

Capitolo Secondo

ASPETTI GENERALI DELLA FORMAZIONE DEI TERRAZZI MARINI

Le forme che sono usualmente definite come terrazzi marini sono degli ottimi indicatori del paleolivello del mare, quindi, di antiche linee di costa. Possono essere distinti in due tipologie differenti (Burbank e Anderson, 2001), entrambe legate alla genesi di queste forme:

- terrazzi biocostruiti, se associati a *reef* corallini;
- terrazzi erosivi e deposizionali, se invece risultano principalmente dall'azione del mare attraverso le onde e le correnti.

I terrazzi marini appartenenti alla seconda categoria sono quelli di interesse del presente lavoro.

La genesi di una successione di superfici sub-orizzontali, che dall'alto verso il basso va dalle più antiche alle più recenti, è il risultato dell'interazione tra variazioni del livello del mare e sollevamenti tettonici di aree costiere.

Queste forme le ritroviamo in gran parte delle regioni costiere del mondo, a causa delle variazioni globali del livello del mare durante il Quaternario, causate primariamente dalle variazioni di volume delle calotte polari, per cui si parla di variazioni glacio-eustatiche.

2.1 - Eustatismo

Come già accennato in precedenza, il tipico elemento morfologico normalmente presente in un'area costiera in sollevamento è il terrazzo marino, che rappresenta un insieme di elementi erosivi e deposizionali (o biocostruiti), strettamente legati agli apporti sedimentari provenienti dalla terraferma, presi in carico dalle correnti e dalle onde e successivamente sollevati tettonicamente.

Il livello del mare e le sue variazioni giocano, quindi, un ruolo fondamentale nella genesi dei terrazzi marini. Queste variazioni sono indicate con il termine di variazioni *eustatiche*. Il termine eustatismo, coniato da Suess agli inizi del XX secolo, indica, secondo la definizione di Bates e Jackson (1987), le variazioni globali del livello marino che possono essere ricondotte principalmente sia a fenomeni geologici, rappresentati essenzialmente

dai cambiamenti della geometria dei bacini oceanici, legati ai movimenti delle placche litosferiche, sia ad eventi astronomici, sicuramente molto intensi durante il Quaternario, che hanno implicato variazioni climatiche a scala globale.

Questo secondo tipo di fenomeni conferisce alle variazioni eustatiche un caratteristico andamento ciclico, la cui periodicità dipende dallo specifico fenomeno astronomico che ne è all'origine. Si può ricordare a questo proposito che l'eccentricità dell'orbita terrestre ha una ciclicità di 110.000 anni, mentre quella relativa alla rotazione terrestre ed alla precessione degli equinozi è, rispettivamente, di 40.000 e 22.000 anni. I tre cicli menzionati inducono una variazione del volume di ghiaccio conservato nelle calotte polari. In breve, se si assume che la capacità dei bacini oceanici è costante e se gran parte dell'acqua in essi contenuta è ghiacciata durante i periodi freddi, il livello medio dei mari a scala globale diminuisce. Di contro, durante i periodi caldi, il livello medio aumenta per scioglimento delle coperture glaciali. Queste variazioni periodiche sono comunemente riportate come variazioni *glacio-eustatiche*.

La traccia delle variazioni di volume delle coperture glaciali nel tempo è testimoniata dal record isotopico delle acque oceaniche. Il rapporto tra due isotopi dell'ossigeno, ^{18}O e ^{16}O , è differente tra copertura di ghiaccio e oceano, a causa di meccanismi di frazionamento. Durante il processo di evaporazione viene rimossa preferenzialmente l'acqua con l'isotopo leggero (^{16}O), causando l'arricchimento degli oceani in ^{18}O . Durante la condensazione e le precipitazioni, ^{18}O viene rimosso dal vapore acqueo, così che durante il trasporto verso i poli, l'acqua, in fase gassosa rimanente, risulta notevolmente arricchita in ^{16}O . Le precipitazioni alle alte latitudini risultano, di conseguenza molto impoverite in ^{18}O e arricchite in ^{16}O , se comparate con il rapporto SMOW (*Standard Mean Ocean Water*). Questo comporta che le coperture glaciali sono molto più "leggere", se confrontate con gli oceani che risultano "pesanti", poiché arricchiti in ^{18}O , e che presentano un alto rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ se confrontato con lo SMOW.

Il valore del rapporto fra gli isotopi dell'ossigeno ^{18}O e ^{16}O rimane fissato nei gusci calcarei dei foraminiferi di mare profondo, conseguentemente il record stratigrafico dei cambi isotopici mostrato dall'analisi dei gusci dei foraminiferi fornisce indicazioni sull'andamento delle variazioni del volume globale dei ghiacciai

Il rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ nell'acqua marina viene ottenuto dall'espressione:

$$\delta = \frac{R_c - R_s}{R_s} \times 100$$

dove R_c equivale al rapporto tra isotopo “pesante” e isotopo “leggero” del campione, mentre R_s rappresenta il rapporto tra isotopo “pesante” e isotopo “leggero” dello standard.

