

Concetti introduttivi alla stratigrafia sequenziale

“Variazioni relative del livello marino”

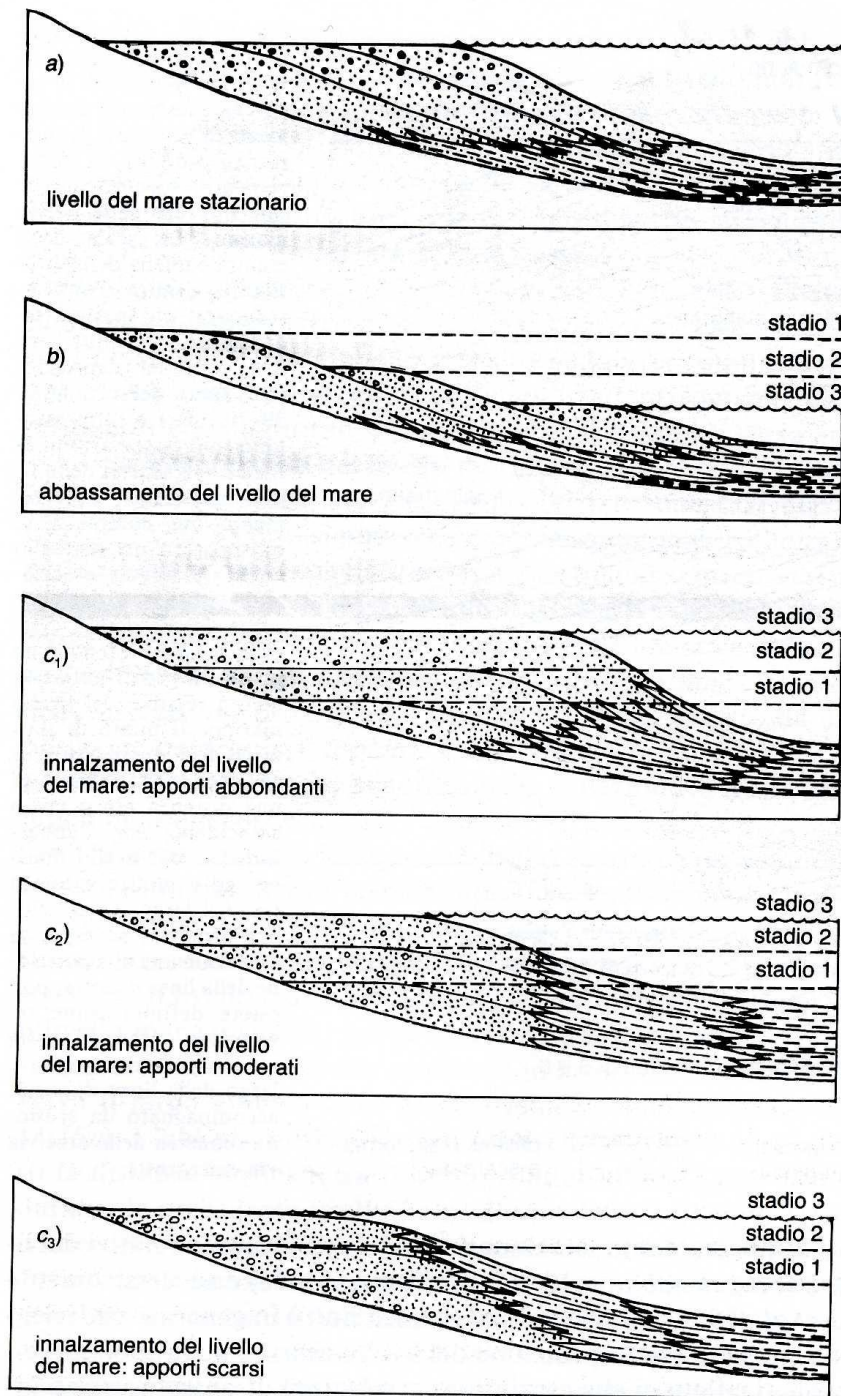
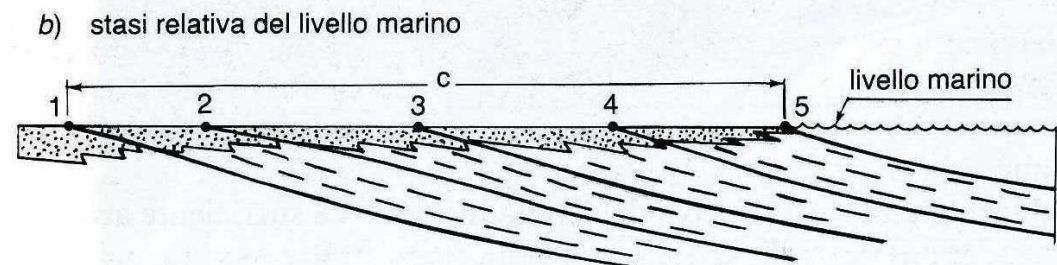


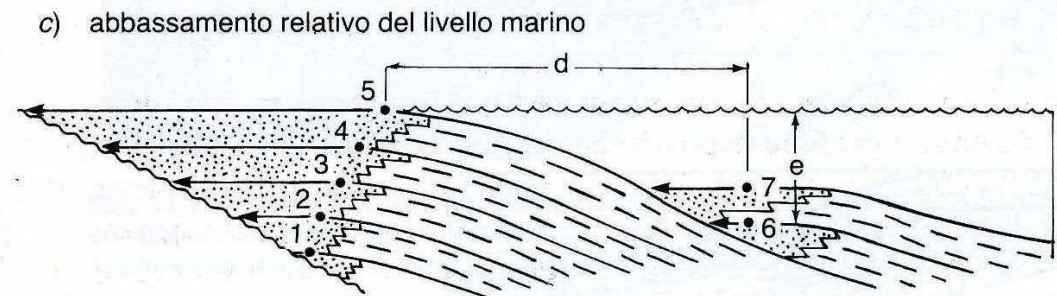
Fig. 14.14 - Questi schemi, pubblicati da Weller nel 1960, mostrano le relazioni tra sedimentazione e posizione relativa del livello del mare (stazionarietà, abbassamento ed innalzamento). Gli schemi C1, C2 e C3 indicano lo sviluppo di condizioni progradanti, stazionarie e trasgressive della linea di costa in funzione del tasso di sedimentazione durante una risalita relativa del livello del mare. Questi stessi schemi sono integralmente ripresi o quasi nel lavoro di Vail *et al.* (1977).



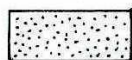
a = innalzamento relativo del livello del mare tra i tempi 1 e 5
 b = ingressione costiera tra i tempi 1 e 5



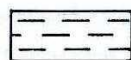
• : posizione della linea di costa
 c : regressione deposizionale



d : regressione erosiva
 e : abbassamento relativo del livello marino tra i tempi 5 e 6



sedimenti di piane alluvionali e costiere e marini marginali



peliti di piattaforma e scarpata

Fig. 14.15 - Questa figura, ispirata agli schemi di Weller (1960) e Vail *et al.* (1977), mostra tre esempi ideali di relazioni deposizionali prodotte da innalzamento, stasi ed abbassamento relativo del livello marino. La scala degli esempi è quella della stratigrafia sismica. Per conseguenza, gli spessori sedimentari racchiusi tra due superfici deposizionali sono dell'ordine di 30-70 metri e rappresentano più associazioni di facies. Gli schemi della figura sarebbero notevolmente più complessi se mostrassero nel dettaglio anche le singole associazioni di facies. Si definisce come *downward shift* degli *onlap* costieri il fenomeno prodotto dall'abbassamento relativo del livello marino. Il punto di riattacco degli *onlap* costieri è spostato verso il basso di una distanza più o meno coincidente con l'abbassamento del livello marino, ed è inoltre spostato verso il largo. Quest'ultima distanza, se espressa relativamente alla posizione della linea di costa, può essere definita come *regressione erosiva*, ossia uno spostamento verso il largo della linea di costa, accompagnato da erosione subaerea delle aree via via emergenti.

Considerando le curve che indicano la variazione nel tempo degli onlap costieri entro un determinato bacino, si definisce come **ciclo di variazione relativa del livello marino o degli onlap costieri** il periodo di tempo rappresentato da una risalita e da una successiva caduta di tale livello. Comunemente, un periodo di stazionarietà precede l'abbassamento finale del livello del mare. I periodi di tempo durante i quali il livello del mare staziona al di sopra del margine esterno della piattaforma sono chiamati di **stazionamento basso** (lowstand); quelli invece durante i quali il livello marino staziona al di sopra di questo stesso margine sono definiti di **stazionamento alto** (highstand);

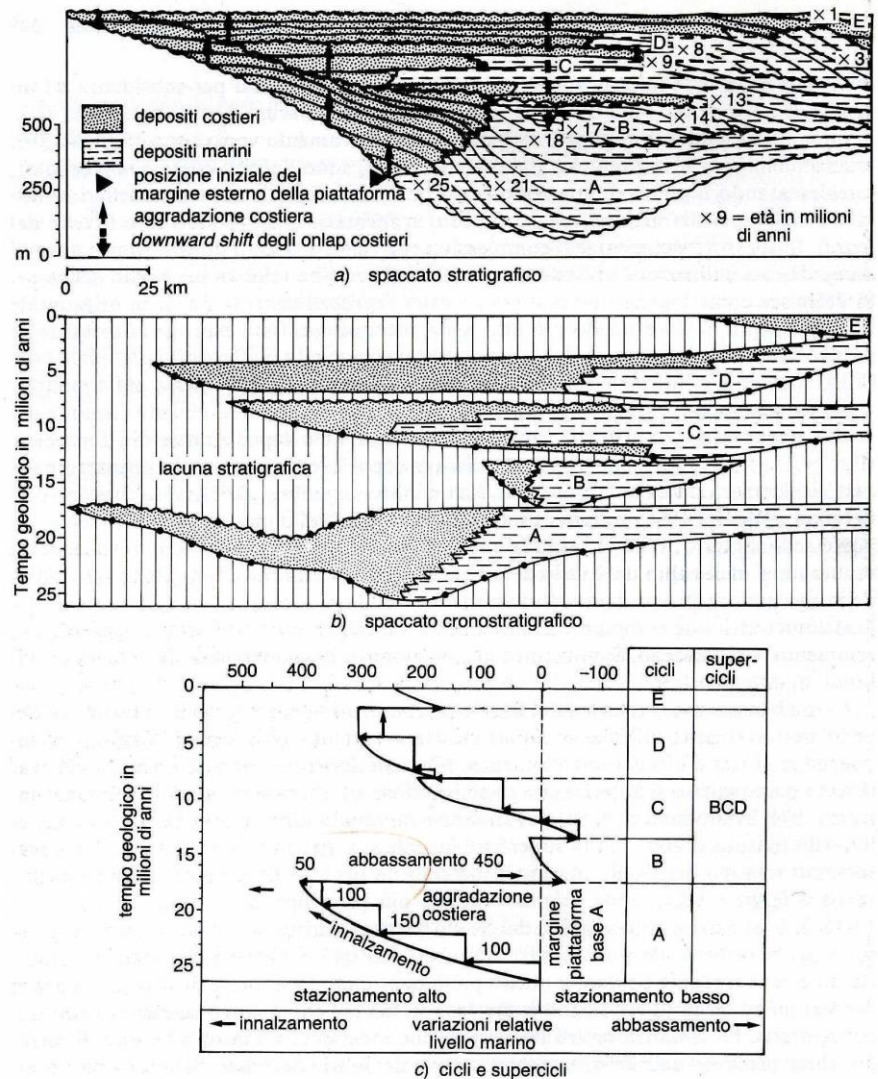


Fig. 14.16 - Procedimento per riconoscere cicli e supercicli di variazione degli onlap costieri. Lo spaccato stratigrafico in (a) mostra le variazioni degli onlap in cinque unità stratigrafiche. Una volta che queste unità siano state datate, è possibile costruire uno spaccato cronostratigrafico che metta in evidenza lacune (hiatus e vacuità erosive) e tempo geologico rappresentato da sedimenti. Lo schema in (c) mostra infine la costruzione dei cicli di variazione degli onlap costieri con riferimento al margine di piattaforma alla base dell'unità A. Ogni risalita degli onlap seguita da una brusca caduta (downward shift) definisce un ciclo. Un superciclo è dato da più cicli che complessivamente tendono a spostare sempre più verso terra il punto di appoggio degli onlap. Come si vedrà più avanti, le unità deposte durante un ciclo di variazione degli onlap costieri sono definite come sequenza deposizionale; una supersequenza è il prodotto sedimentario di un superciclo. Si noti che in questa figura, presa da *Vail et al. (1972)*, le variazioni degli onlap costieri sono considerate come direttamente legate a variazioni relative del livello del mare. Si vedano al riguardo i paragrafi successivi. Il procedimento mostrato in figura consente di ricostruire cicli di variazioni locali o regionali degli onlap costieri. La costruzione di curve che mostrano le variazioni degli onlap costieri attraverso cicli di significato globale è discussa nei paragrafi successivi.

Tabella 1.4. Gli ordini di variazione del livello del mare e i possibili meccanismi. C'è ancora molta discussione sul meccanismo/i responsabile/i dei fenomeni eustatici globali che avvengono nell'arco di 1-10 milioni di anni (variazioni di II e III ordine). L'influenza dei cambiamenti nel regime di stress intraplacca sulle variazioni relative del livello del mare non è stato ancora ben compreso

I primo ordine, 10^8 anni	→ tettonico-eustatici	} eustatismo
II secondo ordine, 10^7 anni	→ <i>rifting</i> e subsidenza termica	
III terzo ordine, 10^6 anni	→ stress intraplacca	
IV quarto ordine, 10^5 anni	} glacio-eustatismo, tettonica, processi sedimentari	
V quinto ordine, 10^4 anni		

Le unità base della stratigrafia sequenziale sono:

