

Palinsesti programmati nell'Alto Adriatico?

Decifrare, conservare, pianificare e comunicare il paesaggio.

Atti della giornata di Studi (Venezia, 18 aprile 2019)

a cura di Elisa Corrà, Giacomo Vinci

Paesaggi sommersi in Alto Adriatico Dalla pianura glaciale al futuro innalzamento marino

Alessandro Fontana¹

Livio Ronchi²

Abstract The Northern Adriatic Sea is characterized by a gentle marine shelf that led this area and the surroundings coastal plains to be very sensitive even to limited variations of sea level during the Late Quaternary. These changes affected directly and indirectly the ancient human communities. In particular, around 19 ka cal BP, the end of the Last Glacial Maximum (LGM) triggered a rapid marine transgression which drowned a large sector of the alluvial plain formerly existing on the present seabed. This dramatic transformation was accompanied by significant changes in the hydrographic network and in the channel morphology of the major rivers. Around 5500 BC the Adriatic coast was already rather comparable to the present one and the rate of sea-level rise considerably lowered. Since that time the paleogeographic changes occurred along the coast were mainly constrained by the complex interplay between eustatic variations, fluvial inputs and subsidence. In the last centuries the anthropogenic activity has strongly increased its influence on the coastal dynamics and the effects of the ongoing global warming are exposing to significant risk of submersion the low-lying coasts of north-western Adriatic.

Keywords LGM. Holocene. Venetian-Friulian Plain. Istrian Peninsula. Geoarchaeology.

Sommario 1 Introduzione. – 2 Fisiografia del bacino Adriatico settentrionale. – 3 Metodi di misurazione del livello marino relativo del passato (PRSL). – 4 L'Adriatico durante l'ultima glaciazione (29.000-19.000 anni fa). – 5 La trasgressione marina postglaciale (19.000-7.500 anni fa). – 6 Lo stazionamento alto del mare (ultimi 7.500 anni). – 7 Gli scenari del prossimo futuro.

1 Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova, Italia, alessandro.fontana@unipd.it. – 2 Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova, Italia, livio.ronchi@unipd.it.



Studi e ricerche 24

e-ISSN 2610-9123 | ISSN 2610-993X

ISBN [ebook] 978-88-6969-480-6 | ISBN [print] 978-88-6969-496-7

Peer review | Open access

Submitted 2020-09-01 | Accepted 2020-10-02 | Published 2021-02-04

© 2021 | © Creative Commons 4.0 Attribution alone

DOI 10.30687/978-88-6969-480-6/001

1 Introduzione

Nel corso del passato le comunità umane hanno dovuto interagire con variazioni ambientali a scala locale e globale, quasi sempre non essendo conce di ciò che stava accadendo e, più raramente, riconoscendo che erano in atto dei cambiamenti, di cui però non potevano capire l'entità effettiva ed il loro sviluppo complessivo. In molti casi la difficoltà nel cogliere il verificarsi dei mutamenti è stata legata alla scala temporale e spaziale in cui essi si esplicano, che sovente va ben oltre la durata di una generazione e la percezione del territorio di un gruppo umano. Lungo le coste del Nord Adriatico l'innalzamento del livello marino è stato sicuramente uno dei principali fattori ambientali che hanno condizionato il popolamento umano antico fra le ultime fasi del Paleolitico superiore e l'attuale. Dopo la fine dell'ultima glaciazione la posizione del mare è stata soggetta a notevoli variazioni, anche nell'arco di pochi decenni e, specie durante il tardoglaciale, ha avuto momenti di improvviso sollevamento, mentre negli ultimi millenni si è verificata una lunga fase di relativa stabilità (Lambeck, Purcell 2005; Lambeck et al. 2014; Vacchi et al. 2016) [fig. 1a]. A questo proposito, la difficoltà nel riuscire a cogliere l'entità delle variazioni ambientali e le loro ricadute sulla società ci appare drammaticamente attuale ora, in un mondo sempre più consapevole degli impatti ambientali e climatici prodotti dall'azione dell'uomo e del rapido innalzamento marino già in corso.

Nel tentativo di offrire la giusta prospettiva temporale sulle variazioni ambientali, entro cui collocare, studiare e capire l'evoluzione culturale dell'uomo nei secoli e nei millenni, questo lavoro presenta una sintesi semplificata dell'evoluzione del Mare Adriatico settentrionale nel corso degli ultimi 20.000 anni. Viene descritto l'avvicinarsi di ambienti e paesaggi che ha caratterizzato il passaggio dalla 'grande pianura adriatica' esistente durante l'ultimo massimo glaciale (LGM, acronimo inglese di *Last Glacial Maximum*) alla sua progressiva sommersione, per giungere infine all'assetto attuale e presentare poi quali saranno i possibili scenari del prossimo futuro.

2 Fisiografia del bacino Adriatico settentrionale

Lo sviluppo ambientale di quest'area è stato guidato dall'assetto geologico, dalle variazioni climatiche e dalle complesse relazioni intercorse tra le oscillazioni del livello del mare, gli apporti fluviali e, più recentemente, l'attività antropica. Da un punto di vista tettonico-strutturale, il Mare Adriatico si estende su di un lembo di crosta continentale (la microplacca Adria) che va in subduzione verso ovest ed est in relazione alla formazione rispettivamente delle catene Appenninica e Dinarica (Ghielmi et al. 2010). Tale assetto strutturale è responsabile della morfologia oblunga del bacino, il quale dalla co-

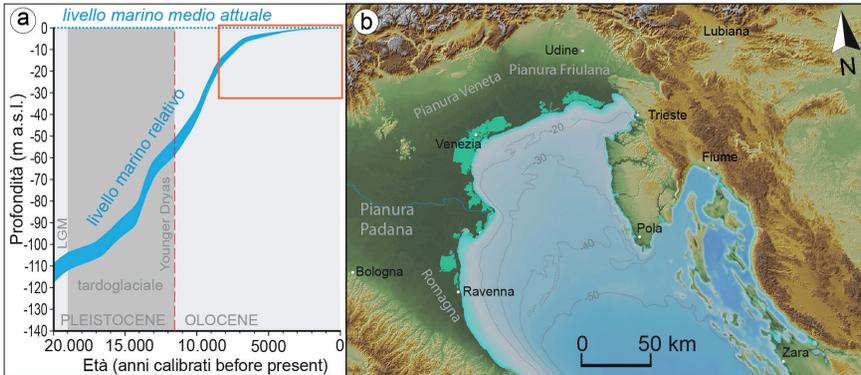


Figura 1 a) Curva calcolata del livello marino relativo per il settore adriatico settentrionale (ridisegnato da Lambeck et al. 2011). 1b) Morfologia dell'Adriatico e delle aree circostanti. Dati batimetrici da GEBCO (EMODnet), modello digitale del terreno delle zone emerse ottenuto da dati Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) da NGA-NASA. Il riquadro rosso è riportato in fig. 2

sta friulana sino allo Stretto di Otranto si allunga per circa 800 km, mentre la sua larghezza è compresa tra gli 80 e i 200 km.

Le due sponde dell'Adriatico sono caratterizzate da morfologie marcatamente differenti [fig. 1b]. Le coste occidentali sono dominate nella parte settentrionale da spiagge sabbiose e dalla presenza di ampi sistemi lagunari mentre, spostandosi verso sud, a partire da Cattolica prevalgono le spiagge sabbiose, alimentate da un sistema di valli perpendicolari alla costa. Le coste orientali, al contrario, sono rocciose, talvolta contraddistinte da falesie, come in Istria e Dalmazia. Questo settore è estremamente articolato e, soprattutto dal Golfo del Quarnaro verso sud è caratteristica la disposizione parallela alla costa di valli e dorsali, sistemi di isole, stretti e baie, talvolta con canyon perpendicolari alla riva. Tale complessa morfologia è stata prodotta dell'ingressione marina fra le strutture geologiche dinariche, omogeneamente orientate in direzione NW-SE (von Richthofen 1901; Fairbridge 1968; Pikelj, Juračić 2013).

Nella porzione attualmente sommersa dall'Adriatico il settore settentrionale è costituito da un'estesa piattaforma continentale, la quale è caratterizzata da una pendenza media molto bassa (0,05%) e raggiunge una profondità di 100 m all'altezza di Pescara. Invece la porzione centrale è occupata dalla cosiddetta Depressione Medio Adriatica, un profondo bacino che interrompe bruscamente il dolce digradare della piattaforma continentale raggiungendo una profondità massima di 272 m. Infine, la parte meridionale dell'Adriatico, oltre la soglia dell'Isola di Pelagosa, raggiunge i 1.233 m (Giorgetti, Mosetti 1969; Trincardi et al. 2014).

L'area compresa tra Monfalcone e Cesenatico è segnata dalla presenza di quasi 3.500 km² di zone costiere bonificate artificialmente,

attualmente situate ad una quota inferiore al livello marino medio e in cui il limite interno delle lagune corrisponde ad un imponente argine artificiale che separa l'ambiente soggetto alle oscillazioni tidali dalle aree ad uso agricolo. In tutta quest'estesa area l'attuale superficie del terreno si trova ad una quota compresa tra -0,5 e -4,0 m slm (sul livello del mare) ed è mantenuta asciutta artificialmente da un fitto sistema di scoline e fossati, argini e impianti idrovori. Gli unici elementi naturali rilevati sono spesso costituiti dai dossi fluviali formati dai maggiori corsi d'acqua alpini nel corso degli ultimi millenni o i sistemi di dune costiere che non sono stati ancora spianati dall'uomo.

Invece le zone ancora dominate da ambienti lagunari, più o meno naturali, si estendono per circa 1.000 km² e comprendono lagune, paludi e valli da pesca fra cui le lagune di Grado-Marano, Caorle, Venezia, Porto Caleri, le sacche di Scardovari, del Canarin, di Goro e gli altri specchi salmastri nel delta del Po, le Valli di Comacchio e le pialasse del Ravennate. È da evidenziare il fatto che l'Adriatico Settentrionale è il settore del Mediterraneo in cui si registra la maggior escursione di marea, con valori medi che raggiungono rispettivamente +0,86 m presso Grado e +1,0 m a Venezia (Ferla et al. 2007; Fontolan et al. 2007). Ovviamente ai cicli normali di marea vanno poi aggiunti gli eventi di acqua alta, durante i quali particolari condizioni meteo-marine possono far arrivare il livello del mare quasi 2 m sopra il suo valore medio (Bondesan et al. 1995).