Da queste considerazioni, Shackleton e Opdyke (1973) hanno realizzato una curva isotopica, denominata *Oxygen Isotope Timescale* (OIT), indicativa per le variazioni sia climatiche che del livello del mare.

Non esiste comunque una corrispondenza diretta tra rapporto isotopico e livello marino. Questo per diverse ragioni tra cui la forma degli oceani che non sono dei semplici contenitori, in quanto un incremento di volume di acqua negli oceani non comporta soltanto una variazione del livello di stazionamento, ma anche un aumento della superficie oceanica. Si aggiunge a questo anche una risposta isostatica, ad un dato carico di acqua, della crosta terrestre, dipendente dal materiale crostale, che cambia da località a località.

Risulta quindi complesso determinare una curva che definisca le quote di stazionamento del livello marino a scala globale.

2.2 - La curva eustatica

Il comportamento ciclico della curva OIT è sottolineato dalla presenza di picchi negativi e positivi, che indicano rispettivamente bassi stazionamenti (*low-stand*), indicati con numeri pari e alti stazionamenti (*high-stand*), indicati con numeri dispari, del livello marino. I primi corrispondono ai periodi glaciali, mentre i secondi sono relativi ai periodi interglaciali. Ogni picco della curva è indicato da una doppia cifra: la prima indica lo stadio isotopico principale (di 4° ordine), noto come *OIS* (*Oxygen Isotope Stage*), mentre la seconda definisce i vari sotto-stadi (denominati *substage*) di 5° ordine all'interno dello stadio principale (es 5.1 o 5.3). Ambedue le cifre aumentano con l'età dei picchi. I sotto-stadi a loro volta, possono essere suddivisi in ulteriori picchi secondari, che nell'ambito di questo lavoro non vengono indicati da alcuna cifra.

L'analisi spettrale di questa curva mostra tre frequenze principali, una di circa 100 ka (4° ordine) che domina l'andamento, mentre le ciclicità di

5° ordine, di 41 e 22 ka circa, risultano subordinate (Imbrie *et al.*, 1993; Bianca, 1998; Caputo, 2007). Il 4° ordine è caratterizzato da elevata asimmetria, che si rispecchia nei gradualisti e discontinui abbassamenti del livello marino alternati a risalite molto rapide e relativamente continue che risultano molto veloci se confrontate con altri processi geologici, quali per esempio quelli tettonici.

L'applicazione della curva OIT nello studio degli effetti geologici legati alle variazioni eustatiche quaternarie dipende necessariamente dalla definizione quantitativa di queste oscillazioni. Molti tentativi sono stati fatti per tentare di trasformare la curva isotopica dell'ossigeno in una curva eustatica in cui venissero rappresentate le variazioni assolute del livello marino durante il Quaternario. Una buona stima viene fatta solo se i dati vengono calibrati, per cui si rende necessaria anche la valutazione di diversi fattori, tra cui uno dei più importanti è la temperatura dell'acqua. La relazione tra i valori di $\delta^{18}\text{O}$ e l'esatta posizione del livello del mare durante le diverse fasi climatiche resta una questione ancora aperta. Nonostante questa complicazione, diversi autori hanno ipotizzato l'esistenza di una relazione diretta tra la variazione del fattore $\delta^{18}\text{O}$ e la variazione globale del livello marino.

Tra i primi studi in questa direzione ricordiamo quelli condotti sulla Penisola di Huon in Nuova Guinea (Bloom *et al.*, 1974), rivelatisi fondamentali per la determinazione della curva eustatica, grazie sia alla presenza diffusa di sedimenti organogeni facilmente databili, sia all'alta definizione con cui risultano registrati i diversi ordini di terrazzi marini biocostruiti, legata all'alto tasso di sollevamento tettonico (~ 2 mm/a), ritenuto costante almeno durante il Quaternario.

Dalla comparazione tra i dati provenienti dai terrazzi della Penisola di Huon e quelli relativi alle variazioni del rapporto $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ provenienti dalle carote oceaniche, è stata inoltre verificata un'ottima corrispondenza tra le età del deposito terrazzato e le età dei picchi caldi interglaciali della curva climatica. Ricavando che in un'area sottoposta a sollevamento tettonico, le interazioni tra terra emersa e oscillazioni eustatiche hanno come diretto risultato la formazione di una successione di terrazzi marini

Il bordo interno che delimita a monte un terrazzo marino rappresenta una paleolinea di costa indicante il massimo livello raggiunto dal mare durante una fase di alto stazionamento eustatico. In aree caratterizzate da

sollevamento tettonico che si suppone costante, una volta individuate con sufficiente accuratezza le quote delle paleolinee di costa corrispondenti agli alti livelli di stazionamento interglaciale e assumendo che la quota assoluta raggiunta dal mare durante lo stadio interglaciale 5.5 sia stata pari a +6 m rispetto l'attuale livello marino (Chappell e Shackleton, 1986) (fig. 2.1), è stato possibile calcolare anche le quote originarie degli alti stazionamenti marini corrispondenti alle paleolinee di costa sollevate.