Sequenze deposizionali: da 1 a 10 Ma

System tract (sistemi deposizionali) da 500.000 a 1 Ma

Parasequenze : da 10.000 a 500.000

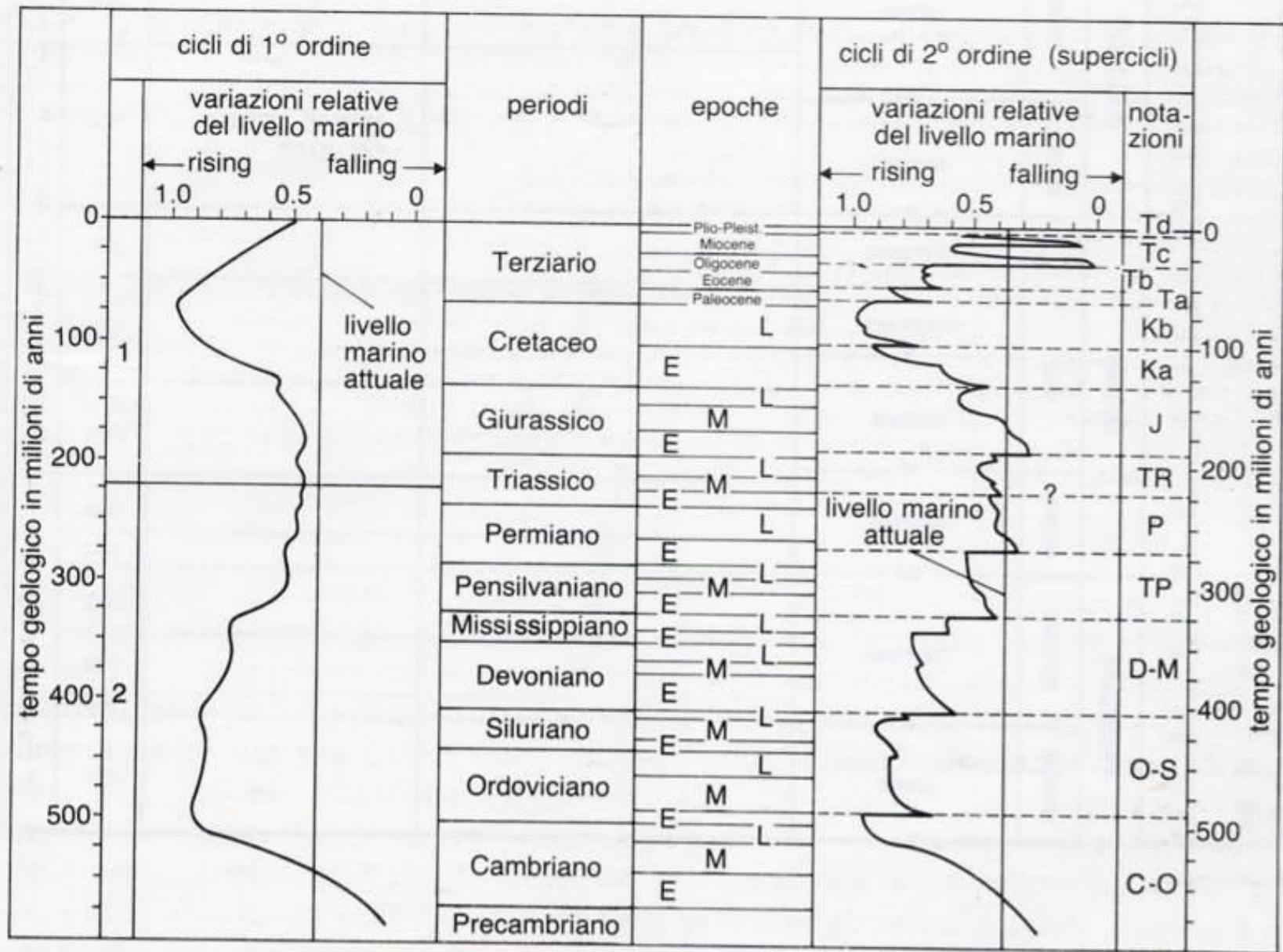


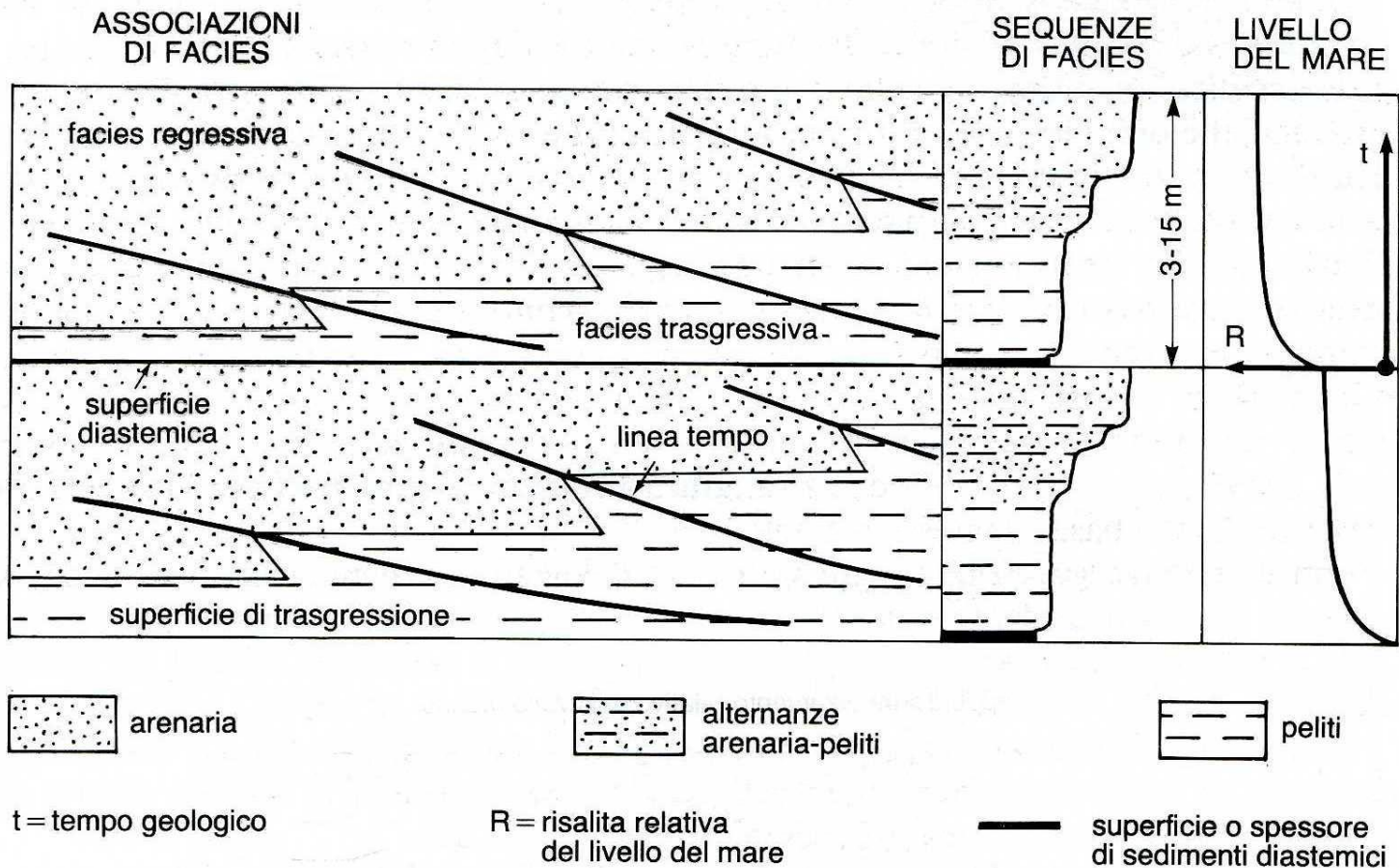
Fig. 15.18 – Curve delle variazioni globali del livello relativo del mare basate sulle variazioni degli *onlap* costieri. La figura mette in evidenza variazioni del livello marino di primo e secondo ordine (vedasi testo) dal Precambriano al Pleistocene. (Da *Vail et al.* 1977.)

Trasgressioni e regressioni

Si riferiscono a movimenti orizzontali della linea di costa rispetto ad una precedente situazione di riferimento e sono fenomeni strettamente legati al rapporto tra **quantità di sedimento disponibile** e **variazioni relative del livello del mare**.

Fenomeni trasgressivi e regressivi possono essere riconosciuti a tutte le scale, dalle sequenze di facies fino a quelle deposizionali. Le espressioni sono tuttavia diverse ed il loro corretto riconoscimento è spesso difficile.

Il modo più semplice per comprendere trasgressioni e regressioni è di iniziare dalle sequenze di facies dei depositi costieri (vedi figura successiva).



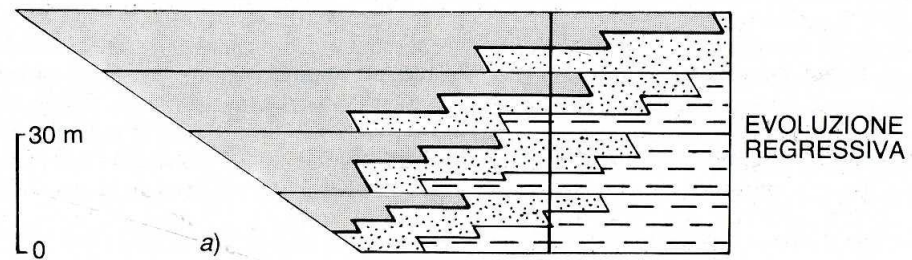
La sequenza di facies considerata è in pratica un deposito regressivo delimitato da due superfici di trasgressione o di discontinuità.

N.B.:
A questa scala il fenomeno trasgressivo-regressivo avviene in tempi relativamente brevi, spesso persino a scala temporale umana, ed in virtuale continuità di sedimentazione

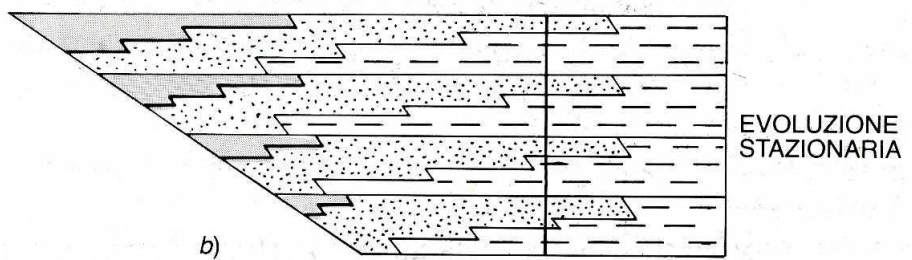
Fig. 14.17 - Schema mostrante le relazioni tra trasgressioni, regressioni ed innalzamento relativo del livello del mare in sedimenti marini marginali alla scala delle associazioni di facies. All'estremità destra della figura è mostrata la curva di risalita relativa del livello del mare. Come è evidente dallo schema, una sequenza di facies si forma attraverso un processo trasgressivo, legato alla risalita del livello marino, cui fa seguito un processo regressivo, o di riempimento, che avviene durante un periodo di stazionamento del livello del mare. È uso comune definire come «facies trasgressiva» le peliti che si sovrappongono, attraverso una superficie diastemica, alle sottostanti arenarie di ambiente relativamente meno profondo. In realtà la trasgressione è registrata solamente da una superficie o da un modesto spessore di sedimento che si forma durante una fase di rapida risalita del livello del mare. La facies pelitica sovrastante è quindi già parte della regressione successiva. Si noti, infine, come nei sedimenti marini marginali le superfici tempo siano alternativamente orizzontali (superfici di trasgressione) ed inclinate verso il largo (superfici deposizionali legate alle regressioni).

I fenomeni trasgressivi e regressivi, **alla scala di sistemi e sequenze deposizionali**, vanno visti come la risultante di ripetuti processi elementari, quali visti in precedenza. Com'è evidente nella figura, una successione di associazioni di facies può avere una evoluzione generale **trasgressiva** (le associazioni vengono spostate verso terra) o **regressiva**, (le associazioni avanzano verso il largo) sia orizzontalmente che verticalmente. Entrambe le tendenze sono *sempre* registrate da associazioni o sequenze di facies trasgressivo-regressive come nell'esempio visto in precedenza. In verticale le evoluzioni trasgressive sono rappresentate da associazioni di facies che esprimono un graduale approfondimento del bacino rispetto alle condizioni iniziali. Il contrario avviene per le evoluzioni regressive.

apporti > innalzamento relativo del livello marino



apporti = innalzamento relativo del livello marino



apporti < innalzamento relativo del livello marino

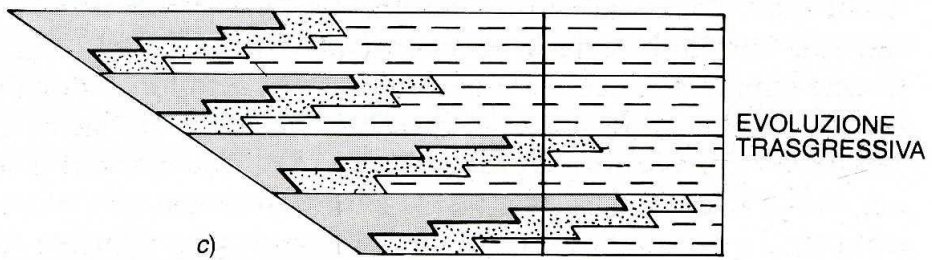
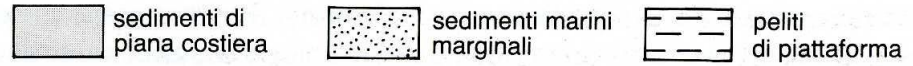


Fig. 14.18 - Per un uguale innalzamento relativo del livello marino, che dà luogo alla sovrapposizione di 4 associazioni di facies, i tre schemi mostrano lo sviluppo, dall'alto verso il basso, di evoluzioni regressive, stazionarie e trasgressive. A parità di altre condizioni, queste evoluzioni nel tempo sono controllate dal rapporto tra tasso d'innalzamento relativo del livello del mare e quantità d'apporti sedimentari forniti al sistema per unità di tempo.



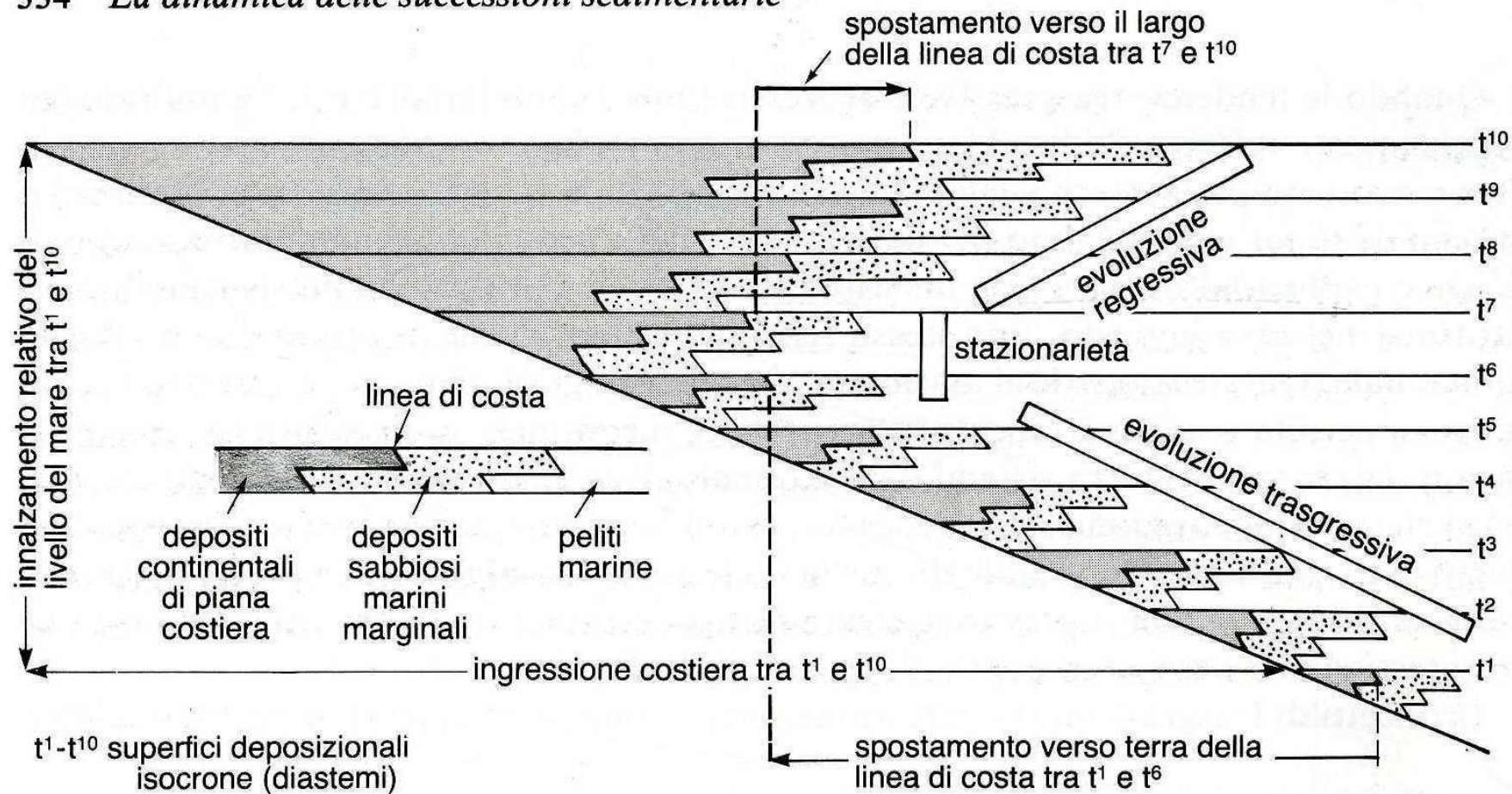


Fig. 14.19 – Schema semplificato di ciclo sedimentario, costituito da un'evoluzione trasgressiva basale seguita da una fase di stazionarietà ed infine da un'evoluzione regressiva sommitale. La successione sedimentaria è suddivisa da superfici diastemiche in dieci associazioni di facies. Ogni superficie diastemica rappresenta un innalzamento relativo del livello del mare; la somma di questi incrementi progressivi crea lo spazio per l'accumulo della successione. Per semplicità, le associazioni di facies sono indicate con spessori costanti, sia verticalmente che lateralmente. Si noti bene, confrontando questa figura con quelle delle pagine successive, che il concetto di ciclo sedimentario, inteso come successione trasgressivo-regressiva, è sostanzialmente differente da quello di sequenza deposizionale.