L'intera frangia costiera adriatica nord-occidentale è stata inoltre influenzata da fenomeni più o meno intensi di subsidenza. Essa, se misurata su tempi lunghi che abbracciano gli ultimi 125.000 anni, aumenta progressivamente da nord verso sud per cause geologiche, assumendo un valore medio che da 0,3 mm/anno presso Grado, passa a 0,6 mm/anno a Venezia e supera 1,0 mm/anno tra il delta del Po e la zona di Ravenna (Carminati, Martinelli, Severi 2003; Antonioli et al. 2009; Fontana et al. 2010). Invece, se si considerano gli ultimi decenni, le velocità medie possono essere significativamente maggiori, localmente sino ad alcuni centimetri/anno, e sono generalmente indotte da attività antropiche come le stesse operazioni di bonifica, l'estrazione di fluidi dal sottosuolo e l'uso agricolo del terreno (Carbognin et al. 2011; Perini et al. 2017; Da Lio, Tosi 2018).

3 Metodi di misurazione del livello marino relativo del passato (PRSL)

Il livello del mare cosiddetto 'eustatico' è regolato dalla massa d'acqua presente in mari e oceani e dalla geometria del fondale di questi ultimi e costituisce una misura assoluta con carattere globale (cf. Pugh, Woodworth 2014). Il livello del mare misurato tramite un indicatore del paleo livello marino in una data località non dipende

però solo dal livello eustatico, ma anche da una serie di fattori legati alla specificità del sito considerato. Si parla dunque di livello relativo del mare, o RSL (acronimo inglese di *Relative Sea Level*). Quest'ultimo è influenzato da movimenti verticali dell'area in cui è misurato, i quali sono legati principalmente alla tettonica, alla subsidenza e alla glacio-isostasia (Shennan, Long, Horton 2015). Il livello del mare relativo ha dunque valore solo in un particolare contesto e può variare considerevolmente anche tra luoghi fra loro vicini [fig. 2].

Gli indicatori verticali del RSL utilizzati per ricostruire i livelli marini del passato sono chiamati *index point* [fig. 2] e, secondo la metodologia più accreditata, si consiglia di descriverli seguendo un protocollo standard sviluppato per applicazioni a scala del Mediterraneo (Vacchi et al. 2016). Sono stati considerati anche i cosiddetti *limiting point*, ossia indicatori formati in condizioni continentali, dunque situati a quote più alte del livello marino medio dell'epoca (*continental limit*), oppure in ambiente marino, ossia formati al di sotto del livello marino (*marine limit*). Ciascuno di questi *index point* è composto da un livello dell'acqua di riferimento (*Reference Water Level: RWL*) cui è associato un range indicativo (*Indicative Range: IR*). Il RWL rappresenta la quota rispetto al livello marino dell'*index point*, mentre l'IR corrisponde all'intervallo di quote entro cui si può esser formato l'*index point* [fig. 2]. I punti di misura considerati sono ricavati sia da sezioni esposte, come in scavi archeologici o su manufatti ancora in uso, sia dall'analisi di carotaggi stratigrafici. La paleobatimetria può essere ricostruita tramite lo studio delle facies deposizionali e le associazioni faunistiche di fossili e microfossili (cf. Vacchi et al. 2016).

In figura 2 è riportato il diagramma degli *index points* ottenuti per la zona compresa tra la Laguna di Grado-Marano e Venezia (Fontana et al. 2017). In molti dei casi si tratta di informazioni ottenute da siti archeologici in cui i livelli di antica frequentazione umana erano ad una quota misurabile o stimabile rispetto al livello marino dell'epoca. Nella figura si può ben notare come a diversi punti di misura e a diversa tipologia di *index point* possano corrispondere valori di incertezza verticale molto differenziati. Altro parametro importante è l'affidabilità della datazione dell'*index point*, che in vari contesti archeologici protostorici e storici può essere molto precisa grazie all'affidabilità delle serie crono-tipologiche dei manufatti che in molti casi hanno errori di poche decine di anni. Invece, in genere, le datazioni con il metodo del radiocarbonio possono avere incertezze associate piuttosto ampie, sovente superiori ad alcuni secoli.

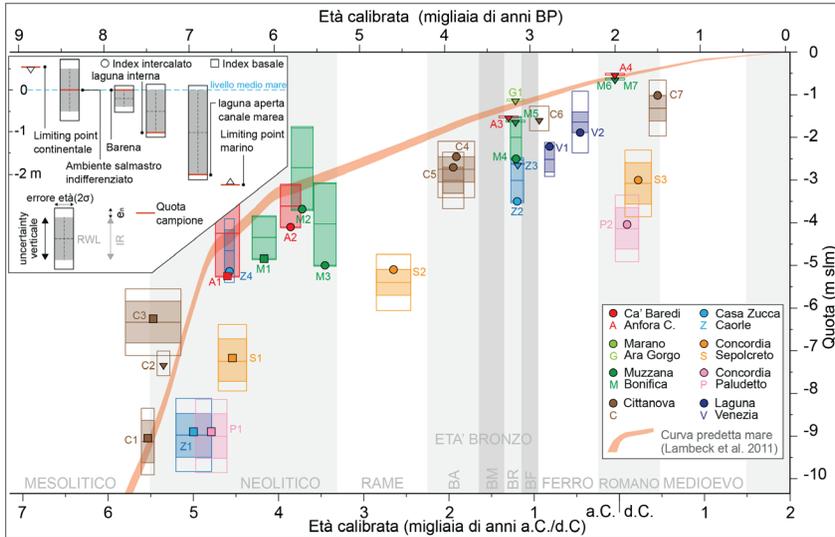


Figura 2 Diagramma degli index point del livello marino relativo (RSL) del passato per la zona compresa tra la Laguna di Grado e Venezia (modificato da Fontana et al. 2017). La curva del livello marino teorico calcolato è indicata dall'area arancio compresa tra le linee ottenute dal calcolo effettuato per i siti di Venezia e Trieste tramite il modello geofisico (Lambeck et al. 2011). In alto a sinistra è riportato lo schema con significato degli indicatori del RSL passato (index point)

4 L'Adriatico durante l'ultima glaciazione (29.000-19.000 anni fa)

Durante l'ultima fase glaciale avvenuta nel periodo compreso tra 29.000 e 19.000 anni fa, le temperature a livello globale erano significativamente più basse delle attuali e imponenti masse di ghiaccio continentale si estendevano alle latitudini più elevate e occupavano anche le catene montuose alle medie latitudini. I maggiori ghiacciai alpini raggiunsero in questa fase la massima espansione registrata durante l'ultimo ciclo glaciale-interglaciale, spesso testimoniata da imponenti cerchie moreniche come ad esempio presso il Lago di Garda. L'acqua intrappolata sotto forma di ghiaccio in aree continentali determinò un abbassamento globale del livello marino fino a oltre -120 m rispetto a quello attuale (De Marchi 1922; Fairbanks 1989; Lambeck et al. 2014). Questo si tradusse in una posizione della costa adriatica molto più arretrata rispetto all'attuale, e attestata all'altezza della linea che collega Pescara e Sebenico, ai margini del Depressione Medio Adriatica [fig. 3a]. La piattaforma continentale era dunque esposta ed in continuità con la Pianura Padana e quella Veneto-Friulana che attualmente si affacciano sul bacino.

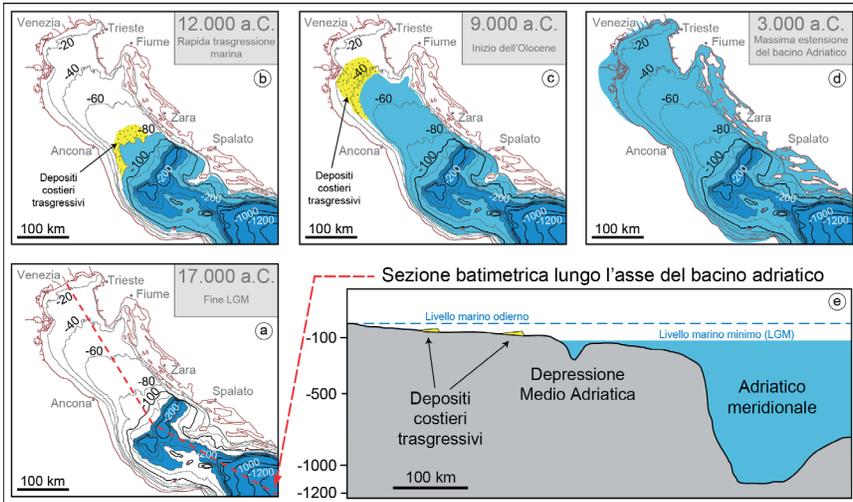


Figura 3 Schema del progressivo allargamento del mare Adriatico durante alcuni momenti tra il LGM e l'Olocene (modificato da Correggiari, Roveri, Trincardi 1996)

Sulla sponda orientale le isole della Dalmazia, comprese quelle più meridionali, erano connesse al continente e numerosi ripari e grotte la cui entrata è attualmente situata sotto il livello marino sono stati riconosciuti lungo tutta la costa dalmata. Tali rifugi erano però accessibili in epoca glaciale e durante le prime fasi della successiva trasgressione marina (Surić, Juračić 2010). È quindi probabile che reperti e siti paleolitici siano tuttora conservati entro queste cavità carsiche e attendano di essere scoperti dagli speleosub.

Durante il LGM anche la fauna e la flora erano diverse dalle attuali e dobbiamo immaginare branchi di bisonti, renne, mammut e altri grandi mammiferi che pascolavano nelle aree di pianura, dove la vegetazione con pochi alberi era simile a quella delle steppe. Inoltre, lungo l'Istria e la Dalmazia, caratterizzate da un clima non così rigido come quello che attanagliava le Alpi, avevano trovato rifugio anche numerose specie vegetali che ricolonizzeranno l'intera Europa dopo la fine della glaciazione (Schmidt et al. 2000).