Inoltre, lo stesso Shackleton (1987) sostiene che una colonna di 10 m d'acqua marina rimossa dagli oceani e fissata nelle calotte glaciali comporta una variazione di 0.1 per mille nel $\delta^{18}\text{O}$.

Diversi Autori (e.g. Chappell e Shackleton, 1986; Rohling *et al.*, 1998; Shackleton, 2000; Lea *et al.*, 2002; Waelbroek *et al.*, 2002; Siddall *et al.*, 2003; Bintanja *et al.*, 2005) hanno elaborato differenti modelli di curva eustatica, riferita agli ultimi 400 ka, che mostrano differenze, se confrontate tra loro, nella definizione sia della quota sia dell'età dei picchi di alto e basso stazionamento (Caputo, 2007), rispettivamente coincidenti ai picchi caldi e ai picchi freddi.

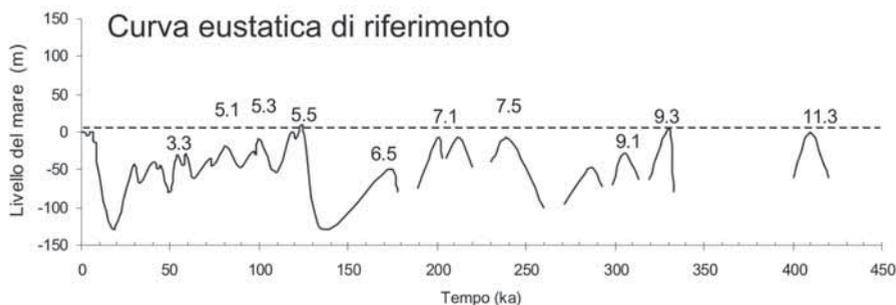


Figura 2.1 - Esempio di curva eustatica di riferimento. Da Chappell e Shackleton, 1986, modificata.

I picchi di alto stazionamento eustatico sono indicati da due cifre dispari, indicanti la prima l'*OIS* principale, la seconda il *substage*. Ad esempio, per definire l'episodio di *high-stand* corrispondente a 125 ka, che ha visto il livello del mare di circa +6 m rispetto all'attuale (Chappell e Shackleton, 1986), si usa la notazione 5.5 per definire che è il terzo evento di alto stazionamento durante l'*OIS* 5.

Una curva eustatica ha validità globale, ma può essere ricavata attraverso metodi diversi che comunque possono condizionare il suo andamento. In ogni caso, tutte le quote dei picchi, sono riferite al livello marino attuale, per cui viene indicata con il termine di *curva RSL (Relative Sea Level)*, e i picchi che rappresentano gli eventi di alto stazionamento marino sono definiti MIS (Marine Isotope Stage). Nel testo sarà preferito utilizzare la notazione MIS che definisce il corrispondente marino dell'OIS.

2.3 - Morfologia costiera

Le coste rappresentano la separazione tra due ambienti molto differenti il terrestre e il marino ed è quindi corretto parlare di un elemento lineare che definisce questa discontinuità: *la linea di costa*. Tuttavia si definisce costa una fascia di territorio prospiciente al mare.

A causa dell'interazione continua tra acqua e sedimenti, le coste rappresentano, dal punto di vista geologico e morfologico, delle aree con elevato dinamismo. La morfologia costiera dipende da numerosi fattori, quali l'attività tettonica, la maggiore o minore erodibilità delle rocce che le costituiscono, il trasporto solido dei corsi d'acqua, gli effetti delle variazioni eustatiche del livello marino e la durata dei diversi processi geologici.

Le forme più comuni osservabili lungo le coste presenti nell'area in esame sono le spiagge costituite da corpi sabbiosi o ciottolosi, debolmente immergenti verso mare. Ogni spiaggia risulta differente dalle altre, tuttavia è possibile raggrupparle in tre principali categorie, questo tenendo conto dell'influsso che le maree e il moto ondoso hanno sullo sviluppo dei litorali. Questa suddivisione si compone di: coste microtidali dominate dalle onde, coste mesotidali influenzate dalle onde e dalle maree, e coste macrotidali dominate dalle maree. Il Mediterraneo, data la sua natura di bacino semi-chiuso e poco esteso, risente solo in minima parte dell'azione delle maree, per cui la categoria di appartenenza delle coste mediterranee è la prima.