LE SEQUENZE DEPOSIZIONALI

- Definizione secondo Vail et al. 1977: corpo sedimentario complesso, costituito da più formazioni e/o sistemi deposizionali (system tract), sviluppatosi in virtuale continuità di sedimentazione su spessori compresi dalle decine sino alle migliaia di metri e delimitato verticalmente da due superfici di discontinuità e dalle corrispondenti superfici di continuità esistenti nel bacino.
- Definizione secondo Tucker (2010): Le sequenze deposizionali sono successioni di strati geneticamente legati tra loro, delimitate da superfici di discordanza (e dalle corrispondenti superfici di continuità bacinale).

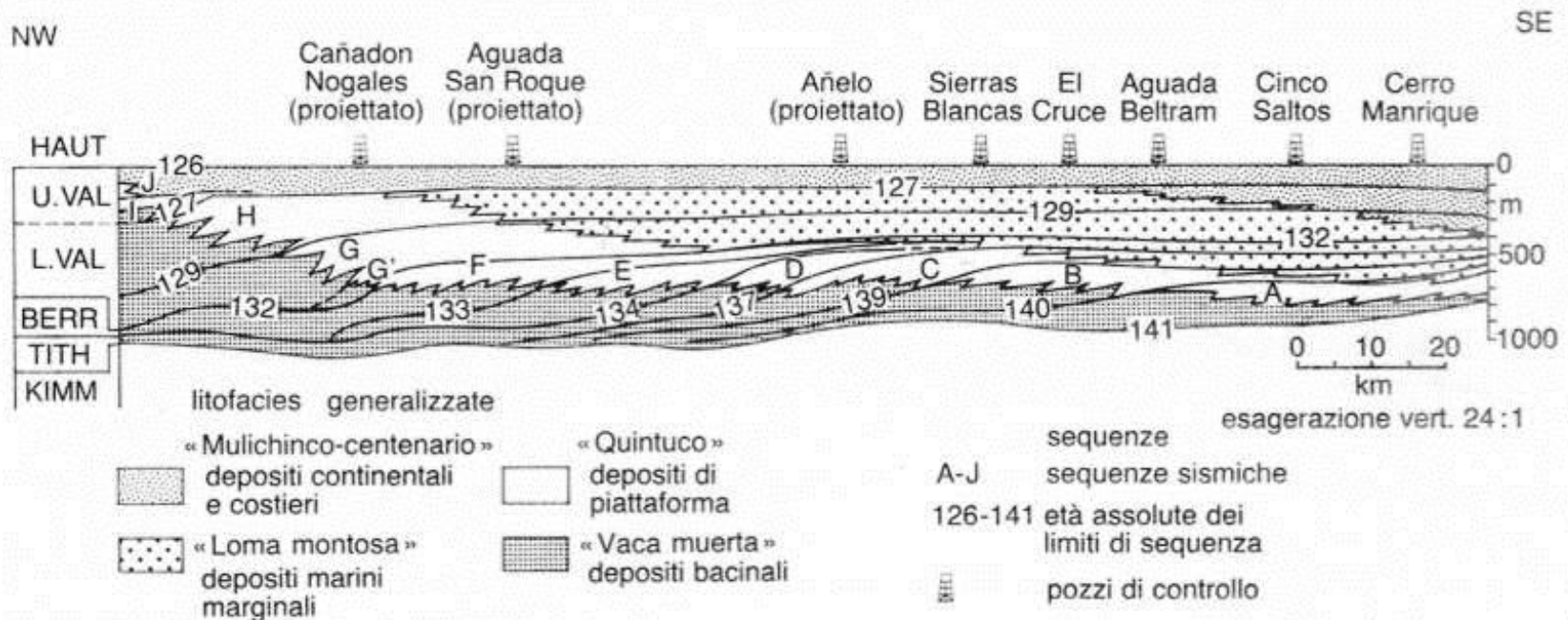


Fig. 15.1 – Esempio di sequenze deposizionali, desunte da profili sismici a riflessione e da dati di pozzo, nel Giurassico terminale-Cretacico inferiore del Bacino di Neuquén, in Argentina. Si noti come da terra verso mare (da destra a sinistra nella figura) ogni sequenza mostri il passaggio laterale tra sistemi deposizionali continentali e costieri, marini marginali, di piattaforma ed infine bacinali. Si noti inoltre la geometria sigmoidale delle sequenze. (Da Mitchum e Uliana, 1984.)

In aree tettonicamente poco attive le sequenze deposizionali costituiscono corpi grosso modo sigmoidali nei quali, dal largo verso terra, si riconoscono sistemi deposizionali di bacino, di scarpata e di piattaforma, ed infine costieri e continentali.

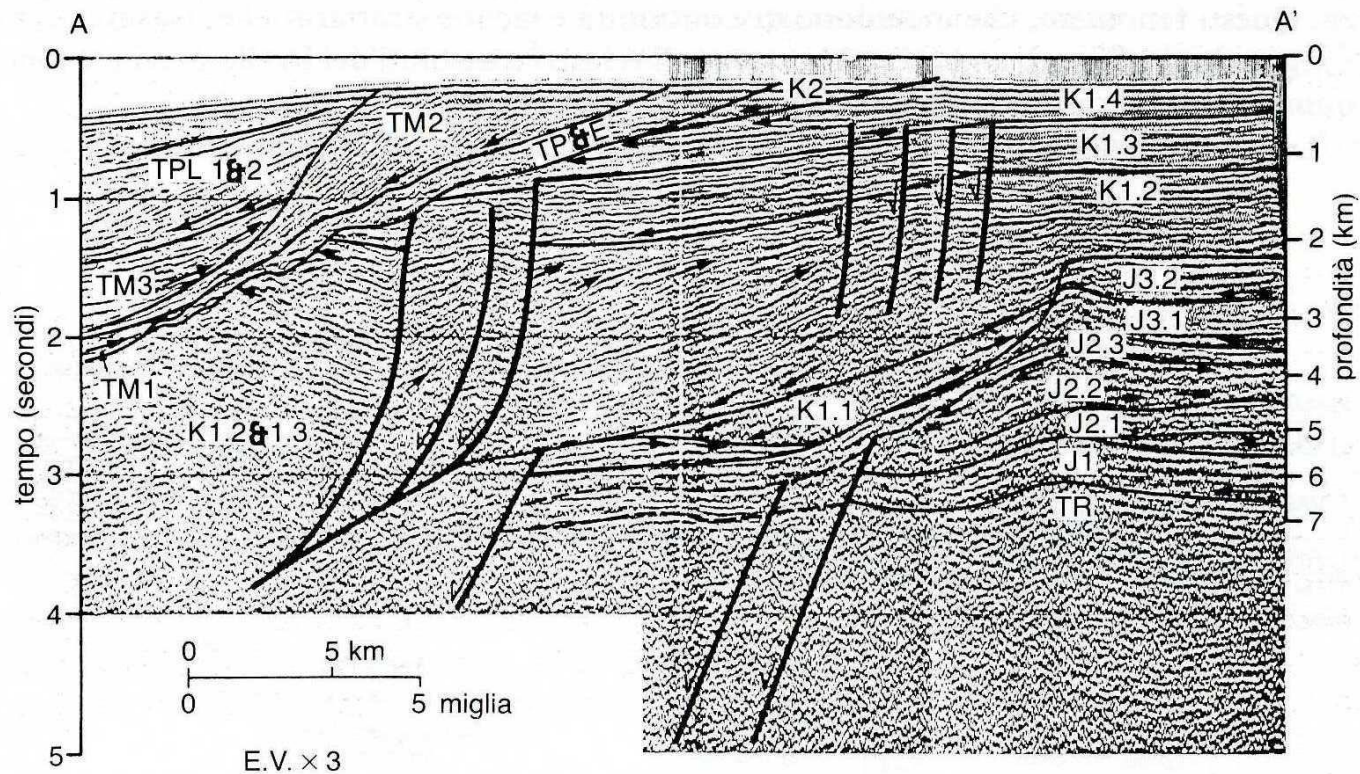


Fig. 15.2 – Espressione sismica di sequenze deposizionali sul margine continentale dell’Africa nord-occidentale. Le terminazioni dei riflettori contro superfici di erosione e/o non deposizione definiscono i limiti delle sequenze. TR: Triassico; J: Giurassico; K: Cretacico; T: Terziario (TP: Paleocene; TE: Eocene; TM: Miocene; TPL: Pliocene). Si noti la grande superficie di erosione sviluppata al limite tra Cretacico e Paleocene. Le faglie più profonde sono legate alla fase di *rift*, quelle minori sono probabilmente faglie listriche normali che ribassano la successione cretacica verso l’Atlantico (a sinistra). La scala verticale è data sia in tempo di propagazione dalle onde sismiche (a sinistra), sia in chilometri (a destra). (Da Vail *et al.*, 1977.)

Il concetto di **sequenza deposizionale** è sostanzialmente basato su dati forniti dalla sismica a riflessione. Con il termine di stratigrafia sismica, o sismostratigrafia, si intende l’interpretazione stratigrafica di dati sismici; l’espressione sismica di una **sequenza deposizionale** è una *sequenza sismica*

Tenere presente due fatti importanti:

1) Le superfici fisiche che causano le riflessioni sismiche sono superfici di contrasto densità-velocità sviluppate parallelamente a **superfici stratali** o a **superfici di discordanza**. Nel primo caso una riflessione sismica ha dunque il significato di una linea tempo (orizzonte sismico), nel secondo caso mantiene un significato cronologico poiché separa strati più recenti da strati più vecchi;

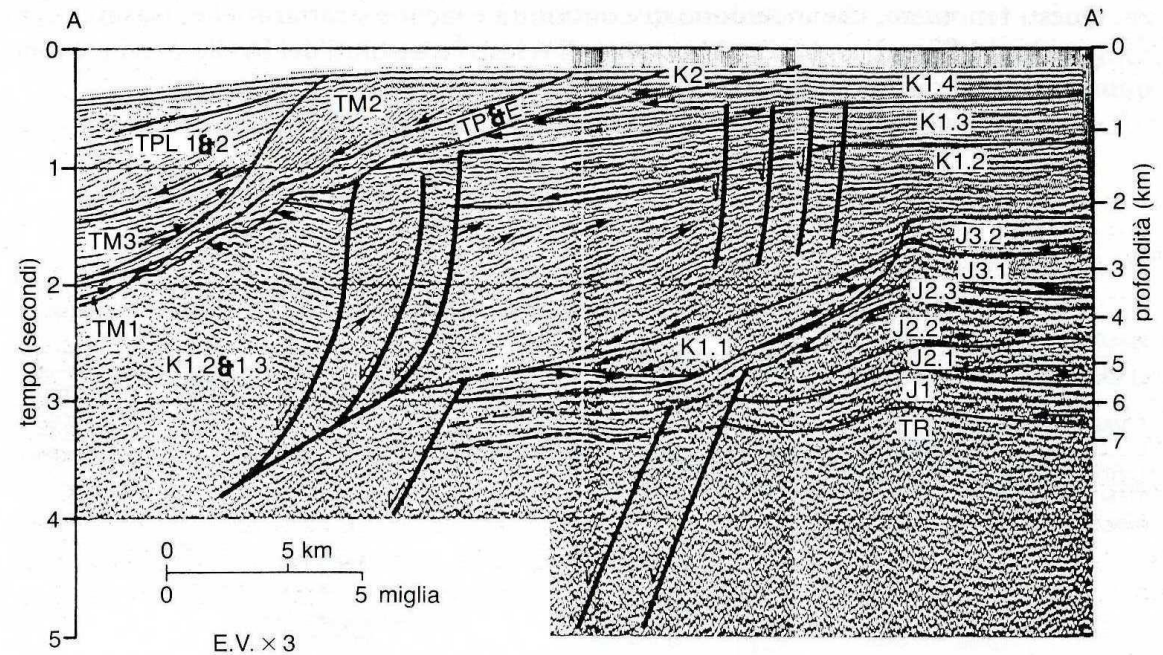


Fig. 15.2 – Espressione sismica di sequenze deposizionali sul margine continentale dell’Africa nord-occidentale. Le terminazioni dei riflettori contro superfici di erosione e/o non deposizione definiscono i limiti delle sequenze. TR: Triassico; J: Giurassico; K: Cretacico; T: Terziario (TP: Paleocene; TE: Eocene; TM: Miocene; TPL: Pliocene). Si noti la grande superficie di erosione sviluppata al limite tra Cretacico e Paleocene. Le faglie più profonde sono legate alla fase di *rift*, quelle minori sono probabilmente faglie listriche normali che ribassano la successione cretacica verso l’Atlantico (a sinistra). La scala verticale è data sia in tempo di propagazione dalle onde sismiche (a sinistra), sia in chilometri (a destra). (Da Vail *et al.*, 1977.)

2) La risoluzione attuale della sismica a riflessione è, nel migliore dei casi, dell’ordine di qualche decina di metri, quindi *le riflessioni sismiche non individuano strati ma gruppi o pacchi di strati*. **Queste riflessioni forniscono quindi la geometria della stratificazione a grande scala.**

NB: la sismica a riflessione permette di sviluppare modelli stratigrafici che servono da traccia o ipotesi di lavoro per analisi di superficie

Limiti di sequenza

Non facili da individuare sul terreno. I criteri per riconoscere queste superfici di discontinuità sono **paleontologici** e **sedimentologici**. I **primi** servono per mettere in evidenza lacune stratigrafiche significative; i **secondi** si basano sulla sovrapposizione di facies e associazioni di facies non compatibili con il principio di Walther. Esempio: troviamo arenarie eoliche sovrapposte in maniera apparentemente concordante a peliti marine con Ammoniti. Il criterio sedimentologico ci dice che questi sedimenti non possono trovarsi sovrapposti in continuità di sedimentazione: il loro contatto deve per conseguenza essere dovuto ad una discontinuità stratigrafica e rappresentare quindi un limite di sequenza.

