

Università degli studi di Napoli “Federico II”

Dottorato di Ricerca in *Scienze della Terra* - XVIII ciclo

Indirizzo- Geologia del Sedimentario



**Analisi Sequenziale delle Formazioni
“Cannicchio” e “Pollica” affioranti nell’area
di Monte della Stella
(Cilento, Italia Meridionale)**

tutore

Prof. Giuseppe Nardi

coordinatore

Prof. Giuliano
Ciampo

Napoli

30 Novembre 2005

Introduzione

In questa tesi viene proposta una ricostruzione stratigrafico sequenziale delle Formazioni delle Arenarie di Cannicchio e Pollica affioranti nell'area di Monte della Stella Cilento nord-occidentale. Queste formazioni appartengono rispettivamente (Cammarosano et al. 2004) alla Unità Nord Calabrese ed al Gruppo del Cilento, facenti parte entrambe del Bacino del Cilento.

La stratigrafia sequenziale, si è evoluta ed affermata negli ultimi venti anni ed ha cambiato la maniera in cui i geologi interpretano lo sviluppo degli ambienti sedimentari nello spazio e nel tempo. Essa più che basare la correlazione tra le rocce usando la litologia, i fossili o altre tecniche stratigrafiche, o la ricostruzione degli ambienti deposizionali e dei sistemi sull'analisi di facies, combina questi due approcci e riconosce e unisce i pacchetti di strati (*bed set*), che si depositano durante un ciclo di variazione del livello marino locale o durante una variazione dell'apporto sedimentario. Questo approccio di tipo genetico comporta che i *bed set* siano limitati da superfici cronostatigrafiche. Queste superfici includono *unconformities* createsi durante una caduta relativa del livello del mare e *flooding surfaces* formatesi durante una risalita del livello del mare. Tutto ciò che sembra estremamente semplice, al contrario per ricostruire la distribuzione di questi *bed set* si richiede un studio nello spazio e nel tempo a scala molto ridotta dello sviluppo di un bacino o di una successione sedimentaria. In particolare, in questa tesi, si affronterà questa ricostruzione stratigrafico sequenziale:

- 1.** partendo dallo studio alla scala centimetrica di sezioni stratigrafiche di queste due Formazioni nelle località di Tempa Rossa, Punta Licosa, Pollica, tutte affioranti nell'area di Monte Stella, per definire con grande accuratezza i Sistemi Deposizionali e le Architetture delle Facies che le caratterizzano.
- 2.** Individuando e mettendo in evidenza, inoltre, le troncature erosionali accompagnate da discordanze angolari, le troncature erosionali semplici e l'inizio, più o meno repentino, di cospicue sedimentazioni torbiditiche.
- 3.** Analizzando se presenti: i depositi di ichnofacies, i *beds set* ricchi in glauconite o pirite e la tipologia della sostanza organica.

CAPITOLO I

STORIA DEGLI STUDI GEOLOGICI SUL CILENTO

Nell'ambito della complessa ed articolata geologia dell'Appennino meridionale, i terreni affioranti nel Cilento hanno sviluppato un notevole interesse nei ricercatori per il ruolo che svolgono nella comprensione dell'evoluzione tettono-sedimentaria di questo tratto della catena e delle implicazioni con la paleogeografia.

I primi studi geologici sul Cilento risalgono alla fine del secolo scorso con il **De Giorgi** (1882), che s'interessò soprattutto dei terreni in facies di flysch, descrivendo una serie arenaceo-conglomeratica con intercalati livelli diasprigni, affioranti nei circondari di Vallo della Lucania.

In seguito **De Lorenzo** (1896) e **Sacco** (1910), descrivono per il Cilento una serie flyscioide presente sul lato tirrenico attribuita all'Eocene.

Ma è solo con il **Principi** (1940), che ha inizio uno studio più particolareggiato sul Cilento meridionale. Egli descrive nell'area di Monte Stella una serie datata come eocenica, costituita da arenarie micacee, sormontate da un'alternanza notevolmente potente di marne (fogliarine) ed arenarie a cui fanno seguito banchi di conglomerato con intercalazioni di strati di arenarie sabbiose grossolane, datate Oligocene.

In seguito **Ippolito & Lucini** (1957), in base ad uno studio di maggior dettaglio, riordinano tutti quei terreni in facies di flysch affioranti nell'Appennino meridionale inquadrandoli su scala regionale, nel classico modello di geosinclinale. In questo lavoro essi distinguono per il Cilento meridionale e per quello settentrionale: un flysch argilloso filladico, costituito da "una fitta alternanza di argilloscisti bruni e nerastri con calcari talvolta marnosi e di colore per lo più grigio verdognolo e, talaltra, quasi cristallini e di colore nero", ed un flysch marnoso arenaceo costituito da "arenarie micacee a grana media e/o fine, grigie o verdognole intercalate ad argille brune o rossicce" passanti gradualmente a "marne grigie fissili (fogliarine) ed arenarie grossolane e conglomerati", che sembrano prevalere sulle marne verso l'alto della serie.

Immediatamente dopo, il **Selli** (1962) riconosce alla base delle coltri presenti nel territorio silentino diversi tipi di terreni caotici. In particolare, in essi, le litologie più diffuse sono: "le argille ed argilliti grigie, grigio nerastre-nerastre o raramente varicolori con frammenti diffusi di calcari marnosi compatti grigiastri o biancastri (tipo "alberese") verdicci, bruni e venatura calcitiche, calcareniti brecciole calcaree a Nummuliti, calcari microcristallini, arenarie, siltiti, selce, etc". Un "flysch argillitico-quarzoso-calcareo di colore grigio plumbeo e nerastro fittamente stratificato e pieghettato, con gli straterelli a disposizione fluitale e con accenni di vero e proprio epimetamorfismo; più spesso un alcuni punti completamente caoticizzato" prevarrebbe nelle aree silentine sud occidentali. Quest'ultimo corrisponde al flysch argilloso filladico di Ippolito & Lucini (1957). Per il Selli, in conclusione, nel territorio silentino, sui terreni suddetti, poggerebbero le seguenti formazioni in ordine stratigrafico:

- Formazione di Monte Doglia: alternanza flyscioide grigia o grigio nerastra di calcari marnosi, calcareniti, marne calcaree, calcaro siliciferi, porcellaniti.
- Formazione di Bellosguardo: flysch marnoso-arenaceo con intyercalazioni di calcari marnosi biancastri.
- Formazione di Albanella: (flysch arenaceo-marnoso giallastro e grigio, con intercalazioni talora potenti alcune decine di metri di marne biancastre e talora con sottili interstrati di marne rosse; età: Oligocene (Donzelli & Crescenti, 1962)
- Formazione di Monte Sacro (arenarie quarzoso feldspatiche a grana grossolana con intercalazioni di conglomerati ad elementi cristallini (graniti, micascisti) e calcari (giuresi e cretacei); subordinate e sottili le intercalazione marnoso.

Per il **Selli**, le prime due formazioni dovrebbero considerarsi telealloctone, dato il loro intenso grado di tettonizzazione, la Formazione di Albanella alloctona, caratterizzata da traslazioni più modeste e la Formazione di Monte Sacro neoautoctona.

Sempre il Selli (1962), distingue le coltri alloctone nord-calabresi, ritrovate in lembi isolate in questa zona, nelle Formazioni delle Crete Nere e del Saraceno.

La prima, costituita da "argille, argille marnose, e rare alternanze calcaree ed arenarcee di colore nero o violaceo" di età ignota perché sterili; la seconda, costituita da "un flysch marnoso calcarenitico tipicamente gradato; calcareniti compatte, completamente cementate di colore grigiastro con frequenti letti di selce nera; marne grigio plumbee, verdastre, talora rosso-vinate; nella parte superiore della serie le calcareniti sono sostituite da arenarie, l'età Turoniana-Eocene inf." Inoltre, Selli (1962), descrive la presenza su queste coltri nord-calabresi e su quelle lagonegresi, con contatto stratigrafico "un flysch marnoso arenaceo con intercalazioni di marne grigio-biancastre in banchi fino a 50 m. di spessore, di età Langhiano superiore-Elveziano inferiore. (Formazione di Albidona)".

Nel 1965 **Ietto et alii**, suddividono dal basso verso l'alto, in base ad una ricerca stratigrafica, i terreni flyscioidi affioranti nel Cilento occidentale, nelle seguenti formazioni :

- Formazione di Santa Venere
- Formazione di Pollica
- Formazione di San Mauro.

Negli anni immediatamente successivi, diversi lavori a carattere sedimentologico, stratigrafico e strutturale, condotti su tutta l'area silentina confermano tale suddivisione (Pescatore, 1966; Cocco & Pescatore, 1968; Cocco & Di Girolamo, 1970; Guzzetta & Ietto, 1971; Cocco, 1971).

In particolare:

- 1.** La Formazione di Santa Venere, corrisponde in parte alla Formazione di Monte Doglia (Selli, 1962) ed in parte al Flysch argilloso filladico di Ippolito & Lucini (1957). Nella legenda del Foglio 209 della Carta Geologica d'Italia, tale Formazione viene ridefinita come Formazione di Ascea.

2. La Formazione di Pollica viene definita come costituita essenzialmente da arenarie a cemento prevalentemente siliceo alternate a siltiti argillose. Nella zona a sud ed ad est di Monte Sacro è caratterizzata dalla presenza di conglomerati a matrice prevalentemente arenacea con ciottoli di rocce ignee, metamorfiche e sedimentarie. Gli autori suddetti distinguono in questa formazione, nell'area di Monte della Stella, un membro inferiore **A**, o di Cannicchio, costituito da arenarie a grana media e fine in straterelli, ed un membro superiore **B** in cui le arenarie a grana più grossolana si presentano in strati e banche, associati a fenomeni di frane intraformazionali, scivolamenti plastici, correnti di sabbia e conglomerati a matrice prevalente. Il membro **A** ha uno spessore di circa 200 metri. Esso è notevolmente tettonizzato con pieghe a zig-zag (*King Folds*), con una orientazione degli assi secondo nord-est sud-ovest. Inoltre, questo membro **A**, costituisce una un'unica unità strutturale con la sottostante Formazione di Ascea (Guzzetta & Ietto, 1971). Questa Formazione viene datata in base biostratigrafica di età compresa fra il Cenomaniana ed il Paleocene.

3. La Formazione di San Mauro, viene descritta, nella legenda del F.209 della Carta Geologica d'Italia, come costituita da "conglomerati a matrice arenacea, prevalente ben stratificati, alternati ad arenarie e siltiti ed alternanze di arenarie grigie e giallastre con marne siltose biancastre (fogliarina). A questa formazione viene ascritta una potenza di circa 1700 m.. Inoltre viene messo in evidenza una notevole variazione di facies, caratterizzata dalla presenza nella parte inferiore da temine marnosi ed arenacei (Membro **A**) e di termini arenaceo conglomerati nella parte superiore (Membro **B**). Geograficamente risulta il membro **A** più spesso nell'area di Monte della Stella ed il membro **B** nell'area di Monte Sacro. In entrambe le sezione, questi autori, rinvencono due livelli guida, costituita da marne e marne siltose grigiastre (fogliarine).

Nell'area di Monte Sacro, al di sopra di questi livelli affiorano serie stratigrafiche di calcilutiti silicifere, diaspri neri e varicolori, marne e marne

siltose rossastre con intercalazioni di calcareniti nonché conglomerati a tessitura fluidale non stratificati, costituiti da materiale litoide di varia natura e dimensioni.

Cocco& Pescatore (1968) definiscono questi depositi come costituiti da materiali esterni a quelli di sedimentazione del bacino, messi in posto da scivolamenti gravitativi (olistostromi).

Nella zona di Monte Centaurino sono presenti a varie altezze della Formazione di Monte Sacro, notevoli masse di rocce vulcaniche a composizione basica il cui magmatismo viene definito da Cocco& Di Girolamo(1970) come hawaiano e la messa in posto locale, mentre da Dietrich&Scandone(1972), vengono interpretati come olistoliti di "pietre verdi", riferibili ad una unità ofiolitica dell'arco calabro peloritano.

Nel 1969 **Ogniben**, tenendo presente le Unità dell'Appennino settentrionale, nel suo schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano, definisce con "Complesso Liguride", quella potente serie terrigena di eugeosinclinale (argilliti, arenarie, marne e conglomerati), affiorante dal confine calabro-lucano (Sacco, 1912; Quitzow, 1935; Selli 1962; Ghezzi & Bayliss, 1964) al Cilento. Ritenendo, quindi, che le successioni silentine fossero assimilabili a quelle calabro-lucane.