Non vi è certezza sull'assetto idrografico della grande pianura adriatica in questa fase di massimo glaciale. L'idea, tutt'ora molto diffusa, che le acque di tutti i fiumi che attualmente sfociano nel Nord Adriatico venissero raccolte da un antico Po risulta ora un po' semplicistica. È invece possibile che solo una parte di questi corsi d'acqua effettivamente confluisse in un unico grande fiume che sfociava nell'Adriatico, mentre alcuni dei fiumi alimentati dalle Alpi sud-orientali potevano disperdere le loro acque e sedimenti su vaste zone paludo-

se senza arrivare al mare. Tuttavia, durante il LGM, il Po raccoglieva sicuramente anche tutte le acque provenienti dai bacini dell'Appennino settentrionale ed aveva dimensioni maggiori di quelle attuali. Esso ha così costruito un imponente delta al margine settentrionale della Depressione Medio Adriatica, che produsse la progradazione del Po tra 32.000 e 14.500 anni fa circa per varie decine di chilometri e lo straordinario spessore complessivo di 350 m (Pellegrini et al. 2018).

In questo scenario, così diverso dall'attuale, si deve anche ricordare che durante il LGM la sedimentazione alluvionale alimentata dai ghiacciai ha fatto crescere verticalmente l'intera Pianura Veneto-Friulana tra i 15 e i 30 m di spessore e, quindi, le tracce potenzialmente lasciate dai gruppi di cacciatori-raccoglitori del Gravettiano e dell'Epigravettiano superiore e medio si troverebbero ora a vari metri di profondità rispetto alla superficie attuale. Dove la pianura del LGM è ancora affiorante l'età dei depositi è generalmente compresa tra 23.000 e 17.500 anni fa e, di conseguenza, esiste la possibilità eventuale di trovare evidenze del periodo epigravettiano iniziale e delle fasi successive.

5 La trasgressione marina postglaciale (19.000-7.500 anni fa)

La fase finale del LGM è stata segnata da un aumento di temperatura registrato a scala globale a partire da circa 21.000 anni fa [fig. 1a], che diede il via alla fase di deglaciazione, la quale è stata fortemente condizionata da condizioni regionali e locali. La deglaciazione non fu un processo lineare e, durante il periodo detto tardoglaciale, compreso tra la fine del LGM (17.000 a.C.) e l'inizio dell'Olocene (9.700 a.C.), si alternarono fasi caratterizzate da clima segnatamente glaciale a fasi con un clima confrontabile con quello attuale, della durata variabile tra i 5 e i 15 secoli. I ghiacciai alpini, alcuni dei quali durante il LGM erano giunti con le loro fronti a lambire l'alta pianura (ad es. i ghiacciai del Tagliamento, del Piave e del Garda), si ritirarono nelle rispettive valli entro 17.500 anni fa, e già attorno a 16.500 anni fa erano ormai relegati nei settori più elevati delle valli (Ivy-Ochs et al. 2008; Carton et al. 2009; Monegato et al. 2017).

A livello globale la fusione di ghiaccio continentale dovuta alla progressiva contrazione delle calotte polari innescò un innalzamento del livello marino [fig. 3]. Al pari della deglaciazione anche la risalita marina non fu un processo lineare, ma invece complesso, caratterizzato da periodi di veloce risalita e fasi di relativa stasi, per molti aspetti ancora non completamente decifrate (Lambeck et al. 2014). Questa alternanza fu controllata soprattutto dal clima globale, che modulò il tasso di fusione delle grandi calotte polari, mentre il contributo dei ghiacciai alpini è stato molto più limitato (Lambeck, Purcell 2005; Antonioli et al. 2009).

L'innalzamento del livello marino ha portato l'Adriatico ad espandersi e sommergere una superficie 8 volte più vasta di quella occupata durante il culmine del LGM (Trincardi, Correggiari, Roveri 1994; Cattaneo, Trincardi 1999). Questo significativo cambiamento di dimensioni ha completamente cambiato le condizioni oceanografiche instauratesi durante la glaciazione e ha portato ad un aumento dell'energia del moto ondoso e ad una diversificazione della circolazione delle acque, fenomeni legati all'aumento del fetch, ossia della superficie marina su cui spirano i venti (Correggiari, Roveri, Trincardi 1996).

Importanti fasi di rapido innalzamento del livello marino sono state riconosciute a 19.600 anni fa (Hanebuth, Stattegger, Bojanowski 2009), tra 14.600 e 13.000 anni fa (con un innalzamento di circa 25 m in 1.500 anni) e circa 11.700 anni fa (Fairbanks 1989; Asioli et al. 2001; Lambeck et al. 2014). Già tra 15.000 e 14.000 anni fa le isole della Dalmazia meridionale furono circondate dal mare (Surić et al. 2005).

L'ultima fase riconosciuta di notevole e rapido innalzamento ebbe luogo con la fine dello stadiale freddo dello Younger Dryas, 11.700 anni fa [fig. 3c]. Questa data corrisponde anche all'inizio dell'Olocene e al passaggio tra il Paleolitico e il Mesolitico, e segna un rapido riscaldamento delle temperature medie in Europa, le quali in poche decine di anni si innalzarono di quasi 4 °C (Ammann et al. 2000), innescando una veloce espansione delle foreste e un forte cambiamento ambientale (Vescovi et al. 2007). Tutto ciò ebbe delle ripercussioni fortissime sulle comunità umane, innescando notevoli cambiamenti nella fauna e nella flora che caratterizzavano ad esempio la Pianura Padana e Veneto-Friulana e la zona Alpina.

In quel momento l'Adriatico aveva raggiunto un livello relativo rispetto all'attuale di circa -60 m ed il mare era già arrivato a lambire il lato occidentale di quasi tutte le attuali isole della Dalmazia, giungendo alle porte del Golfo del Quarnaro [fig. 3c] (Brunović et al. 2020). Sulla sponda italiana, invece, il mare era ancora distante dalle attuali zone costiere della Pianura Padana e Veneto-Friulana, evidenziando così la forte asimmetria dell'Alto Adriatico in cui, alla bassa costa occidentale si contrappone quella alta e rocciosa orientale. La morfologia preesistente influenzò fortemente l'andamento della linea di riva durante la risalita marina, e così, mentre le alte sponde dalmate e istriane favorirono il rapido raggiungimento di una posizione della linea di costa simile all'attuale, sul versante occidentale la scarsa pendenza della pianura alluvionale preesistente indusse un avanzamento progressivo della costa.

Sebbene la fusione dei ghiacci continentali rappresentati il motore della trasgressione marina, un altro importante fattore che controlla l'avanzamento del mare nell'entroterra in aree precedentemente occupate da ambienti di pianura alluvionale è l'interazione con gli apporti di sedimenti fluviali. Essi infatti favoriscono o inibiscono la migrazione progressiva verso terra degli ambienti lagu-

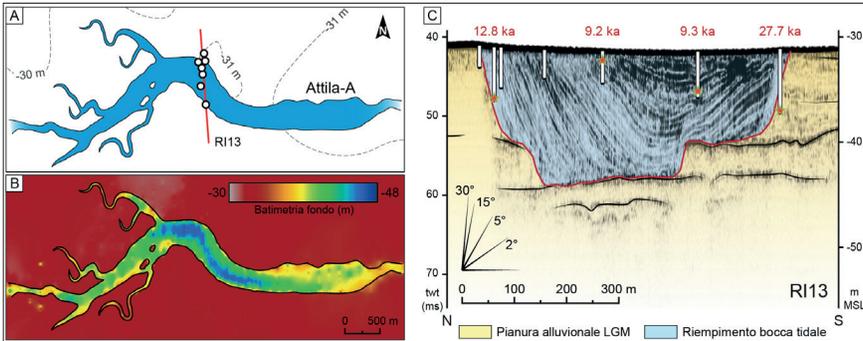


Figura 4 Mappa della bocca lagunare ricostruita nella zona denominata 'Attila', circa 20 km al largo di Chioggia, sul fondale di -30 m slm (da Ronchi et al. 2018). A) Mappa; B) Profondità dell'interfaccia tra la base della bocca tidale e depositi precedenti; C) Sezione sismo-acustica interpretata in cui le stelline indicano datazioni al radiocarbonio in cronologia calibrata (BP)

nari e deltizi. La presenza di antiche lagune che si formarono in Alto Adriatico durante la trasgressione marina è testimoniata dalla presenza di aree in cui sono presenti sedimenti con associazioni di molluschi e foraminiferi tipicamente di acque salmastre (Trincardi, Argnani, Correggiari 2011) e grazie ai numerosi canali e bocche tidali individuati in molte zone del fondale nord adriatico (Ronchi, Fontana, Correggiari 2018). Gli esempi più notevoli [fig. 4] suggeriscono la formazione di vaste lagune, non dissimili come dimensioni dalle moderne lagune del nord-est italiano, la cui genesi è legata sia a momenti di stasi di risalita del livello marino che alla presenza di input sedimentari (Ronchi et al. 2018).