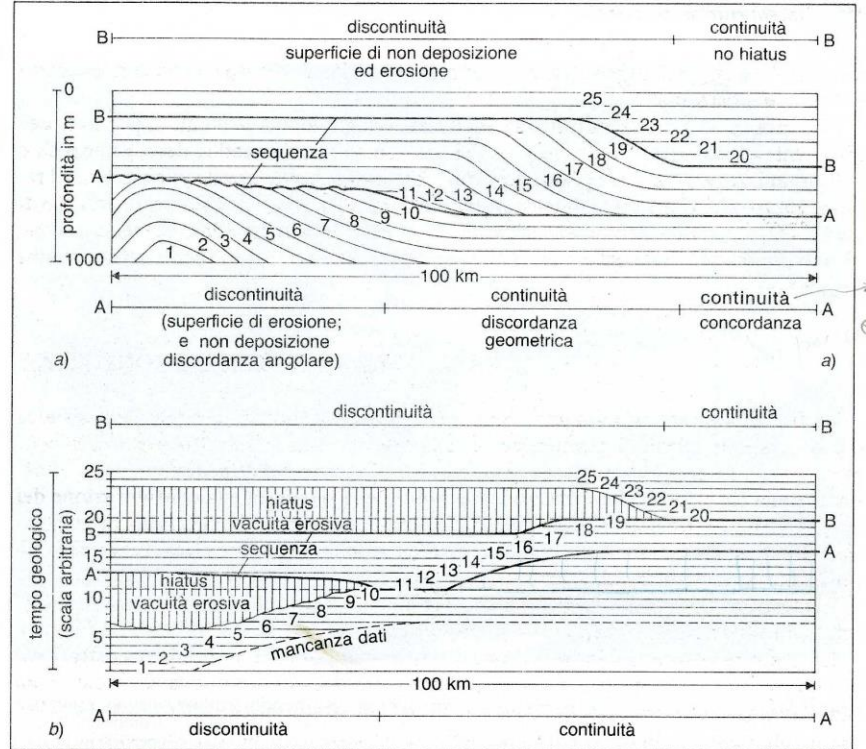


Fig. 15.4 - Visualizzazione dei concetti fondamentali relativi alle sequenze deposizionali. Gli schemi in (a) e (b) mostrano come una sequenza deposizionale sia un corpo sedimentario costituito da strati geneticamente legati e delimitato al tetto e alla base da superfici di discontinuità stratigrafica (A e B), che passano lateralmente, verso il bacino, a superfici di continuità stratigrafica. Lo schema in (b) rappresenta il cosiddetto diagramma di Wheeler, ossia uno spaccato cronostratigrafico che mostra il tempo geologico materializzato da sedimento o da lacuna (hiatus e vacuità erosiva). L'età di una sequenza viene stabilita dove le sue superfici limite sono in continuità stratigrafica con le sequenze sopra e sottostanti. Nel caso considerato in figura, l'età della sequenza inizia con l'unità 11 e termina con l'unità 19. Questo intervallo di tempo geologico è definito come *sechron*. (Modificata da Vail et al., 1977, fig. 1, p. 54.)

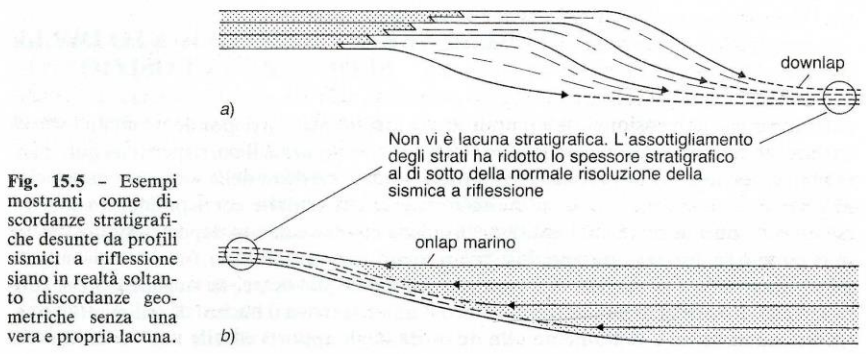


Fig. 15.5 - Esempi mostranti come discordanze stratigrafiche desunte da profili sismici a riflessione siano in realtà soltanto discordanze geometriche senza una vera e propria lacuna.

Caratteri generali e significato delle sequenze deposizionali

Una sequenza deposizionale è il prodotto sedimentario corrispondente a un ciclo di variazione relativa del livello marino o degli onlap costieri.

I limiti verticali delle sequenze deposizionali sono espressi da due discontinuità stratigrafiche (e dalle corrispondenti superfici bacinali di continuità).

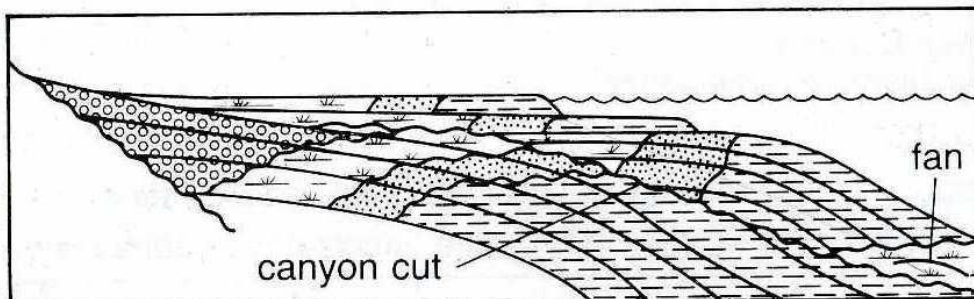
Le variazioni relative del livello del mare (dovute all'azione concomitante dell'eustatismo e della subsidenza del substrato) **unitamente alla quantità degli apporti continentali controllano le caratteristiche e le relazioni laterali e verticali delle sequenze deposizionali.**

NB: le discontinuità stratigrafiche che costituiscono i limiti delle sequenze si formano durante periodi di abbassamento relativo del livello marino

Sui margini passivi maturi si riscontrano due tipi principali di discontinuità stratigrafiche e, conseguentemente, di limiti di sequenze

Tipi di discontinuità stratigrafiche subaerea e sottomarina

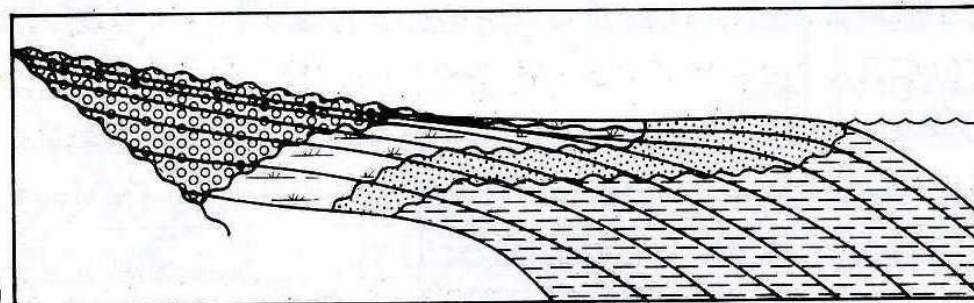
(tipo 1)



a)

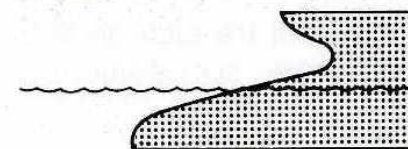
Subaerea

(tipo 2)

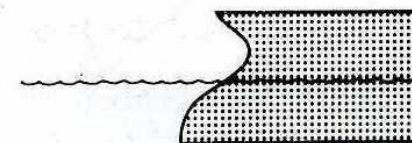


b)

Curva eustatica del livello marino
innalzamento abbassamento



Caduta rapida



Caduta lenta

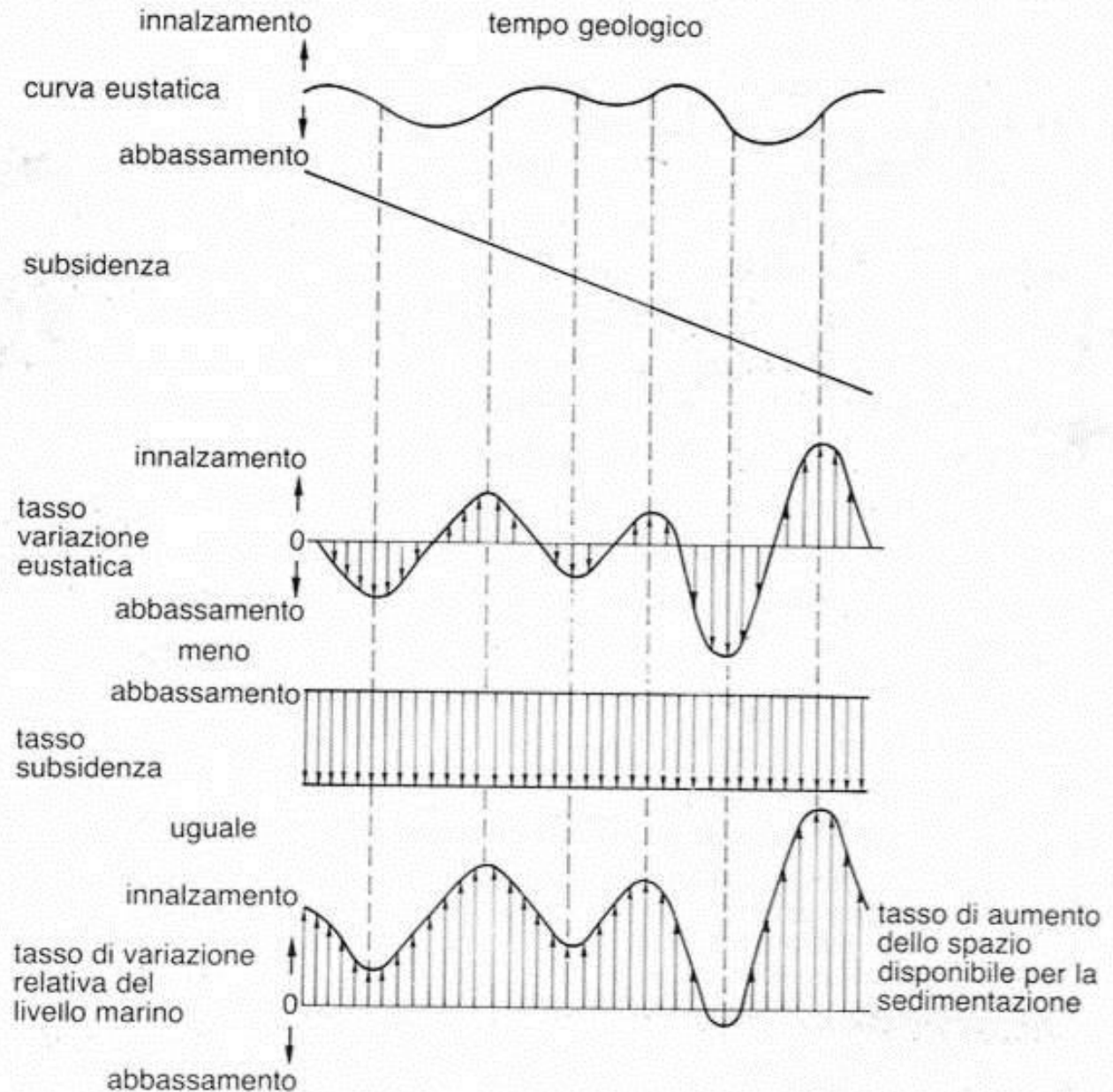
Fig. 15.9 – Tipi di discontinuità stratigrafiche. Il tipo 1 (a) si sviluppa quando il tasso di caduta eustatica eccede quello della subsidenza sul margine della piattaforma; il tipo 2 (b) si origina invece quando il tasso di caduta eustatica è inferiore a quello della subsidenza sullo stesso margine. (Da Vail *et al.*, 1984.)

STRATIGRAFIA SEQUENZIALE O SEQUENCE STRATIGRAPHY

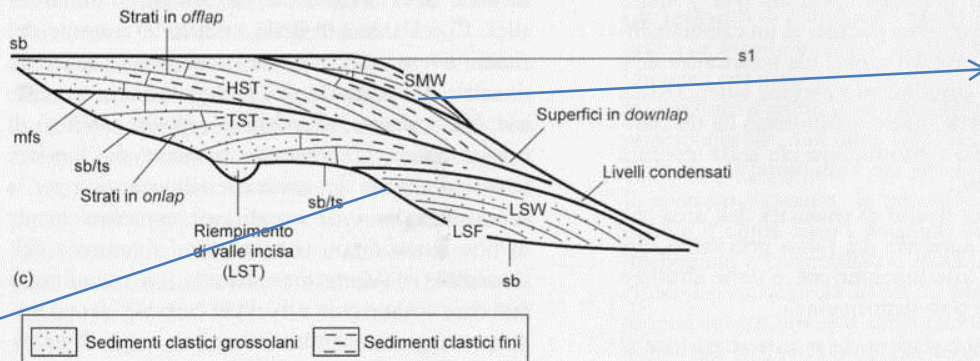
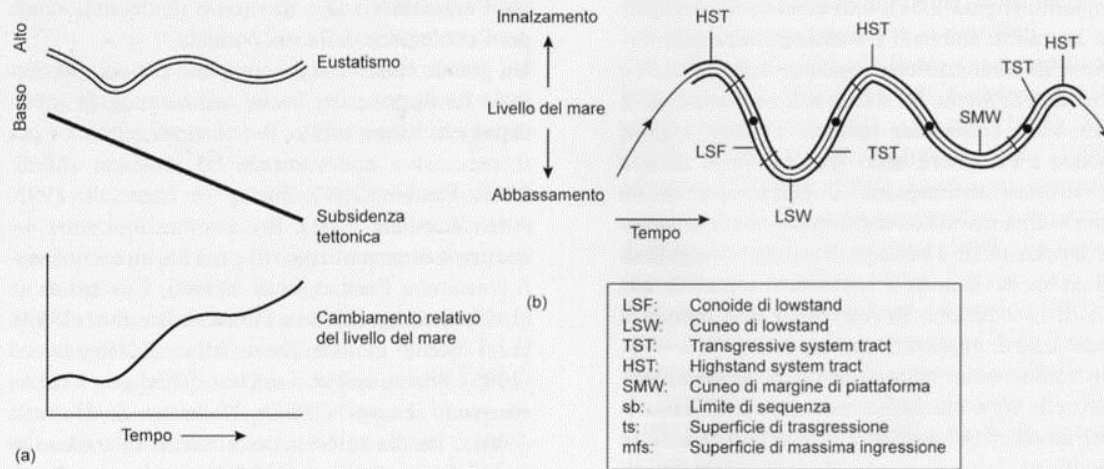
Gran parte dei concetti relativi alle sequenze deposizionali sono inizialmente derivati dallo studio dei profili sismici a riflessione (vedi Veil et al., 1977). Ciò ha comportato non pochi problemi circa l'applicabilità di tali concetti alla stratigrafia intesa in senso più generale, in particolare all'analisi di superficie dei bacini sedimentari. Ci vengono in aiuto a tal proposito Haq et al. (1987) i quali presentano un modello sedimentario delle sequenze deposizionali dei margini continentali passivi integrando dati sismici e di terreno.

Gli ASSUNTI DEL MODELLO sono quelli già visti precedentemente:
APPORTI E SUBSIDENZA COSTANTI DURANTE PERIODICI
ABBASSAMENTI E RISALITE DEL LIVELLO DEL MARE DOVUTI A
CAUSE EUSTATICHE

Fig. 15.13 – Modello concettuale mostrante le relazioni tra curva eustatica ed una subsidenza costante. La curva finale, in basso, risulta dalla somma vettoriale del tasso di subsidenza (costante) e di quello di variazione eustatica (derivata della curva in alto). (Semplificato da Posamentier *et al.*, 1989.)