È corretto quindi dire che il mare è l'agente dominante nella morfogenesi della costa attraverso onde e correnti. Infatti, il costante attacco da parte delle onde sulla terra crea una superficie detta *rampa o piattaforma di abrasione* (fig. 2.2),

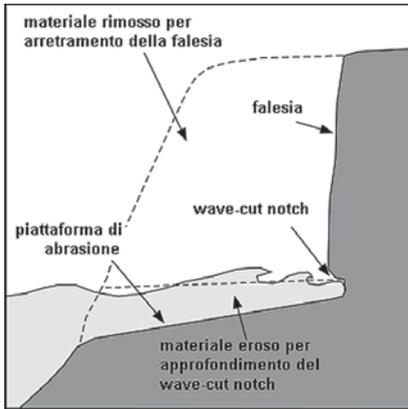


Figura 2.2 - Schema rappresentativo del meccanismo di formazione di piattaforma di abrasione, *wave-cut notch* e falesia di arretramento.

subplanare e progredente verso mare, con angoli di pochi gradi. L'ampiezza della superficie è dipendente dal livello di base delle onde.

Quando un'onda si abbatte contro la costa, la turbolenza fluida e la pressione idraulica si riducono, dissipando gran parte della loro energia, che viene trasferita ai frammenti di *bedrock* (substrato), che vengono trasportati in acqua. Possono così impattare in maniera energetica contro la falesia (*cliff*). Questo meccanismo crea un solco di battente alla base della falesia (*wave-cut notch*), che viene successivamente approfondito dal proseguire dell'azione abrasiva del moto ondoso (Burbank e Anderson, 2001).

La falesia, allo stesso tempo può crollare e arretrare, qualora l'angolo di stabilità viene superato, quindi la piattaforma a riva si allarga, in quanto il materiale, crollato dalla falesia, viene preso in carico dalle onde.

Questo processo è dipendente dall'energia dell'onda che si avvicina alla costa e dall'erodibilità del litotipo interessato (Anderson *et al.*, 1999).

Una successione di terrazzi marini è rappresentata dalle forme precedentemente descritte, la cui età decresce dall'alto verso il basso; ma è necessario che interagiscano tra loro le variazioni eustatiche del livello marino e i sollevamenti tettonici della crosta terrestre (fig. 2.3).

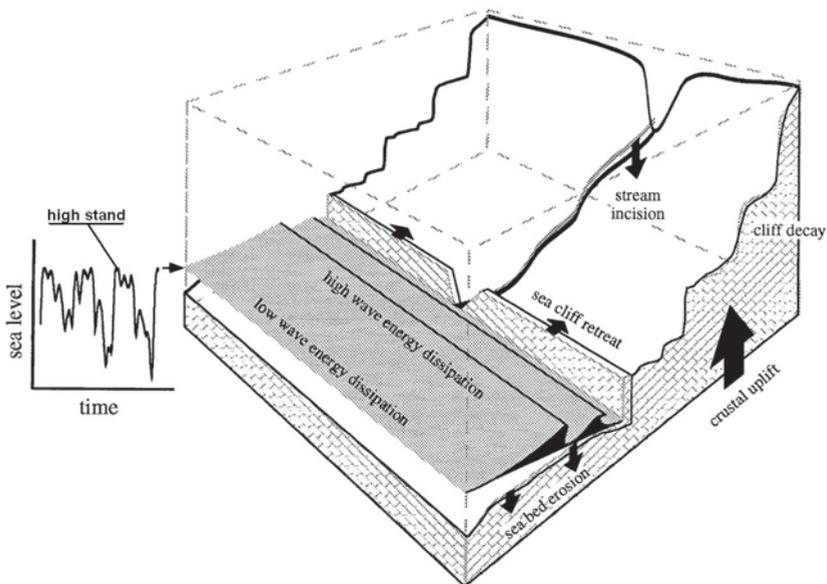


Figura 2.3 - Rappresentazione dell'interazione tra uplift crostale e variazioni del livello marino. Da Anderson *et al.*, 1999.

Un terrazzo marino è tipicamente definito da elementi planari e elementi lineari: i primi sono la *rampa di abrasione o piattaforma di abrasione* progradante verso mare, immergente di pochi gradi, che definisce la superficie del terrazzo, e la *scarpata* che immerge verso mare con pendenze pari all'angolo di riposo del materiale che la costituisce. Gli elementi lineari appartenenti a un terrazzo sono due bordi: uno interno conosciuto anche come *inner-edge*, lo delimita a monte e definisce la paleolinea di costa, separando la scarpata dalla rampa; uno esterno (*outer-edge*), oltre il quale si trova la scarpata del terrazzo più a valle.

Bisogna inoltre precisare, che queste forme definiscono la morfologia, quindi elementi come la piattaforma di abrasione sono elementi "fossilizzati" dal sollevamento tettonico, poiché conservano la forma originaria ma possono essere ricoperti da sedimenti non marini e da vegetazione.

Il bordo interno come evidenza morfologica, indica la paleolinea di costa e si presenta come una variazione di pendenza tra scarpata e superficie del terrazzo. La sua posizione differisce da quella originaria in quanto può essere coperto dal *colluvium* (o deposito colluviale), risultato dall'erosione di materiale dalla scarpata a monte, che forma un cuneo alla base della

scarpata, per cui nella localizzazione del bordo interno c'è un margine di incertezza più o meno elevato, dipendente dallo spessore del cuneo detritico di ricoprimento.