Tali terreni, affioranti in Cilento e come già riportato, denominati da Ietto et alii (1965) Flysch del Cilento, costituiscono secondo Ogniben (1969) la parte più alta del "suo Complesso Liguride", sedimentosi nella parte più interna della "geosinclinale appenninica" tra il massiccio calabride e la zona di deposizione delle successioni del Complesso Sicilide ("Argille Varicolori" Auctt.).

Vezzani (1968 a,b,c; 1969; 1970), descrive in una serie di lavori la stratigrafia di questo complesso. Partendo dal basso, al di sopra di una serie ofiolitifera (Calcari di Mezzana: Giura medio-superiore; Spiliti a pillow lavas, diaspri e calcari marnosi rossi di Timpa delle Murge, calcari a calpionelle:Titonico), pone:

- 1.** Le Formazioni del Frido e delle Crete Nere. I litotipi di queste due formazioni sono considerati del tutto simili a quelli della formazione basale affiorante in Cilento, ed avrebbe una età Neucomiano-Albiano

2. La Formazione del Saraceno avente un'età compresa tra l'Albiano ed il Daniano;
3. Il Flysch di Albidona, equivalente alla Formazione di San Mauro, secondo Ogniben (1969), trasgressiva con una discordanza angolare di importanza locale sulle precedenti.

Per questi autori tutta questa successione è continua e comprende terreni metamorfici e sedimentari.

Questa ricostruzione viene messa in discussione nei lavori di **Haccard et alii** (1972) e di **Scandone** (1972). Nel lavoro dei primi, il Flysch del Cilento, viene inquadrato nel modello della tettonica a zolle, quale prodotto del sistema Europa-Tetide-Africa. Secondo quest'ultimo schema, il Cilento corrisponde ad un settore dell'Appennino meridionale, in particolare un segmento NW-SE dell'orogene neogenico Africa vergente, composto da coltri di ricoprimento con attuale vergenza verso NE, avente per avampese la zona Apula.

Scandone (1972), critica Ogniben per aver messo in sequenza continua i terreni metamorfici e sedimentari, tra i quali riscontra un contatto brusco e con tutta evidenza tettonico.

D'Argenio et al. (1973) ed **Amodio Morelli** et al. (1978), suddividono il Complesso Liguride in due differenti unità tettoniche. Una, l'Unità del Frido geometricamente inferiore, formata da metamorfici e metaofioliti, ed un'altra l'Unità del Cilento, tettonicamente sovrapposta, che corrispondeva alla parte rimanente della successione di Ogniben (1969) ed al suo equivalente in Cilento.

Nel contempo in questo periodo, cioè tra la metà degli anni sessanta e la metà degli anni settanta, fra i tanti ricercatori interessati allo studio di quest'area, oltre a differenze nell'impalcatura stratigrafica-strutturale di questi terreni, si hanno anche notevoli differenze nella definizione della loro posizione paleogeografia.

A parte una minoranza autoctonista o parautoctonista che ha considerato il Flysch del Cilento come parte di una successione miocenica legata ai massicci carbonatici dell'Appennino Meridionale (Mostardini et alii, 1966; Cestari, 1967), vi è un generale accordo, nel considerarlo nel suo insieme, l'elemento tettonico totalmente alloctono, geometricamente più elevato dell'Appennino meridionale, messi in posto nel Miocene inferiore.

Tale posizione geometrica, lascia pochi dubbi circa una interpretazione della sua provenienza da domini paleogeografici interni, per i quali si propone uno sviluppo palinspastico pressochè continuo dall'avampaese alla più interna zona "isopica" (Scandone, 1972; D'Argenio et alii, 1973; Ippolito et alii, 1975).

In seguito, notevoli sono state le divergenze tra gli Autori circa la distribuzione paleogeografica di tali domini interni.

In particolare alcuni di essi, ritengono che le successioni Liguridi e Sicilidi si siano sedimentate in un bacino individuatosi, almeno in parte, su tale catena (Haccard et alii, 1972) o in un'area ben definibile (Amodio Morelli et alii, 1976).

Negli anni successivi, cioè per quasi tutto gli anni ottanta e novanta, furono condotte un insieme di ricerche sulla stratigrafia, sedimentologia e petrografia delle successioni silentine e calabro-lucane per meglio definire la posizione paleogeografia e l'evoluzione del bacino dell'Unita del Cilento.

De Blasio et alii (1978) studiando la formazione del Saraceno nell'area tipo definiscono, mediante uno studio dei foraminiferi planctonici e del nannoplancton calcareo, un'età non più antica dell'Eocene medio-superiore. Naturalmente questo dato comportava un ringiovanimento delle successioni stratigraficamente sovrastanti: Formazione di Albidona nell'area da loro investigata, Formazione di Pollica nell'area del Cilento.

Guerrera (1979), segnala per la Formazione di San Mauro, una associazione a foraminiferi planctonici, riferita dubitativamente, all'Oligocene superiore-Aquitano.

Ciampo et al. (1984), analizzando con i coccoliti i depositi affioranti nel Cilento nord-occidentale, definiscono un'età terziaria della Formazione di Pollica sin dalla base per la presenza del genere *Sphenolithus*. La sua sommità è, invece, non più antica dell'Eocene superiore, tenuto conto che la parte bassa della Formazione di San Mauro, sovrapposta stratigraficamente è datata Eocene superiore. Per quest'ultima formazione, essi riscontrano livelli non più antichi dell'Oligocene medio nella sua parte medio-alta e dell'Oligocene superiore nella sua parte alta.

Nello stesso anno **Zuppetta et al.** (1984) datano, mediante lo studio dei foraminiferi planctonici, tra l'Oligocene superiore ed il Burdigaliano inferiore, la Formazione di Albidona. Età abbastanza vicina a quella definita da **Ciampo et al.** (1984) per la Formazione di San Mauro considerata ad essa eteropica.

Naturalmente questi risultati che ringiovanivano di molto la Formazione di Albidona, spingeva **Bonardi et al.** (1985) a rivedere l'età dei terreni sottostanti della Formazione del Saraceno, datata Eocene superiore. Utilizzando il nannoplancton calcareo, gli Autori, rinvennero la presenza contemporanea di *Sphenolithus heteromorphus* e *Sphenolithus belemnos* che permettono di indicare che la base di questa formazione sia burdigaliana e di non escludere che la sua parte alta arrivi sino al Langhiano. Questa datazione, alla luce di tutta questa nuova massa di dati pubblicati tra il 1984 e il 1985, metteva in discussione l'ipotesi di un'unica unità stratigrafico-strutturale estesa dal Cilento al confine calabro-lucano.

Sempre negli anni ottanta, diversi studi di geomorfologia ed idrogeologia sui bacini idrografici del Cilento orientale mettevano in evidenza la necessità di un approfondimento dell'assetto stratigrafico di quell'area (Guida et alii, 1979; 1980a, b; 1981).

Ietto et al. (1983; 1984) sviluppano una ricerca che conduce a mettere in evidenza situazioni stratigrafiche e tettoniche nuove. Molto diverse da quanto riportato sino allora in letteratura. In particolare:

- 1.** La successione silentina non si poteva ritenere stratigraficamente continua, ma costituita da una Unità Argillitica inferiore (formata dalle Formazioni di Frido e Crete Nere), sottoposta ad una Unità Torbiditica superiore (formata dalle Formazioni di Pollica e San Mauro).
- 2.** Non era possibile ritenere la Formazione di Pollica (Membro A e Membro B) eteropica con la Formazione del Saraceno, che invece lo è con la parte basale della Formazione di San Mauro.
- 3.** Quest'ultima è correlabile, in accordo con moltissimi autori, con la Formazione di Albidona
- 4.** L'area di sedimentazione del Flysch del Cilento, come ipotesi di lavoro, veniva collocata ad ovest della Catena eo-alpina, anziché in un'area in asse con essa come era stato ipotizzato da Bonardi et al. (1982).

Questa strutturazione dell'Unità del Cilento, con qualche piccola variazione, viene riproposta da **Bonardi et al.** (1985) ed è di base alla legenda della Carta Geologica dell'Appennino Meridionale redatta in occasione del 74° Congresso

della Società Geologica Italiana di Sorrento del 1988. Nella legenda di questa carta, i terreni affioranti al confine calabro-lucano ed in Cilento vengono così distinti:

- 1.** Unità Liguridi s.s., che comprendono l'Unità del Frido, il Melange di Episcopia-San Severino, l'Unità Nord calabrese e quella dei "terreni ad affinità sicilide"; con le prime due sottoposte tettonicamente alle altre.
- 2.** Il Gruppo del Cilento. Comprendente le Formazioni di Pollica, San Mauro ed Albidona che corrisponderebbe ad una Unità tipo UBSU (Unconformity Bounded Stratigraphic Unit: Salvador, 1994).
- 3.** L'insieme dei dati biostratigrafici suddetti degli anni ottanta unitamente ai lavori di Amore et al., (1988 a,b) in cui si studia il nannoplancton, ringiovanendo sostanzialmente i terreni del Bacino del Cilento, hanno permesso di definire il Gruppo del Cilento come un deposito sinorogenico successivo ad una fase tettonica che ha interessato quanto meno il substrato liguride. In questi ultimi lavori, gli Autori, istituivano la Formazione Arenaceo conglomeratica di Torrente Bruca, corrispondente agli affioramenti delle Formazioni di Pollica e San Mauro nell'area orientale del Cilento (Monte Sacro e Monte Centaurino) dove queste due formazioni, secondo gli Autori, non sono più distinguibili litologicamente. Sempre in quest'area del Cilento, gli autori, scorporano dalla Formazione di San Mauro, e li considerano formazione assestante, i conglomerati sommitali, e danno a questi terreni la stessa denominazione formazionale (Formazione di Monte Sacro) e lo stesso significato di Selli.

Gli anni a cavallo tra gli ottanta e novanta vedono, sui terreni del Bacino del Cilento, lo svilupparsi di un progetto di sistematizzazione degli studi di sedimentologia già avviati da anni ed un impulso a quelli di petrografia.

Il primo lavoro di sedimentologico condotto seguendo le moderne vedute sulla sedimentazione dei grossi apparati deposizionali alla base delle scarpate continentali, quelle che una volta si definivano a prioristicamente "conoide sottomarine profonde" è quello di **Cocco et al.** (1978).

In questo lavoro si mette in evidenza che la porzione superiore della Formazione di San Mauro, nella sezione tipo di Monte della Stella è costituita da "depositi torbiditici di conoide esterna passanti verso l'alto a lobi arenacei

progradazionali di conoide mediana a cui sono intercalate sequenze torbiditiche a grana fine e a stratificazione media e sottile interpretate come depositi delle zone periferiche dei lobi”.

Cocco et al. (1986; 1989) studiano la Formazione di Pollica, in particolare il Membro B, e riconoscono un trend tipico di una conoide in progradazione con depositi di lobo di accrescimento seguiti verso l'alto da depositi di conoide debolmente canalizzata e quindi da depositi caratteristici di un'area di transizione tra la zona dei lobi e quella dei canali.

Sempre in quegli anni appaiono diversi lavori di sedimentologia. Due sulla Formazione del Saraceno, (Sonnino, 1984; D'Alessandro et al., 1986) più di uno (De Rosa & Gallo (1982) e Colella & Zuffa (1983, 1984, 1988) aventi come oggetto la Formazione di Albidona. Nei lavori dei primi due Autori, si utilizzano le associazioni di ichnofacies quali traccianti ambientali ed in particolare batimetrici, e vengono definite quattro facies sedimentarie. Le prime due, caratterizzate dalla presenza di *Chondrites* stavano ad indicare condizioni batimetriche (mare poco profondo) che erano conflittuali con i modelli correnti dell'epoca sulle torbiditi; la terza e la quarta, caratterizzate dalla presenza di *Zoophicus*, chiaramente di un mare più profondo, facilmente associabili ad un sistema torbiditico rispettivamente con facies da lobi e da frangia di conoide.