Modello deposizionale di una sequenza stratigrafica per una piattaforma silicoclastica Tucker (2010)



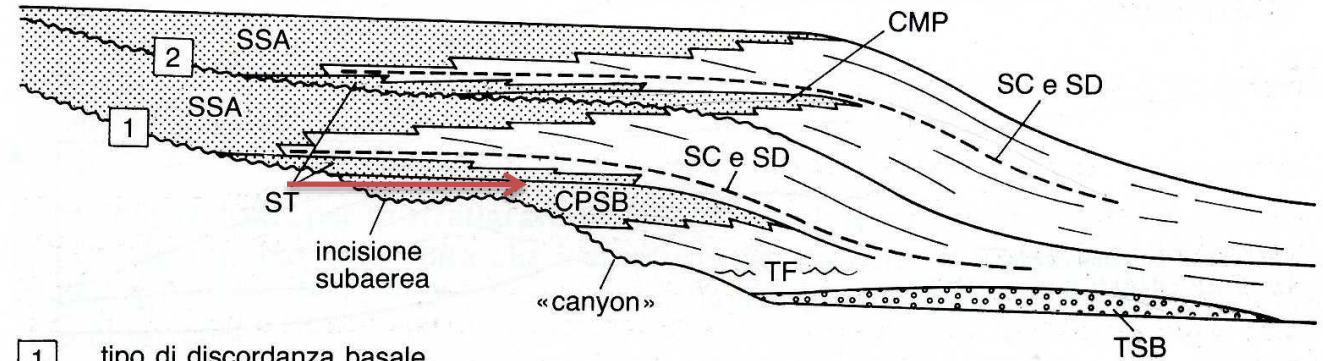
Discordanza di secondo tipo: non si sviluppano le torbiditi arenacee basali LSF e LSW




Discordanza di primo tipo

Figura 2.86 Stratigrafia sequenziale, system tract e variazioni relative del livello del mare: a) Grafici che mostrano l'interazione tra le variazioni eustatiche del livello del mare (in alto) e la subsidenza tettonica continua che porta a definire la variazione relativa del livello del mare; b) System tract e la curva del livello relativo del mare; c) Modello deposizionale di una sequenza stratigrafica per una piattaforma silicoclastica su margine in leggera subsidenza. Un forte abbassamento del livello del mare porta il livello del mare al di sotto del margine di piattaforma generando in questo modo il limite di sequenza inferiore. L'emersione della piattaforma porta alla formazione di incisioni fluviali (valli incise) su di essa e alla deposizione di un conoide di lowstand (LSF) al piede del pendio. Un cuneo di lowstand (LSW) formato da depositi di flusso gravitativo si accumula non appena il livello del

mare inizia a risalire. Quando la velocità di innalzamento del livello del mare cresce, le valli incise vengono riempite e la linea di costa migra verso terra depositando il transgressive system tract (TST), formato da sequenze disposte in onlap. La superficie di trasgressione (ts) alla base del TST coincide con il limite di sequenza esteso su gran parte della piattaforma. La sommità della TST è sottolineata dalla superficie di massima ingressione o maximum flooding surface (mfs) seguita dagli strati in offlap e downlap dell'highstand system tract (HST), che si forma quando il livello del mare raggiunge il suo massimo e inizia a calare. L'abbassamento del livello del mare non scende sotto il margine di scarpata, allora si forma un cuneo di margine di piattaforma o shelf-margin wedge (SMW). Da Van Waggoner et al. (1988)

Organizzazione interna ed evoluzione delle sequenze deposizionali (Bosellini, Mutti, Ricci Lucchi, 1997)



- 1** tipo di discordanza basale
-  depositi di piana alluvionale e costiera, marini marginali e di piattaforma interna
-  peliti di piattaforma esterna, scarpata e bacino (A) clinostratificazioni a grande scala
-  torbiditi arenacei

TSB: torbiditi arenacei di stazioneamento basso
 TF: torbiditi fini (overbank wedge) associate a CPSB
 CPSB: cuneo progradante di stazioneamento basso
 CMP: cuneo di margine di piattaforma
 SDT: sistemi deposizionali trasgressivi; ST: superficie di trasgressione
 SC: successione condensata; SD: superficie di downlap
 SSA: sistemi deposizionali di stazioneamento alto

SDT: sistemi deposizionali trasgressivi
 ST: superficie di trasgressione
 SC: successione condensata
 SD: superficie di downlap
 SSA: sistemi deposizionali di stazioneamento alto

Fig. 15.11 - Caratteri principali ed organizzazione interna di sequenze deposizionali delimitate rispettivamente da discontinuità di tipo 1 (in basso) e 2 (in alto). Si veda il testo per una spiegazione più dettagliata.

Confronto tra
 modelli
 di due sequenze
 deposizionali di
 margini passivi
 maturi
 delimitate
 rispettivamente
 da discontinuità
 di primo e di
 secondo tipo

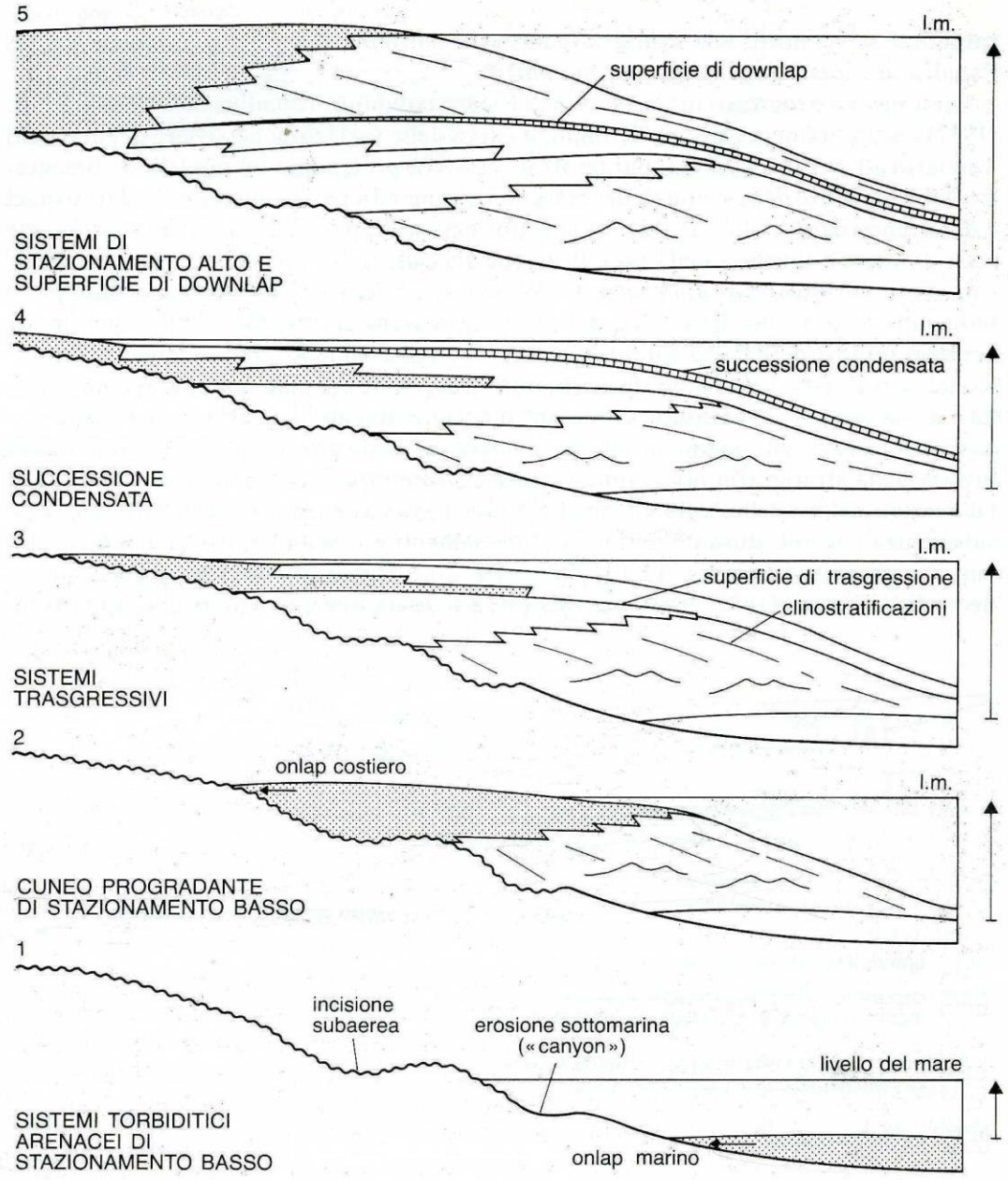
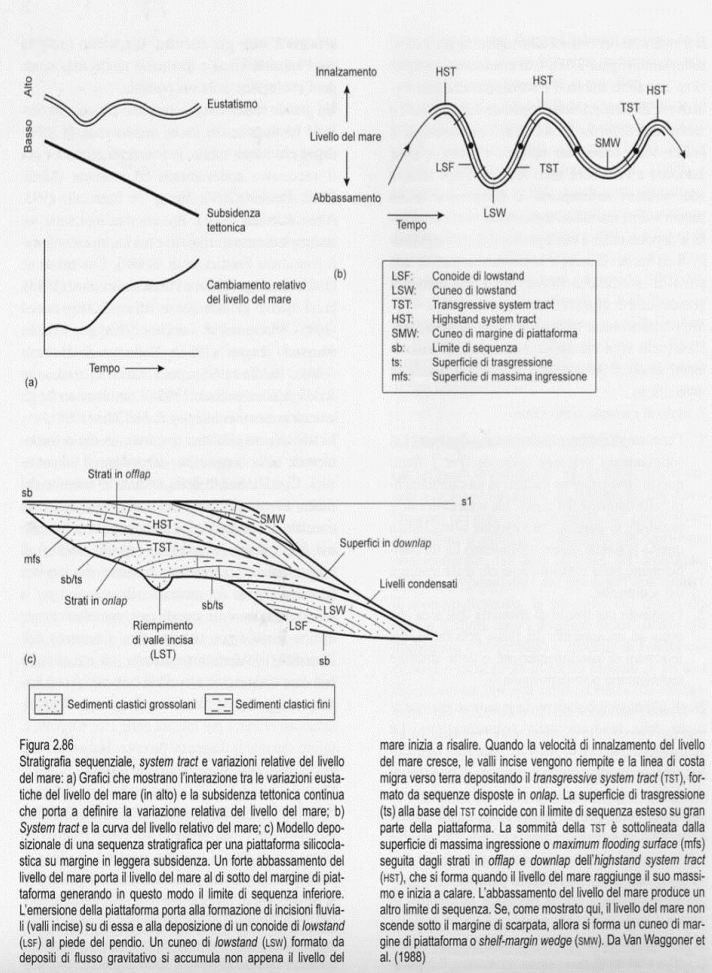


Fig. 15.12 - Stadi di sviluppo di una sequenza deposizionale delimitata alla base da una discontinuità di tipo 1. Ciascuno degli stadi rappresenta un *systems tract*, ossia un insieme di sistemi deposizionali geneticamente legati e deposti durante un tratto specifico della curva eustatica. La subsidenza è assunta costante durante lo sviluppo dei vari stadi.



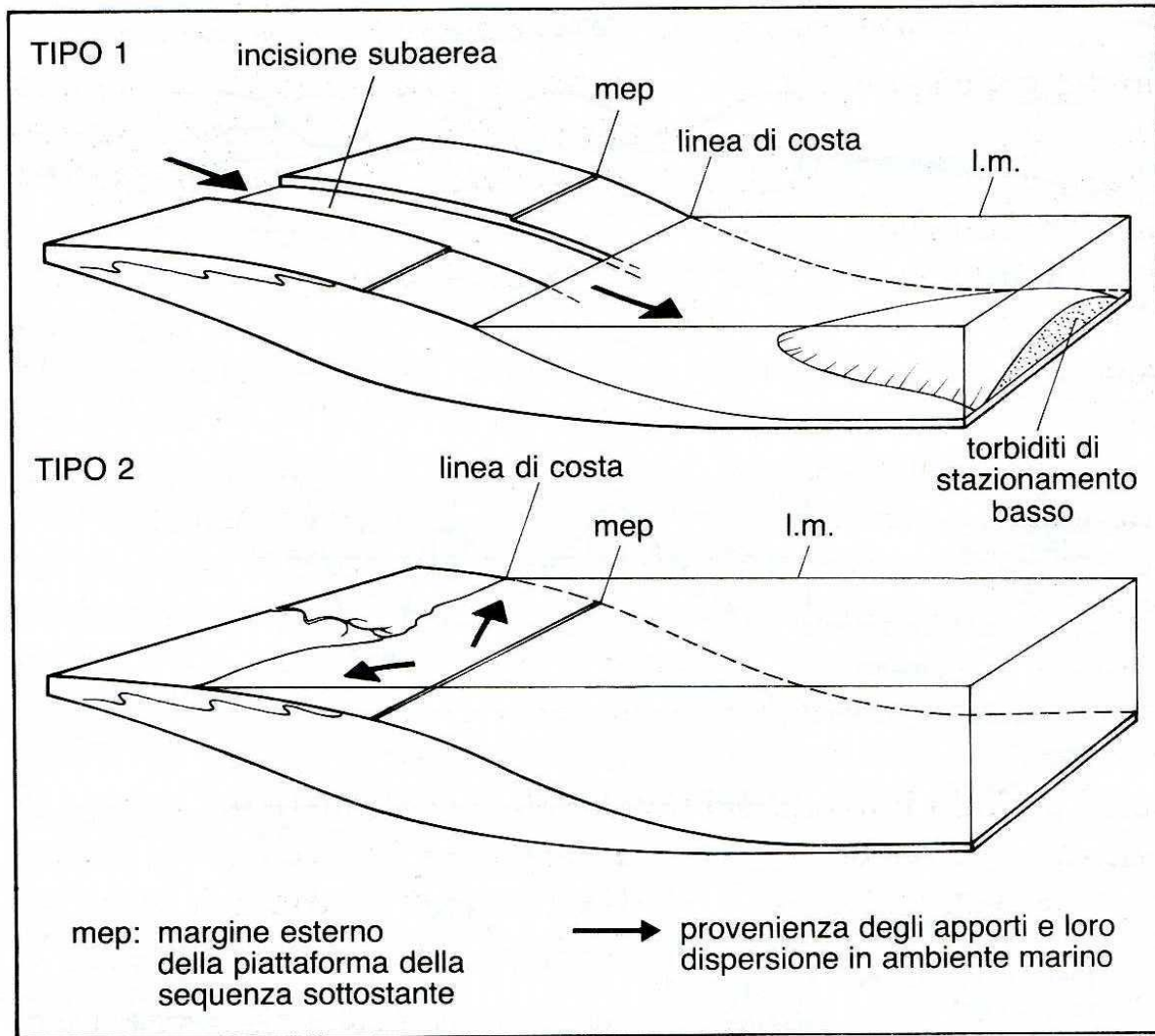
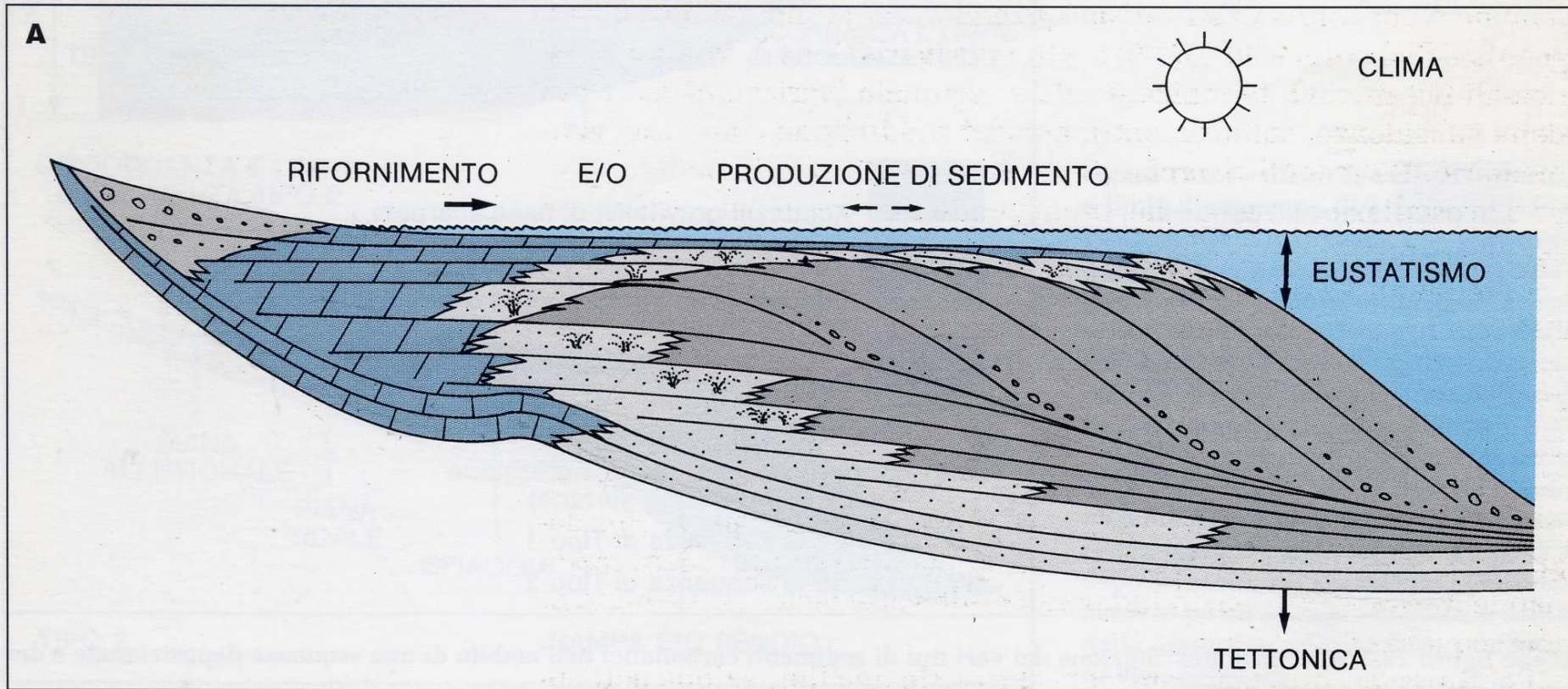
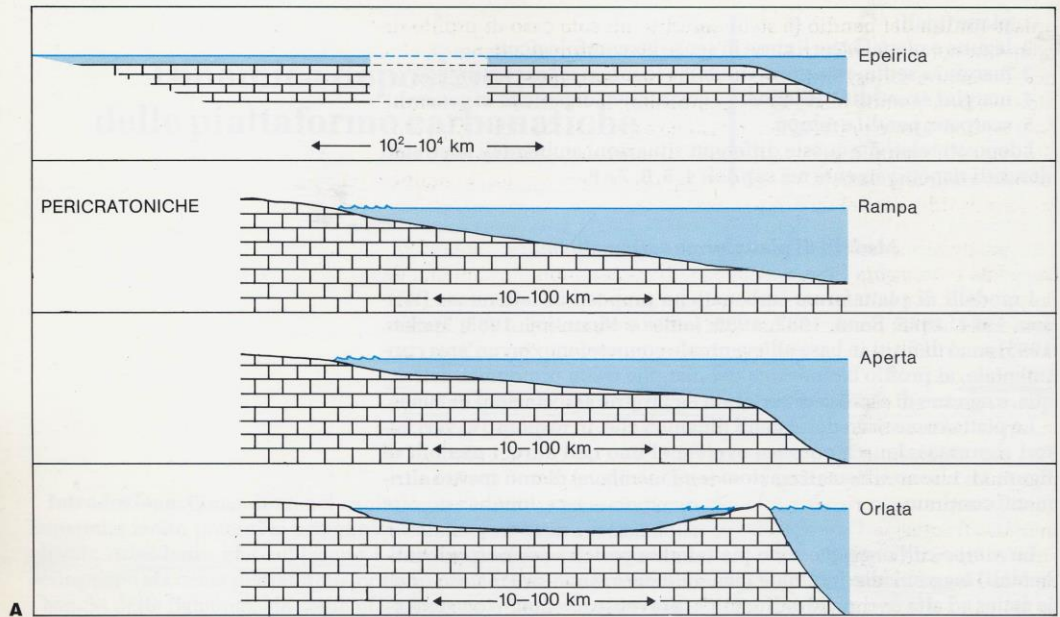