In un profilo topografico, invece, la presenza del bordo interno è segnalata da un *knick-point*, che è la variazione di pendenza tra la traccia della scarpata e quella della superficie del terrazzo (vedere profili topografici del capitolo 3).

Il *wave-cut notch* oppure *solco di battente* (fig. 2.2), può conservarsi se scolpito in substrato molto resistente, ma nella maggior parte dei casi risulta obliterato e il bordo esterno, nel tempo, può subire variazioni, dovute all'erosione, della sua posizione, migrando verso monte. I terrazzi subiscono, quindi, l'azione di degradazione meteorica e possono presentarsi dissecati nella loro continuità laterale dai corsi d'acqua presenti (fig. 2.3). Risulta comunque un utile strumento, per la stima dei tassi di sollevamento verticale regionale e locale, l'analisi dei bordi interni come indicatori del paleo-livello del mare, attraverso la datazione di uno dei terrazzi della successione o magari di tutti e successivamente l'attribuzione degli stessi ad un picco eustatico (*high-stand*) (fig. 2.4). Inoltre, mediante l'osservazione della continuità laterale e delle eventuali variazioni di quota dei singoli ordini terrazzati, è possibile ricavare ottime informazioni sull'entità dei basculamenti regionali (*tilting*).

2.4 - Metodi teorici per la stima dei tassi di sollevamento

Teoricamente, per la determinazione del tasso di sollevamento (*uplift-rate*), in una data area c'è bisogno sia di dati che vengono ricavati dallo studio morfologico della zona di interesse, nel nostro caso la quota del bordo interno; sia di dati di laboratorio quale è l'età assoluta del terrazzo. Infine, bisogna conoscere il livello del mare al tempo di formazione del terrazzo, relativamente al livello attuale, ricavabile dalle curve RSL. Pertanto, definita una curva di riferimento, si passa alla correlazione vera e propria dei picchi alti con le paleolinee di costa (Burbank & Anderson, 1999).

Supponendo un caso ideale in cui si posseggono tutti i dati necessari (età assoluta del terrazzo, quota del picco interglaciale, quota attuale della paleolinea di costa) con un'ottima accuratezza, si può ricavare il tasso di sollevamento, a cui è stato soggetto il terrazzo. Dalla correlazione grafica risulta che la pendenza di ogni retta, utilizzata per mettere in relazione una paleolinea al corrispondente alto stazionamento del livello marino (*high-stand*)

della curva RSL, indica il tasso di sollevamento.

Per cui risulta valida la relazione:

$$Q_f = (\text{età} \times Ts) - Q_i \quad (1)$$

Dove Q_f rappresenta, rispetto al presente livello del mare, la quota attuale del bordo interno, che risulta funzione della sua età, di T_s cioè il tasso di sollevamento a cui è soggetta l'area, ipotizzato pressoché costante, e di Q_i (quota iniziale), che indica la quota del picco eustatico al tempo in cui si è formato il terrazzo marino. Il tasso di sollevamento sarà quindi calcolato secondo la (1) e risulterà:

$$T_s = \frac{Q_f - Q_i}{\text{età}} \quad (2)$$

Un altro metodo per la correlazione paleolinee di costa - picchi eustatici prevede la deformazione uniforme della curva secondo il tasso di sollevamento, moltiplicando il tasso di sollevamento per l'età del terrazzo (o del *substage*), in modo da modificare la posizione del picco della Q_i . In questo modo si ottengono una serie di quote teoriche alle quali dovrebbero essere localizzate le paleolinee di costa quaternarie in un'area costiera interessata da un sollevamento tettonico costante (Selli, 1962; Bosi *et al.*, 1996; Bianca, 1998) (Fig. 2.5).

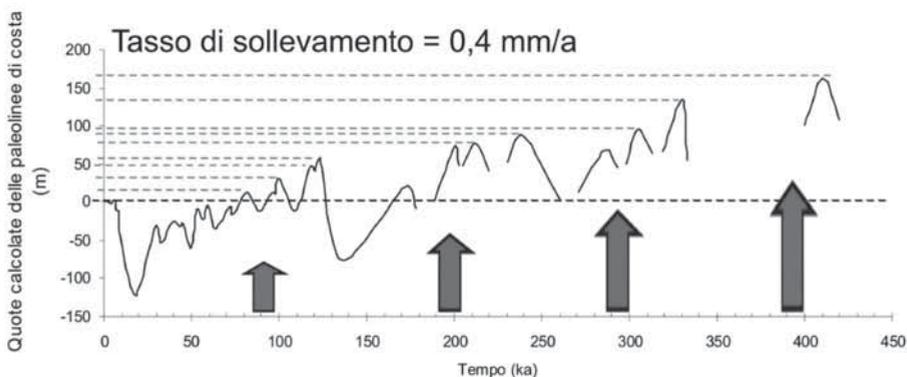


Figura 2.5 - Esempio di correlazione tra terrazzi marini teorici e picchi eustatici secondo il metodo di deformazione della curva eustatica, ipotizzando un tasso di sollevamento di 0,4 mm/a. Da Chappell e Shackleton, 1986, modificata.