I ricercatori che studiano la Formazione di Albidona focalizzano la loro attenzione sui megastrati che si intercalano agli oltre 2000 m di torbiditi, prevalentemente sottili di piana di bacino (De Rosa & Gallo, 1982). Questi strati di grande estensione e distribuiti in tutta l'ampiezza del bacino sarebbero per Colella & Zuffa (1983, 1984, 1988) da attribuire a terremoti di forte magnitudo, che interessavano entrambi i margini del bacino in un contesto tettonico attivo legato alla fase compressiva burdigaliana.

Gli anni novanta vedono lo sviluppo di una serie di lavori di sedimentologia che riguardano essenzialmente il Gruppo del Cilento, in cui vengono messe in evidenza alcune peculiarità sedimentologiche delle unità torbiditiche (De Pippo & Valente, 1991; Valente, 1992;) e si tenta un confronto con complessi litologicamente simili presenti nei Carpazi orientali (Cieszkowski et al. 1994; 1995). In particolare nel lavoro del 1991, De Pippo & Valente, ricollegandosi ai lavori di petrografia di Carrara & Serva (1982) e di Critelli & Le Pera (1990 b), riconoscono all'interno dei depositi di conglomerati affioranti a Monte Sacro

(Formazione di Monte Sacro/Gelbison), sei distinte associazioni di facies. Le caratteristiche di alcune di esse, portano gli autori a ipotizzare un ambiente deposizionale continentale di parte di tali depositi.

Valente (1992), nel suo lavoro di tesi di dottorato:

1. Ricostruisce le relazioni latero-verticali e le conseguenti associazioni di facies delle Formazioni di Pollica, San Mauro e Monte Sacro, affioranti a Monte Sacro/Gelbison, e ne ricostruisce l'evoluzione verticale delle paleocorrenti.
2. Sviluppa un'indagine petrografica su tutte e tre le Formazioni suddette.
3. Propone una interpretazione paleoambientale delle associazioni di facies delle formazioni suddette affioranti a Monte Sacro.
4. Tratteggia una interpretazione sequenziale delle stesse formazioni.

Il primo lavoro petrografico-mineralogico dell'area cilentana è quello condotto dal **Cippitelli** (1968) sulle associazioni mineralogiche presenti nel Gruppo del Cilento, che misero in grado l'Autore di poter individuare nella successione stratigrafica di M.te Stella, ben 5 differenti livelli a minerali pesanti.

In questo studio, le analogie in distribuzione percentuale dei principali minerali pesanti indicano una affinità tra la Formazione di S.Venere (attualmente correlabile all'Unità nord-calabrese) ed una porzione inferiore, nella Formazione di Pollica.

De Blasio et al. (1978), analizzando la Formazione del Saraceno, classificano le arenarie come grovacche litiche e subordinatamente areniti litiche. Il materiale detritico costituente è associabile all'erosione di plutoniti e vulcaniti acide, rocce metamorfiche di basso grado e, in minor misura di medio-grado, nonché di rocce calcaree in facies sia neritica che pelagica.

Carrara & Serva (1982 a, b), nell'ambito di uno studio sui ciottoli dei livelli conglomeratici presenti in Appennino meridionale, analizzano anche quelli presenti all'interno delle Formazioni di Pollica S.Mauro ed Albidona.

Le caratteristiche petrologiche e petrografiche dei livelli studiati nelle formazioni suddette portano gli Autori ad affermare che il materiale sarebbe proveniente da "una dorsale cristallino-carbonatica in via di smantellamento

com'è testimoniato dai numerosi resti di essa" e il bacino di sedimentazione ubicato in un'area tirrenica prossima a questa dorsale.

De Rosa & Gallo (1982) e **Zuppetta et al.** (1984) da uno studio petrografico di campioni arenacei della Formazione di Albidona individuano una bimodalità degli apporti terrigeni (litoarenitici e litoarenitico-feldspati per i livelli basali; arcosici ed arcosilitici per quelli sommitali). In particolare 2 nei livelli intermedi della Formazione si alternano strati a composizione litoarenitica ed arcossica, a testimonianza dell'esistenza, nello stesso momento deposizionale, di aree sorgenti indipendenti e litologicamente distinte".

Sonnino (1984) e **D'Alessandro et al.** (1986), da un'analisi delle facies sedimentarie della stessa formazione nella stessa area, riscontrano una variazione nell'area di alimentazione durante la deposizione.

Con i lavori di **Critelli** (1987; 1991; 1993; 1994; 1995) e **Critelli & Le Pera** (1990 a, b), lo studio petrografico delle diverse unità presenti in Cilento, viene affrontato utilizzando le metodologie affermatesi internazionalmente in quel periodo.

In **Critelli & Le Pera** (1990 a), viene esaminata la Formazione di Pollica e si individuano due corpi a caratteristiche petrografiche ben distinte separati da una superficie di discordanza angolare. Essi coincidono rispettivamente con il Membro A, inferiore, o di Cannicchio, della Formazione di Pollica (torbiditi arenacee arcosilitiche, in strati sottili intensamente ripiegati da pieghe a kink di tipo *chevron* ascrivibili ad un ambiente di piana bacinale), ed il Membro B, superiore o di Pollica dell'omonima formazione (arenarie grossolane conglomeratiche, quarzolitiche e vulcanolitiche, appartenenti ad un sistema torbiditico evolvente da facies di lobo a facies di canale). Questi importanti passaggi di petrofacies per gli Autori avvengono in corrispondenza di superfici di "*angular unconformity*", relazionabili ad una tettonica attiva sia nel bacino deposizionale che nelle aree sorgenti .

Critelli (1993) analizza il Complesso "Liguride" e ne distingue almeno quattro distinte petrofacies. Esse sono caratterizzate da un'evoluzione che va da arenarie quarzose, a quarzoso-feldspatiche, a vulcanoclastiche con detrito andesitico (ipotizzato proveniente dalla Sardegna, di età Oligocene superiore), a quarzolitiche nelle torbiditi del Saraceno. Questo cambio composizionale fa ipotizzare agli Autori la possibilità che vi fossero più fonti di detrito.

Rappresentate da diverse aree di avampaese, dal complesso di subduzione, dall'arco vulcanico, e dalla catena in rapida erosione.

Critelli et al. (1994) studiando successivamente le Arenarie di Albanella, notano che la frazione arenitica di questa successione ha una composizione quarzoso-feldspatica ed i litici provengono da rocce metamorfiche e granitoidi, con basse percentuali di vulcaniti e rocce carbonatiche. Essi supportano la tesi che interpreta questa successione come i depositi stratigraficamente più elevati della successione bacinale dei " terreni ad affinità Sicilide", poggianti sui depositi dell'unità Alburno-Cervati, escludendo così la possibilità che le Arenarie di Albanella possano rientrare nel Gruppo del Cilento.

Nell'ultimo decennio (1996-2005), un nuovo impulso alla conoscenza del Cilento è seguito all'avvio del "Progetto Nazionale CARG", di cartografia geologica in scala 1: 50.000 di tutto il territorio nazionale, basato sul rilevamento a scala 1:10.000.

L'enorme mole di dati acquisiti dal rilevamento geologico sistematico e di dettaglio di questo settore chiave dell'Appennino meridionale, unitamente a diverse tesi di laurea e di dottorato, hanno consentito di ridefinire le unità terrigene del Cilento e di proporre nuove interpretazioni stratigrafiche e strutturali (Foglio geologico n° 503 "Vallo della Lucania": Nardi et al., 2003; n° 502 "Agropoli" e 519 "Capo Palinuro" in progress).

I primi lavori hanno affrontato il problema della caratterizzazione lito- e bio-stratigrafica delle unità terrigene costituenti il substrato del Gruppo del Cilento.

Questi terreni già descritti in letteratura (cfr. "*terreni ad affinità sicilide*" in Bonardi et al., 1988) vengono studiati nel Cilento centro-meridionale, sia ordinati secondo una precisa successione litostratigrafica (Camarosano et al., 2000) che inquadrati nell'arco temporale Eo-Oligo-Miocene (De Staso & Giardino, 2000; De Staso et al., 2002; Nardi et al., 2003).

Tali terreni sono riconosciuti, cartografati e distinti per litologia, caratteristiche sedimentarie e posizione strutturale, anche nei settori settentrionali bordanti l'Unità carbonatica Alburno-Cervati (Cavuoto, 2003).

Il Gruppo del Cilento viene quindi rivisto litostratigraficamente proprio alla luce di questi dati, sia in aree tipo (area M.te Vesalo: Cavuoto 2003) che a

scala di bacino (Cammarosano et al., 2003; Nardi et al., 2003). Con questi lavori, i due membri della Formazione di Pollica *Auctt.* (membri di Cannicchio e di Pollica) vengono elevati al rango di formazione, rispettivamente con le denominazioni di "Arenarie di Cannicchio" e "Arenarie di Pollica". Le prime sono in continuità con la Formazione del Saraceno mentre il limite superiore con le seconde è marcato da un netto cambio di facies e da una probabile lacuna biostratigrafica.

Alla luce dei nuovi dati bio- e litostratigrafici:

- 1.** le "Arenarie di Cannicchio" potrebbero costituire la parte alta della successione dell'unità Nord-calabrese in Cilento;
- 2.** il Gruppo del Cilento, nelle aree dei Fogli suddetti, risulterebbe costituito solamente dalle Arenarie di Pollica e dalla Formazione di San Mauro.
- 3.** l'unità Nord-calabrese sarebbe costituita dalla Formazione delle Crete Nere, dalla Formazione del Saraceno e dalle Arenarie di Cannicchio.

Alla luce dei risultati dei lavori di tesi di dottorato (Cavuoto, 2003) e dei rilevamenti, è stato possibile:

- 1.** affrontare un'interpretazione in chiave di sistemi deposizionale dei terreni delle formazioni delle Arenarie di Cannicchio, delle Arenarie di Pollica, di S.Mauro e di M.te Sacro/Gelbison affioranti nelle aree tipo di M.te Stella e di M.te Sacro/Gelbison (Cavuoto et al., 2004). In questo lavoro, attraverso lo studio delle architetture deposizionali presenti nelle formazioni suddette, vengono definiti 4 sistemi deposizionali principali ognuno caratteristico di ciascuna di queste formazioni, e l'intero Gruppo del Cilento viene definito come un "sistema deposizionale del tipo sand-rich" evolutosi in un contesto attivo.
- 2.** definire con estremo dettaglio qualitativo e quantitativo, nelle località tipo di Tempa Rossa e M.te Gelbison alcune architetture deposizionali caratteristiche presenti rispettivamente nelle formazioni delle Arenarie di Cannicchio e di Pollica, e nella Formazione dei Conglomerati di M.te Sacro (Cavuoto et al., Valente et al.; AAPG - ATLAS Deep Water Clastic Systems, in press).

CAPITOLO 2

STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

Introduzione

La stratigrafia sequenziale è un metodo di analisi stratigrafica, ampiamente accettato, che ha innovato l'approccio all'interpretazione degli ambienti sedimentari nel tempo e nello spazio. L'innovazione risiede nel consentire di riconoscere ed organizzare i pacchetti di strati in funzione delle fluttuazioni del livello del mare, le quali sono dovute all'eustatismo e alla tettonica, permettendo in questo modo, un approccio genetico.

Oltre alla ricostruzione dei controlli allogenicici al tempo della sedimentazione, la stratigrafia sequenziale fornisce i metodi per la predizione delle architetture di facies nelle aree non ancora esplorate per la ricerca degli idrocarburi, e consente la correlazione degli ambienti deposizionali permettendo la ricostruzione di un più ampio quadro regionale dei depositi sedimentari. Per raggiungere tali scopi questa disciplina si avvale dell'aiuto di altre discipline quali la stratigrafia sismica, la cronostratigrafia, la sedimentologia, la paleontologia, la mineralogia, la geochimica organica ed inorganica, i log in foro.