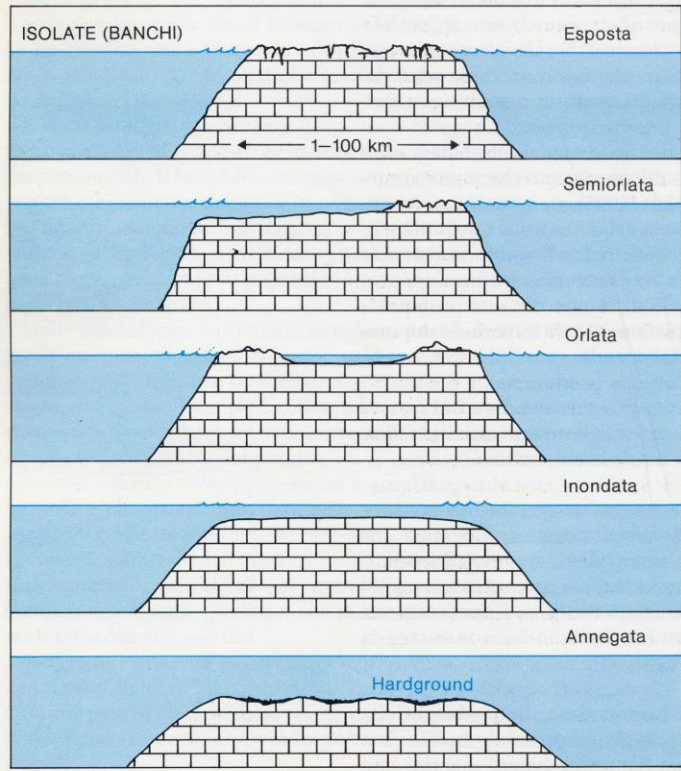
Fig. 15.14 - Schemi mostranti le caratteristiche principali delle discontinuità di tipo 1 e 2. Si noti in particolare la posizione del margine della piattaforma nei due casi. Inoltre, profonde erosioni subaeree (*incised valley*) e sottomarine («*canyon*») si sviluppano soltanto nel tipo 1. Si veda il testo per una più approfondita spiegazione.

Stratigrafica sequenziale delle successioni carbonatiche





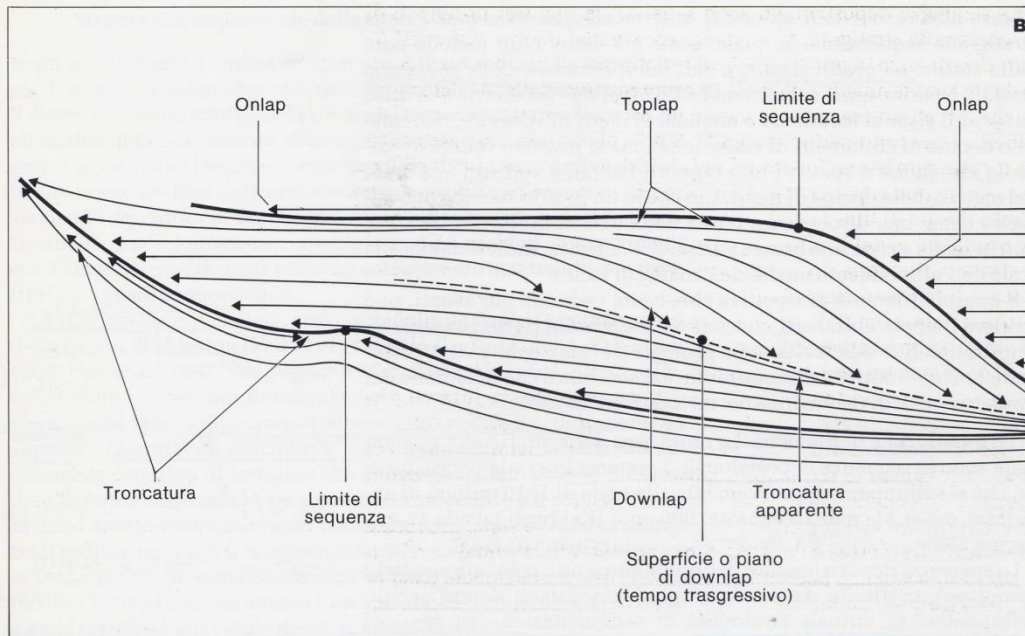
A



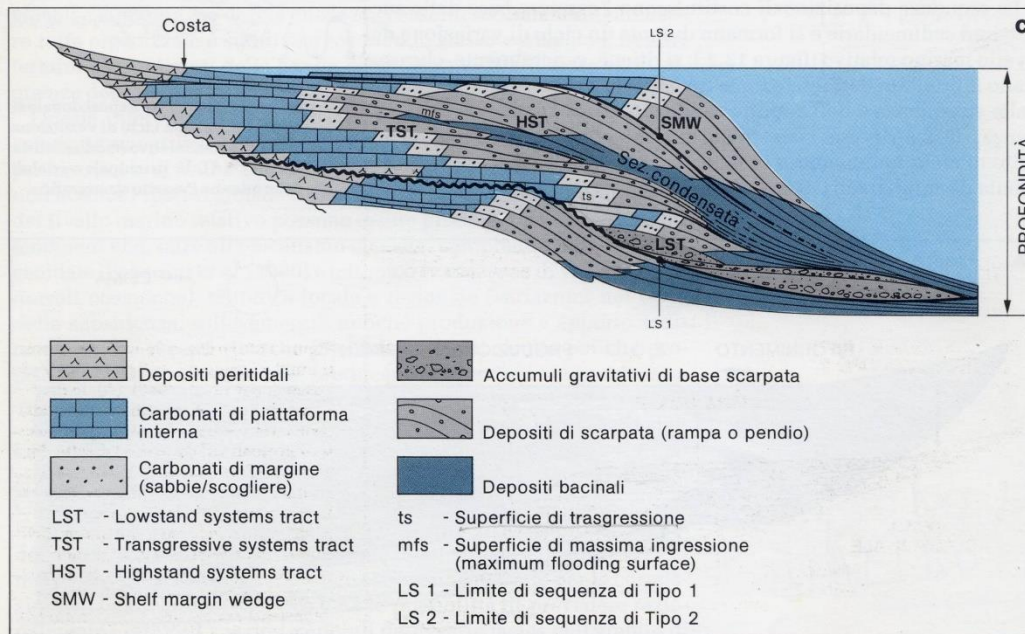
B

Modelli di piattaforme carbonatiche

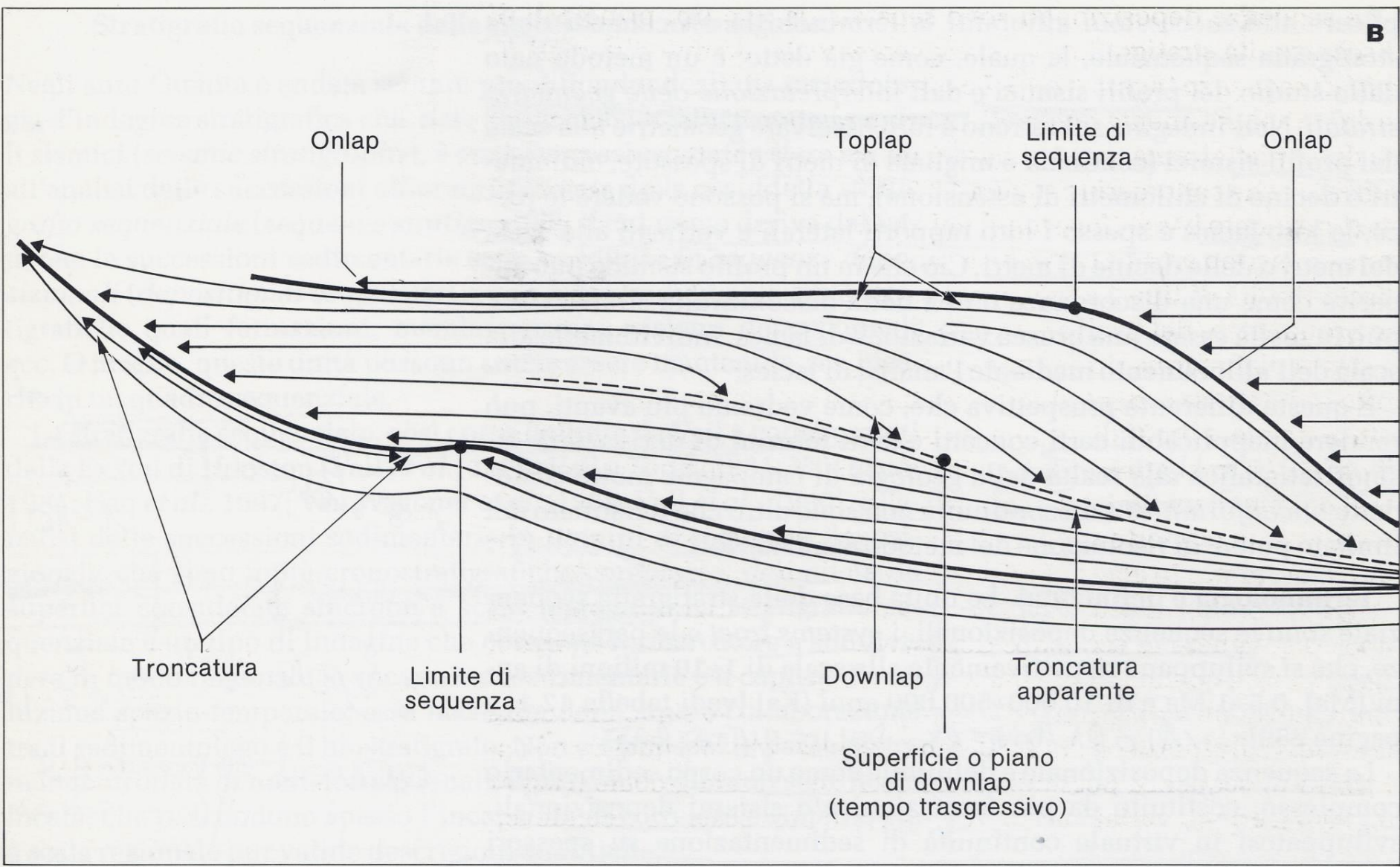
Figura 11.1. I modelli di piattaforme carbonatiche, fossili e attuali, più comunemente proposti in letteratura.



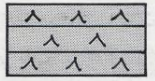
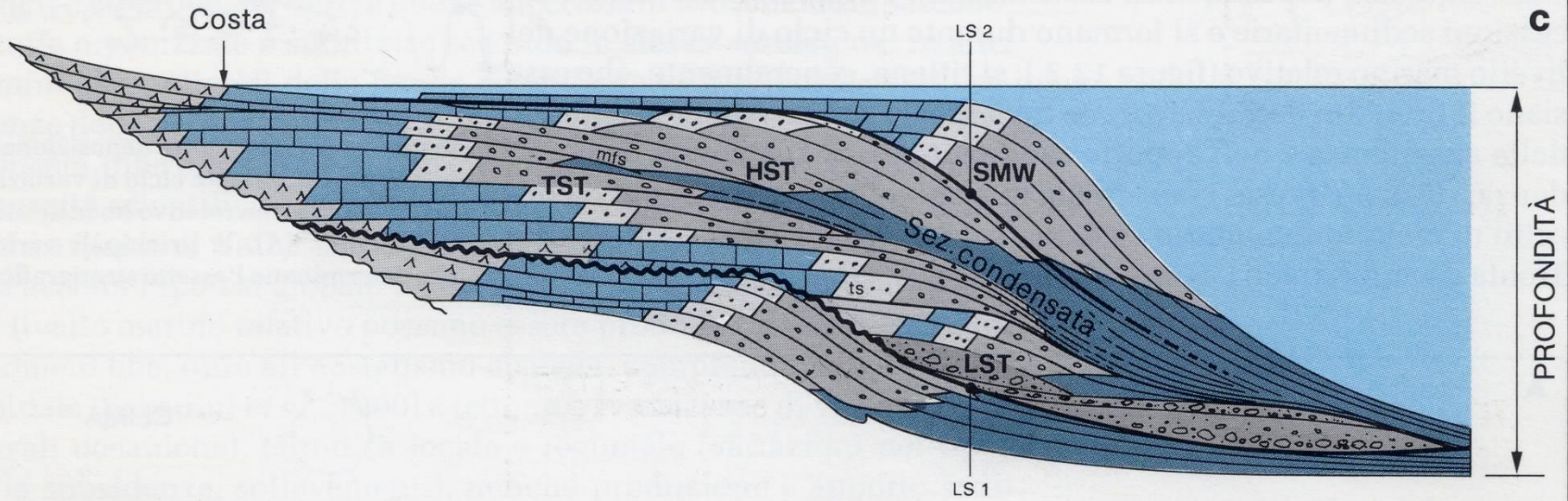
segue figura 12.2. (B), terminologia delle principali discontinuità geometriche (*termination patterns*) e stratigrafiche associate ad una sequenza deposizionale.



segue figura 12.2. (C), tipica distribuzione dei vari tipi di sedimenti carbonatici nell'ambito di una sequenza deposizionale e dei *systems tract* che la compongono.