La presenza di antiche lagune era ovviamente connessa all'esistenza di sistemi di isole-barriera che isolavano e proteggevano dei bacini in cui poteva agire l'azione delle maree ma non quella diretta del mare. Si doveva trattare di linee di costa rilevate che però sono state poi totalmente o quasi smantellate dalla successiva sommersione marina connessa al progredire della trasgressione. Tuttavia alcune linee di costa fossili sono state individuate sul fondale dell'Adriatico nord-occidentale nella forma di corpi sabbiosi alti fino a 3 m rispetto alle zone circostanti e larghi fino a oltre mezzo chilometro, che sono stati poi erosi e rielaborati dall'azione marina. È questo il caso del Po, il quale, durante lo Younger Dryas, formò un complesso sistema di cordoni sabbiosi che proteggeva una fitta rete di lagune alle sue spalle, come testimoniato dai depositi e le morfologie presenti sul fondale al largo di Ravenna tra 45 e 50 m di profondità [fig. 5] (Correggiari, Roveri, Trincardi 1996; Trincardi, Argnani 2001, 108; Storms et al. 2008). In molti casi queste morfologie rilevate sono costituite da sabbie cementate e sono popolarmente note con il termi-

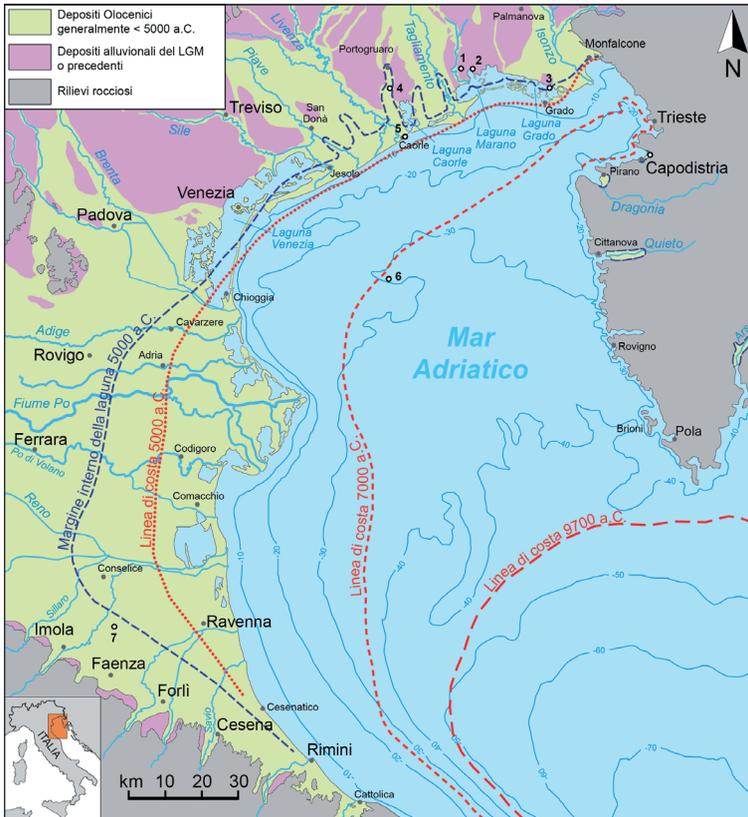


Figura 5 Mappa semplificata con le età delle superfici delle pianure che si affacciano sull'Adriatico Settentrionale e l'indicazione ipotetica di alcune linee di costa durante la trasgressione marina post-LGM. I pallini bianchi rappresentano località nominate nel testo: 1) Piancada; 2) Grado, Palude della Carogna; 3) Muzzana Bonifica; 4) Concordia Sagittaria; 5) Caorle; 6) Bocca tidale Attila 1; 7) Lugo di Romagna

ne di 'tegnúe' tra i pescatori veneti o di 'trezze' e 'grebeni' in ambito friulano e istriano (Gordini, Caressa, Marocco 2003; Gordini et al. 2004; Trincardi, Argnani, Correggiari 2011).

Queste indicazioni stratigrafiche e paleomorfologiche dimostrano che prima delle attuali lagune, che caratterizzano il versante italiano del Nord Adriatico da oltre 7.000 anni, ve ne sono state delle generazioni precedenti, che invece si sono formate, sviluppatesi e poi scomparse nell'arco di pochi secoli (Ronchi et al. 2018). È significativo evidenziare che esse possono aver funzionato da luoghi di grande interesse per le comunità dell'Epigravettiano finale e del Mesolitico, in quanto ambienti ricchi di risorse multivariate, fondamentali per i gruppi di cacciatori-raccoglitori.

Un'altra tipologia di elementi morfologici che possono aver giocato un ruolo attrattivo sulle comunità paleolitiche e mesolitiche sono state le larghe incisioni fluviali lungo cui scorrevano i principali fiumi alpini dell'Italia nord-orientale tra il tardoglaciale e l'Olocene iniziale. Infatti, in quel periodo, Isonzo, Tagliamento, Piave, Brenta e Adige avevano scavato nella bassa pianura delle incisioni larghe 500-2.000 m e profonde da 10 fino a 30 m, definite anche come valli incise. Si deve quindi pensare che l'area delle moderne pianure costiere dell'Italia nord-orientale fosse quasi totalmente stabile e non interessata da alluvioni, attraversata dal reticolo dei fiumi di risorgiva confrontabile con quello presente in epoca storica, mentre tutta l'attività fluviale principale dei fiumi alpini si svolgeva lungo le loro valli incise (Fontana 2006; Fontana, Mozzi, Marchetti 2014). Questi alvei incassati rispetto alla pianura formatasi nel LGM dovevano giungere fino ad alcuni chilometri oltre quella che è la posizione della linea di costa attuale, tuttavia all'epoca il mare era comunque significativamente più basso. È facile immaginare che tali valli incise abbiano rappresentato degli elementi di grande importanza nell'economia di caccia e raccolta dei gruppi umani, nonché costituissero delle vie di transito principali, in quanto facilmente identificabili nel paesaggio piatto della bassa pianura (Fontana 2006) e caratterizzate da una vegetazione differente da quella presente all'esterno di esse (Favaretto, Sostizzo 2006).

Già circa 10.000 anni fa l'Adriatico era ad una quota relativa di circa -40 m slm e aveva quindi occupato interamente il Golfo del Quarnero, giungendo così a toccare l'arcipelago di Brioni, di fronte a Pola [fig. 5]. Tra i 9.500 e i 9.000 anni fa l'Adriatico raggiunse la quota relativa di 30-25 m sotto quella attuale ed entrò all'interno del Golfo di Trieste, facendo assumere in pochi secoli all'area l'aspetto che grossomodo possiede anche oggi tra Pirano e Monfalcone. Al largo della Pianura Veneto-Friulana le tracce di una linea di riva databile a quell'epoca giacciono a circa -30 m slm, oltre 10 km più a sud della costa attuale, mentre alcune tracce di altre linee formatesi tra 9.000 e 8.000 anni fa si riconoscono attorno a -23 m e -18 m (Marocco 1991; Trincardi, Argnani, Correggiari 2011).

Nella bassa pianura le valli scavate nel tardoglaciale dai fiumi alpini furono trasformate in estuari e liman per effetto delle acque lagunari che si insinuarono in queste depressioni morfologiche significativamente più basse della pianura circostante a partire da circa 8.000 anni fa [fig. 5], quando il RSL si trovava a circa -20 m slm (Fontana, Mozzi, Bondesan 2004; 2008; Fontana 2006).

Le ultime fasi di rapido innalzamento marino hanno anche coinciso con la diffusione delle culture neolitiche nell'Alto Adriatico e risulta tuttora un tema molto dibattuto la diversa cronologia che caratterizza l'area del Quarnero e dell'Istria meridionale rispetto alle pianure costiere dell'Italia settentrionale (cf. Forenbaher, Kaiser, Miracle 2013). Infatti, nell'Isola di Lussino gli strati neolitici più antichi sono datati al

6000 a.C., mentre vicino a Pola risalgono al 5700 a.C. e nella Pianura Friulana sono riferiti a circa il 5600-5500 a.C. (Ferrari et al. 2018 e bibliografia citata). Oltre alle possibili spiegazioni culturali, non si deve dimenticare che la zona costiera occidentale esistente attorno a 8.000 anni fa è poi rapidamente cambiata ed è stata sommersa ed erosa, quindi, le tracce di un eventuale popolamento peri-costiero potrebbero non essere più visibili lungo le basse coste dell'Adriatico nord-occidentale.

6 Lo stazionamento alto del mare (ultimi 7.500 anni)

Il tasso di risalita del livello marino mantenne un valore medio elevato fino a circa 7.500 anni fa quando, raggiunta una quota di 5-10 m sotto quella attuale, esso subì un notevole rallentamento [fig. 1a, 5] (Fairbanks 1989; Lambeck et al. 2014). In quel momento le masse di ghiaccio continentale avevano raggiunto un volume confrontabile a quello attuale, raggiungendo una fase di relativo equilibrio. Questa condizione di relativa stabilità viene chiamata stazionamento alto del mare (*marine highstand* in inglese) in quanto contraddistingue le fasi calde, generalmente durante gli interglaciali, quando gli oceani raggiungono i livelli di quota massimi.

Il successivo sollevamento del mare sino a raggiungere la posizione moderna è da attribuirsi in buona parte a fattori morfologici e geologici locali, che produssero una serie di cambiamenti 'verticali' della topografia, quali subsidenza, deformazioni tettoniche, aggiustamenti glacio-isostatici e deposizione di sedimenti fluviali e deltizi (Lambeck et al. 2005; Shennan, Long, Horton 2015). Come prevedibile, tali fattori operarono in modo diverso in differenti contesti [fig. 2].

Analizzando la costa orientale dell'Adriatico è infatti possibile accorgersi di come i rari fiumi con un importante trasporto sedimentario abbiano prodotto effetti marcatamente diversi nel paesaggio, basti pensare che tra il Montenegro e Monfalcone il substrato roccioso è costituito da formazioni calcaree in cui il fenomeno del carsismo è straordinariamente evidente e, di conseguenza, il reticolo idrografico superficiale è poco attivo. In Istria i pochi corsi d'acqua con un certo sviluppo superficiale corrispondono ai fiumi Arsa, Quieto e Dragonia (chiamati Raša, Mirna e Dragonja in Croato e Sloveno). Questi fiumi nel corso degli ultimi 7.000 anni hanno promosso un avanzamento della linea di costa verso mare (progradazione), talvolta per molti chilometri, grazie ai sedimenti da loro trasportati [fig. 5]. Spesso in questi territori carsici il contributo di materiale trasportato dai fiumi è stato stimolato dall'erosione indotta dal disboscamento e dalla pastorizia attuati a partire dal Neolitico ed in modo particolare dalla Protostoria (Felja et al. 2015). Tali fiumi hanno originato degli estuari all'interno di valli o canyon carsici, come documentato per il basso corso dell'Arsa (Sondi, Juračić, Pravdić 1994) e soprattutto del Quie-

to, che nel corso degli ultimi 7.000 anni è avanzato di quasi 12 km verso mare lungo il tratto finale della sua valle (Felja et al. 2015).

In concomitanza con le prime tracce di frequentazione neolitica nelle pianure friulana e veneta (5500-5000 a.C.) si stavano formando gli embrioni delle attuali lagune di Venezia, Caorle e Grado-Marano (Amorosi et al. 2008; Fontana, Pessina 2011). Esse offrivano un ambiente riparato dalle mareggiate, in cui il flusso delle acque salmastre è governato dalle maree. L'ampiezza di marea di circa 1 m che si registra in Alto Adriatico consentiva un agevole risalita dei fiumi fino a 10-20 km dalla foce, come veniva largamente sfruttato fino agli inizi del XX secolo per i trasporti.