Dalla figura 2.5 si possono trarre alcune considerazioni tali da definire il meccanismo di interazione tra oscillazioni eustatiche e sollevamento tettonico che origina i terrazzi marini. La prima è che quei terrazzi formati durante fasi interglaciali in cui il mare ha raggiunto livelli relativamente bassi rispetto a quelli attuali, sono rappresentati nella successione solo se sono stati soggetti ad un tasso di sollevamento tettonico tale da poterli sottrarre all'innalzamento marino relativo alla fase interglaciale successiva. In zone tettonicamente stabili, solo l'evento corrispondente al substage 5.5, corrispondente a +6 m rispetto all'attuale (Chappell e Shackleton, 1986), può essere rappresentato ad una quota più elevata rispetto all'attuale livello marino.

La seconda è che terrazzi teorici, che si trovano a quote inferiori a quelli più recenti, sono stati oblitterati dalle successive alternanze di trasgressioni/regressioni.

In conclusione, esiste una diretta corrispondenza tra sollevamento tettonico e numero di terrazzi presenti in un settore costiero e le relative quote.

Nel presente lavoro viene utilizzato per la stima dei sollevamenti il primo metodo illustrato, che correla i differenti *bordi interni* ai picchi corrispondenti, senza deformazione della curva. Quindi, attraverso la determinazione della pendenza delle rette, verrà indicato il valore dei tassi di sollevamento (*uplift-rate*) espresso in mm/a.

2.5 - Curve eustatiche di riferimento e metodo di calcolo dei tassi di sollevamento

Teoricamente, dalla deformazione di una qualsiasi curva eustatica scelta per l'analisi morfotettonica, dovrebbero essere rappresentati un certo numero di terrazzi in una successione (fig. 2.5), ma in letteratura molte curve eustatiche sono state definite attraverso approcci metodologici indipendenti e differenti tra loro, che si ripercuotono sull'andamento delle stesse curve (fig. 2.6 e tavola 1 in appendice).

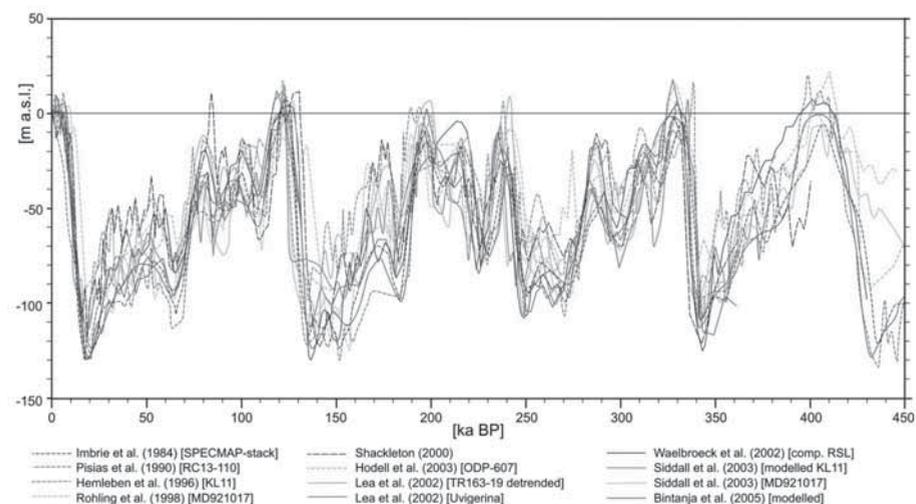


Figura 2.6 - Comparazione tra curve eustatiche, ricavate da diversi autori con tecniche differenti e indipendenti tra loro. Da Caputo, 2007.

È evidente che, chi si serve di questo strumento, può raggiungere differenti risultati nelle stime. Se si confrontassero i risultati ottenuti da correlazioni effettuate su curve diverse, con una stessa successione, si possono notare delle discrepanze.

Dal confronto dei terrazzi teorici ricavati da più curve, deformate con lo stesso valore del tasso di sollevamento (*uplift-rate*), si nota che insorgono dei contrasti nell'interpretazione (fig 2.7).

