finale di simulazione (1000 anni) per

due simulazioni in cui vengono variati i valori di RSLR e B_0 . La Figura 1(a) mostra i risultati ottenuti con $RSLR=3.6$ mm/a e $B_0=500$ kg/m². Al margine sinistro della barena, ovvero in corrispondenza del canale tidale, l'apporto di sedimento è pari a 4.51 m di deposito inorganico e 0.07 m di deposito organico. Al margine destro, invece, l'apporto inorganico è pari a 3.58 m mentre quello organico è pari a 1.08 m. La consolidazione del terreno in 1000 anni dà luogo ad una perdita di quota pari a 0.59 m al margine sinistro e pari a 0.88 m al margine destro. Ciò significa che in prossimità del canale la barena presenta uno spessore finale di circa 4.09 m (e pari a circa 0.5 m sopra al msl) e ha subito una compattazione relativa ($\Delta z_i / (Q_s + Q_o)$) del 13%. Tale percentuale aumenta nell'area più interna ed è pari al 19% sul margine destro data il maggior contenuto di materiale organico (più compressibile). Si nota come il termine di consolidazione sia effettivamente non trascurabile in una simulazione a scala millenaria. In Figura 1(b), invece, sono rappresentati i risultati per valori di $RSLR=2$ mm/a e $B_0=1000$ kg/m². Si nota come la diminuzione dell'innalzamento del mare contestualmente ad una maggiore produzione di biomassa, diano luogo ad un contenuto organico maggiore e, generalmente, ad uno spessore ridotto della barena. In entrambi i casi le barene sono in grado di tenere "il passo" con la forzante esterna RSLR.

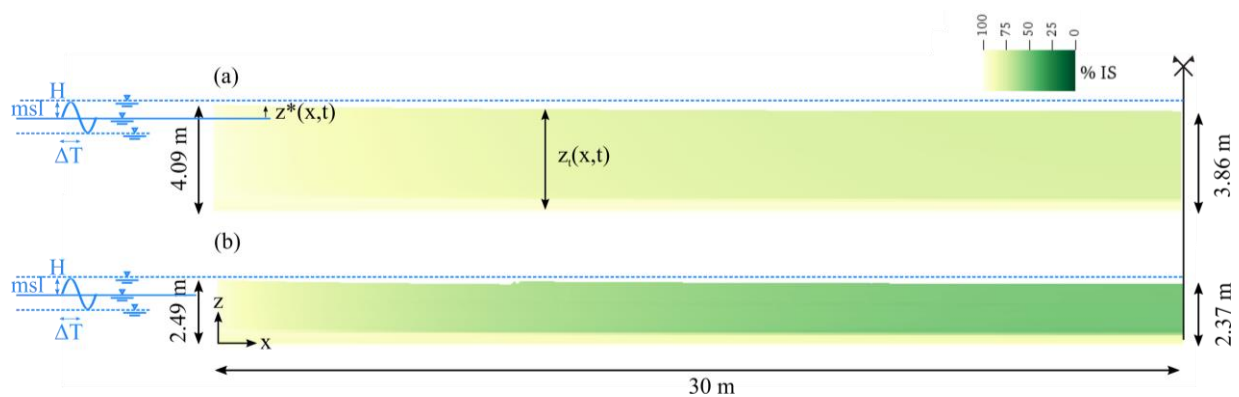


Figura 1. Percentuale di materiale inorganico sul totale depositato presente nel sedimento all'istante finale ($t=1000$ anni) di simulazione con (a) $RSLR=3.6$ mm/a e $B_0=500$ kg/m² e (b) $RSLR=2$ mm/a e $B_0=1000$ kg/m² (b). I restanti parametri del modello sono riportati in Tabella 1. La topografia della barena è confrontata con il livello del msl all'istante di simulazione.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Allen, J. R. L., Geological impact on coastal wetland landscapes: Some general effects of sediment autocompaction in the Holocene of northwest Europe. *Holocene*, 1999, 9(1), 1–12.
- Cahoon, D. R., Lynch, J. C., Hensel, P., Boumans, R., Perez, B. C., Segura, B., & Day, Jr. J. W., High-precision measurements of wetland sediment elevation: I. Recent improvements to the sedimentation-erosion table. *Journal of Sedimentary Research*, 2002, 72(5), 730.
- Da Lio, C., D'Alpaos, A. & Marani, M., The secret gardener: vegetation and the emergence of biogeomorphic patterns in tidal environments. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 2013, 371, 20120367.
- D'Alpaos, A., Da Lio, C. & Marani, M., Biogeomorphology of tidal landforms: physical and biological processes shaping the tidal landscape. *Ecohydrology*, 2012, 5(5), 550-562.
- Fagherazzi, S., Kirwan, M. L., Mudd, S. M., Guntenspergen, G. R., Temmerman, S., D'Alpaos, A., Numerical models of salt marsh evolution: Ecological, geomorphic, and climatic factors. *Reviews of Geophysics*, 2012, 50, RG1002.
- Jankowski, K. L., Törnqvist, T. E., & Fernandes, A. M, Vulnerability of Louisiana's coastal wetlands to present-day rates of relative sea-level rise. *Nature Communications*, 2017, 8, 14792.
- Marani, M., D'Alpaos, A., Lanzoni, S., Carniello, L., & Rinaldo, A., Biologically controlled multiple equilibria of tidal landforms and the fate of the Venice Lagoon. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34, L11402.
- Marani, M., D'Alpaos, A., Lanzoni, S., Carniello, L. & Rinaldo, A., The importance of being coupled: stable states and catastrophic shifts in tidal geomorphodynamics, *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115(4), 1-15.
- Pizzuto, J. E., & Schwendt, A. E , Mathematical modeling of autocompaction of a Holocene transgressive valley-fill deposit, Wolfe Glade, Delaware. *Geology*, 1997, 25(1), 57–60.
- Rybczyk, J. M., Callaway, J. C., & Day, J.W. Jr., A relative elevation model for subsiding coastal forested wetland receiving wastewater effluent. *Ecological Modelling*, 1998, 112, 23–44.
- Zoccarato, C. & Teatini, P., Numerical simulations of Holocene salt-marsh dynamics under the hypothesis of large soil deformations, *Advances in Water Resources*, 2017, 110, 107-119.
- Zoccarato, C. Da Lio, L. Tosi and P. Teatini, A coupled biomorpho-geomechanical model of tidal marsh evolution, *Water Resources Research*, 2019, 55(11), 8330-8349.