

CLIMA E DINAMICA COSTIERA: DALL'APPROCCIO DETERMINISTICO A QUELLO PROBABILISTICO

Giuseppe Mastronuzzi^(1,*), Giorgio Fontolan⁽²⁾, Giovanni Palmentola^(1†), Paolo Sansò⁽³⁾,
Giuseppe Cacciapaglia⁽¹⁾, Vincenzo De Santis⁽¹⁾, Maurilio Milella⁽⁴⁾, Cosimo Pignatelli⁽¹⁾, Gianluca Selli⁽³⁾

⁽¹⁾Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università degli Studi "Aldo Moro" di Bari

⁽²⁾Dipartimento di Scienze Geologiche Ambientali e Marine, Università degli Studi di Trieste

⁽³⁾Dipartimento di Scienza dei Materiali, Università del Salento, Lecce

⁽⁴⁾Collaboratore Esterno, Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università degli Studi "Aldo Moro" di Bari

*Campus Universitario, Via Orabona, 4 - 70125 Bari (g.mastrozz@geo.uniba.it)

RIASSUNTO

La dinamica costiera è attivata dai flussi energetici verso la fascia litorale propri dell'ambiente marino, di quello continentale, di quello atmosferico e delle componenti biologiche. Tutti questi variano, nello spazio e nel tempo, in funzione del bilancio energetico globale del pianeta e quindi del clima. I sistemi costieri si adattano alle mutate condizioni morfodinamiche secondo situazioni variabili da luogo a luogo in funzione dei parametri morfografici, ambientali e geodinamici locali. In una situazione di cambiamento climatico in atto, ancorché non completamente definito rispetto alle cause e al peso di ognuna di esse, è ritenuto impossibile stabilire una legge che definisca in maniera deterministica la risposta adattativa dei sistemi costieri alle mutate condizioni ambientali. Più verosimilmente essi rispondono con l'innescò di dinamiche variabili da luogo a luogo, in funzione degli equilibri che localmente si instaurano, spesso innescati e controllati dall'uomo.

Termini chiave: clima, variazioni climatiche, livello del mare, fascia costiera, adattamento.

1. PREMESSA

Il pianeta terra è un grande e complesso sistema che come una macchina produce e consuma energia. Gli input energetici che lo caratterizzano derivano dalla insolazione solare, dall'energia gravitazionale e dall'energia prodotta all'interno del pianeta. Tali input energetici attivano processi endogeni ed esogeni che sono la causa dell'evoluzione dell'ambiente fisico e definiscono, nel presente, la dinamica delle forme che lo caratterizzano. Processi morfodinamici diacronici sono attivi con continuità spazio-temporale su tutto il pianeta, a definire sistemi morfogenetici ove sussiste una diretta relazione agente-processo-forma. Laddove a guidare l'attivazione dell'agente e la sua funzione morfodinamica sia il clima si definisce un sistema morfoclimatico; così qualsiasi area della superficie terrestre dove agenti attivi producano determinate forme appartiene ad un sistema morfogenetico o ad un sistema morfoclimatico. Lo spazio costiero per sua natura ha una dinamica fortemente condizionata da flussi energetici che si esplicano in ambiente marino, continentale, atmosferico e biologico (Fig. 1); la fascia costiera rappresenta così quella parte della superficie terrestre che materializza il livello di base di processi propri di ognuno di quegli ambiti (p.e.: Carter e Woodroffe, 1994; Mastronuzzi *et al.*, 2005). Tipici della fascia costiera sono processi morfodinamici definiti, cui non corrispondono limiti spaziali netti

nel tempo, sia nel breve, che nel medio o lungo periodo. Tutto ciò produce inevitabilmente un sistema morfogenetico con limiti sfumati sia verso l'entroterra che verso il mare aperto, influenzati dalla temporanea energia complessiva del rilievo (p.e.: Panizza, 1992; Bartolini, 2003).

Ogni area costiera è contraddistinta da fattori di modellamento fortemente condizionati dai caratteri climatici. Il sistema morfogenetico costiero ha quindi, localmente, una forte connotazione morfoclimatica (p.e.: Carter e Woodroffe, 1994; Castiglioni, 1978, Pranzini, 2005). Senza entrare specificatamente nella diversificazione dei parametri climatico-meteorologici, che comportano anche e soprattutto un diverso clima meteomarino, la zonazione climatica della fascia costiera si traduce in forme più o meno note a tutti e che si richiamano alla classica notazione geografica delle zone delle basse latitudini equatoriali, delle medie latitudini o delle alte latitudini: le barriere coralline in aree intertropicali, le pianure alluvionali nelle aree delle medie latitudini, le coperture glaciali costiere e le piattaforme ghiacciate flottanti delle regioni polari.

Nelle pagine seguenti sarà sinteticamente esposto come l'ambiente costiero rappresenti una delle aree del pianeta più sensibile alle conseguenze delle variazioni climatiche a scala planetaria ma che conserva caratteri evolutivi peculiari da luogo a luogo, non controllati da teorie valide universalmente.



Figura 1 - Interazione della dinamica degli ambienti marino, terrestre, atmosferico e biologico: **a**) costa a mangrovie nell'isola di Bonaire (Antille Olandesi); **b**) pocket beach lungo le falesie della costa settentrionale dell'isola di Guernsney (Channel Islands)

2. LE VARIAZIONI DEL CLIMA E DEL LIVELLO DEL MARE

Nel corso dell'Olocene la fascia costiera è stata interessata dal rapido sollevamento del livello del mare connesso alla deglaciazione postwurmiana, a sua volta dovuta alle mutate condizioni climatiche planetarie direttamente correlate alla combinazione dei moti astronomici del pianeta (p.e.: Berger, 1988; Imbrie e Imbrie 1980; Imbrie *et al.*, 1992; Muller e MacDonald, 1997). La conseguenza più immediata di un forte evento trasgressivo è la repentina modificazione nella posizione della linea di riva o della linea di costa (Carter e Woodroffe, 1994; Pirazzoli,

1996; Douglas *et al.*, 2001; Mastronuzzi e Sansò, 2006). Il sollevamento del livello del mare in riferimento ai movimenti delle terre emerse, a loro volta condizionati da fattori geodinamici (tettonica locale e globale) e morfodinamici (glacioisostasia, idroisostasia, isostasia da carico), è descrivibile mediante curve di movimento relativo, che hanno valenza regionale (Fig. 2) (p.e.: Clark *et al.*, 1978; Pirazzoli, 1991; Mörner, 1996; Lambeck, 2004). A partire dalla fine degli anni '50, curve delle variazioni climatiche globali sono state ottenute studiando il rapporto isotopico O^{16}/O^{18} riconosciuto in carote di ghiaccio provenienti dall'Antartide, o in gusci di



organismi entro carote provenienti da bacini profondi (p.e.: Emiliani, 1955; 1966; Shackleton e Opdike, 1973; Shackleton, 2000) (Fig. 3). Più specificatamente, le variazioni di rapporto isotopico sono state confrontate con quelle di altri parametri, come il contenuto di CO₂, NH₄, C₁₄, Na, K, Be, l'entità di insolazione solare a 60° N e S e, per tempi più recenti, anche la quantità di aerosol vulcanico (p.e.: Broecker e van Donk, 1970; Mayeski *et al.*, 2006) (Fig. 4). Questi confronti hanno permesso di rico-

struire l'andamento temporale delle variazioni eustatiche del livello del mare e della sua temperatura superficiale (Sea Surface Temperature = SST) (p.e.: Shackleton, 2000; Lea *et al.*, 2002; Waelbroeck *et al.*, 2002). E' evidente che, per sua natura, il livello del mare, inteso non come superficie geometrica ma superficie teorica assimilabile a quella di un geoide, ha un andamento condizionato dalla redistribuzione geoidica dei volumi di acqua. Tale redistribuzione avviene secondo superfici che non sono geometrica-