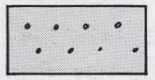
segue figura 12.2. (B), terminologia delle principali discontinuità geometriche (*termination patterns*) e stratigrafiche associate ad una sequenza deposizionale.



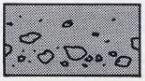
Depositi peritidali



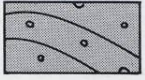
Carbonati di piattaforma interna



Carbonati di margine (sabbie/scogliere)



Accumuli gravitativi di base scarpata



Depositi di scarpata (rampa o pendio)

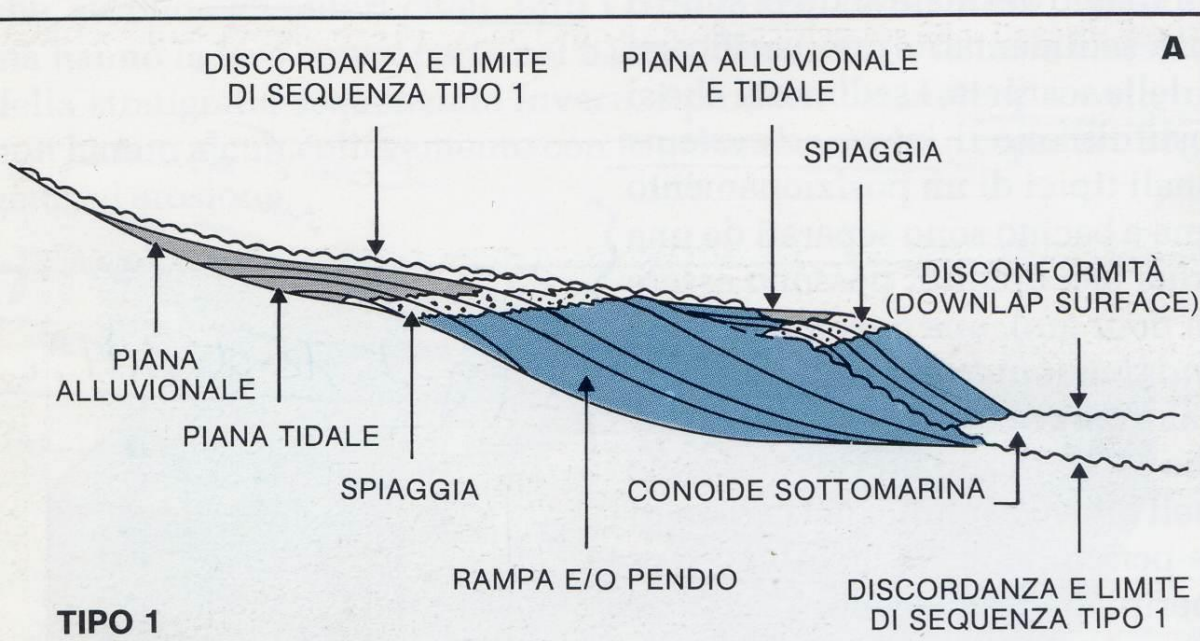


Depositi bacinali

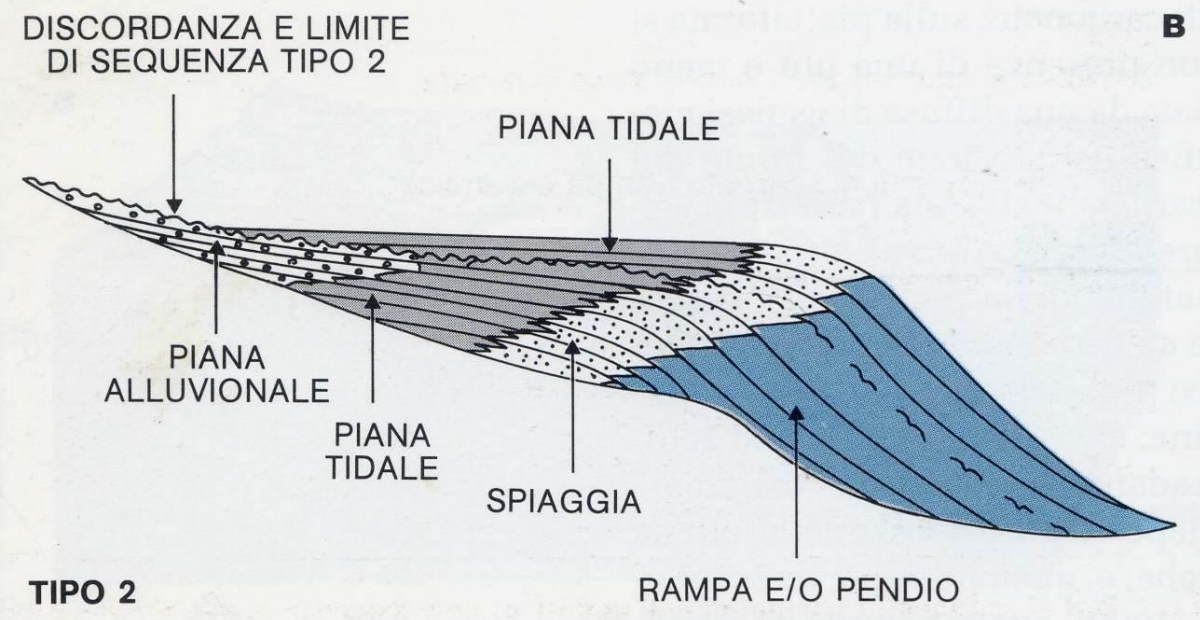
LST - Lowstand systems tract
 TST - Transgressive systems tract
 HST - Highstand systems tract
 SMW - Shelf margin wedge

ts - Superficie di trasgressione
 mfs - Superficie di massima ingressione (maximum flooding surface)
 LS 1 - Limite di sequenza di Tipo 1
 LS 2 - Limite di sequenza di Tipo 2

segue figura 12.2. (C), tipica distribuzione dei vari tipi di sedimenti carbonatici nell'ambito di una sequenza deposizionale e dei systems tract che la compongono.



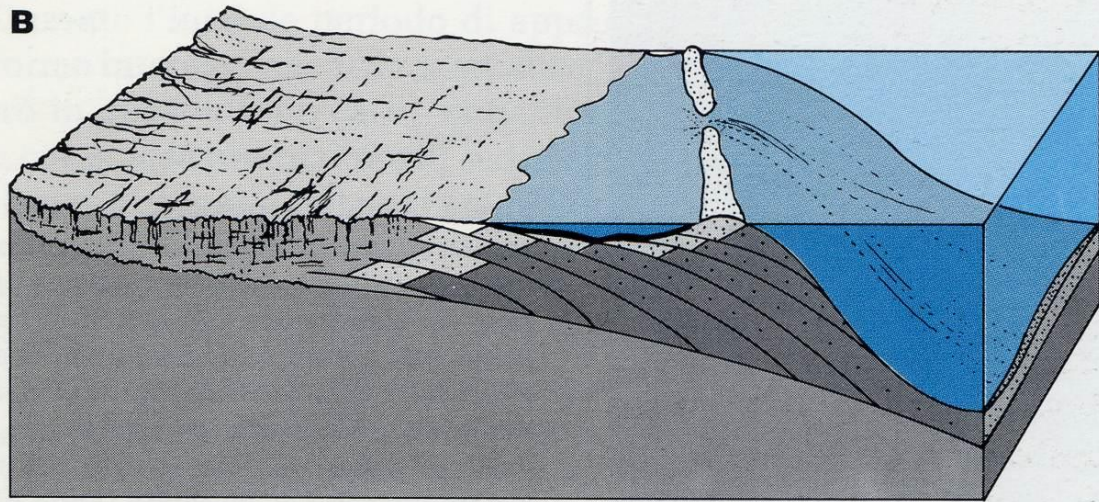
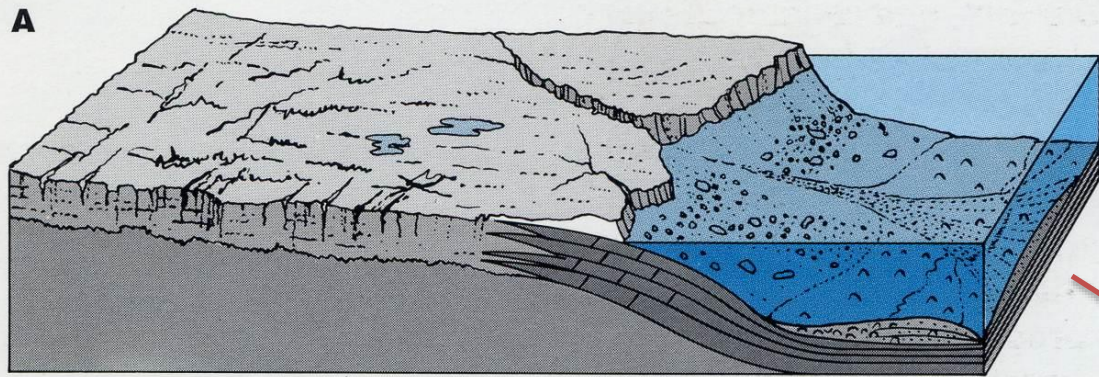
TIPO 1





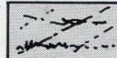


TIPO 2

LIMITI DI SEQUENZA DI TIPO 1 E DI TIPO 2

Figura 12.3. Le discordanze, e gli associati limiti di sequenza, di tipo 1 e tipo 2 (da Posamentier *et al.*, 1988). (A), le discordanze di tipo 1 intaccano tutta la piattaforma e la scarpata e possono perfino essere presenti nel bacino, al disotto degli accumuli di *lowstand*. Si ritiene si formino durante un rapido abbassamento del livello marino. (B), le discordanze di tipo 2 intaccano solo la parte più interna della sottostante sequenza deposizionale (meno profonda nei carbonati.): esse sono caratterizzate da un cambio della dinamica deposizionale: da prevalente progradazione si passa ad aggradazione, a causa della diminuita velocità della regressione deposizionale.



-  Megabreccie
-  Fanghi e sabbie di pendio
-  Complesso sabbioso litorale
-  Fanghi lagunari e peritidali
-  Rocce calcaree subaeree

Lowstand con limite di sequenza di tipo 1

Lowstand con limite di sequenza di tipo 2

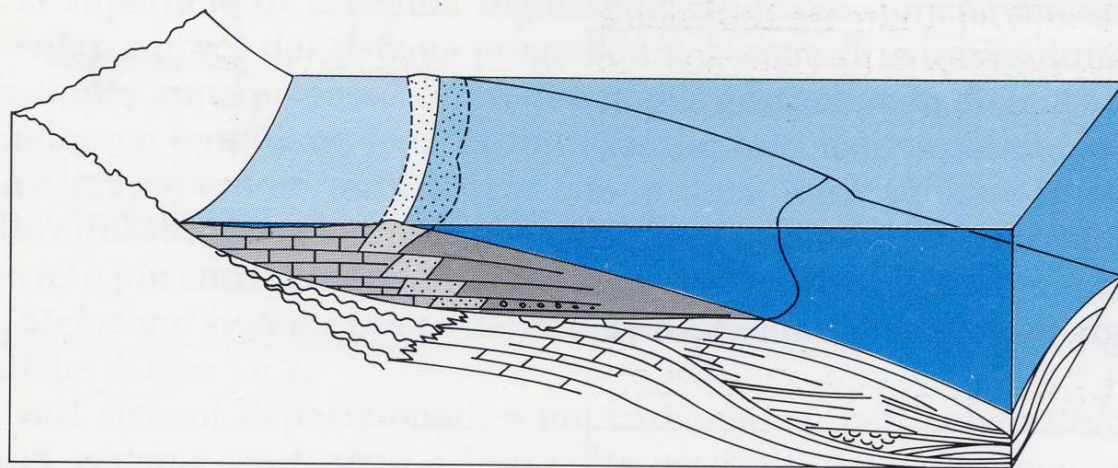
Figura 12.4. Depositi di *lowstand* nei carbonati. (A), produzione di un macereto di megabreccie (*debris flow*) alla base della scarpata e/o accumulo lungo la scarpata (*talus*); (B), instaurazione di un complesso sabbioso di alta energia sulla parte alta della scarpata.



Figura 12.5. Olistoliti e megabrecce riferibili a una possibile fase di *lowstand* nei bacini carnici delle Dolomiti.



Figura 12.6. Successione carbonatica subperitidale (Dolomia di Dürrenstein) appoggiata (*onlap*) sul fianco di una piattaforma carbonatica più antica. Il fenomeno può essere ragionevolmente spiegato solo se si ipotizza un rapido abbassamento del livello marino relativo; in tal caso la Dolomia di Dürrenstein costituisce un deposito di *lowstand* (Valle di S. Vigilio, Dolomiti nordorientali).






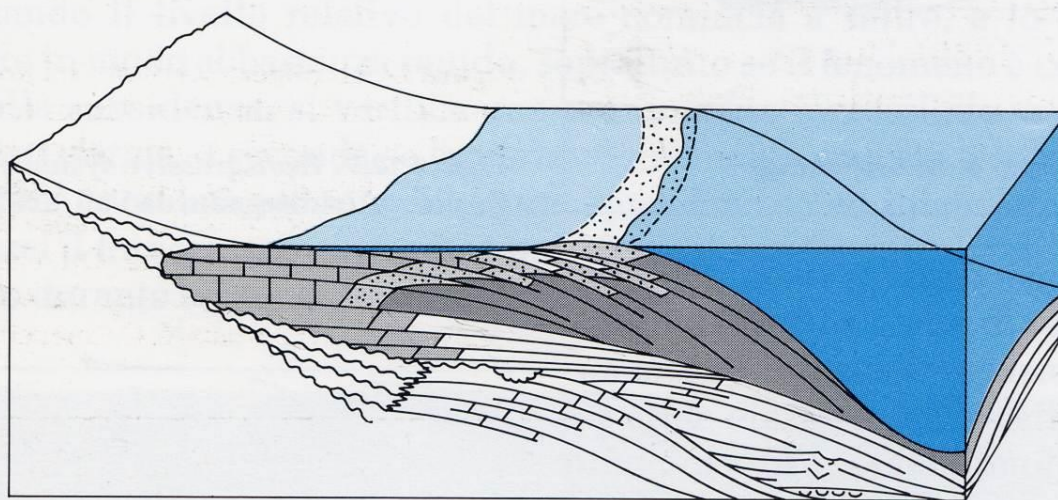
-  Carbonati peritidali
-  Calcareniti di alta energia
-  Mudstone e marne ricchi di materiale organico e minerali autigeni

Figura 12.7. *Transgressive systems tract* (in colore) (ridisegnato da Vail, 1987).



Figura 12.8. Sequenze deposizionali giurassiche separate da superfici di transgressione (indicate dalle frecce); il contrasto morfologico è causato dal fatto che i depositi trasgressivi sono marne selciferi, relativamente tenere, mentre il tetto delle sequenze sottostanti è costituito da calcari di acqua bassa, oolitici o a coralli (fianco occidentale della Val Lagarina; vedi anche Barbujani *et al.*, 1986).



Depositi continentali

Carbonati peritidali

Calcareniti di alta energia

Mudstone di rampa e pendio

Figura 12.9. L'*highstand systems tract* (in colore) (modificato da Vail, 1987).