Da segnalare che sulla sponda occidentale i delta e le lagune sono stati un elemento abbastanza comune negli ultimi millenni, tuttavia nell'evoluzione di questo settore hanno giocato un ruolo importante anche gli elementi geomorfologici ereditati dalla pianura alluvionale precedente. Il caso più emblematico corrisponde alle incisioni fluviali tardoglaciali dei fiumi Tagliamento e Piave, già descritte nel paragrafo precedente. Si trattava infatti di aree significativamente più basse delle zone circostanti in quanto incise rispetto alla pianura LGM e, quindi, all'arrivo del mare permisero una forte ingressione delle acque marine nell'entroterra. Le incisioni preesistenti divennero degli estuari con dei bracci di ambiente salmastro che, come nel caso della zona di Concordia Sagittaria, s'inoltravano verso l'entroterra fino a 15 km più a monte di dove si trovava il limite delle lagune circa 7.000 anni fa [fig. 5] (Fontana, Mozzi, Bondesan 2004; 2008; Fontana et al. 2012; Carton et al. 2009). Questa particolare situazione geomorfologica si è poi evoluta per effetto del lento ma progressivo innalzamento del livello marino relativo e per l'accumulo di sedimenti all'interno delle antiche valli incise che, negli ultimi 3.000-2.000 anni ne ha comportato la quasi totale obliterazione nei settori di piana costiera [fig. 6e] (Fontana et al. 2012; Fontana, Mozzi, Marchetti 2014; Fontana, Frassine, Ronchi 2019). In varie zone e su aree estese decine di km² esistono quindi antichi paesaggi sepolti la cui conservazione è molto buona e potrebbe consentire di raccogliere alcuni dati altrimenti non disponibili nel resto dell'Alto Adriatico.

Molti siti neolitici rinvenuti lungo la fascia perlagunare tra il fiume Isonzo e il margine orientale della laguna di Venezia si trovano in condizioni ambientali abbastanza confrontabili a quelle in cui erano durante la frequentazione antica (Fontana, Pessina 2011). Su vaste aree bonificate è infatti affiorante la pianura alluvionale della fine del LGM (datata a 21.000-17.500 anni fa), che consente quindi una buona visibilità archeologica di molti dei siti neolitici e in parte di quelli tardopaleolitici e mesolitici che si trovano praticamente sulla superficie affiorante [figg. 6a, 6b] (Broglia, Favero, Marsale 1987; Fontana 2006). Nel settore friulano e veneto orientale questa particolare configurazione e accessibilità dei reperti consente di studiare i rapporti tra gli



Figura 6 Fotografie di alcune situazioni esemplificative della tipologia di affioramenti di depositi nella Pianura costiera Veneto-Friulana e del rapporto con le evidenze archeologiche. A) Foto aerea del sito di Muzzana Bonifica con traccia della sezione riportata in fig. 7 (Auriemma et al. 2013); B) Località Casali Regina di Piancada, pozzetto datato alla fine della Preistoria recente scavato nei depositi LGM e coperto da sedimenti lagunari, quota piano campagna a circa -1 m slm; C) Palude della Carogna, evidenze di strutture abitative d'epoca romana attualmente sommerse (Mozzi, Ninfo 2009); D) sepoltura neolitica della bambina di Piancada con decine di esemplari di *Cerastoderma glaucum* usati come offerta; E) località Roggia Fossariola di Concordia Sagittaria, sezione in cui sono visibili i depositi di riempimento dell'incisione fluviale del Tagliamento, formati da sedimenti lagunari preromani e sedimenti palustri, coperti dalle alluvioni del VI secolo d.C. (Fontana, Frassine, Ronchi 2019); F) foto aerea di Caorle in cui si vede l'imponente murazzo che difende il centro storico e senza il quale l'erosione avrebbe raccordato la costa con la spiaggia di levante

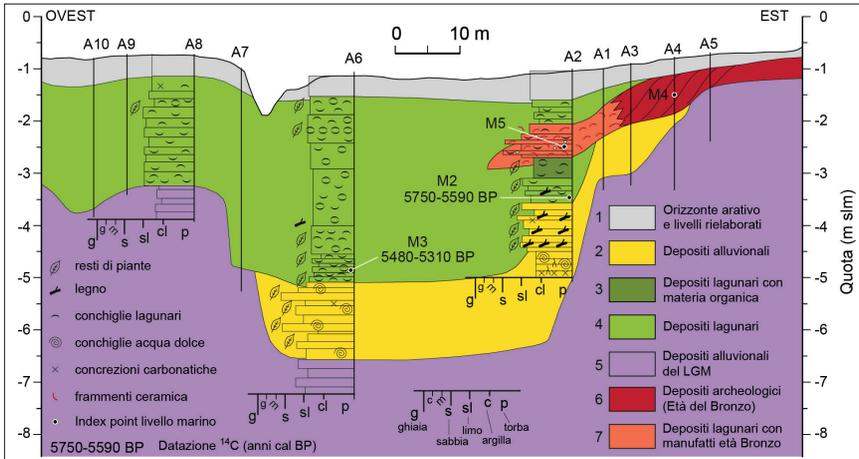


Figura 7 Sezione stratigrafica presso Muzzana Bonifica (modificato da Fontana et al. 2017). La sezione descrive il riempimento del canale Ara del Brodett, originariamente corrispondente ad un canale lagunare prosciugato nel XX secolo. Già dal quarto millennio a.C. questo canale si era sovrainposto lungo il tratto terminale di un preesistente alveo fluviale, lievemente inciso rispetto alla piana LGM. Sulla sponda orientale della sezione gli strati archeologici del BR sono interdigerati con i depositi lagunari ed essi consentono di vincolare il RSL di quel periodo al di sotto di -1,7 m e sopra -2,6 m slm

insediamenti antichi e il paleoambiente lagunare e costiero. Un assetto molto diverso si riscontra invece a sud della Laguna di Venezia e nel delta del Po, dove i sedimenti affioranti sono in genere più recenti di 4.000 anni, se non addirittura post-romani. In queste zone la sedimentazione successiva rende particolarmente difficile lo studio dei siti preistorici e protostorici, spesso individuati in modo fortuito, come nel caso del villaggio neolitico di Lugo di Romagna, rinvenuto in una cava a 7 m di profondità (De Gasperi, Ferrari, Steffè 1998).

Già durante il Neolitico antico l'importanza degli ambienti lagunari è documentata presso il sito di Piancada, a ridosso dell'attuale Laguna di Marano (fig. 5, nr. 1), dalla scoperta di una sepoltura di bambina databile alla fine del IV millennio a.C. in cui come offerta votiva vi erano centinaia di esemplari di *Cerastoderma glaucum*, un bivalve che è il fossile guida degli ambienti lagunari in quasi tutto il Mediterraneo (fig. 7d) (Pessina et al. 2018).

Tuttavia la prima fase in cui si può delineare la stretta relazione tra laguna e abitati antichi risale alle fasi finali dell'età del Bronzo, quando numerosi siti si trovavano addirittura all'interno della laguna stessa, come nel caso di San Gaetano di Caorle (Fontana et al. 2017) o, più diffusamente, lungo la frangia lagunare, come il sito di Muzzana Bonifica (fig. 5, nr. 2). In questa località le ricerche geomorfologiche e stratigrafiche hanno consentito di misurare significativi index point della posizione del livello marino relativo durante la frequen-

tazione del Bronzo Medio Recente [figg. 6a, 7]. In particolare vi sono livelli di abitato che si interdigitano con i depositi di canale lagunare. In questo sito il RSL è passato da -3 a circa -2 m tra il 1850-1150 a.C. e poi da -2 a circa -1 m tra il 1150-100 a.C. (Fontana et al. 2017).

I dati misurati presso il sito di Muzzana sono in accordo con quelli ottenuti in alcuni insediamenti romani che si trovavano su isole della Laguna di Grado-Marano giacciono ora tra -1,0 e -0,8 m slm [fig. 6c] (Auriemma et al. 2013) e tale valore è riscontabile anche nella pianura costiera e laguna veneta nel settore posto a est di Venezia (Canal 2013; Fontana et al. 2017). I siti di epoca romana presenti in zone lagunari sono molto abbondanti sia lungo la costa friulana che quella veneta, dove poi, con l'alto Medioevo, la presenza umana stabile negli ambienti salmastri è aumentata straordinariamente con lo sviluppo della civiltà veneziana (cf. Canal 2013).

Nei secoli successivi si sono verificati vari cambiamenti ambientali dettati da processi naturali, ed un ruolo significativo è stato svolto dalle variazioni fluviali. Queste hanno fatto spostare le foci dei fiumi innescando notevoli cambiamenti paleogeografici pur in assenza di importanti variazioni del livello marino. In ogni caso si è trattato di cambiamenti di entità relativamente minore rispetto ai cambiamenti che si verificarono durante la trasgressione marina. Un caso a parte è rappresentato dall'enorme progradazione del delta del Po che, dopo la deviazione artificiale realizzata dai veneziani agli inizi del XVII secolo, ha rapidamente portato alla formazione di nuovi territori avanzando di quasi 20 km nell'Adriatico (Stefani 2017). Questa anomalia di origine artificiale ben rappresenta le capacità umane degli ultimi secoli di interferire in modo diretto e sensibile sui processi naturali, che è anche una delle caratteristiche più tipiche della gestione veneziana del territorio in Alto Adriatico.

7 Gli scenari del prossimo futuro

Oltre al compimento della bonifica iniziata in epoca veneziana (cf. Bondesan, Furlanetto 2012), nel corso dell'ultimo secolo la costa adriatica nord-occidentale ha subito una serie di altri importanti interventi attuati dall'uomo. È questo il caso dei numerosi manufatti (massicciate frangiflutti, pennelli litoranei, muri paraonde) posti a protezione delle spiagge che oggi caratterizzano fortemente il paesaggio e possono sembrare quasi una normalità. La presenza di questi elementi artificiali è documentata già dall'alto Medioevo [fig. 6f], ma la loro costruzione ha subito un notevolissimo aumento soprattutto a seguito della mareggiata del novembre 1966 e tra la fine del XX e l'inizio del XXI secolo (Bondesan et al. 2004; Fontolan, Bezzi, Pilon 2011). Tipicamente le coste di tipo basso e sabbioso sono soggette ad una dinamica naturale estremamente rapida, ma i cambiamenti morfologici che si stanno verificando negli ultimi decenni non si con-

ciliano con la fissità dell'edificato umano, che subisce quindi danni importanti anche per variazioni di piccola entità (Perini et al. 2017).