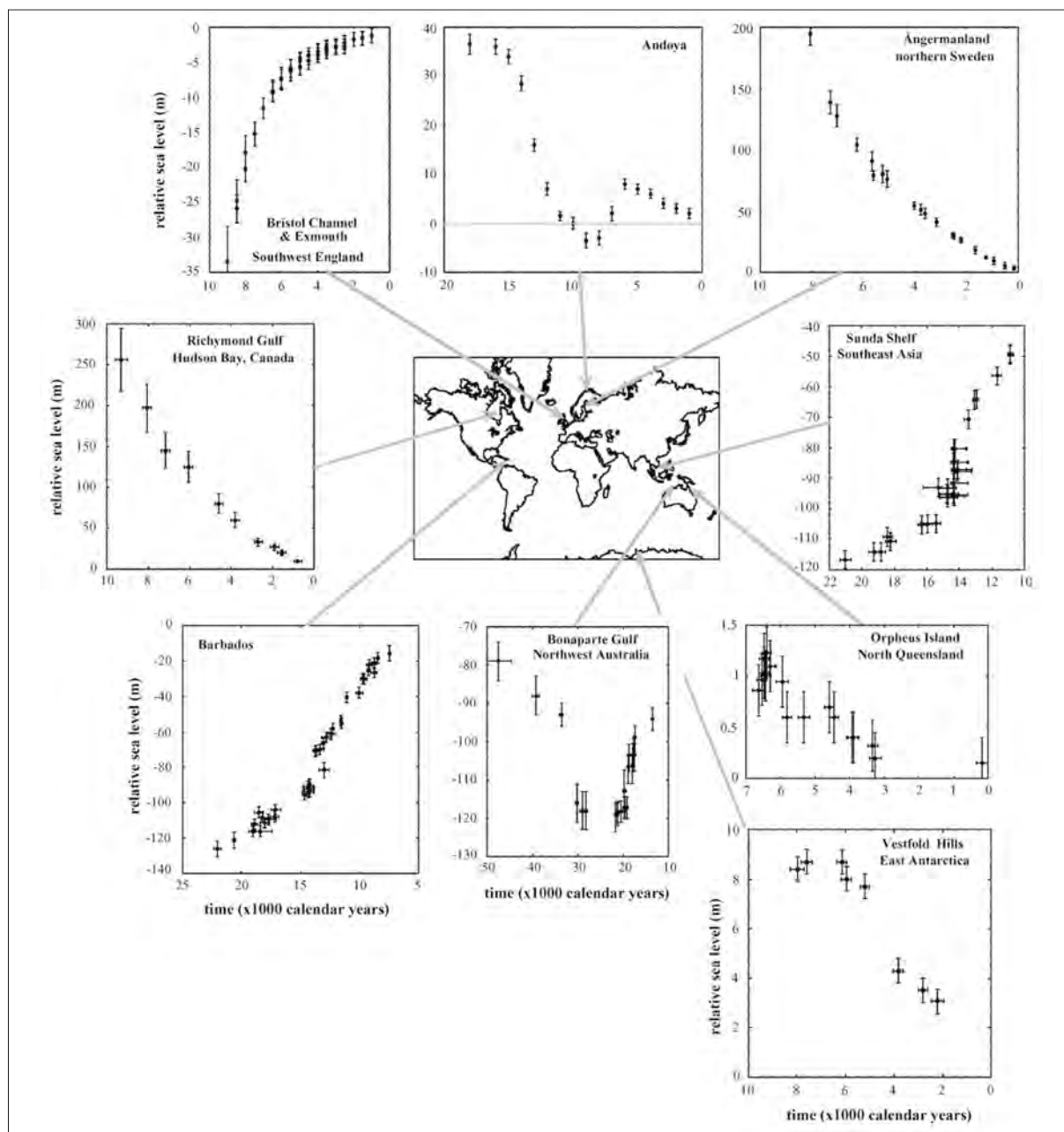


Figura 2 - Variazioni del livello del mare dall'ultimo massimo glaciale osservate in più località del mondo; tutti i siti investigati sono stati ritenuti tettonicamente stabili, eccetto le Barbados dove sono state effettuate delle correzioni rispetto all'uplift stimato. Da notare le differenti scale di tempo e di ampiezza (da Lambeck, 2004)

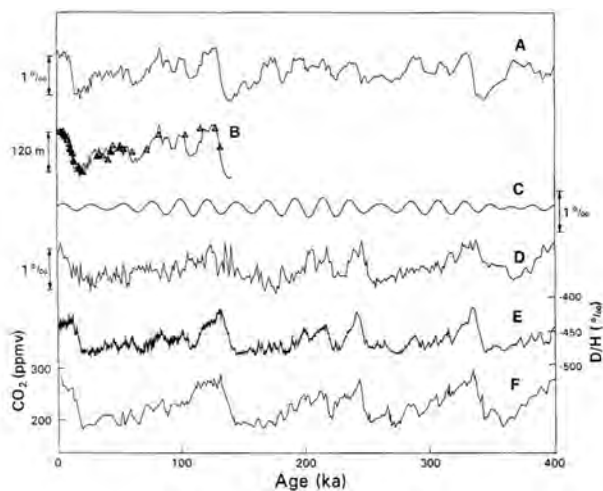


Figura 3 - (A) Ricostruzione dell'andamento dei volumi eustatici in base ai valori di $\delta^{18}\text{O}$ da osservazioni dei volumi dei ghiacci e delle variazioni del livello del mare; (B) variazioni del livello del mare negli ultimi 150 ka da misure di $\delta^{18}\text{O}$ e osservazioni di marker del livello del mare; (C) variazioni dell'effetto Dole; (D) Ricostruzione dell'andamento dei valori di $\delta^{18}\text{O}$ in foraminiferi attribuibili a cambiamenti delle temperature dei fondali del Pacifico; (E) andamento della CO_2 atmosferica; (F) il rapporto D/H dalle carote di Vostok (da Shackleton, 2000)

mente parallele a se stesse ma variabili nello spazio e nel tempo, con andamento ondulatorio a lunghezza e periodicità variabili nello spazio e nel tempo (Mörner, 1986). Le evidenze morfologiche, biologiche ed archeologiche che definiscono nel tempo la posizione del livello del mare, servono a rifinire le approssimazioni conseguenti al modellamento numerico dei dati (Pirazzoli, 1996). Il confronto delle curve disponibili (Caputo, 2007) mette in evidenza che - almeno negli ultimi 450 ka, ma presumibilmente ben più indietro nel tempo - è riconoscibile una periodicità di circa 100-130 ka (Imbrie *et al.*, 1993) della fluttuazione positiva del livello del mare, cui corrisponde anche una massima concentrazione di CO_2 in atmosfera (Fig. 5). I massimi di innalzamento del livello marino sono grossomodo coincidenti con il valore del livello medio del mare attuale, con un picco recente pari a circa +6 m collocato temporalmente a 125 ka (Fig. 6). Per ridurre i condizionamenti locali, utilizzando dati provenienti da situazioni geodinamiche ed isostatiche differenti sono stati sviluppati modelli matematici corretti con dati geofisici e geomorfologici che dovrebbero definire l'andamento del livello eustatico globale (p.e.: Peltier e Andrews, 1976; Lambeck, 1998; Peltier, 1999; Spada e Stocchi, 2007). I dati mareografici, morfologici, satellitari e i modelli concordano nel ricono-

scere in questo periodo una tendenza all'innalzamento del livello del mare; manca l'accordo rispetto al valore assoluto del tasso medio di sollevamento. Dati satellitari (Topex/Poseidon e Jason 1), riferiti ad un intervallo di tempo di circa 16 anni, indicano valori medi di 0.9 mm/a pur riconoscendo aree in cui il comportamento è inverso (Pirazzoli, 2000; Fu e Cazenave, 2001). I dati mareografici da stazioni distribuite essenzialmente nell'emisfero settentrionale e riferiti ad intervalli di tempo più estesi - al meglio un centinaio di anni - forniscono indicazioni spesso molto discordanti fra loro per fatti locali e/o strumentali, cosicché sussistono delle perplessità sulla loro affidabilità (Pirazzoli, 1993). Nel loro insieme tali registrazioni sembrano indicare variazioni positive di 1.1 mm/a, con punte fino a 3.0 mm/a. Per il Mediterraneo la situazione non è certo più chiara: le registrazioni mareografiche indicherebbero un valore di innalzamento massimo di 1.0 mm/a, fortemente condizionato da situazioni locali. Va tuttavia precisato che sembra diffusa l'individuazione di un rallentamento del sollevamento del livello del mare a partire dagli anni '60 del secolo scorso (Woodworth, 2003), in prima ipotesi correlato ai mancati apporti idrici al Mediterraneo dovuti alla realizzazione della diga di Assuan lungo il Nilo in Egitto.

3. DINAMICA COSTIERA E VARIAZIONI DEL LIVELLO DEL MARE

Al variare della linea di base dei processi marini e continentali, biologici ed atmosferici, conseguente alla variazione del livello del mare, corrisponde una variazione nello spazio della linea di riva e/o della linea di costa. Lungo le coste mobili e lungo le coste rocciose la fascia di concentrazione di energia si sposta, rispettivamente, nell'entroterra o si limita a sollevarsi in quota. È acclarato che ad un sollevamento del mare lungo una costa rocciosa corrisponde la migrazione verso l'alto delle aree in arretramento in relazione all'innalzamento della profondità di chiusura (p.e.: Sunamura, 1992); tale fenomeno comporta il correlato modellamento, in un primo tempo, di una wave cut platform e quindi di una shore platform (p.e.: Threnaille, 1980; Sunamura, 1992; Mastronuzzi *et al.*, 1992). La velocità di arretramento è evidentemente condizionata dalle caratteristiche litostrutturali del corpo roccioso, dalla morfologia dei versanti in sommersione, dalle pendenze e dalla morfologia dei fondali, dai caratteri meteomarini locali (p.e.: Maracchione *et al.*, 2001; Andriani e Walsh, 2007).