2.1 BREVI CENNI STORICI

La stratigrafia sequenziale ha le sue radici nelle controversie vecchie di secoli sull'origine della sedimentazione ciclica e sui meccanismi che controllano il livello del mare, ossia l'eustatismo e la tettonica; viene però considerata come una disciplina relativamente giovane, sviluppatasi negli anni '70 dalla stratigrafia sismica. Già nel 1949 *Sloss, Krumbein e Dapples* delinearono i primi concetti di stratigrafia sequenziale definendo le sequenze come 'associazioni di strati e formazioni limitate da importanti unconformities interregionali. Malgrado la reazione negativa a queste idee *Sloss* (1963) pubblicò le principali sequenze correlabili attraverso il Cratone Nord Americano, chiamate Indian

Tribal le quali tuttora si presentano come 'super sequenze' sulla carta di *Haq et alii* (1987). Le idee di *Sloss* sono state ulteriormente sviluppate dai suoi studenti laureati alla North-western University, uno dei quali è stato *Peter Vail*. Nello stesso tempo (1958) fu pubblicato un lavoro di *Harry Wheeler* sul tempo-stratigrafico il quale contiene molti dei concetti attualmente in uso, ed il primo tentativo di introdurre la terminologia della stratigrafia sequenziale. Come precedentemente accennato la stratigrafia sequenziale ha il suo maggior sviluppo negli anni '60 e '70, quando le immagini bidimensionali sono state trattate a grande scala e si è sviluppata la registrazione digitale dei dati sismici. Il lavoro di *Vail et alii* (1977a) contenuto nell'AAPG Memoir 26 è forse quello più consultato sulla stratigrafia sequenziale nonostante sia datato. Esso riassume il lavoro realizzato da *Vail* e dai suoi collaboratori, prima nella Carter Oil Company e successivamente alla Exxon Production Research Corporation, negli anni '60 e nei primi anni '70 (*Vail e Wilbur*, 1966; *Mitchum et alii* (1976)). Questo periodo marca un intervallo di tempo durante il quale l'industria sostituisce l'accademia nello sviluppo della stratigrafia sequenziale. In un lavoro di *Vail et alii*, 1984, il livello eustatico del mare viene considerato il principale meccanismo che controlla lo sviluppo di una sequenza; è presente inoltre il tentativo di utilizzare oltre ai dati sismici anche i dati di affioramento e quelli di pozzo. Al contrario *Winter* nel 1984 e *Hubbard et alii* nel 1985 proposero, un meccanismo tettonico per la suddivisione del bacino in 'megasequenze'. Nel 1987, è stata pubblicata la carta del ciclo del livello globale del mare di *Haq et alii*. Questa è forse la più controversa di tutte le pubblicazioni della 'scuola Exxon', soprattutto perché i dati a supporto della carta non sono mai stati pubblicati interamente.

Con *Wan Wagoner et alii* (1990) si inizia a seguire una nuova strada infatti le variazioni del livello del mare non si considerano più dovute solo all'eustatismo o solo alla tettonica, a seconda se si segua la scuola di *Vail* o la scuola di *Winter*, il meccanismo allogenico verrà assegnato caso per caso in base alle evidenze empiriche osservabili in affioramento o nel sottosuolo.

2.2 DEFINIZIONE DI SEQUENZA, SYSTEMS TRACTS E PARASEQUENZA

Il termine sequenza fu introdotto da Sloss et alii nel 1949 per designare una unità stratigrafica limitata da *unconformities* subaeree.

Nel 1977 Mitchum et alii definiscono una sequenza come: "una unità stratigrafica composta da una successione relativamente conforme di strati geneticamente correlati, limitati alla base e al top da *unconformities*, e loro conformità correlative". (Fig. 2.1,2.2)

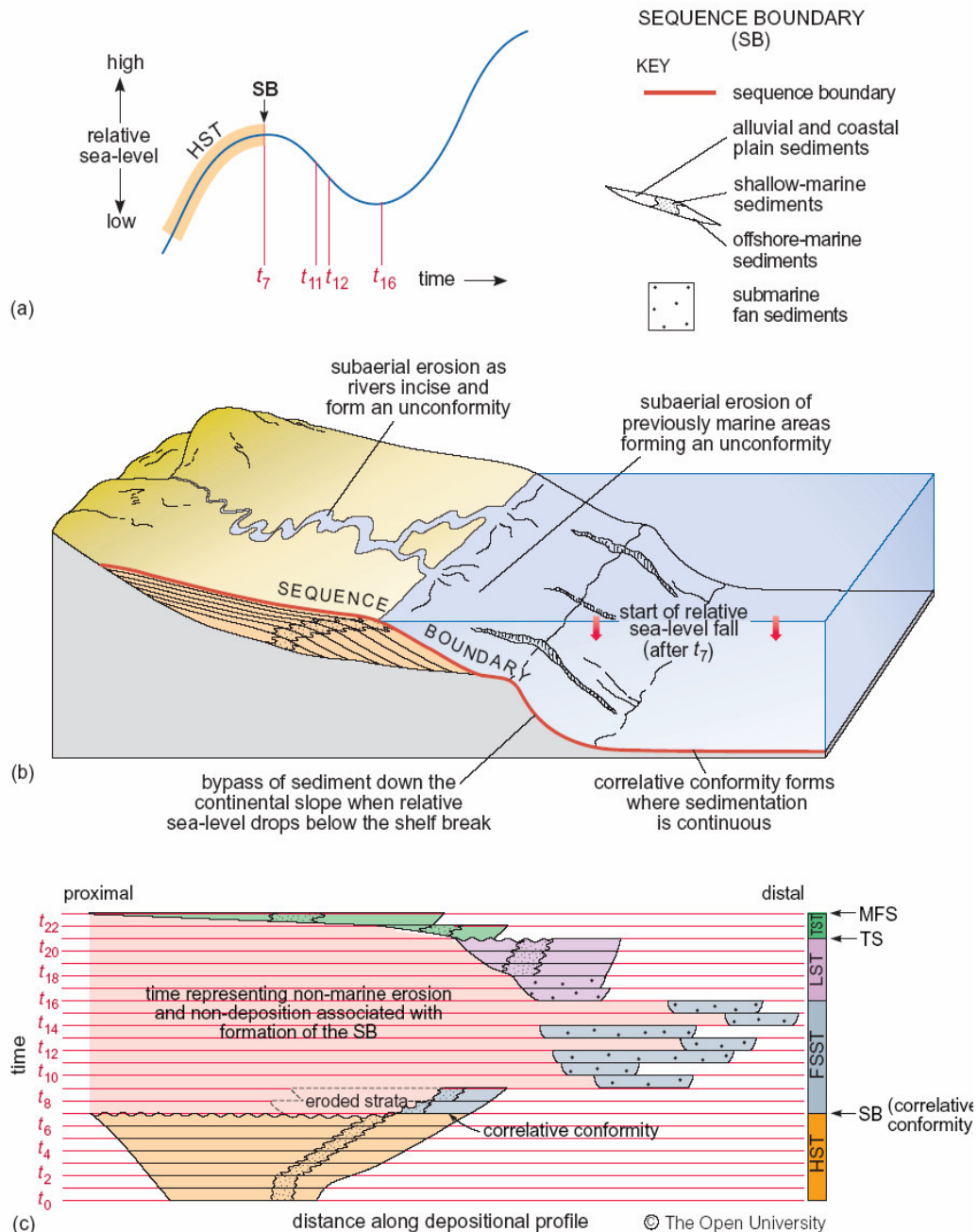


Figura 2.1 Limiti di sequenza (Coe A.L. et alii 2003)

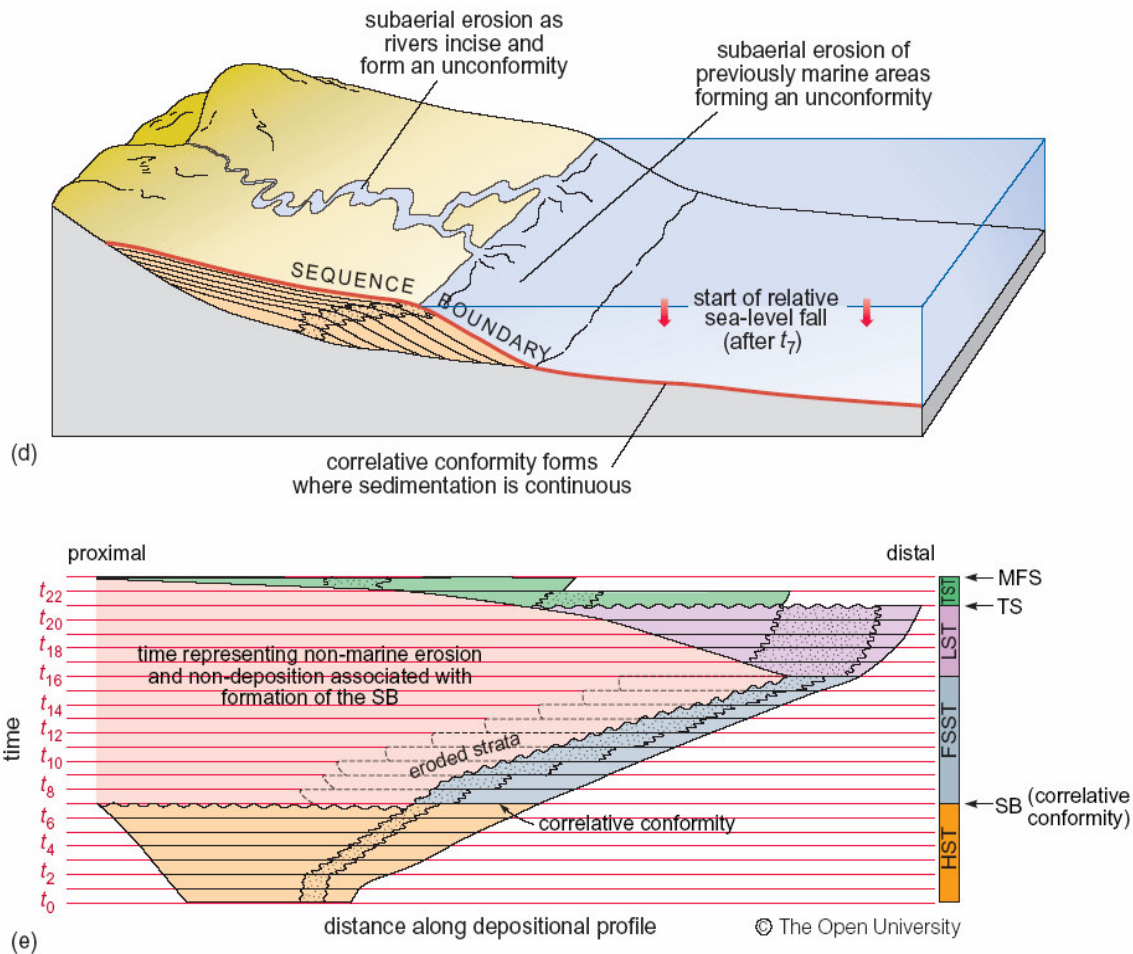


Figura 2.2 Limiti di sequenza, (Coe A.L. et alii 2003)

Questa definizione generale non specifica la scala o la durata della sequenza, non implica nessun particolare meccanismo che causi la unconformities. Il termine *unconformity* in questa definizione fu un iniziale causa di confusione, poiché furono inclusi nel suo significato anche gli hiatus marini e le sezioni condensate.

Nel 1988 Van Wagoner et alii restrinsero il significato di questo termine ad "una superficie che separa gli strati più giovani da quelli più vecchi lungo la quale ci sono evidenze di erosione subaerea, e troncazione (e in alcune aree erosione sottomarina correlativa) ed esposizione subaerea, e lungo la quale è riconoscibile un significativo hiatus".

Posamentier et alii 1988 danno un ulteriore definizione di sequenza:

"successione di strati deposizionali (systems tracts) collegati geneticamente ed interpretati come depositatisi tra due punti d'inflessione della

caduta eustatica". Questa definizione è stata oggetto di discussione per ciò che riguarda soprattutto il punto d'inflessione della caduta eustatica, in quanto è stata pubblicata dopo la lunga discussione relativa al ruolo dei sedimenti depositatisi durante il ciclo di caduta del livello del mare (*falling stage*) e quindi sul posizionamento del limite di sequenza rispetto alla posizione del livello del mare.

I *systems tracts* furono definiti per la prima volta da Brown e Fisher **nel 1977** come un legame di sistemi deposizionali che costituiscono una sequenza.

Una definizione più esplicitiva è stata fornita da Posamentier et alii 1999, secondo i quali il *systems tracts* sono: "*unità stratigrafiche geneticamente associate, che si sono deposte durante fasi specifiche del ciclo del livello del mare relativo*".

Secondo Van Wagoner (1988) i *systems tracts* sono rappresentati nel record delle rocce come associazioni di facies tridimensionali.