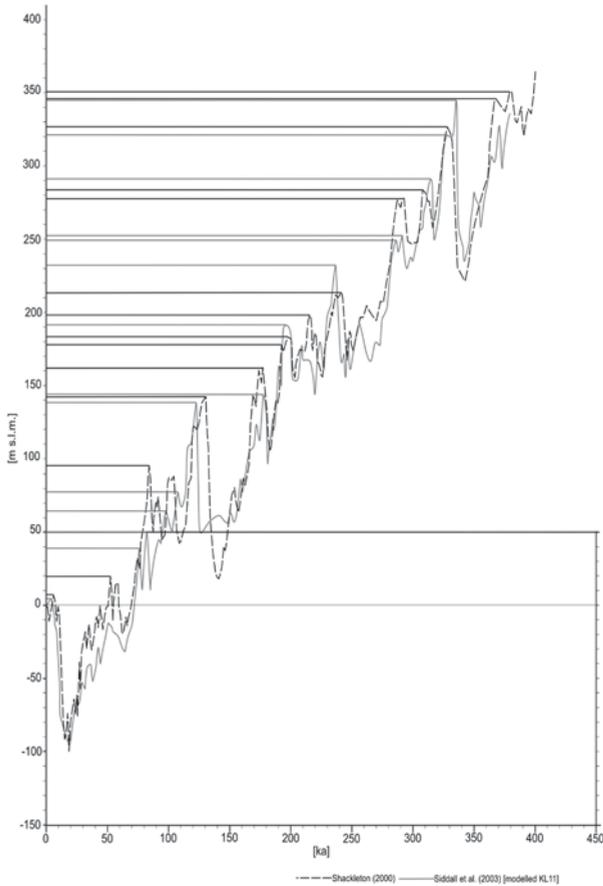


Figura 2.7 - comparazione del numero di terrazzi teorici dedotti, modificando attraverso la deformazione, secondo un valore di 1 mm/a, di due curve eustatiche differenti ricavate da 2 diversi autori, con tecniche diverse. Si nota che tra picchi della stessa età possono risultare differenze di quota anche di alcune decine di metri e la coincidenza, in termini di sollevamento, di picchi di età differente. La linea tratteggiata da Shackleton, 2000; la linea continua da Siddal, 2003 (entrambe modificate).

È chiaro che assumendo un tasso di sollevamento costante (§ 2.4), la quota finale prevista, per lo stesso bordo interno appartenente ad un picco, può risultare differente anche di alcune decine di metri e, in una stessa successione, può variare finanche il numero dei terrazzi rappresentati dalla comparazione di più curve eustatiche, come quelle rappresentate in figura 2.7, quindi può risultare un intervallo più o meno ampio in termini di età e di quota del picco eustatico rispetto al livello del mare attuale (Caputo, 2007) (fig. 2.8).

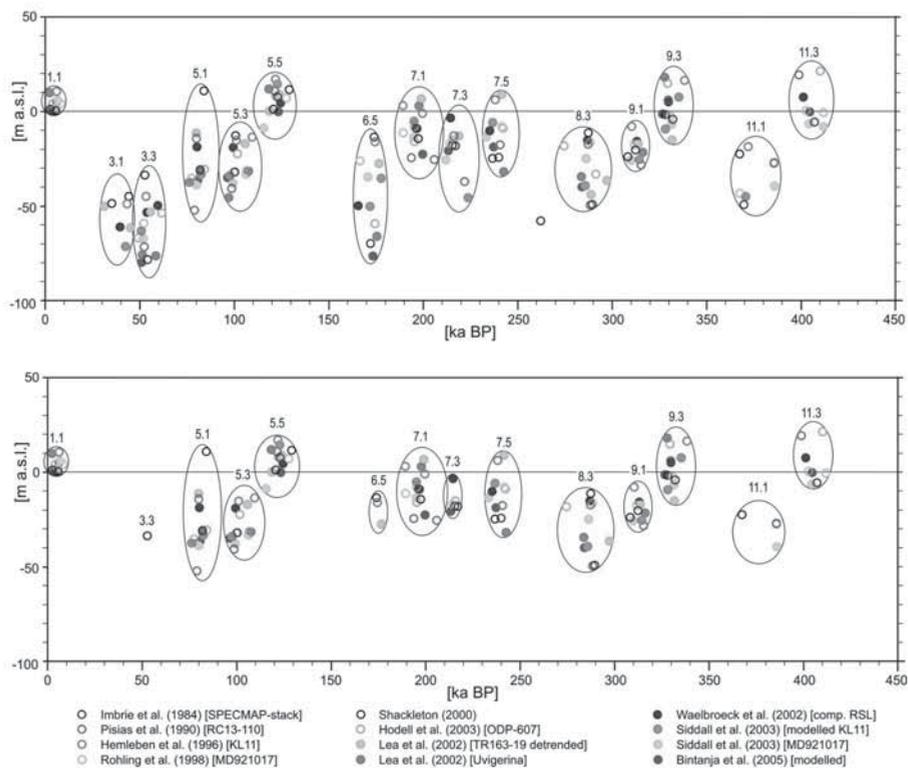


Figura 2.8 - Distribuzione delle evidenze morfologiche associate ai picchi, dedotte dalle differenti curve eustatiche, rappresentate in figura 3.8, assumendo un tasso di sollevamento di a) 2 mm/a e b) 1 mm/a. Si assume che ogni highstand del livello marino possa lasciare una chiara evidenza morfologica solo se tutti i picchi più giovani siano associati con terrazzi la cui altitudine sia più bassa di almeno 10 m. Da Caputo, 2007.