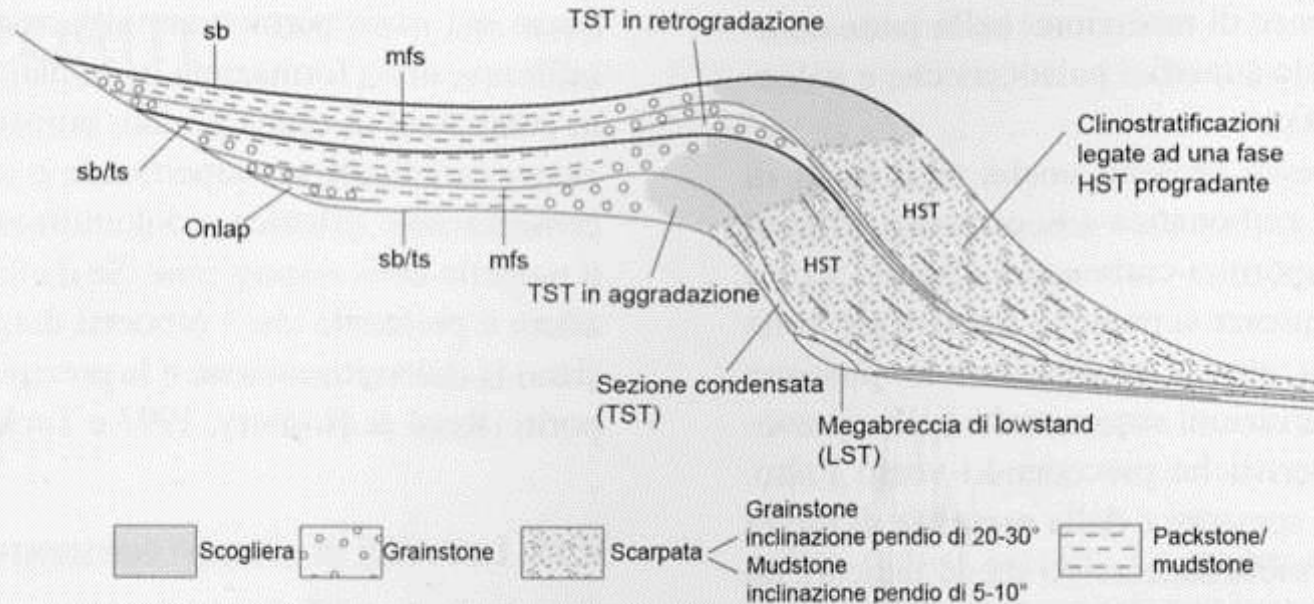


Figura 4.53
 Schema stratigrafico di una piattaforma bordata. La sedimentazione carbonatica presenta una grande variabilità di risposte alle variazioni relative del livello del mare. La prima sequenza mostra la fase di aggradazione della sedimentazione in ambiente di scogliera dovuta all'innalzamento del livello del mare durante il *transgressive system tract* TST; nella seconda sequenza l'aumento del livello del mare eccede la produzione carbonatica nel TST e quindi il margine retrocede. Per le abbreviazioni vedere la figura 2.86

Tucker, 2010

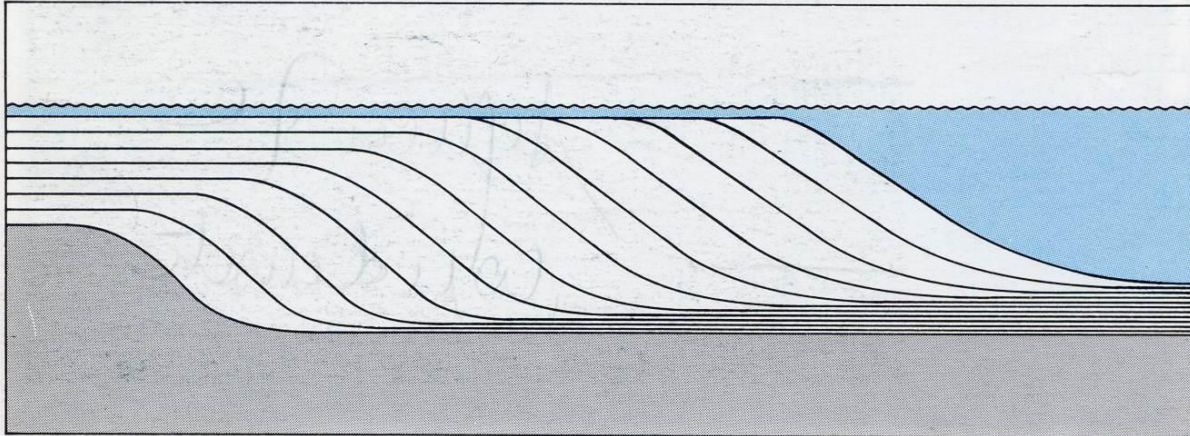


Figura 12.10. La geometria delle clinostratificazioni varia da sigmoidale ad obliqua durante la progradazione di una piattaforma carbonatica, in risposta alla progressiva diminuzione dello spazio disponibile sulla piattaforma.

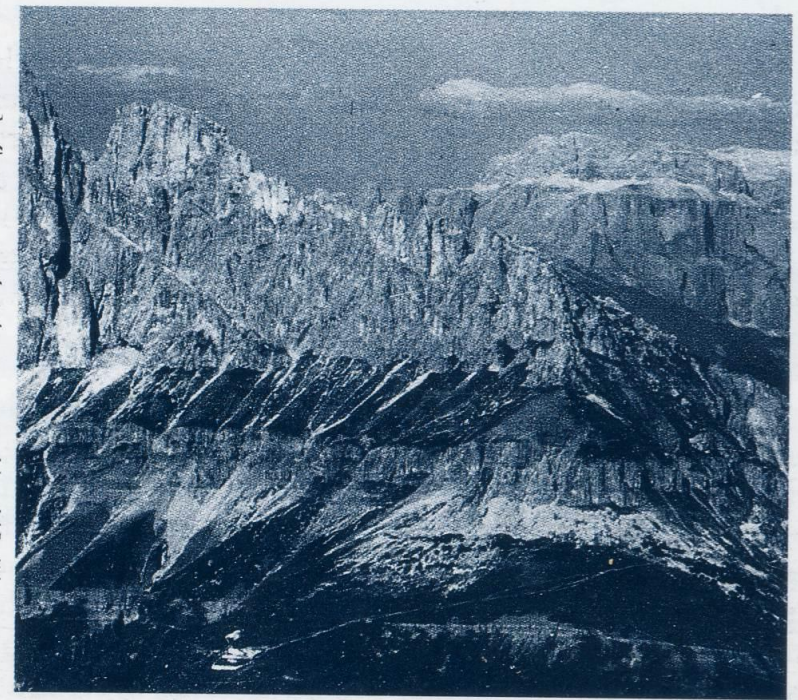
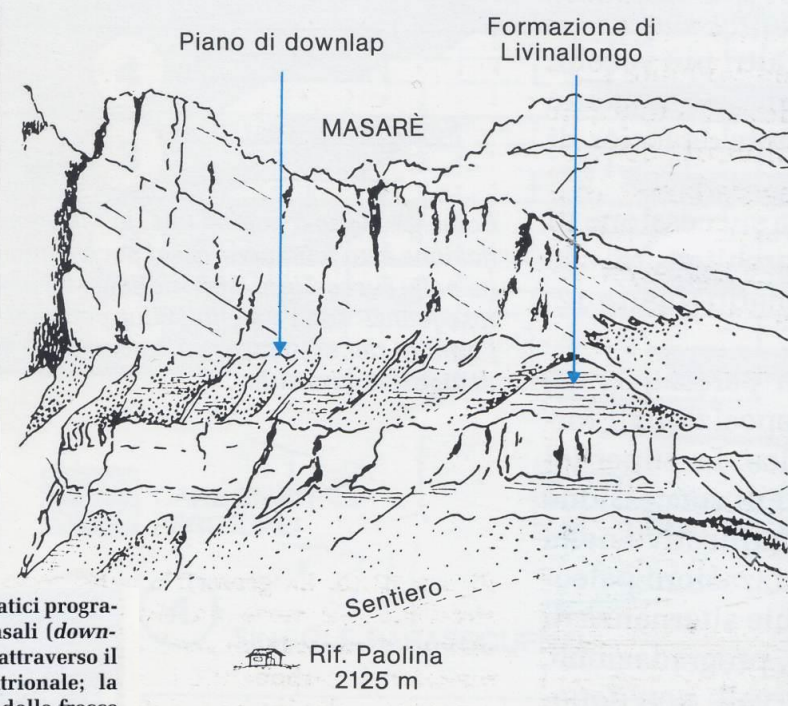
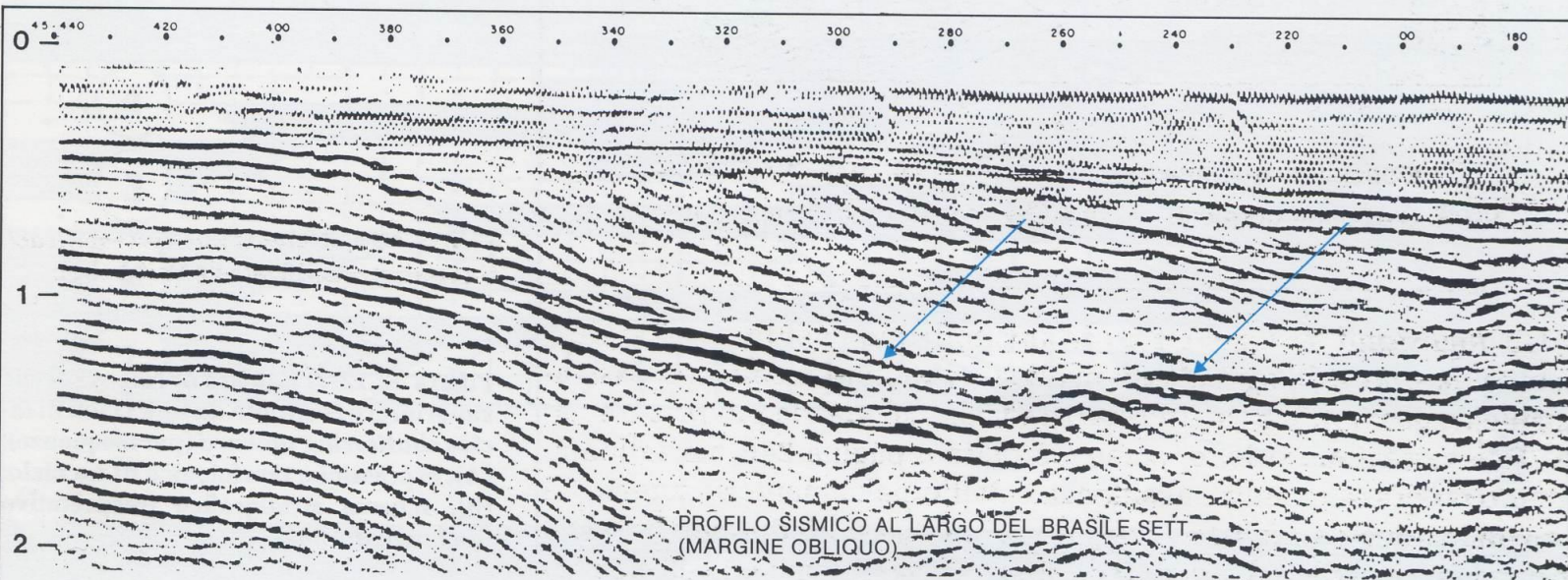


Figura 12.11. Sistemi carbonatici progredienti e loro terminazioni basali (*downlap*). In alto, profilo sismico attraverso il margine del Brasile settentrionale; la *downlap surface* è indicata dalle frecce (cortesia della Occidental Oil Co.); in basso, il *piano di downlap* in affioramento (Punta del Masaré, Catinaccio).

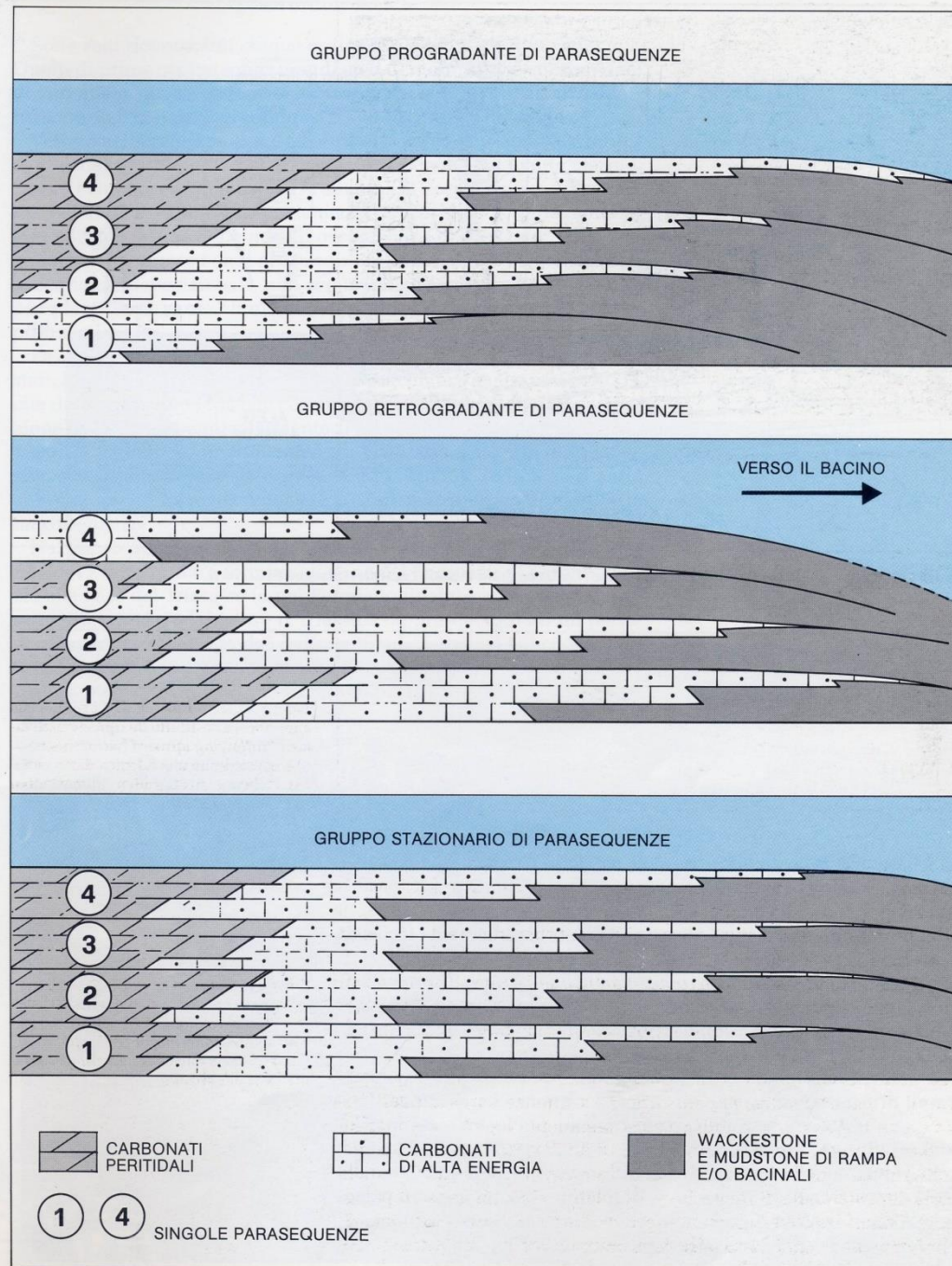


Figura 12.13. Le tre possibili organizzazioni spaziali dei gruppi di parasequenze (modificato da Van Wagoner, *et al.*, 1988)



Fine del corso di "Geologia stratigrafica e sedimentologia" 18/11/2015