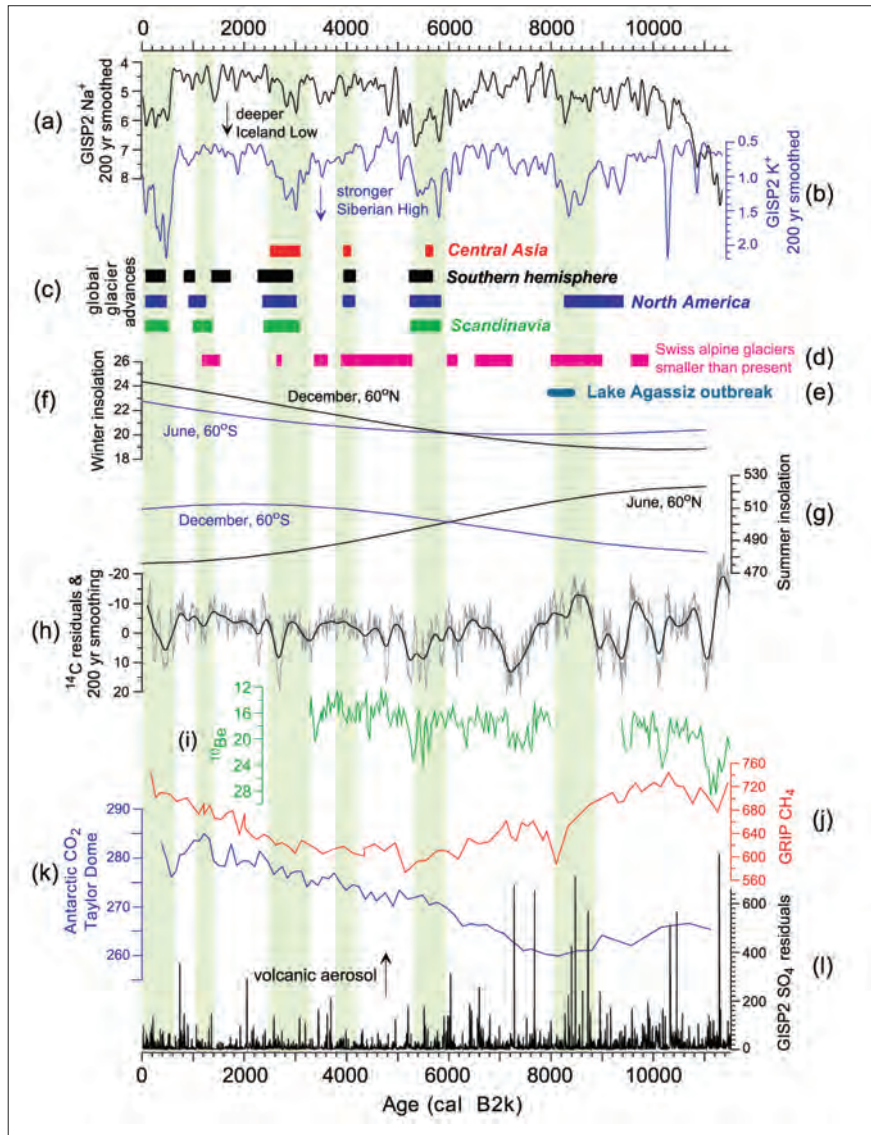


Figura 4 - Variazione dei parametri paleoambientali, dell'insolazione solare, fluttuazione dei limiti dei ghiacciai e dell'aerosol vulcanico sul pianeta nel corso dell'Olocene (da Mayewski et al., 2004)

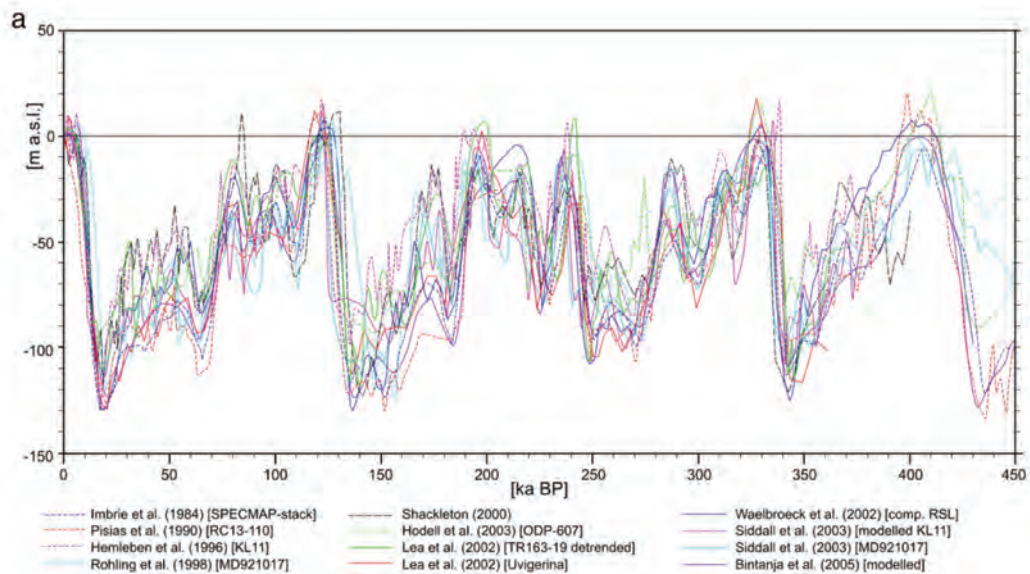


Figura 5 – Confronto delle curve delle variazioni del livello del mare ricostruite da diversi Autori per gli ultimi 3-4 cicli glaciali (da Caputo, 2007)

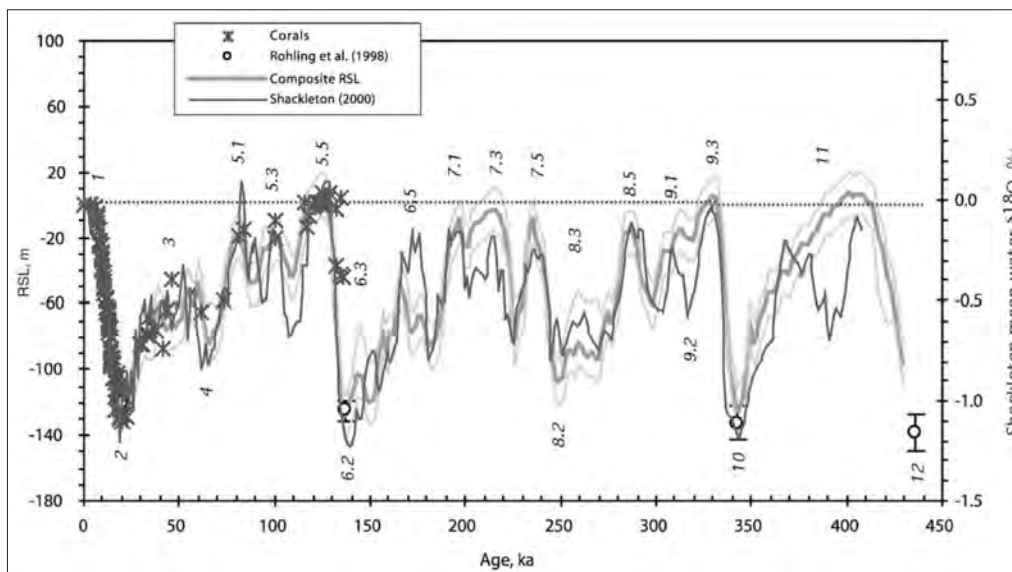


Figura 6 - Curva delle variazioni del livello del mare (grigio scuro) e range di errore ricostruita in base a variazioni del $\delta^{18}\text{O}$ atmosferico (in nero) (Waelbroeck et al., 2002)

Diversa è la situazione delle coste mobili, soprattutto delle spiagge esposte al moto ondoso (*wave dominated coasts* di Roy et al., 1994) che, apparentemente, mostrano maggiori caratteri di omogeneità. E' proprio a partire da questa osservazione nel contesto delle modificazioni temporali delle spiagge dei Grandi Laghi del Nord America che Bruun (1962) sviluppa il modello dinamico che oggi porta il suo nome. Il modello o Legge di Bruun suggerisce il progressivo migrare verso l'entroterra del sistema spiaggia in funzione dell'innalzamento del livello del mare (Fig. 7). Questa regola, che ha come punto di forza l'estrema semplicità, prevede quindi un sostanziale adattamento morfologico della spiaggia al nuovo livello del mare, in modo che il suo profilo di equilibrio non cambi ma trasli conservando i volumi.