I *systems tracts* sono definiti sulla base delle superfici che li limitano, sulla posizione all'interno della sequenza e sullo *stacking pattern* delle parasequenze.(Fig.2.3)

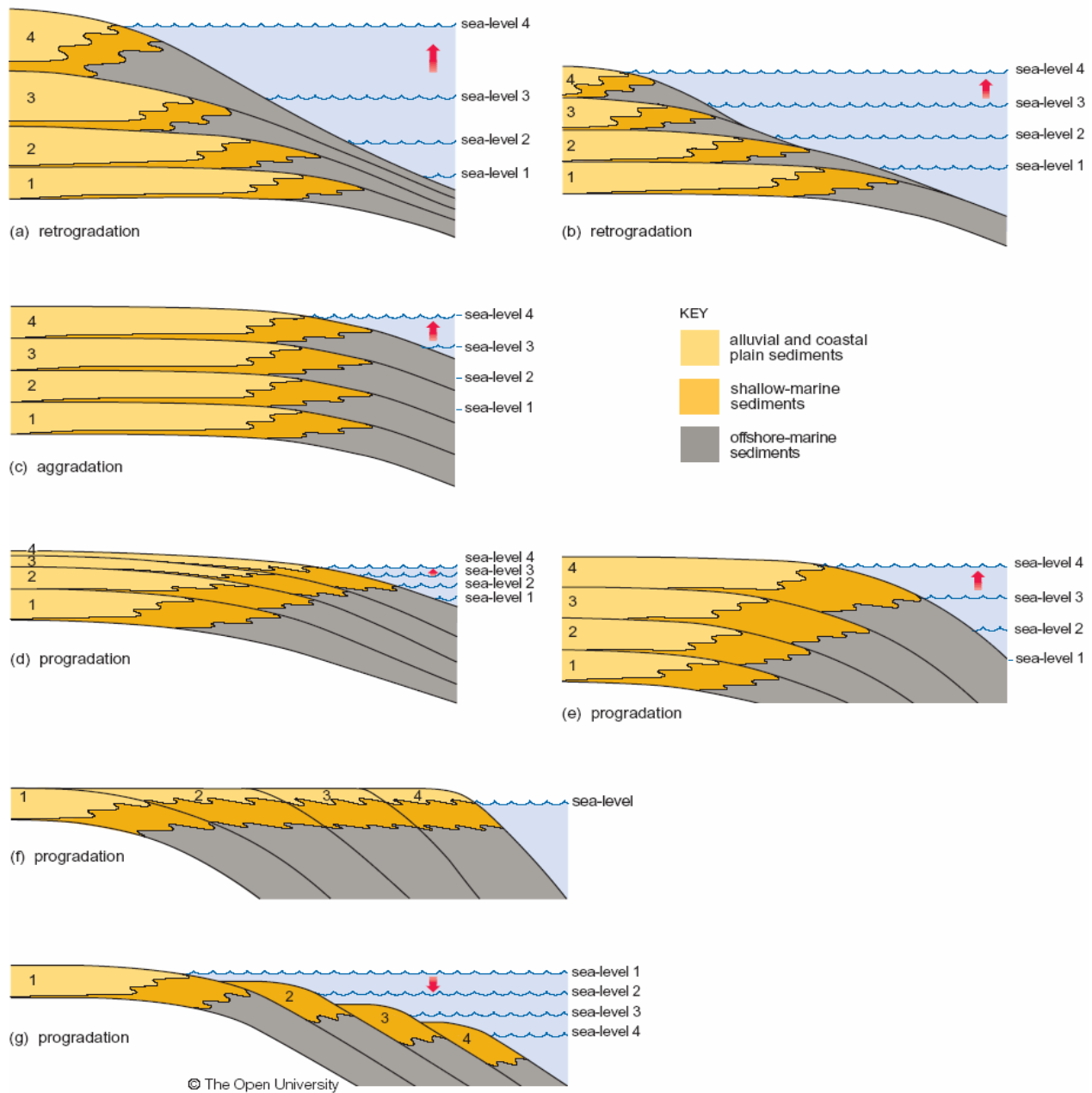


Figura 2.3: stacking patterns di parasequenze (Coe A.L. et alii 2003)

La parasequenza è definita come *“una successione relativamente conforme di strati geneticamente correlate o una serie di strati (all’interno di una serie di parasequenze), limitate da superfici di ingressione marina”* (Van Wagoner 1985)(Fig. 2.4)

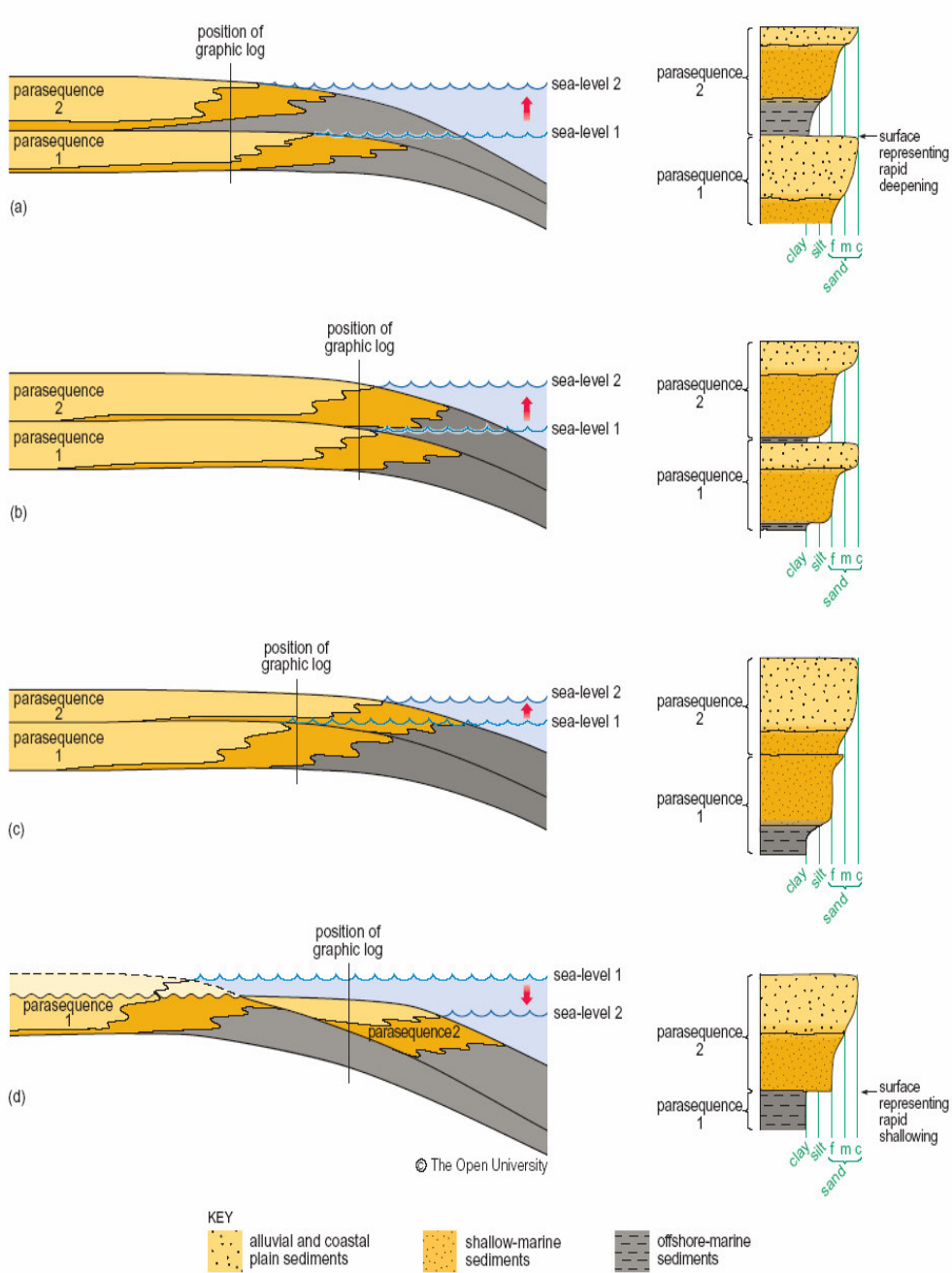


Figura 2.4 Sezione e log che mostra gli effetti dei cambiamenti a lungo termine su due parasequenze (Coe.A.L. et Alii, 2003)

Una parasequenza può essere caratterizzata sia da un aumento che da una diminuzione della granulometria verso l'alto, ciò fa sì che le superfici d'ingressione marina siano generalmente identificate da bruschi cambiamenti della granulometria, che si possono verificare sia da un lato che dall'altro della superficie d'ingressione marina. Questo cambio è spesso causato dal brusco cambiamento nell'energia delle onde e delle correnti.

Alla luce di quanto detto ci sono due considerazioni da fare, la prima è che la mancanza di accordo tra gli autori su alcuni concetti base della stratigrafia sequenziale, come per esempio la stessa definizione di sequenza, soprattutto per quel che riguarda il posizionamento dei limiti di quest'ultima (sia nello spazio che nel tempo) e il proliferare di un linguaggio complesso rendono impossibile standardizzare le definizioni della stratigrafia sequenziale e quindi inserirle nel codice di nomenclatura stratigrafica americano (NACSN).

L'altra considerazione da fare è che non esiste nessuna scala gerarchica associata alla definizione dei concetti di stratigrafia sequenziale, ciò significa che la terminologia può essere applicata alla sequenza, ai *systems tracts*, alle superfici che si sviluppano a differenti scale spaziali e temporali.

La differenza tra sequenza a grande e piccola scala e *systems tracts* è risolta tramite l'utilizzo di aggettivi quali primo ordine, secondo ordine ecc.

2.3 LIVELLO DI BASE, ACCOMODATION, TRASGRESSIONE E REGRESSIONE

La deposizione di una sequenza, ed in particolare le caratteristiche stratigrafiche e le architetture che la costituiscono, sono la risposta sedimentaria all'interazione tra Eustatismo, Tettonica e Clima.

I primi due fattori controllano la quantità dello spazio disponibile per l'accumulo di sedimenti (*accomodation*), mentre tutti e tre interagiscono sulla quantità di sedimento fornito.

Per comprendere meglio questo concetto è necessario esplicitare la definizione di eustatismo e con essa quella di livello di base, e di *accomodation*.

2.3.1 Eustatismo

Con il termine eustatismo si indica la variazione del livello del mare, misurata tra la superficie del mare ed un dato punto fisso, generalmente il centro della terra. Esso è indipendente da fattori locali ed è funzione dei cambiamenti di volume dei bacini oceanici (per es. attraverso la variazione di volume delle dorsali oceaniche), e della variazione del volume dell'acqua (per es. glacioeustatismo).

2.3.2 Livello di base

Il livello di base viene generalmente considerato come la superficie di riferimento globale alla quale agiscono la denudazione e l'aggradazione marina (Fig. 2.5). Questa è una superficie dinamica che si sposta verso l'alto o verso il basso nel tempo, relativamente alla risalita e alla caduta del livello del mare. Per semplicità il livello di base è spesso approssimato con il livello del mare. In realtà il livello di base è al di sotto del livello del mare a causa dell'azione erosionale delle onde e delle correnti marine.

E' bene precisare che esistono due scuole di pensiero sul concetto di livello di base.