Mentre fino agli anni Cinquanta del XX secolo buona parte delle coste veneto-friulane erano in crescita o erano stabili, in seguito si è attuata una tendenza erosiva che negli ultimi anni è divenuta particolarmente visibile. Questa è stata innescata soprattutto dalla carenza di apporti fluviali per effetto delle dighe, briglie e cave in alveo attive lungo i principali fiumi alpini (cf. Surian, Rinaldi 2003). Un altro fattore di grande peso è la subsidenza attualmente in corso nella zona costiera, che produce un innalzamento relativo del livello del mare che può essere anche di alcuni cm/anno, come dimostrato in alcune località della costa friulana, veneta (Carbognin et al. 2011; Da Lio, Tosi 2018) e di quella romagnola (Perini et al. 2017). Invece, fino a pochi anni fa, l'innalzamento eustatico legato al sollevamento del livello globale degli oceani aveva un peso limitato, infatti in Mediterraneo il livello è cresciuto di circa 14 cm nell'ultimo secolo e la velocità media in Alto Adriatico era di circa 1 mm/anno (Vecchio et al. 2019). Secondo le misure più recenti, invece, negli ultimi anni il mare si sta alzando di 2,6 mm/anno e pare in costante accelerazione (Vecchio et al. 2019). Si tratta di una velocità che probabilmente non è mai stata così importante negli ultimi 3.000 anni circa, evidenziando il fatto che si tratta di una situazione che non è mai stata vista durante la storia (Kemp et al. 2011; Kopp et al. 2016).

Secondo i risultati di Mengel et al. (2016), nelle previsioni meno pessimistiche (scenario RCP2.6 dell'International Panel for Climate Change, IPCC), si prevede un intervallo di innalzamento eustatico dei mari calcolato al 2100 tra 28 e 56 cm; nell'ipotesi peggiore (scenario RCP8.5), il livello dei mari salirebbe di 57-131 cm [fig. 8]. In base a studi di dettaglio per l'Alto Adriatico, il valore massimo atteso al 2100 rispetto al valore attuale sarebbe di 48 cm presso Fiume e di 81 cm presso Venezia (Vecchio et al. 2019).

È ovvio che entità di sollevamento marino relativo di vari decimetri impatteranno in modo molto consistente sugli ambienti di transizione come quelli costiero-lagunari. Infatti, l'innalzamento del mare non è un processo svincolato, ma è connesso alle dinamiche costiere e lagunari e indurrà negli ambienti costieri delle modificazioni importanti come erosione, risalita del cuneo salino, riassetto degli ambienti lagunari. Tra gli effetti che si produrranno vi sarà sicuramente anche l'erosione di zone in cui attualmente esistono aree archeologiche e culturali note, oltre ad altri siti ancora da scoprire.

Si deve tener presente che, anche ipotizzando un azzeramento subitaneo delle emissioni di gas serra, quelli già presenti in atmosfera comunque contribuirebbero a riscaldare ulteriormente il pianeta nei prossimi decenni e secoli. Quindi intervenire sulle emissioni drasticamente è molto importante, ma comunque dovremo confrontarci con livelli marini sempre più alti.

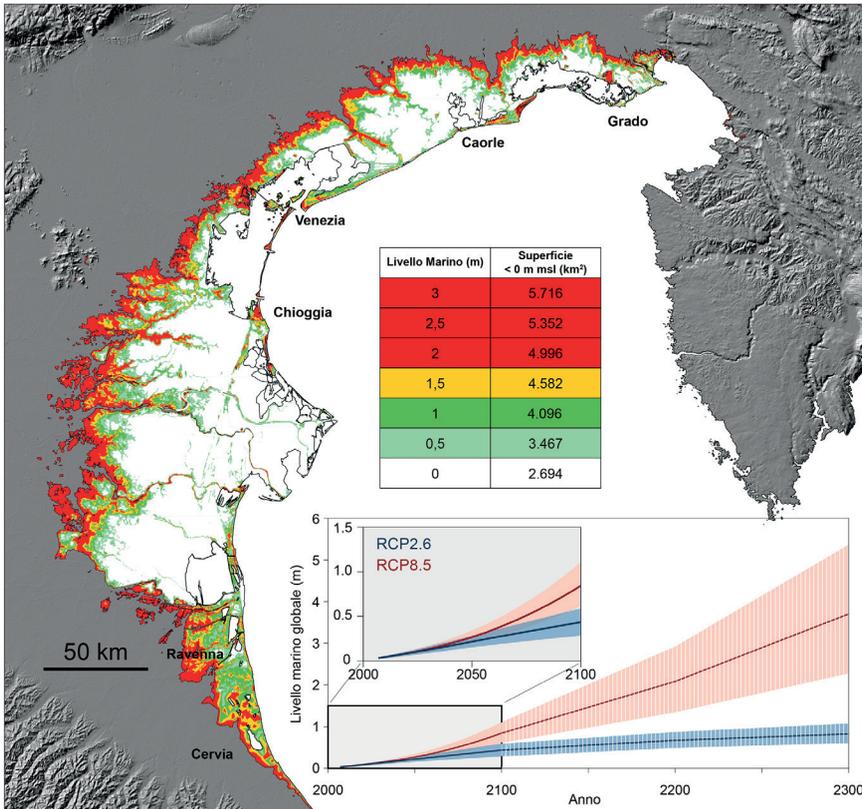


Figura 8 Mappa di previsione delle aree che si troveranno sotto il livello medio relativo nel 2100 e 2300 secondo diversi scenari di previsione secondo l'IPCC 2019. La sigla RCP significa Representative Concentration Pathway, che rappresenta l'evoluzione del modello in base all'andamento delle concentrazioni di gas-serra in atmosfera. Lo scenario RCP8.5 si avrebbe nel caso non si prendesse alcuna contromisura per limitare le emissioni. Lo scenario RCP2.6, invece, prevede significative limitazioni

Comunque, in questa sfida che le popolazioni della costa veneto-friulana e romagnola dovranno affrontare, c'è quantomeno una nota confortante: si tratta infatti di zone largamente bonificate nel corso dello scorso secolo, in cui esistono già i sistemi adatti per mantenere asciutto il territorio (canali, argini lagunari, idrovore). Un innalzamento del livello marino non si traduce dunque in una sicura sommersione dell'area. Agendo tempestivamente sul potenziamento dei sistemi di bonifica già presenti sarà possibile arrivare preparati. Ovviamente la difficoltà è rappresentata da prendere delle decisioni oggi per i prossimi decenni e mettere in atto strategie costose di pianificazione e gestione territoriale di cui vedremo i benefici solo sul lungo periodo.

Bibliografia

- Ammann, B.; Birks, H.J.B.; Brooks, S.J.; Eicher, U.; Grafenstein, von U.; Hoffmann, W.; Lemdahl, G.; Schwander, J.; Tobolski, K.; Wick, L. (2000). «Quantification of Biotic Responses to Rapid Climatic Changes Around the Younger Dryas - A Synthesis». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159, 313-47. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00092-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00092-4).
- Amorosi, A.; Fontana, A.; Antonioli, F.; Primon, S.; Bondesan, A. (2008). «Post-LGM Sedimentation and Holocene Shoreline Evolution in the NW Adriatic Coastal Area». *GeoActa*, 7, 41-67.
- Antonioli, F.; Anzidei, M.; Amorosi, A.; Lo Presti, V.; Mastronuzzi, G.; Deiana, G.; De Falco, G.; Fontana, A.; Fontolan, G.; Lisco, S.; Marsico, A.; Moretti, M.; Orrù, P.E.; Sannino, G.M.; Serpelloni, E.; Vecchio, A. (2017). «Sea-Level Rise and Potential Drowning of the Italian Coastal Plains: Flooding Risk Scenarios for 2100». *Quaternary Science Reviews*, 158, 29-43. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.12.021>.
- Antonioli, F.; Ferranti, L.; Fontana, A.; Amorosi, A.; Bondesan, A.; Braitenberg, C.; Fontolan, G.; Furlani, S.; Mastronuzzi, G.; Monaco, C.; Spada, G.; Stocchi, P. (2009). «Holocene Relative Sea-Level Changes and Vertical Movements Along the Italian and Istrian Coastlines». *Quaternary International*, 206, 101-33. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.11.008>.
- Asioli, A.; Trincardi, F.; Lowe, J.J.; Ariztegui, D.; Langone, L.; Oldfield, F. (2001). «Sub-Millennial Scale Climatic Oscillations in the Central Adriatic During the Lateglacial: Palaeoceanographic Implications». *Quaternary Science Reviews*, 20, 1201-21. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00147-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00147-5).
- Auriemma, R.; Canci, A.; Fontana, A.; Gaddi, D.; Maggi, P.; Mauro, S. (2013). «Alle porte del mare. La laguna di Marano in Età romana». *Antichità Alto Adriatiche, LXXVI = Atti XLIII Settimana Aquileiese, Le modificazioni del paesaggio nell'Alto Adriatico tra Pre-Protostoria e Altomedioevo*. Trieste, 237-56.
- Bondesan, M.; Castiglioni, G.B.; Elmi, C.; Gabbinelli, G.; Marocco, R.; Pirazzoli, P.A.; Tomasin, A. (1995). «Coastal Areas at Risk from Storm Surges and Sea-level Rise in Northeastern Italy». *Journal Coastal Research*, 11, 1354-79. Appendix: Elevation Map of the Po and Veneto-Friuli Plain, scale 1:500,000.
- Bondesan, A.; Furlanetto, P. (2012). «Artificial Fluvial Diversions in the Mainland of the Lagoon of Venice During the 16th and 17th Centuries Inferred by Historical Cartography Analysis». *Géomorphologie*, 2, 175-200.
- Bondesan, A.; Meneghel, M.; Rosselli, R.; Vitturi, A.; Bassan, V.; Bertani, B.; Fontana, A.; Fontolan, G.; Furlanetto, P.; Magri, S.; Mozzi, P.; Primon, S. (2004). *Carta Geomorfologica della provincia di Venezia*. Scala 1:50.000, 4 fogli, 1 con legenda anche in inglese. 1 CD-Rom.
- Broglio, A.; Favero, V.; Marsale, S. (1987). «Ritrovamenti mesolitici attorno alla laguna di Venezia. Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, Commissione di studio dei provvedimenti per la conservazione e difesa della laguna e della città di Venezia». *Venezia, Rapporti e Studi*, 10, 195-231.
- Brunović, D.; Miko, S.; Hasan, O.; Papatheodorou, G.; Ilijanić, N.; Misericocchi, S.; Correggiari, A.M.; Geraga, M. (2020). «Late Pleistocene and Holocene Paleoenvironmental Reconstruction of a Drowned Karst Isolation Basin (Lošinj Channel, NE Adriatic Sea)». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 544, 109587. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109587>.
- Canal, E. (2013). *Archeologia della laguna di Venezia: 1960-2010*. Verona.