I limiti del modello sono particolarmente evidenti nell'assunto del bilancio di massa, condizione difficile da accettare per un sistema aperto come una spiaggia, che muta la sua configurazione al variare dell'input sedimentario, quindi anche al variare del clima. Allo stesso modo, quando il sistema spiaggia è alterato direttamente o indirettamente dall'uomo, vengono meno le condizioni per un riequilibrio naturale. Sono questi i casi, ad esempio, delle modificazioni o dei riasseti a livello di bacini idrografici, operati anche attraverso gli sbarramenti che inevitabilmente sottraggono materiale utile per la naturale alimentazione delle spiagge (AA.VV. 1997); o, più direttamente sulla costa, l'effetto delle difese operate dall'uomo o dei manufatti e opere portuali, che inducono profonde alterazioni sul regime di trasporto litoraneo (AA.VV. 1997).

Venendo meno il rifornimento di sedimenti diventano sempre più frequenti i fenomeni di cannibalizzazione (Orford et al. 1996) e più in generale è sempre meno probabile che si conservi inalterato il volume di sabbia mediante una semplice ridistribuzione trasversale. Se a ciò aggiungiamo la possibilità che, in uno scenario di cambiamento climatico globale, si possa modificare anche il clima del moto ondoso oltre a quello idrodinamico-circolatorio, ne consegue la probabile modifica del contesto morfodinamico proprio di una spiaggia e di conseguenza della condizione di inalterabilità del profilo che la regola di Bruun richiede come assunto.

In sostanza tale modello non tiene debitamente in conto i) delle variazioni di budget sedimentario del sistema costiero; ii) della deriva longshore dei sedimenti; iii) degli effetti di perdita onshore per meccanismi di washover; iv) del bilancio eolico spiaggia-duna; v) della possibile variazione dei parametri idrodinamici; vi) degli effetti della morfodinamica continentale (p.e.: Kaplin e Selivanov, 1995; List et al., 1997).

Nel corso del tardo Olocene pur in un regime trasgressivo, la grande quantità di materiali riversata nei bacini costieri dai corsi d'acqua, ha comportato la progradazione della fascia costiera e allo sviluppo di ampi sistemi a beach-ridges o di enormi sistemi distaccati che poi hanno dato vita alle lagune; questa dinamica progradazionale, ha portato alla costruzione di sistemi di barriere regressive o comunque di ampie piane costiere, in chiaro contrasto rispetto alla migrazione verso terra del sistema spiaggia proposto dal modello di Bruun (p.e.: Provensal, 1993; Brückner, 1997; Ciavola et al., 1997; Gravina et al.,



2005). Il teorema che al variare del livello del mare il sistema resti elastico ha difficoltà ad essere riconosciuto in Puglia oltre che in buona parte dell'Italia (p.e.: Bezzi e Fontolan, 1997; Simeoni *et al.*, 1999). La situazione delle coste mobili pugliesi è particolarmente emblematica proprio per l'exasperazione degli elementi di criticità del modello di Bruun. Su di esse grava infatti un importante effetto dell'antropizzazione diffusa delle aree di rifornimento delle spiagge che si materializza in un evidente arretramento della linea di riva ed in un altrettanto marcata erosione della duna costiera (Caldara *et al.*, 1998; Mastronuzzi *et al.*, 2002). I diversi sistemi di spiaggia riconoscibili lungo la costa pugliese mostrano di aver risposto in maniera diversa al sollevamento del livello del mare (Dini *et al.*, 2000; Mastronuzzi e Sansò, 2002) (Fig. 8). Lungo la piana costiera del Fortore e lungo quella di Taranto-Metaponto, l'abbondanza dei rifornimenti diretti dall'entroterra e di quelli per deriva litorale hanno indotto la progradazione della costa con la formazione di un importante piana a *beach-ridge*. In sistemi ben diversi come quelli delle *pocket beach* distribuite lungo la costa ionica ed adriatica la situazione appare diversa da caso a caso. Lungo la prima più cordoni addossati mostrano, generalmente, evidenza di progradazione continua (AA.VV., 2006, Cacciapaglia *et al.*, 2006). Al contrario lungo la costa adriatica i cordoni dunari sono sovrapposti a definire situazioni di *stationary barrier* (sensu Roy *et al.*, 1994), oggi in evidente scalzamento (Fig. 9); una situazione molto simile è quella che si riconosce lungo le *mainland beach* (sensu Roy *et al.*, 1994),

della fascia ionica di Campomarino-Porto Cesareo (Fig. 10). L'unica situazione che pare abbia risposto pienamente nel tempo alla regola di Bruun è quella della fascia costiera della piana alluvionale del tavoliere delle Puglie dove, fra Manfredonia e Barletta, il morfotipo costiero riconosciuto è quello della *receded barrier* (sensu Roy *et al.*, 1994). Oggi i caratteri evolutivi normali sono profondamente alterati dai pesanti interventi di protezione che sono stati realizzati nel tempo, spesso in maniera poco coordinata con la realizzazione di opere differenti su tratti diversi della stessa unità fisiografica: ma questo è un altro aspetto della dinamica costiera in relazione alla poco attenta attività antropica.

4. DINAMICA COSTIERA E UOMO

A scala mondiale, il valore antropico - sotto forma di patrimonio umano, insediativo, produttivo e culturale - si concentra perlopiù lungo la fascia costiera e quindi lungo la zona più attiva di modellamento congiunto da parte degli agenti fisici marini e continentali. Lo scenario di innalzamento del livello del mare rappresenta quindi un elemento di pericolosità che causa un rischio elevato di perdita di valori associati all'uomo, in particolare per quelle regioni costiere a bassa quota, densamente popolate ed in cui l'effetto trasgressivo viene amplificato per fenomeni locali di subsidenza. Ciò accade ad esempio nell'area deltizia del Gange o lungo la costa atlantica nordamericana; a livello italiano è il fenomeno che contraddistingue quasi tutto l'arco costiero nord-adriatico.

L'elevato dinamismo cui la fascia costiera è esposta (Carter e Woodroffe, 1994) fa sì che essa sia

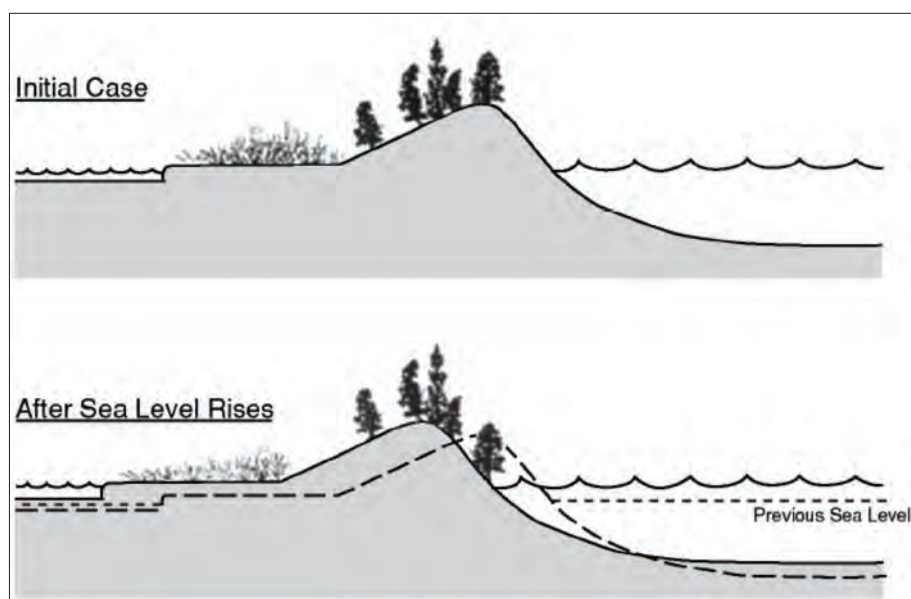


Figura 7 - Il modello di Bruun (1962)