Per una scuola di pensiero il livello di base è più o meno il livello del mare, sebbene esso al di sotto del livello del mare è dovuto all'azione delle correnti e delle onde. L'estensione di questa superficie all'interno dei continenti definisce l'ultimo livello di denudazione continentale. Sul continente i processi di aggradazione e quelli di incisione sono regolati dal concetto di profilo gradato del fiume, che incontra il livello di base alla linea di costa. (Fig 2.5)

Per una scuola di pensiero il livello di base è più o meno il livello del mare, sebbene esso al di sotto del livello del mare è dovuto all'azione delle correnti e delle onde. L'estensione di questa superficie all'interno dei continenti definisce l'ultimo livello di denudazione continentale. Sul continente i processi di aggradazione e quelli di incisione sono regolati dal concetto di profilo gradato del fiume, che incontra il livello di base alla linea di costa. (Fig. 2.5)

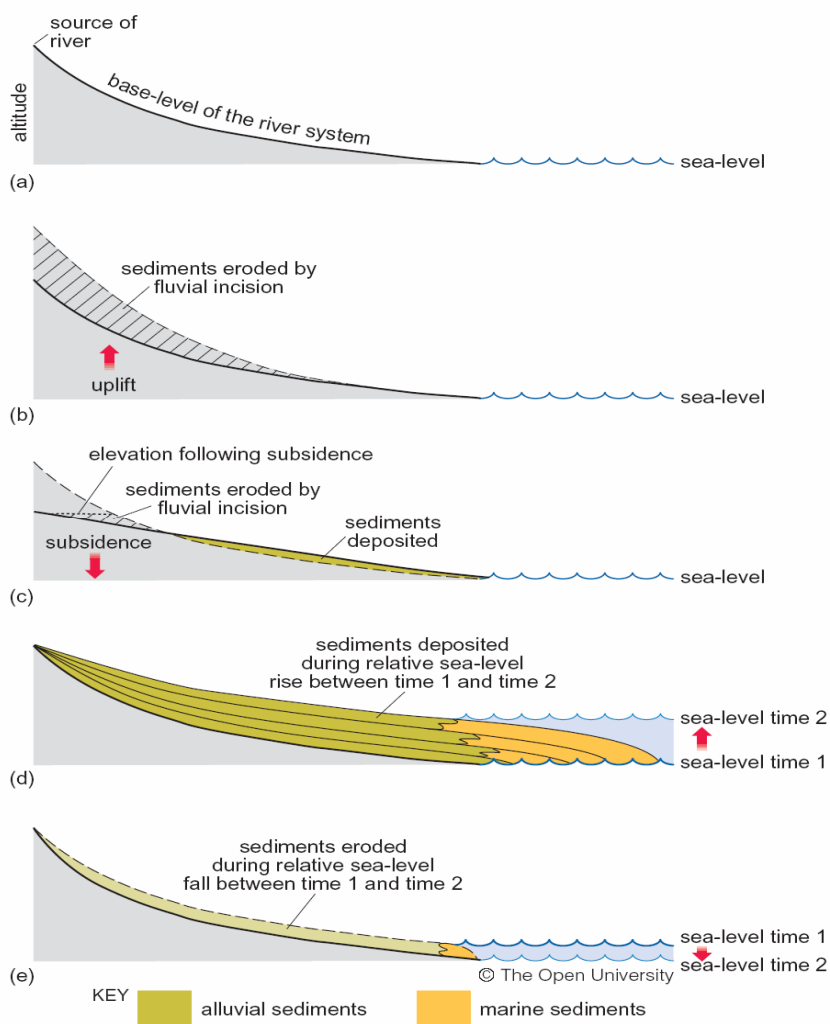


Figura 2.5

Per l'altra scuola di pensiero il concetto di livello di base è generalizzato per definire la superficie di bilancio tra l'erosione e la sedimentazione all'interno sia delle aree marine che continentali (livello di base stratigrafico di **Cross & Lessenger 1997**). In questa accezione il concetto di profilo gradato del fiume viene incorporato all'interno del concetto di livello di base. Quest'ultimo includerà una porzione continentale (livello di base uguale a profilo gradato) ed una porzione marina (livello di base uguale livello di mare).

Le fluttuazioni del livello di base sono indipendenti dalla sedimentazione, e riflettono i cambi in risposta a fattori esterni (eustatismo, tettonica, clima).

2.3.3 Livello relativo del mare

Il livello relativo di mare è la posizione della superficie relativa del mare rispetto ad un punto fisso locale (datum) come per esempio il basamento o una superficie all'interno di una pila di sedimenti (**Posamentier et alii, 1988**).

La subsidenza tettonica o la risalita del basamento, la compattazione dei sedimenti ed i movimenti eustatici verticali contribuiscono tutti al cambiamento del livello relativo del mare. Quest'ultimo non va confuso con la profondità dell'acqua che viene misurata tra la superficie del mare ed il fondo del mare presa in ciascun punto geografico in un determinato momento.

2.3.4 Accomodation

Il concetto di *accomodation* è abbastanza recente, e mette in relazione il potenziale accumulo di sedimento con il potenziale volume o spazio di accoglienza; senza una disponibilità di spazio ovviamente non ci può essere deposizione. Più correttamente si può definire *l'accomodation* (Fig. 2.6) come "lo spazio disponibile per l'accumulo di sedimenti in un certo tempo", essa è funzione dei cambi del livello del mare relativo (livello di base-**Jervey 1988**).

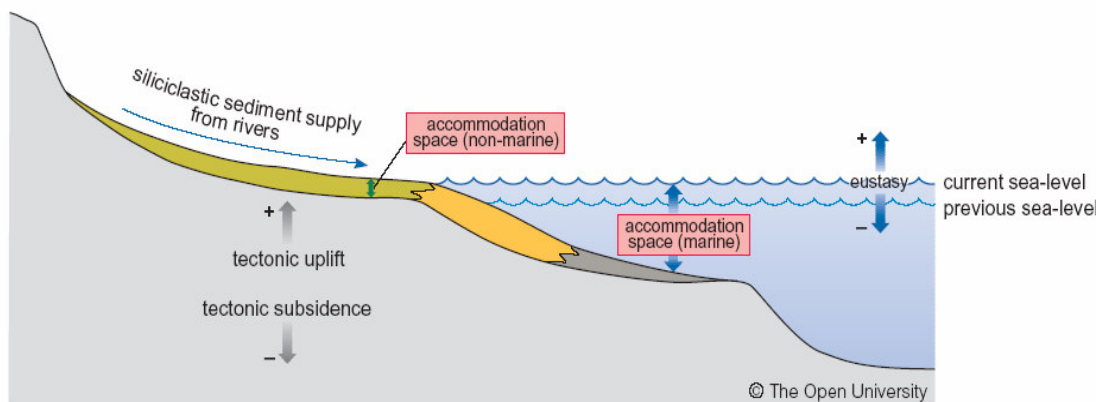


Figura 2.6

Questo spazio può essere creato o distrutto dalle fluttuazioni del livello del mare ed è funzione anche della quantità di sedimento fornito, per es:

Se si ha una risalita del livello del mare e si ha un scarso o nullo apporto di sedimento, si avrà una trasgressione.

Se quando il mare risale si ha un basso apporto sedimentario, si avrà una retrogradazione della parasequenza costiera.

Se la risalita del livello del mare uguaglia la quantità di sedimento fornito si avrà una aggradazione delle parasequenze costiere.

Se la quantità di sedimento fornito è tale da superare la risalita del livello del mare si avrà una progradazione delle parasequenze costiere.

2.3.5 Trasgressione e regressione

L'interazione tra le fluttuazioni del livello di base e la quantità di sedimento fornito controlla lo spostamento trasgressivo o regressivo della linea di costa.

Con il termine trasgressione s'intende lo spostamento verso terra della linea di costa, che produce un' arretramento delle facies verso terra e un aumento della profondità del mare vicino alla linea di costa.

Si può dire che una trasgressione si ha quando la creazione dell'*accomodation* è più veloce di quanto sia consumata dalla sedimentazione.

La trasgressione presenta un andamento retrogradazionale delle facies, per esempio facies marine si spostano verso facies non marine ricoprendole. (Fig. 2.7)

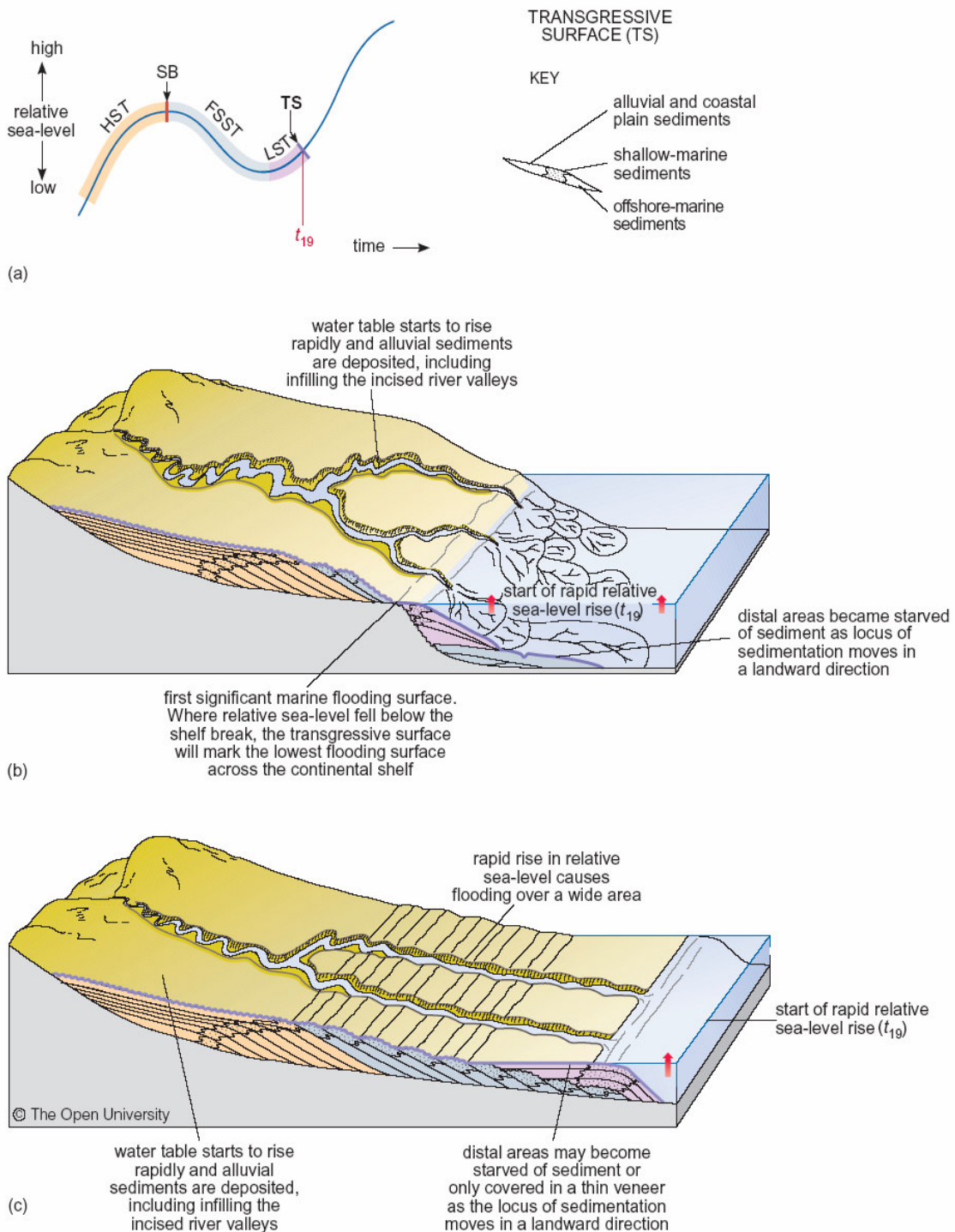


Figura 2.7

La regressione invece è definita come la migrazione verso mare della linea di costa, che produce uno spostamento verso mare delle facies ed una diminuzione della profondità del mare nelle vicinanze della linea di costa.

La regressione presenta un andamento progradazionale che è definito come la costruzione in avanti della linea di costa.

Si intuisce da quanto detto che esiste una relazione diretta tra trasgressione e regressione da un lato e la profondità del mare, ciò però è valido per le aree adiacenti alla linea di costa, nelle aree di offshore l'innalzamento e l'abbassamento del livello del mare non è coevo con i movimenti della linea di costa, poiché il tasso di subsidenza e quello di sedimentazione variano lungo la scarpata. Per esempio, la progradazione delle conoidi sottomarine durante una rapida regressione della linea di costa spesso avviene in acque che si approfondiscono a causa dell'elevato tasso di subsidenza nella parte centrale di alcuni bacini estensionali.

Come per la trasgressione così anche per la regressione si può applicare il concetto di *accomodation* e della sua distruzione mediante l'apporto di sedimento. In questo caso avremo una *Forced regression* (regressione forzata) e una *Normal regression* (regressione normale).

La regressione forzata si ha durante gli stadi di caduta del livello di base, quando la linea di costa è "costretta" a retrocedere dall'abbassamento del livello di base senza tener conto dell'apporto sedimentario. Ciò provoca processi erosionali sia in ambienti non marini che di mare basso. L'incisione fluviale è accompagnata dalla progradazione di *shoreface* in *offlapping*.