Per evitare soluzioni che possono risultare molto discrepanti in termini di spazio e di età, anche considerando curve ricavate da uno stesso autore ma con tecniche differenti, la scelta della curva, nella nostra analisi ricade su una serie di curve, come quelle di figura 2.6, in modo che il valore del tasso di sollevamento derivante, da associare ad ogni picco, sia una media dei valori calcolati dal confronto delle curve (fig 2.9).

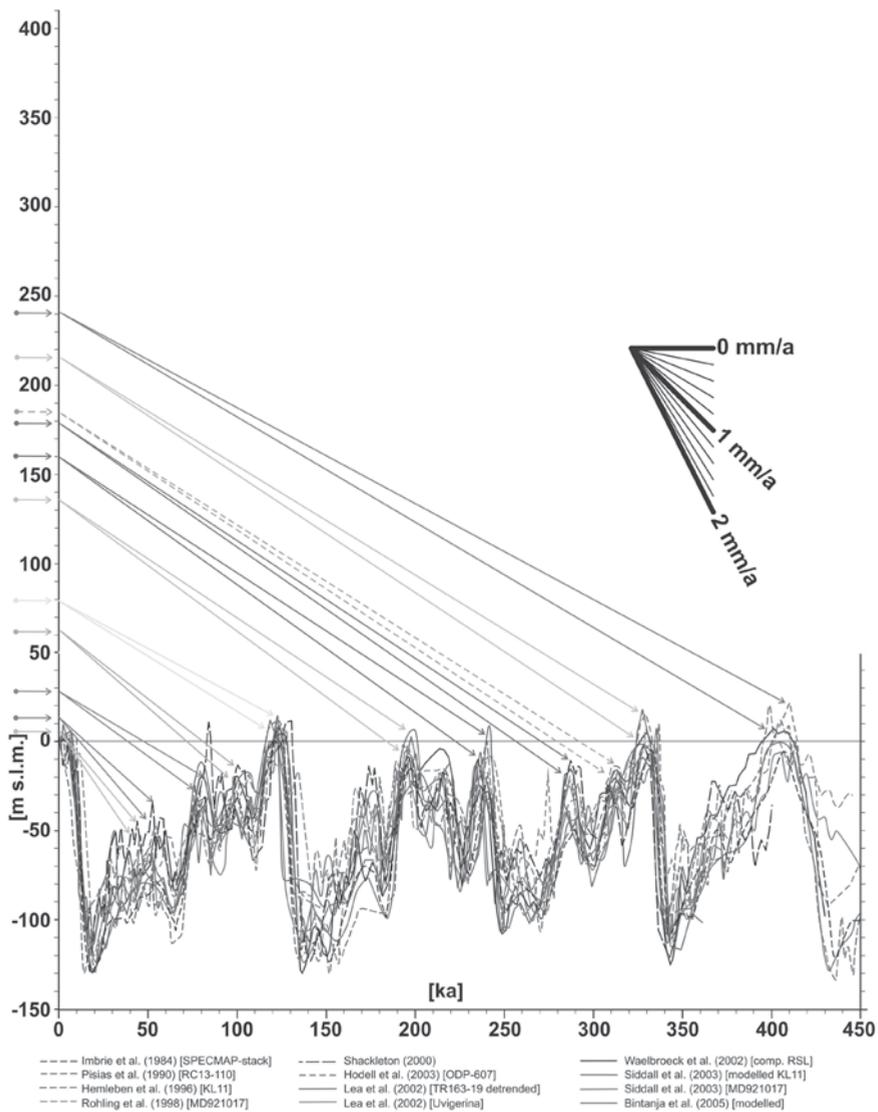


Figura 2.9 - Correlazioni tra quote dei terrazzi (riportate sulle ascisse), a cui è stata data un'età assoluta, con i relativi picchi eustatici.

L'uso della doppia freccia (fig. 2.9), nella correlazione tra paleolinee di costa e relativo picco, si rende necessaria per ottenere risultati più omogenei, che

comprendano un intervallo di spazio misurato sull'asse delle ordinate e un intervallo di tempo misurato sull'asse delle ascisse, per cui risulti un valore medio per ogni evidenza morfologica. La media calcolata su un diagramma sollevamento/tempo, infine, ci fornisce il valore medio del tasso di sollevamento nel transetto considerato. I valori calcolati, quindi, saranno frutto di un'elaborazione statistica delle correlazioni.

La ragioni di questo tipo di approccio metodologico, nella stima del valore del tasso di sollevamento, è dettata dall'impossibilità di dire quale sia la curva RSL giusta, in quanto ognuna, come già specificato, risulta come il risultato di analisi differenti e indipendenti tra loro, per cui nessuna può ritenersi valida in assoluto, o al contrario errata.

Le discrepanze emergenti tra una curva RSL e l'altra, in termini di quote relative ed età (figg. 2.6; 2.7, 2.8), sono un problema ancora aperto, che non verrà affrontato in questa tesi. Resta comunque che la curva eustatica si dimostra come uno strumento fondamentale, per arrivare alla definizione dei tassi di sollevamento in una data regione.