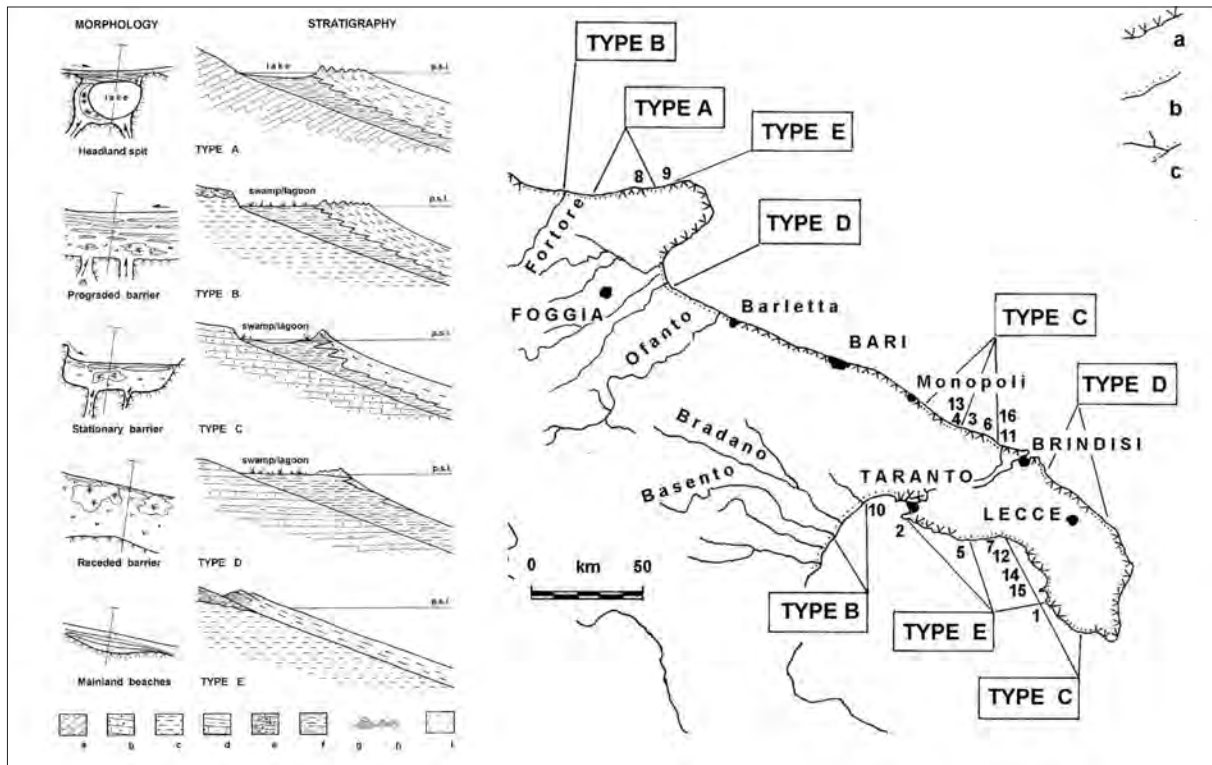


Figura 8 - Tipi costieri della Puglia e della Basilicata ionica e loro distribuzione geografica (da Mastronuzzi e Sansò, 2002)



Figura 9 - Evidenza di un arretramento del corpo dunare di Torre Canne (Brindisi)



Figura 10 - Evidenza di un arretramento del corpo dunare di Torre San Giovanni (Lecce)

soggetta a fenomeni parossistici di origine diversa che ne mettono a rischio i caratteri naturali ed antropici. Le disastrose recenti esperienze dell'impatto in rapida successione di quattro tifoni lungo le coste delle Filippine fra il 14 novembre e il 4 dicembre del 2004, del tragico successivo maremoto del 26 dicembre 2004, dell'inondazione combinata all'alluvione della fascia costiera meridionale degli Stati Uniti nel maggio del 2005, dell'alluvione del Bangladesh nel settembre del 2007 sottolineano insieme come questi eventi, quale che ne sia l'origine - meteorologica o geodinamica -, siano potenzialmente in grado di mietere un numero enorme di vite umane e di arrecare danni economici di grande entità non solo per paesi del terzo mondo ma anche per le grandi potenze industriali. Come conseguenza del cambiamento climatico, la frequenza dell'impatto di grandi eventi meteorologici lungo costa sta aumentando: ormai si parla di cicloni circa-tropicali anche in aree geografiche, come il Mediterraneo, che ne erano immuni sino a qualche tempo (Fita *et al.*, 2007; Pignatelli *et al.*, in questo volume). Si stima che gli eventi di mareggiate eccezionali siano stati responsabili negli ultimi 10 anni della perdita di circa 500mila vite umane e di incalcolabili danni al patrimonio naturale, residenziale e produttivo.

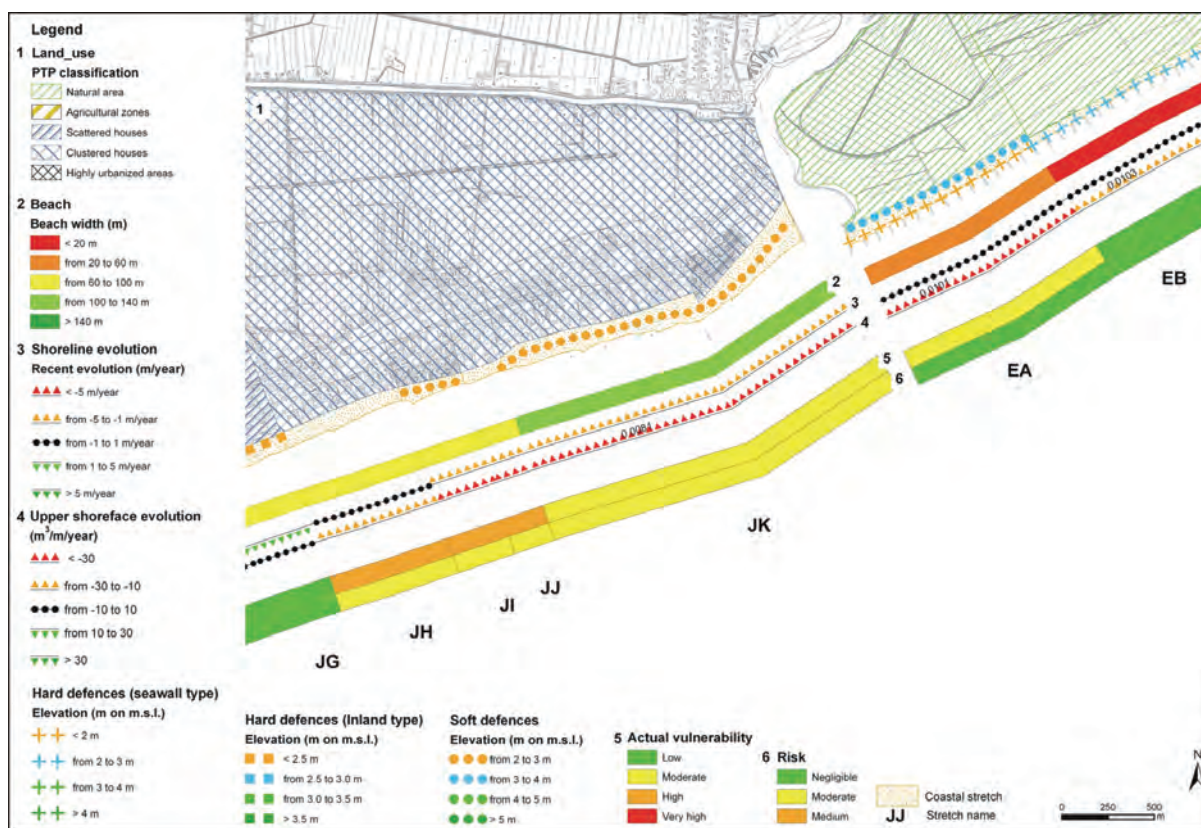


Fig. 11 - Esempio di rappresentazione degli elementi territoriali e di dinamica costiera in un database finalizzato alla definizione della vulnerabilità e del rischio da mareggiata (da Fontolan et al., 2006)

5. DISCUSSIONI E CONCLUSIONI

I dati che di giorno in giorno si stanno raccogliendo ma anche il buon senso rafforzano la convinzione che si stia vivendo un periodo di cambiamento climatico. Forse ancora è presto per poter definire una nuova distribuzione delle fasce climatiche facendo riferimento a quella classica di Köppen e alla definizione di clima inteso come variazione significativa dei parametri meteorologici di un'area per un periodo minimo di trent'anni.

Forse la aumentata presenza dell'uomo sul pianeta rende il concetto di calamità naturale più ampio a causa della maggiore esposizione di ciò che è antropico rispetto all'evento dannoso; forse il livello del mare non sta alzandosi con i ratei catastrofici che si prevedevano negli anni '90 del secolo scorso (Pirazzoli, 2000). Ma è certamente difficile poter affermare che non sussistano i fenomeni che individuano un rapido cambiamento climatico in atto (RCC = Rapid Climatic Change di Mayewski et al., 2004). In effetti sono sotto gli occhi di tutti la maggiore frequenza degli eventi meteorologici estremi parossistici e il connesso temporaneo forte aumento delle portate idriche fluviali, l'incremento delle differenze di temperatura massima e minima, il ritiro

dei ghiacciai, l'innalzamento del livello del mare.