La regressione normale avviene negli ultimi stadi di risalita del livello di base alla linea di costa. In questo caso l'*accomodation* viene distrutta man mano che si crea dall'elevato tasso di sedimentazione, e l'aggradazione è accompagnata dal *bypass* del sedimento.

2.4 LIMITI DI SEQUENZA E SUPERFICI STRATIGRAFICHE SEQUENZIALI

2.4.1 Limiti di sequenza

I limiti di sequenza (Fig. 2.8) sono identificati come significative *unconformities* erosionali e loro disconformità correlative. Essi sono il prodotto di una caduta del livello del mare che erode le superfici esposte del sedimento appartenente alla precedente sequenza o alle precedenti sequenze.

Per esempio una *unconformity* subaerea può essere considerata un limite di sequenza, essa può sia essere dovuta ai processi di erosione che alla non deposizione.

Tali limiti sono diacroni, ricoprono il precedente *highstand system tracts* ed erodono i sedimenti sottostanti depositatisi durante la *forced regression* che li accompagna, associata con la caduta del livello del mare.

In letteratura, in passato, venivano distinti due tipi di limiti sequenza, il limite di sequenza di tipo 1 (SB1) ed il limite di sequenza di tipo 2 (SB2).

Il limite di sequenza di tipo 1 è definito come un *unconformity* caratterizzata dal ringiovanimento del sistema fluviale, dal *bypass* da parte del sedimento dello *shelf*, e da un brusco scivolamento delle facies dell'*onlap* costiero. Questa *unconformity* si forma quando il tasso di caduta eustatica è maggiore del tasso di subsidenza del bacino all'*offlap break*.

Il limite di sequenza di tipo 2 è un *unconformity* marcata da esposizione subaerea e dallo spostamento verso il basso delle facies di *onlap* costiero, essa manca dell'erosione subaerea associata al ringiovanimento del sistema fluviale.

Si forma quando il tasso della caduta eustatica è minore del tasso di subsidenza all'*offlap break*.

Tale distinzione sembra ora superflua, poiché il limite SB1 coincide con quello formato durante la *forced regression*, mentre il limite SB2 è quello che si forma durante una normale regressione (**Coe et alii 2003**).

È stato dimostrato inoltre che la SB1 e la SB2 possono limitare le stesse sequenze in differenti località e che sono il prodotto di differenti tassi di sedimentazione e dello spazio di *accomodation* (**Posamentier and Allen 1999**) per lo stesso intervallo di tempo.

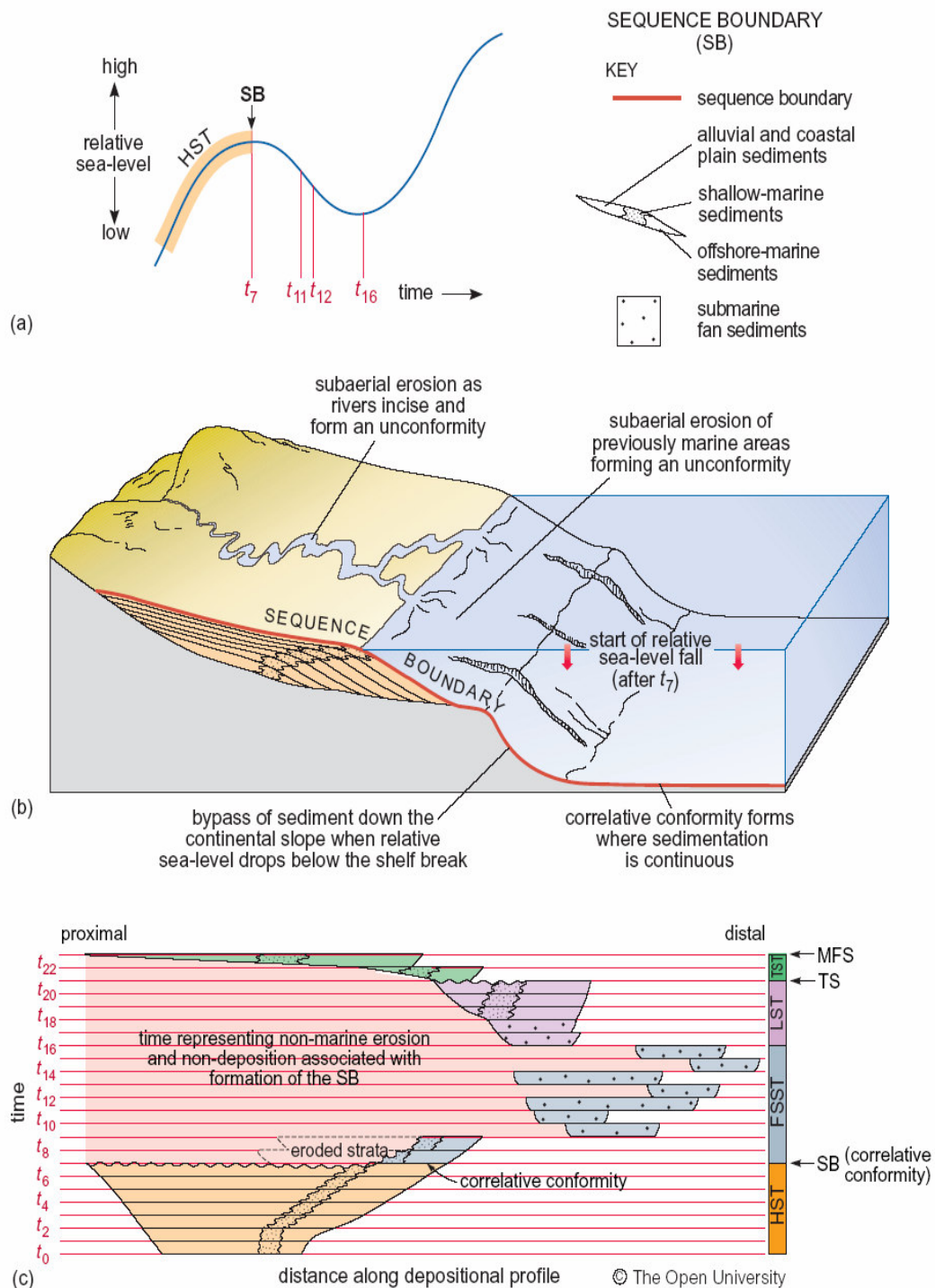


Figura 2.8

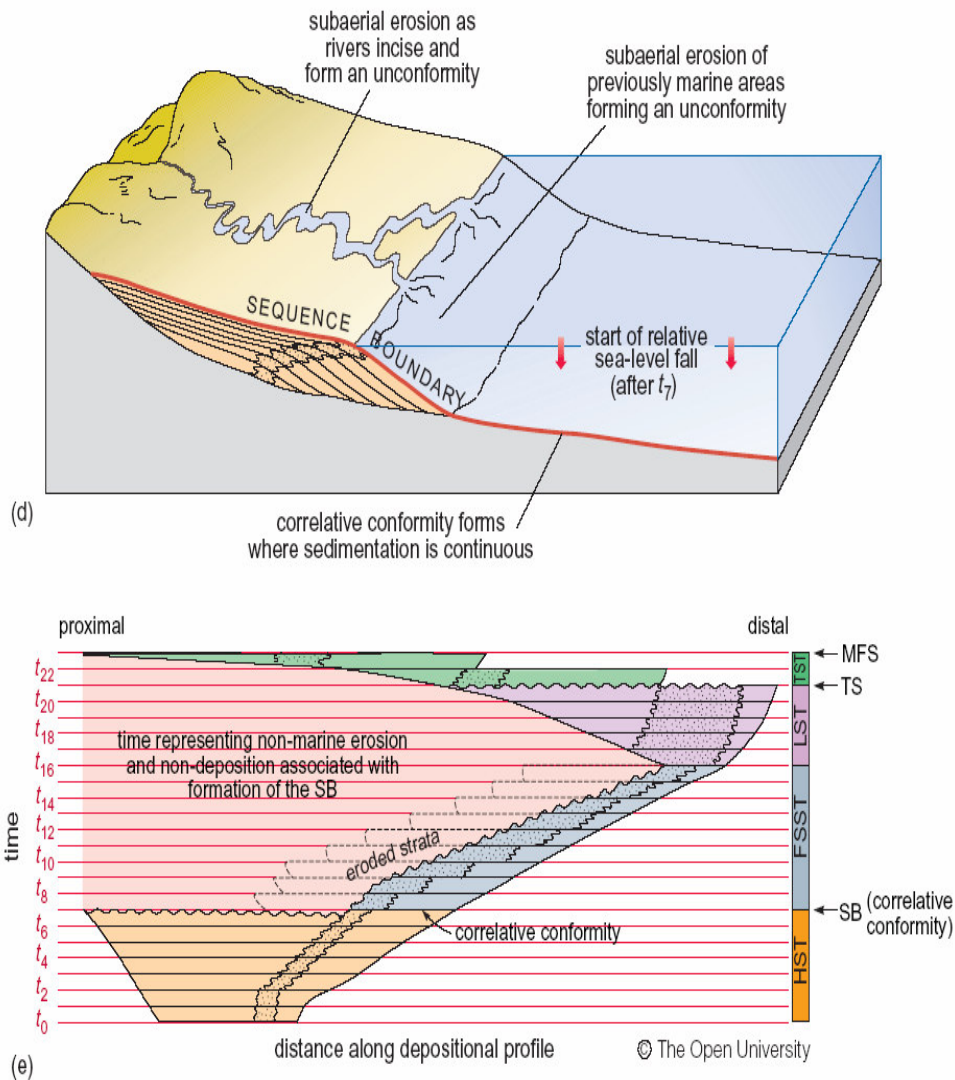


Figura 2.8

2.4.2 Termination of strata

Le termination of strata (Fig. 2.9) sono definite dalle relazioni geometriche tra gli strati e le superfici stratigrafiche contro le quali esse terminano. I termini che definiscono le termination of strata provengono dalla stratigrafia sismica e sono stati assunti dalla stratigrafia sequenziale per descrivere gli "stacking patterns" delle unità stratali e per fornire le caratteristiche diagnostiche per il riconoscimento delle varie superfici e dei *systems tracts*.

I tipi di termination of strata sono elencati di seguito:

Truncation: terminazione degli strati contro la sovrastante superficie erosionale; implica lo sviluppo sia di un rilievo erosionale che di un *angular unconformity*.

Toplap: terminazione di strati inclinati (clinoformi) contro la sovrastante superficie a più basso angolo, è il risultato della non deposizione (bypass del sedimento) più o meno una minore erosione. La superficie di *toplap* rappresenta il limite deposizionale prossimale dell'unità sedimentaria.

Onlap: è la terminazione degli strati a basso angolo contro una superficie stratigrafica più inclinata; marca la terminazione laterale dell'unità sedimentaria al suo limite deposizionale.

Downlap: terminazione di strati inclinati contro una superficie a basso angolo; marca la base dell'unità sedimentaria al suo limite deposizionale. Il *downlap* si vede generalmente alla base delle clinoformi progredenti, sia negli ambienti di mare basso che in quelli di mare profondo.

Offlap: è il progressivo spostamento dell'offshore delle termination of strata *updip* delle unità sedimentarie all'interno di una sequenza conforme di rocce nella quale ciascuna unità più giovane lascia esposta una porzione dell'unità più vecchia sulla quale si depone. Questa terminazione è il prodotto della caduta del livello del mare, è divenne così diagnostica per il riconoscimento delle regressioni forzate.

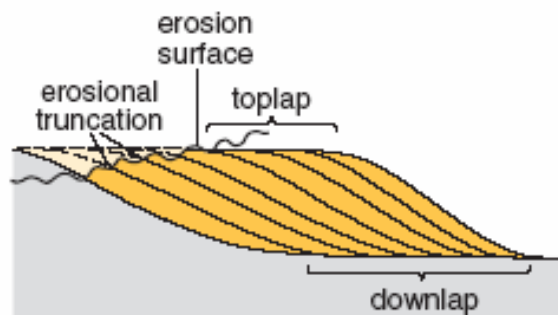


Figura 2.9

2.4.3 Trasgressive surface (TS)

La *Trasgressive surface* (Fig. 2.10 a,b) è la prima significativa superficie d'ingressione marina in una sequenza. Nella maggior parte delle successioni silicoclastiche, ed in alcune successioni carbonatiche marca l'inizio del periodo in cui il tasso di creazione dell'*accomodation* è maggiore del tasso del sedimento fornito. Costituisce la base delle parasequenze retrogradazionali del *trasgressive system tracts*. Nelle aree dove la quantità di sedimento fornita è alta, per esempio sulle piattaforme carbonatiche chiuse, e quindi "mantiene il passo" con la velocità di risalita del livello del mare la TS marcherà il cambio da parasequenze progradazionali a parasequenze aggradazionali.