- Carbognin, L.; Teatini, P.; Tosi, L.; Strozzi, T.; Vitturi, A.; Mazzuccato, A. (2011). «Subsidenza». Vitturi, A.; Bassan V. (a cura di), *Atlante Geologico della Provincia di Venezia*. Firenze, 519-30.
- Carminati, E.; Martinelli, G.; Severi, P. (2003). «Influence of Glacial Cycles and Tectonics on Natural Subsidence in the Po Plain (Northern Italy): Insights from 14C Ages». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, 1-14. <https://doi.org/10.1029/2002GC000481>.
- Carton, A.; Bondesan, A.; Fontana, A.; Meneghel, M.; Miola, A.; Mozzi, P.; Primon, S.; Surian, N. (2009). «Geomorphological Evolution and Sediment Transfer in the Piave River Watershed (North-Eastern Italy) since the LGM». *Géomorphologie*, 3, 37-58. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.7639>.
- Cattaneo, A.; Trincardi, F. (1999). «The Late-Quaternary Transgressive Record in the Adriatic Epicontinental Sea: Basin Widening and Facies Partitioning». Bergman, K.M.; Snedden, J.W. (eds), *Isolated Shallow Marine Sand Bodies: Sequence Stratigraphic Analysis and Sedimentologic Interpretation*, 127-46. Tulsa. SEPM Special Publication 64. <https://doi.org/10.2110/pec.99.64.0127>.
- Correggiari, A.; Roveri, M.; Trincardi, F. (1996). «Late Pleistocene and Holocene evolution of the North Adriatic Sea. Il Quaternario». *Italian Journal of Quaternary Sciences*, 9, 697-704.
- Da Lio, C.; Tosi, L. (2018). «Land Subsidence in the Friuli Venezia Giulia Coastal Plain, Italy: 1992-2010 Results from SAR-Based Interferometry». *Science of Total Environment*, 633, 752-64. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.03.244>.
- De Gasperi, N.; Ferrari, A.; Steffè, G. (1998). «L'insediamento neolitico di Lugo di Romagna Fornace Gattelli». Pessina, A.; Muscio, G. (a cura di), *Settemila anni fa... il primo pane. Ambienti e culture delle prime società neolitiche = Atti della mostra*. Udine, 117-24. Monografie Museo Friulano Storia Naturale 41.
- De Marchi, L. (1922). «Variazioni del livello dell'Adriatico in corrispondenza con le espansioni glaciali». *Atti Accademia Scientifica Veneto-Trentino-Istria*, 12-13, 1-15.
- Fairbanks, R.G. (1989). «A 17,000-Year Glacio-Eustatic Sea Level Record; Influence of Glacial Melting Rates on the Younger Dryas Event and Deep-Ocean Circulation». *Nature*, 342, 637-42.
- Fairbridge, R.W. (ed.) (1968). *The Encyclopedia of Geomorphology*. New York.
- Favaretto, S.; Sostizzo, I. (2006). «Vegetazione e ambienti del passato nell'area di Concordia Sagittaria (VE)». *Quaderni del Dottorato. Dipartimento di Geografia, Università degli Studi di Padova*, 1, 57-69.
- Felja, I.; Fontana, A.; Furlani, S.; Bajraktarević, Z.; Paradžik, A.; Topalović, E.; Rossato, S.; Čosović, V.; Juračić, M. (2015). «Environmental Changes in the Lower Mirna River Valley (Istria, Croatia) During the Middle and Late Holocene». *Geologia Croatica*, 68(3), 209-24. <https://doi.org/10.4154/GC.2015.16>.
- Ferla, M.; Cordella, M.; Michielli, L.; Rusconi, A. (2007). «Long Term Variations on Sea Level and Tidal Regime in the Lagoon of Venice». *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 75, 214-22. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.03.037>.
- Ferrari, A.; Forenbaheer, S.; Micheli, R.; Montagnari Kokelj, M.; Pessina, A.; Velušček, A.; Visentini, P. (2018). «Neolithic and Eneolithic of Caput Adriae». Borgna, E.; Cassola Guida P.; Corazza S. (a cura di), *Preistoria e Protostoria del Caput Adriae. Studi di Preistoria e Protostoria*, 5, 61-74.

- Fontana, A. (2006). *Evoluzione geomorfologica della Bassa Pianura friulana e sue relazioni con dinamiche insediative antiche*. Udine. Allegata Carta Geomorfologica della bassa pianura friulana. Scala 1:50.000. Monografie Museo Friulano Storia Naturale 47.
- Fontana A.; Bondesan A.; Meneghel M.; Toffoletto F.; Vitturi A.; Bassan V. (a cura di) (2012). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 107 Portogruaro*. 2 fogli, 168 pp. Piacenza.
- Fontana, A.; Frassine, M.; Ronchi, L. (2019). «Geomorphological and Geoarchaeological Evidence of the Medieval Deluge in the Tagliamento River (NE Italy)». Herget, J.; Fontana, A. (eds), *Palaeohydrology Traces, Tracks and Trails of Extreme Events*. Berlin, 97-116.
- Fontana, A.; Mozzi, P.; Bondesan, A. (2004). «Evoluzione geomorfologica della pianura veneto-friulana». Bondesan, A.; Meneghel, M. (a cura di), *Geomorfologia della provincia di Venezia*. Padova, 113-36.
- Fontana, A.; Mozzi, P.; Bondesan, A. (2008). «Alluvial Megafans in the Venetian-Friulian Plain (North-Eastern Italy): Evidence of Sedimentary and Erosive Phases During Late Pleistocene and Holocene». *Quaternary International*, 189, 71-90. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.08.044>.
- Fontana, A.; Mozzi, P.; Bondesan, A. (2010). «Late Pleistocene Evolution of the Venetian-Friulian Plain». *Rendiconti Lincei*, 21, 181-96.
- Fontana, A.; Mozzi, P.; Marchetti, M. (2014). «Alluvial Fans and Megafans Along the Southern Side of the Alps». *Sedimentary Geology*, 301, 150-71. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.09.003>.
- Fontana, A.; Pessina A. (2011). «Early Farming Landscapes in the Friuli Plain (NE Italy)». van Leusen, M.; Pizziolo, G.; Sarti, L. (eds), *Hidden Landscapes of Mediterranean Europe. Cultural and Methodological Biases in Pre- and Proto-historic Landscape Studies = Proceedings of the International Meeting* (Siena, May 25-27, 2007). Oxford, 137-44. Archeopress BAR International Series 2320. <https://doi.org/10.30861/9781407309033>.
- Fontana, A.; Vinci, G.; Tasca, G.; Mozzi, P.; Vacchi, M.; Bivi, G.; Salvador, S.; Rosato, S.; Antonioli, F.; Asioli, A.; Bresolin, M.; Di Mario, F.; Hajdas, I. (2017). «Lagoon Settlements and Relative Sea Level During Bronze Age in Northern Adriatic: Geoarchaeological Evidence and Paleogeographic Constraints». *Quaternary International*, 439, 17-36. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.12.038>.
- Fontolan, G.; Pillon, S.; Delli Quadri, F.; Bezzi, A. (2007). «Sediment Storage at Tidal Inlets in Northern Adriatic Lagoons: Ebb-Tidal Delta Morphodynamics, Conservation and Sand Use Strategies». *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 75, 261-77. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.02.029>.
- Fontolan, G.; Bezzi, A.; Pillon, S. (2011). «Rischio da mareggiata». Vitturi, A.; Bassan, V. (a cura di), *Atlante geologico della provincia di Venezia*. Firenze, 581-600.
- Forenbahr, S.; Kaiser, T.; Miracle, P.T. (2013). «Dating the East Adriatic Neolithic». *European Journal of Archaeology*, 16, 589-609. <https://doi.org/10.1179/1461957113Y.0000000038>.
- Ghielmi, M.; Minervini, M.; Nini, C.; Rogledi, S.; Rossi, M.; Vignolo, S. (2010). «Sedimentary and Tectonic Evolution in the Eastern Po-Plain and Northern Adriatic Sea Area from Messinian to Middle Pleistocene (Italy)». *Rendiconti Lincei*, 21, 131-66. <https://doi.org/10.1007/s12210-010-0101-5>.
- Giorgetti, G.; Mosetti, F. (1969). «General Morphology of the Adriatic Sea». *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 11, 44-56.