Tuttavia alcune cose sono ancora da definire con maggior precisione. Già in precedenza abbiamo evidenziato che in alcuni casi è poco chiara l'entità di certi fenomeni come l'innalzamento del livello marino. Circa il fatto che sia in atto un innalzamento rimangono ben pochi dubbi, ma ben difficile, probabilmente impossibile, è definire l'entità assoluta del fenomeno. In alcune aree del mondo alle alte latitudini, in effetti, ad un aumento del volume eustatico delle acque nei bacini marini corrisponde un innalzamento relativo delle terre emerse per fattori glacioisostatici (p.e.: Lambeck, 1999; 2004); in altre aree la subsidenza delle terre emerse per fatti legati ad isostasia da carico, a volte amplificata dai carichi antropici, accentua l'effettiva risalita eustatica (p.e.: Douglas et al., 2001); in altre ancora il variare dell'andamento delle perturbazioni regionali modifica l'entità dei flussi marini verso costa simulando una risalita eustatica (p.e.: Pirazzoli e Tomasin, 1999).

Poco chiara, e forse mistificata, è anche la causa dei fenomeni attribuiti al cambiamento climatico, che è implicitamente associato dall'opinione pubblica all'uomo e in particolare alle conseguenze dell'industrializzazione. L'equazione che si vuole far



passare come reale è che l'attività antropica – da quella industriale a quella agricola, legata all'allevamento di animali da macello – sta producendo una grande quantità di gas serra (CO_2 , CH_4 , N_2O , O_3 e i clorofluorocarburi), che, accumulandosi, impediscono al calore di disperdersi e quindi determinano il riscaldamento dell'atmosfera. Causa primaria, quest'ultima, della contrazione delle masse glaciali, nonché della redistribuzione delle masse d'aria che inducono variazioni nelle perturbazioni. Fra i gas serra quello maggiormente indiziato è la CO_2 ; la sua origine come sappiamo può essere legata a cause più disparate che vanno dall'attività animale, all'interscambio con le masse d'acqua, all'attività vegetale, alle eruzioni vulcaniche e certamente anche alle attività antropiche. La sua concentrazione in atmosfera è sicuramente in aumento, ma segna una tendenza e non ancora un picco; esso è già stato raggiunto altre volte nella storia del pianeta, sempre in corrispondenza degli acmi interglaciali, anche con valori assoluti maggiori di quello attuale e in tempi in cui l'attività antropica non poteva assolutamente essere chiamata fra gli imputati (Fig. 3). In quelle fasi di sicura attribuzione astronomica il riscaldamento globale del pianeta ha determinato, fra l'altro, il riscaldamento del mare e un aumento dell'interscambio della CO_2 fra atmosfera e idrosfera (p.e.: Broecker e Denton, 1989). Dati recenti mostrano che in atmosfera è registrato un trend di crescita fra 356,65 ppm del 1994 a 379,94 ppm del 2006 con variazioni alternativamente improvvise o regolari (p.e. Rafanelli *et al.*, 2007).

Insomma, in un quadro di dinamica ambientale accentuata, l'evidenza maggiore e l'unica certa è che l'uomo – e le sue attività – stanno diventando bersaglio di eventi parossistici che assumono talora l'aspetto di catastrofi. La domanda cui non si è risposto in queste pagine, come in tutte quelle scientifiche - e non politiche - scritte è: qual è la causa di questa apparente accelerazione della dinamica ambientale? Nelle pagine precedenti abbiamo riportato come il pianeta terra, anche nelle sue componenti fisiche abiotiche, debba ritenersi un'entità in divenire, dotata di capacità di modificarsi e rigenerarsi secondo precisi schemi dinamici: una sorta di vita abiotica. In questa dinamica rientrano sia i cicli climatici che le variazioni del livello del mare la cui origine è essenzialmente legata ai movimenti astronomici del pianeta e, in misura non ancora conosciuta, all'insolazione solare. Nell'arco della storia del pianeta questi fenomeni si sono succeduti individuando periodi con tendenze evolutive e dinamiche

assolutamente paragonabili alle attuali (p.e.: Hearty 1997; Hearty *et al.*, 1998) e di cui è impossibile incolpare l'uomo. Al di là di ogni discussione sul perché, la sostanza è che la fascia costiera sta oggi subendo una pressione dinamica insolita, tanto dall'uomo che qui ha concentrato le sue attività, tanto dalle mutate condizioni climatiche di cui abbiamo già ampiamente discusso.

Questo indubbio stress ambientale comporta un'accelerazione dei processi dinamici, a cui il sistema naturale non riesce ad adattarsi. Ancor più quando l'uomo ha irrigidito irreversibilmente l'ambiente o occupato gli spazi di accomodamento. Di fronte a questa situazione di cambiamento in atto ci si chiede quali saranno le tendenze evolutive future delle nostre spiagge, cioè degli elementi costieri a più elevato potenziale dinamico. Il tentativo di rispondere a tutte le situazioni invocando la versione semplicistica del modello di Bruun o quelle deterministiche più raffinate non soddisfa pienamente perché lo studio delle evidenze geomorfologiche ha dimostrato che già nel passato il sistema costiero non si è comportato in accordo con i dettami del bilancio di massa. Ciò che appare evidente è che la maggior parte delle coste del pianeta sono in situazione di sommersione e/o di arretramento (Douglas *et al.*, 2001) e che la semplice estrapolazione di questa tendenza in uno scenario di innalzamento del livello marino comporterà rischi fino ad oggi sottovalutati.

Gli aspetti conoscitivi dei complessi meccanismi che sovrintendono il modellamento costiero sono ancora lontani da essere definiti con precisione, a causa dell'elevata variabilità dei fattori in gioco, soprattutto nel medio e lungo periodo. Un approccio deterministico richiede invece una conoscenza più approfondita della dinamica in atto tanto da poterla rendere attraverso un modello matematico nel quale tutte le variabili sono individuate e ben caratterizzate. Le informazioni di cui disponiamo sono spesso limitate a pochi decenni, raramente a un secolo; in molti casi i dati a disposizione sono distribuiti in un intervallo di tempo che è inferiore a quello necessario per un corretto trattamento statistico. Nella maggior parte dei casi non c'è verifica sperimentale per le previsioni estrapolate a 50 o 100 anni. Un po' poco quindi per affidarsi comunque alla modellistica per quanto ad alto livello.

Questa non è una affermazione dell'inutilità di un approccio deterministico o delle trattazioni modellistiche; chi scrive è quotidianamente impegnato a definire le variabili che un domani faranno



parte auspicabilmente di un modello validato.

Ma, al di là della discussione sulla validità di un numero ottenuto da una formula, è sicuramente più importante definire con certezza una tendenza e, seppur qualitativamente, la probabilità che possa essere significativo un fenomeno pericoloso.

E da qui iniziare a predisporre le misure che mitigano o impediscano l'accadimento.

Gli strumenti oggettivamente più corretti per una progettazione e/o pianificazione degli interventi da attuare nella previsione di un innalzamento del livello marino, sono dati dalla zonazione territoriale della vulnerabilità costiera (Dal Cin e Simeoni, 1994), a cui può essere associata una valenza territoriale che ne determina il grado di rischio. Questi strumenti sono oggi largamente diffusi (p.e.: Gornitz, 1990; Gornitz e White, 1992; Gornitz *et al.*, 1994) e hanno il merito di poter essere facilmente impiegati nella pianificazione territoriale (p.e.: Fontolan, 2001). Da qui il riconoscimento che non è importante tanto il valore assoluto di un arretramento, quanto la probabilità che un evento calamitoso eserciti un effetto significativamente pericoloso per un preciso ambito territoriale costiero. Informazione che può essere ottenuta da elaborazioni statistiche di dati territoriali raccolti in un database di un sistema informativo geografico (Fig. 11). Più di ogni modello, l'informazione territoriale che contempra tutte le conoscenze sul contesto geologico e morfodinamico, sulla reale entità dell'innalzamento relativo del livello del mare, sulle forzanti fisiche e sul clima metomarinico, sulle tendenze evolutive della linea di costa e dei fondali, sull'assetto difensivo attuato o programmato, sul microrilievo dell'entroterra e sull'uso del suolo (Fontolan *et al.*, 2006, 2007) è di per sé già elemento distintivo e peculiare di un preciso ambito, al quale può essere associato un preciso grado di rischio.

Così, sebbene rimarrà ancora sconosciuta l'entità precisa dell'arretramento che avrebbe potuto mettere a repentaglio un insediamento costiero entro i prossimi 50 o 100 anni, avremmo già stabilito che il contesto territoriale è vulnerabile e soggetto ad un elevato rischio al quale è indispensabile porre rimedio.

RINGRAZIAMENTI

Forse non è questo il luogo ma chi, fra gli Autori di questo articolo, ha vissuto il quotidiano a lui fianco a fianco sente di dover ringraziare all'unisono chi è stato suo Maestro in tutti gli anni trascorsi

insieme. Il Prof. Giovanni Palmentola è stato il vero ispiratore di queste pagine attraverso la sua umana curiosità, la sua scientifica diffidenza e la sua prorompente capacità di coinvolgerci. Tutti abbiamo appreso qualcosa da lui durante i rilievi sul terreno, le chiacchierate in laboratorio, le litigate *vis a vis*. Un Maestro di cui avremmo ancora beneficiato volentieri e di cui ne occorrerebbero altri... grazie Giovanni.

Le considerazioni e le discussioni qui presentate sono state rese possibili dal lavoro svolto dagli Autori nell'ambito del progetto MIUR-COFIN 2004/2006 *Valutazione dell'effetto delle opere di protezione dei litorali* (Coord. Naz.: Prof. G. Fierro, Università di Genova; Resp. Università di Bari: Prof. G. Palmentola), del progetto MIUR-COFIN 2004/2006: *Analisi del rischio da tsunami nell'Arco Calabro ed in Mare Adriatico* (Coord. Naz.: Prof. S. Tinti, Università di Bologna; Resp. Università di Bari: Prof. G. Mastronuzzi; Resp. Università del Salento: Prof. P. Sansò), del Progetto "ARCHEOMAR" del Ministero dei Beni e delle Attività Culturali (Resp. Scientifici: Prof. L. Fozzati; Dott. C. Mocchegiani Carparo, Resp. Unità Geologia Puglia: Prof. G. Mastronuzzi) e del progetto MIUR-FISR VECTOR - *Vulnerabilità delle Coste e degli ecosistemi marini italiani ai cambiamenti climatici e loro ruolo nei cicli del carbonio mediterraneo* (Linea 3 VarCost, Resp. Dott. Fabrizio Antonioli, ENEA Casaccia, Roma).

Questo lavoro è un contributo italiano all'IGCP Project 495 *Quaternary Land Ocean interactions: driving mechanism and coastal responses* di UNESCO - IUGS (Project Leaders: Dr. A. Long, University of Durham, UK and Dr. S. Islam, University of Chittagong, Bangladesh)

BIBLIOGRAFIA

AA.VV. (1997) - *Atlante delle spiagge italiane: Dinamismo, Tendenza Evolutiva, Opere Umane*. C.N.R. - M.U.R.S.T., SELCA, 108 Tavv.

AA.VV. (2006) - *Banca dati geografici delle dune costiere in Italia*. Studi Costieri, 11, CD-Rom., ISSN 1129-8588.

ANDRIANI G.F., WALSH N. (2007) - *Rocky coast geomorphology and erosional processes: A case study along the Murgia coastline South of Bari, Apulia - SE Italy*. *Geomorphology*, 87, 224-238.

BARTOLINI C. (2003) - *Uplift and erosion: driving processes and resulting landforms*. *Quaternary International*, 1, 101-102.

BERGER A. (1988) - *Milankovitch theory and cli-*



mate. Review of Geophysics. 26, 624-657.

BEZZI A., FONTOLAN G. (1997) - *Le dune costiere nella prospettiva di difesa dall'ingressione marina*. Atti convegno "Il rischio idrogeologico e la difesa del suolo", Roma, Accademia Nazionale dei Lincei, 1-2 ottobre 1998. Atti dei Convegni Lincei, 154, 243-249.

BROECKER W. S., DENTON G. H. (1989) - *The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles*. Geochim. Cosmochim. Acta, 53, 2465-2501.

BROECKER W. S., VAN DONK J. (1970). *Insolation changes, ice volumes and the ¹⁸O record in deep-sea cores*. Rev. Geophys. Space Phys. 8, 169-198.

BRÜCKNER H. (1997) - *Coastal changes in western Turkey; rapid delta progradation in historical times*. Bulletin de l'Istitut Oceanographique, Monaco, n° special 18, CIESM Science Series n°3, pp.63-74.

BRUUN P. (1962) - *Sea-level rise as a cause of shore erosion*. Am. Soc. Civ. Eng. Proc., J. Waterways Harbours Division, 88, 117-130.

CACCIAPAGLIA G., DE SANTIS V., PALMENTOLA G. (2006). *Dune recenti lungo la costa pugliese*. Studi Costieri, 11, 103-120.

CALDARA M., CENTENARO E., MASTRONUZZI G., SANSÒ P., SERGIO A. (1998) - *Features and present evolution of Apulian Coast (Southern Italy)*. Journal of Coastal Research, SI (26), 55-64.

CAPUTO R. (2007) - *Sea-level curves: perplexities of an end-user in morphotectonic applications*. Global and Planetary Change, 57, 417-423.

CARTER R.W.G., WOODROFFE C.D. (Eds.) (1994) - *Coastal Evolution. Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, pp. 121-180.

CASTIGLIONI G.B. (1978) - *Geomorfologia*. Edizione UTET. Torino. 444 pp.

CIAVOLA P., MANTOVANI F., SIMEONI U., TESSARI U. (1999) - *Relationship between river dynamics and coastal changes in Albania: an assesment integrating satellite imagery and historical data*. Int. J. Remote Sensing, 20, 3, 561-584.

CLARK J.A., FARREL W.E., PELTIER W.R. (1978) - *Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation*. Quaternary Research, 9, 265-278.

DAL CIN R., SIMEONI U. (1994) - *A model for determining the classification, vulnerability and risk in the Southern coastal zone of the Marche (Italy)*. Journal of Coastal Research, 10(1): 18-29.

DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2000) - *The Effects of Relative Sea Level Changes on the Coastal Morphology of Southern Apulia (Italy) during the*

Holocene. In: Slaymaker O. (Ed.) "Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change". John Wiley & Sons, LTD, Chichester, U.K., 43-65.

DOUGLAS B.C., KEARNEY M.S., LEATHERMAN S.P. (2001) - *Sea Level Rise. History and consequences*. Academic Press, London, UK, 232 p.

EMILIANI C. (1955) - *Pleistocene temperatures*. Journal of Geology, 63, 538-578.

EMILIANI C. (1966) - *Isotopic paleotemperatures*. Science, 154, 851-857.

FITA L., ROMERO R., LUQUE A., EMANUEL K., RAMIS C. (2007) - *Analysis of medicane environments using a tropical cloud model*. Natural Hazards Earth System Sciences, 7, 41-56.

FONTOLAN G. (2001) - *Programma di Previsione e Prevenzione in materia di protezione civile. Rischio da Mareggiata*. Provincia di Venezia, Unità Operativa Difesa del Suolo e Protezione Civile, Trieste: 92 pp.

FONTOLAN G., BEZZI A., PILLON S., VITTURI A., BASSAN V. (2006) - *A geodatabase for coastal vulnerability assessment, Venice Province, Italy*. 5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Barcelona (Spain) 13-16 June 2006, Proceedings, vol. 1: p. 546-548.

FONTOLAN G., PILLON S., BEZZI A., DELLI QUADRI F., BURLA I. (2007) - *Coastal vulnerability assessment: the Grado and Marano barrier islands*. Convegno Nazionale "GeoItalia 2007", Rimini 12-14 sett. 2007, Epitome, vol. 2, pg. 37.

FU L.L., CAZENAVE A. (2001) - *Satellite altimetry and earth sciences: a handbook of techniques and applications*. International Geophysics Series, 69, Academic Press, San Diego, 463

GRAVINA A., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2005) - *Historical and prehistorical evolution of the Fortore River coastal plain and the Lesina Lake area (southern Italy)*. Méditerranée, 1-2, 107-117.

GORNITZ, V.M. (1990) - *Vulnerability of the East Coast, U.S.A. to future sea level rise*. Journal of Coastal Research, Special Issue n° 9: 201-237.

GORNITZ, V.M., White T.W. (1992) - *A coastal hazards data base for the U.S. East Coast*. ORNL/CDIAC-45, NDP-43A, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.

GORNITZ, V.M., DANIELS, R.C., WHITE, T.W., BIRDWELL, K.R. (1994) - *The development of a coastal risk assessment database: vulnerability to sea-level rise in the U.S. Southeast*. In: C.W.J. Finkl (Editor), Coastal hazards - Perception, susceptibility and mitigation. The Coastal Education & Research



Foundation (CERF), Charlottesville, Virginia, and Fort Lauderdale, Florida, 327-338 pp.