- Gordini, E.; Caressa, S.; Marocco, R. (2003). «Nuova carta morfo-sedimentologica del golfo di Trieste (da Punta Tagliamento alla foce dell'Isonzo)». *Gortania*, 25, 5-29.
- Gordini, E.; Marocco, R.; Tunis, G.; Ramella, G. (2004). «I depositi cementati del Golfo di Trieste (Adriatico Settentrionale): Distribuzione areale, caratteri geomorfologici e indagini acustiche ad alta risoluzione». *Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences*, 17(2), 555-63.
- Hanebuth, T.J.J.; Stattegger, K.; Bojanowski, A. (2009). «Termination of the Last Glacial Maximum Sea-Level Lowstand: The Sunda-Shelf Data Revisited». *Global and Planetary Change*, 66, 76-84. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.03.011>.
- Ivy-Ochs, S.; Kerschner, H.; Reuther, A.; Preusser, F.; Heine, K.; Maisch, M.; Kubik, P.W.; Schlüchter, C. (2008). «Chronology of the Last Glacial Cycle in the European Alps». *Journal of Quaternary Science*, 23, 559-73. <https://doi.org/10.1002/jqs.1202>.
- Kemp, A.C.; Horton, B.P.; Donnelly, J.P.; Mann, M.E.; Vermeer, M.; Rahmstorf, S. (2011). «Climate Related Sea-Level Variations Over the Past Two Millennia». *Proc Natl Acad Sci.*, 108, 11017-22. <https://doi.org/10.1073/pnas.1015619108>.
- Kopp, R.E.; Kemp, A.E.; Bittermann, K.; Horton, B.P.; Donnelly, J.P.; Gehrels, R.; Hay, C.; Mitrovica, J.X.; Morrow, E.D.; Rahmstorf, S. (2016). «Temperature-Driven Global Sea-Level Variability in the Common Era». *PNAS*, 113, 1434-41. <https://doi.org/10.1073/pnas.1517056113>.
- Lambeck, K.; Antonioli, F.; Anzidei, M.; Ferranti, L.; Leoni, G.; Scicchitano, G.; Silenzi, S. (2011). «Sea Level Change Along the Italian Coast During the Holocene and Projections for the Future». *Quaternary International*, 232, 250-7. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.04.026>.
- Lambeck, K.; Purcell, A. (2005). «Sea-Level Changes in the Mediterranean Sea since the LGM: Model Predictions for Tectonically Stable Areas». *Quaternary Science Reviews*, 24, 1969-88. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.06.025>.
- Lambeck, K.; Roubya, H.; Purcell, A.; Sun, Y.; Malcolm, S. (2014). «Sea Level and Global Ice Volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene». *PNAS*, 111, 15296-303. <https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111>.
- Marocco, R. (1991). «Evoluzione tardopleistocenica e olocenica del delta del Fiume Tagliamento e delle lagune di Grado e Marano (Golfo di Trieste)». *Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences*, 4, 223-32.
- Marsico, A.; Lisco, S.; Lo Presti, V.; Antonioli, F.; Anzidei, M.; Amorosi, A.; Deiana, G.; De Falco, G.; Fontana, A.; Fontolan, G.; Moretti, M.; Orrù, P.E.; Sannino, G.M.; Serpelloni, E.; Vecchio, A.; Mastronuzzi, G. (2017). «Flooding Scenario for Four Italian Coastal Plains Using Three Relative Sea Level Rise Models». *Journal of Maps*, 13, 961-7. <https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1415989>.
- Mengel, M.; Levermann, A.; Frieler, K.; Robinson, A.; Marzeion, B.; Winkelmann, R. (2016). «Future Sea Level Rise Constrained by Observations and Long-term Commitment». *PNAS*, 113, 2597-602. <https://doi.org/10.1073/pnas.1500515113>.
- Monegato, G.; Scardia, G.; Hajdas, I.; Rizzini, F.; Piccin, A. (2017). «The Alpine LGM in the Boreal Ice-Sheets Game». *Scientific Reports*, 7, 1-8. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-02148-7>.

- Mozzi, P.; Ninfo, A. (2009). «La fotografia aerea obliqua per l'analisi geoarcheologica del territorio della Via Annia». Veronese, F. (a cura di), *Atti della giornata di Studi "Via Annia, progetto di recupero e valorizzazione di un'antica strada romana"* (Padova, 19 giugno 2008). Padova, 103-20.
- Pellegrini, C.; Asioli, A.; Bohacs, K.M.; Drexler, T.; Feldman, H.R.; Sweet, M.L.; Masetti, V.; Rover, M.; Gamberia, F.; Dalla Valle, G.; Trincardi, F. (2018). «The late Pleistocene Po River Lowstand Wedge in the Adriatic Sea: Controls on Architecture Variability and Sediment Partitioning». *Mar. Pet. Geol.*, 96, 16-50. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.03.002>.
- Perini, L.; Calabrese, L.; Luciani, P.; Olivieri, M.; Galassi, G.; Spada, G. (2017). «Sea-Level Rise Along the Emilia-Romagna Coast (Northern Italy) in 2100: Scenarios and Impacts». *Natural Hazards Earth System Science*, 17, 2271-87. <https://doi.org/10.5194/nhess-2017-82>.
- Pessina, A.; Fontana, A.; Rottoli, M.; Occhini, E.; Salvador, S. (2018). «Il Neolitico della Bassa Pianura Friulana. Aspetti culturali, geoarcheologici e paleobotanici». Borgna, E.; Cassola Guida, P.; Corazza, S. (a cura di), *Preistoria e Protostoria del Caput Adriae. Studi di Preistoria e Protostoria*, 5, 135-46.
- Pikelj, K.; Juračić, M. (2013). «Eastern Adriatic Coast (EAC): Geomorphology and Coastal Vulnerability of a Karstic Coast». *Journal of Coastal Research*, 29, 944-57. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00136.1>.
- Pugh, D.; Woodworth, P. (2014). *Sea-Level Science. Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes*. Cambridge.
- Richthofen, von F. (1901). *Führer für Forschungreisende*. Hannover.
- Ronchi, L.; Fontana, A.; Correggiari, A. (2018). «Characteristics and Potential Application of Holocene Tidal Inlets in the Northern Adriatic Shelf (Italy)». *Alpine Mediterranean Quaternary*, 31, 31-4.
- Ronchi, L.; Fontana, A.; Correggiari, A.; Asioli, A. (2018). «Late Quaternary Incised and Infilled Landforms in the Shelf of the Northern Adriatic Sea (Italy)». *Mar. Geol.*, 405, 47-67. <https://doi.org/10.1016/j.mar-geo.2018.08.004>.
- Schmidt, R.; Pugliese, N.; Müller, J.; Szeroczynska, K.; Bogner, D.; Melis, R.; Kamenik, C.; Danielopol, D.L. (2000). «Palaeoclimate, Vegetation and Coastal Lake Development from the Pleniglacial Until Early Holocene, in the Northern Adriatic Valun Bay (Isle of Cres, Croatia)». *Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences*, 14, 61-78. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1995.tb00408.x>.
- Shennan, I.; Long, A.; Horton, B.P. (eds) (2015). *Handbook of Sea Level Research*. Hoboken (NJ).
- Sondi, I.; Juračić, M.; Pravdić, V. (1994). «Sedimentation in a Disequilibrium River-Dominated Estuary: The Raša River Estuary (Adriatic Sea, Croatia)». *Sedimentology*, 42, 769-83. <https://doi.org/10.1002/9781118452547>.
- Stefani, M. (2017). «The Po Delta Region: Depositional Evolution, Climate Change and Human Intervention Through the Last 5000 Years». Soldati, M.; Marchetti, M. (eds), *The Landforms and Landscapes of Italy*. Cham, 193-202. https://doi.org/10.1007/978-3-319-26194-2_16.
- Storms, J.E.A.; Weltje, G.J.; Terra, G.J.; Cattaneo, A.; Trincardi, F. (2008). «Coastal Dynamics Under Conditions of Rapid Sea-Level Rise: Late Pleistocene to Early Holocene Evolution of Barrier-Lagoon Systems on the Northern Adriatic Shelf (Italy)». *Quaternary Science Reviews*, 27, 1107-23. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.02.009>.

- Surian, N.; Rinaldi, M. (2003). «Morphological Response to River Engineering and Management in Alluvial Channels in Italy». *Geomorphology*, 50, 307-26. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00219-2](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00219-2).
- Surić, M.; Juračić, M. (2010). «Late Pleistocene-Holocene Environmental Changes: Records from Submerged Speleothems Along the Eastern Adriatic Coast (Croatia)». *Geologia Croatica*, 63, 155-69. <https://doi.org/10.4154/gc.2010.13>.
- Surić, M.; Juračić, M.; Horvatinčić, N.; Krajcar Bronić, I. (2005). «Late Pleistocene-Holocene Sea-Level Rise and the Pattern of Coastal Karst Inundation: Records from Submerged Speleothems Along the Eastern Adriatic Coast (Croatia)». *Marine Geology*, 214, 163-75. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.030>.
- Trincardi, F.; Argnani, A. (2001). *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 250,000 - Foglio NL33-10 Ravenna*. 1 foglio, 108 pp. Firenze.
- Trincardi, F.; Argnani, A.; Correggiari, A. (2011). *Note Illustrative della Carta Geologica dei Mari Italiani alla scala 1:250.000 - Foglio NL33-7 Venezia*. 1 foglio, 151 pp. Firenze.
- Trincardi, F.; Campiani, E.; Correggiari, A.; Fogliani, F.; Maselli, V.; Remia, A. (2014). «The Bathymetry of the Adriatic Sea: The Legacy of the Last Eustatic Cycle and the Impact of Modern Sediment Dispersal». *Journal of Maps*, 10, 151-8. <https://doi.org/10.1080/17445647.2013.864844>.
- Trincardi, F.; Correggiari, A.; Roveri, M. (1994). «Late-Quaternary Transgressive Erosion and Deposition in a Semi-Enclosed Shelf: The Adriatic Epicontinental Basin». *GeoMarine Letters*, 14, 41-51. <https://doi.org/10.1007/BF01204470>.
- Vacchi, M.; Marriner, N.; Morhange, C.; Spada, G.; Fontana, A.; Rovere, A. (2016). «Multiproxy Assessment of Holocene Relative Sea-Level Changes in the Western Mediterranean: Sea-Level Variability and Improvements in the Definition of the Isostatic Signal». *Earth-Science Reviews*, 155, 172-97. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.02.002>.
- Vecchio, A.; Anzidei, M.; Serpelloni, E.; Florindo, F. (2019). «Natural Variability and Vertical Land Motion Contributions in the Mediterranean Sea-Level Records over the Last Two Centuries and Projections for 2100». *Water*, 11, 1480. <https://doi.org/10.3390/w11071480>.
- Vescovi, E.; Ravazzi, C.; Arpent, A.; Finsinger, W.; Pini, R.; Valsecchi, V.; Wick, L.; Ammann, B.; Tinner, W. (2007). «Interactions Between Climate and Vegetation on the Southern Side of the Alps and Adjacent Areas During the Late-glacial Period as Recorded by Lake and Mire Sediment Archives». *Quaternary Science Reviews*, 26, 1650-69.