HEARTY P.J. (1997) - *Boulder deposits from large waves during the last interglaciation on North Eleuthera Island, Bahamas. Quatern. Res.* 48, 326-338.

HEARTY P.J., CONRAD NEUMANN, A., KAUFMAN D.S. (1998) - *Chevron ridges and runup deposits in the Bahamas from storms late in oxygen-isotope substage 5e. Quatern. Res.* 50, 309-322.

IMBRIE J., IMBRIE J.Z. (1980) - *Modelling the climatic responses to orbital variations. Science* 207, 943-953

IMBRIE J., BOYLE E.A., CLEMENS S.C., DUFFY A., HOWARD W.R., KUKLA G., KUTZBACH J., MARTINSON D.G., McINTYRE A., MIX A.C., MOLFINO B., MORLEY J.J., PETERSON L.C., PISIAS N.G., PRELL W.L., RAYMO M.E., SHACKLETON N.J., TOGGWEILER J.R. (1992) - *On the structure and origin of major glaciation cycles, 1. Linear responses to Milankovitch forcing. Paleoceanography*, 7, 701-738.

IMBRIE J. A., BERGER E., BOGLE S., CLEMENS A., DUFFY W., HOWARD G., KUKLA J., KUTZBACH D., MARTINSON A., McINTYRE A., MIR B., MOLFINO J., MORLEY L., PETERSON N., PISIAS W., PRELL M., RAYMO N., SHACKLETON N.J., TOGGWEILER J. (1993) - *On the structure and origin of major glaciation cycles, 2. The 100,000-year cycle. Palaeoceanography*, 8, 699-735.

KAPLIN, SELIVANOV (1995) - *Recent coastal evolution of the caspian sea as a natural model for coastal responses to the possible acceleration of global sea-level rise. Marine Geology*, 124,161-175.

LAMBECK K. (1998) - *On the choice of timescale in glacial rebound modelling: mantle viscosity estimates and the radiocarbon timescale. Geophys. J. Int.* 134 (1998) 647-651.

LAMBECK K. (1999) - *Shoreline displacements in southern-central Sweden and the evolution of the Baltic Sea since the last glacial maximum. J. Geol. Soc. Lond.* 156 (1999) 465- 486.

LAMBECK K. (2004) - *Sea-level change through the last glacial cycle: geophysical, glaciological and paleogeographic consequences. C.R. Geoscience*, 336, 677-689

LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A., SILENZI S. (2004) - *Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. Quaternary Science Reviews*, 23, 1567-1598.

LEA D. W., MARTIN P. A., PAK D.K., SPERO H J. (2002) - *Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. Quaternary Science*

Reviews, 21, 283-293

LIST J. H., ASBURY H. S., HANSEN M. E., JAFFE B. E. (1997) - *Accelerated relative sea-level rise and rapid coastal erosion: testing a causal relationship for the Louisiana barrier islands. Marine Geology*, 140, 347-367.

MARACCHIONE M.I., MASTRONUZZI G., SANSÒ P., SERGIO A., WALSH N. (2001) - *Approccio semiquantitativo alla dinamica delle coste rocciose fra Monopoli e Mola di Bari (Puglia Adriatica). Studi Costieri*, 4, 3-17.

MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (1992) - *Some Theoretic aspects of rocky coast dynamics. Boll. Ocean. Teor. Appl.*, 10 (2-3-4), 109-115.

MASTRONUZZI G., PALMENTOLA G., SANSÒ P. (2002) - *Lineamenti e dinamica della costa pugliese. Studi Costieri*, 5, 9-22.

MASTRONUZZI G. SANSÒ P., MURRAY-WALLECE C.V., SHENNAN I. (2005) - *Quaternary coastal morphology and sea-level changes — an introduction. Quat. Sc. Rev.*, 24, 18-19, 1963-1968.

MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2002) - *Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy). Sedimentary Geology*, 150, 139-152.

MASTRONUZZI G., SANSÒ S. (2006) - *Coastal area: a recorder of environmental changes. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 29 (2), 5-9.

MAYEWSKI P.A., ROHLING E.E., STAGER C., KARLEN W., MAASCH K.A., MEEKER L.D., MEYERSON E.A., GASSE F., VAN KREVELD S., HOLMGREN K., THORP J.-L., ROSQVIST G., RACK F., STAUBWASSER M., SCHNEIDER R.R., STEIG E.J. (2004) - *Holocene climate variability. Quaternary Research*, 62, 243-255.

MÖRNER N-A. (1986) - *The concept of eustasy: a redefinition. Journal of Coastal Research, Special Issue*, 1, 49-51.

MÖRNER N-A. (1996) - *Rapid Changes in Coastal Sea Level. Journal of Coastal Research. Fort Lauderdale, Florida., USA*, 12(4), 797-800.

MULLER R. A., MACDONALD G. J. F. (1997) - *Glacial cycles and astronomical forcing. Science*, 277, 215-218.

ORFORD, J.D., CARTER, R.W.G., JENNINGS, S.C. (1996) - *Control domains and morphological phases in gravel-dominated coastal barriers of Nova Scotia. Journal of Coastal Research*, 12 (3), 589-604.

PANIZZA M. (1992) - *Geomorfologia. Pitagora Ed., Bologna*, 280 pp.

PELTIER W.R., ANDREWS J.T. (1976) - *Glacial iso-*



static adjustment. The forward problem. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 46, 605–646.

PELTIER W.R. (1999) - *Global sea level rise and glacial isostatic adjustment.* Global and Planetary Change, 20, 93-123.

PIGNATELLI C., SANSÒ P., MASTRONUZZI G. (2008) - *Indicatori morfologici dell'impatto di eventi meteorologici estremi nella Puglia Meridionale.* In questo volume.

PIRAZZOLI P.A. (1991) - *World Atlas of Holocene Sea-level changes.* Elsevier Science Publisher, New York, 234 pp.

PIRAZZOLI P.A. (1993) - *Global sea-level changes and their measurement.* Global and Planetary Change, 8, 135-148.

PIRAZZOLI P.A. (1996) - *Sea level changes. The last 20000 years.* Wiley, Chichester, 212 pp.

PIRAZZOLI P.A. (2000) - *Cambiamenti globali e variazioni del livello del mare: meccanismi e tendenze evolutive.* In: Silenzi S. (Ed). Mare e cambiamenti globali. ICRAM. 15-27.

PIRAZZOLI P.A., TOMASIN A. (1999) - *L'Evoluzione recente delle cause meteorologiche dell'acqua alta.* Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Tomo CLVII (1998-1999), 317-344.

PRANZINI E. (2005) - *La forma delle coste.* Zanichelli. Bologna. 246 pp.

Provansal M. (1993) - *Costruction deltaique holocene en Basse Provence. Le delta de l'Arc et l'etang de Berre.* Geomorphologie at Amenagement de la Montagne, Hommage a P. Gabert, C.N.R.S., Caen, pp.171-179.

RAFANELLI C., CIATTAGLIA L., CARNAZZA S. (2007) - *I valori di fondo della CO₂ atmosferica a Jubany e le interazioni con il fenomeno de El Niño.* Clima e cambiamenti climatici, Le attività di ricerca del CNR, le

ricerche polari e i cambiamenti climatici, 323-326.

ROY P.S., COWELL P.J., FERLAND M.A., THOM B.G. (1994) - *Wave dominated coast.* In: Carter R.W.G., Woodroffe C.D. (Eds.). Coastal Evolution. Late Quaternary Shoreline Morphodynamics. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, pp. 121–180.

SHACKLETON N.J. (2000) - *The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity.* Science, 289, 1897-1902.

SHACKLETON N.J., OPDIKE N.D. (1973) - *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year scale.* Quaternary Research, 3, 39-55.

SIMEONI U., CALDERONI G., TESSARI U., MAZZINI E. (1999) - *A new application of system theory to foredunes intervention strategies.* Journal of Coastal Research, 15, 2, 457-470.

SUNAMURA (1992) - *Geographology of Rocky Coasts.* John Wiley & Sons. Chichester, New York, 300 pp.

SPADA G., STOCCHI P. (2007) - *SELEN: a Fortran 90 program for solving the "sea-level equation".* Computers & Geosciences, 33(4), 538-562

TRENHAILE A.S. (1980) - *Shore platforms: a neglected coastal feature.* Progress Physical Geography, 4, 1-23.

WAELEBROECK C., LABEYRIE L., MICHEL E., DUPLESSY J.C., MCMANUS J.F., LAMBECK K., BALBON E., LABRACHERIE M. (2002) - *Sea level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records.* Quaternary Science Reviews, 21, 295 - 305.

WOODWORTH C. (2003) - *Some comments on the long sea level records from the northern mediterranean.* Journal of Coastal Research, 19, 212-217.