Quando non sono conservate le facies che costituiscono il *lowstand system tracts* e quelle che costituiscono il *falling stage system tracts* al di sopra del limite di sequenza questa superficie può coincidere con il limite di sequenza stesso.

Il riconoscimento di questa superficie è possibile perché essa è caratterizzata dalla presenza di *hardgrounds*, di fanghi consolidati, o da *firmgrounds*. Inoltre si possono trovare bioturbazioni di *Glossifungites*, che sono spesso riempiti dal sedimento successivo ben sortito, oppure può essere ricoperta da un lag trasgressivo.

Quando la quantità di sedimento fornito è bassa la superficie trasgressiva può amalgamarsi con la *maximum flooding surface*.

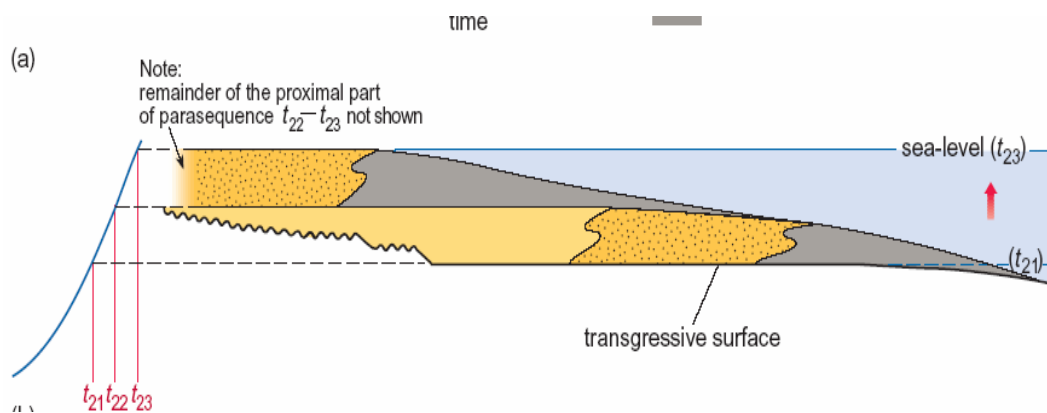


Figura 2.10a

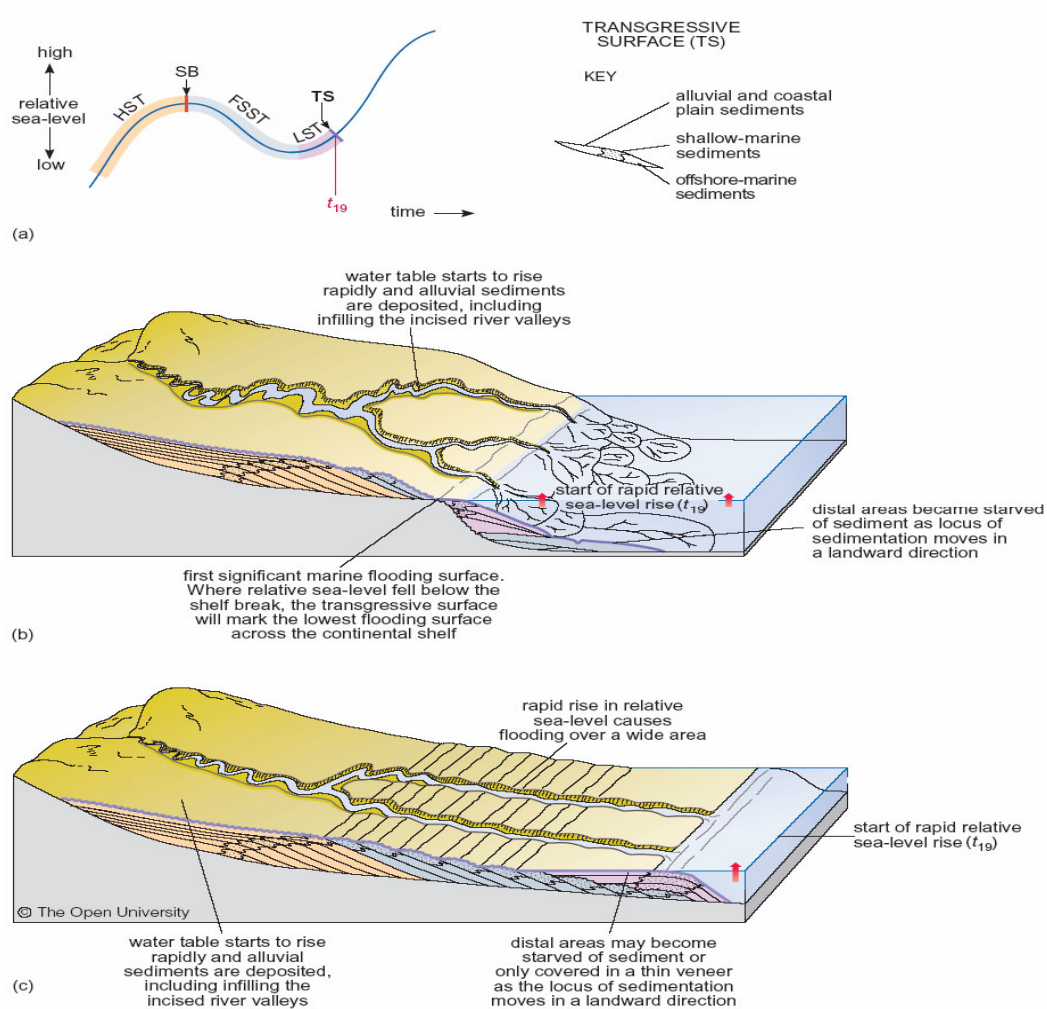


Figura 2.10b

2.4.4 Maximum flooding surface

La *maximum flooding surface* (Fig. 2.11) è definita come la superficie di deposizione al tempo in cui la linea di costa è alla massima posizione verso terra, (**Posamentier et alii 1999**); ossia è la superficie di massima ingressione marina.

Questa superficie è riconoscibile dalla presenza di argille radioattive ricche in materia organica, dalla presenza di glauconite, *hardgrounds*, bioturbazioni, e

di sottili strati caratterizzati da una elevata concentrazione di fauna anche ben diversificata.

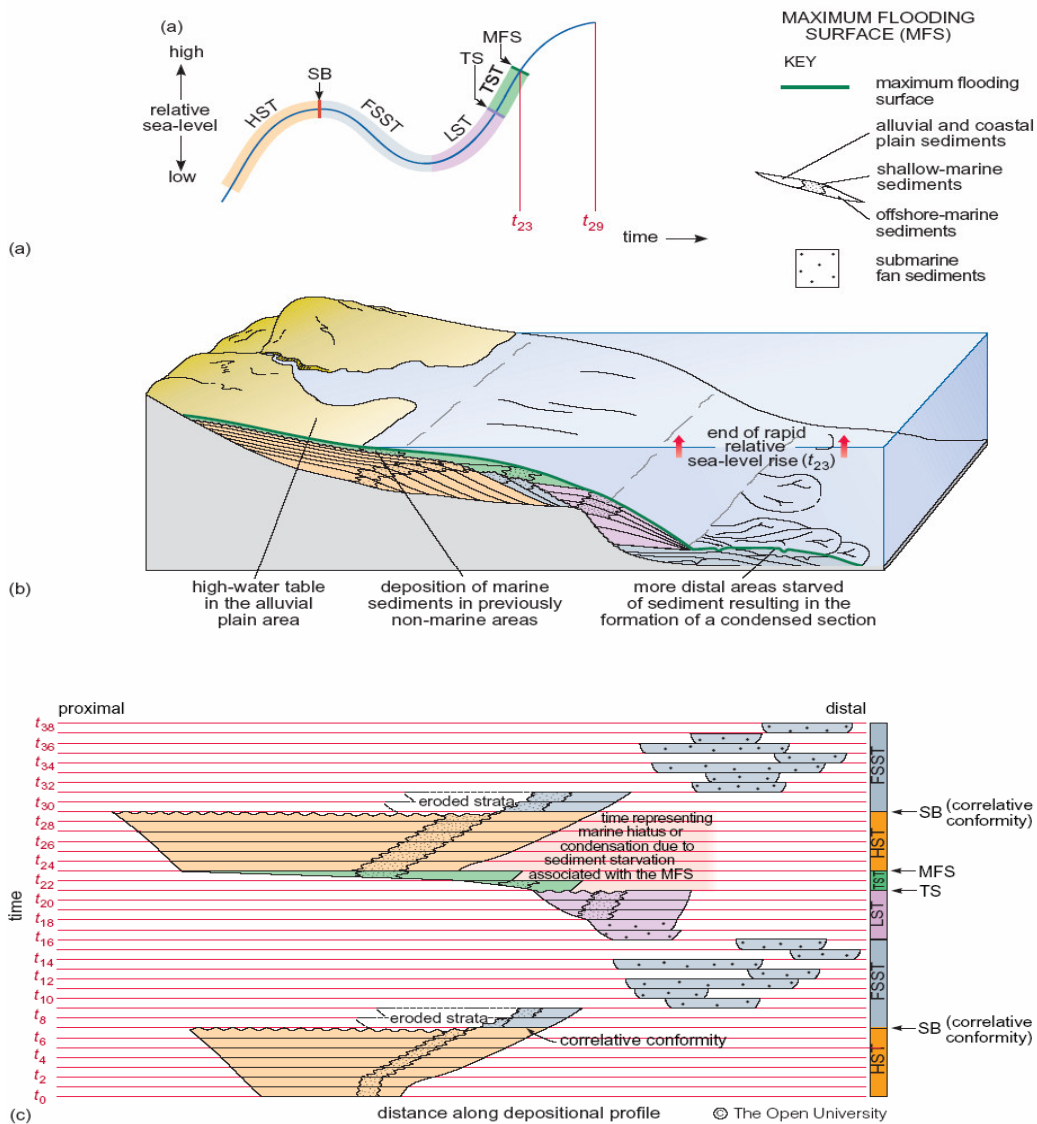


Figura 2.11

2.4.5 Regressive surface of erosion

La *regressive surface of erosion* è una superficie di erosione marina, che si forma durante una caduta del livello del mare. Questa caduta del livello del mare causa anche uno spostamento verso il basso del livello di base delle onde e del livello di influenza delle correnti, ciò comporta l'erosione dei sedimenti

depositatisi sul fondo del mare, e quindi si hanno depositi a granulometria grossolana, tipici della *shoreface* superiore, su depositi a granulometria più sottile, tipici di acque più profonde.

Questa superficie può essere riconosciuta, oltre che dal cambio di granulometria, anche dalla presenza di *Glossifungites* associati con i materiali che si sono depositi durante la caduta del livello del mare o durante la successiva trasgressione.

2.4.6 Ravinement surface

La *ravinement surface* è una superficie erosionale associata alla risalita del livello del mare. Essa può avere origine nel momento in cui il mare trasgredisce, o essere una superficie subacquea diacrona.

Questa superficie si sposta parallelamente alla migrazione della linea di costa e "rade" i depositi costieri precedenti.

In affioramento e nei pozzi la *ravinement surface* e la *trasgressive surface* vengono comunemente uniformate.

Come le altre superfici trasgressive anche questa è caratterizzata dalla presenza dei *Glossifungites* che possono essere riempiti o associati ai sedimenti rielaborati appartenenti alla trasgressione che la segue o alla mfs.

2.4.7 Systems tracts

Appare chiaro, a questo punto, che il modello rappresentato dalla stratigrafia sequenziale è incentrato sulla curva delle fluttuazioni del livello del mare, ed in particolare i *systems tracts* equivalgono ad una specifica parte dei cambi ciclici, descritti dalla suddetta curva, ed esprimono anche il bilancio che si crea tra lo spazio di *accomodation* ed il sedimento fornito.

Una sequenza può essere formata da quattro *systems tracts*:

- ***Folling stage systems tract*** (FSST)
- ***Lowstand systems tract*** (LST)
- ***Transgressive systems tract*** (TST)
- ***Highstand systems tract*** (HST)

Questi quattro *systems tracts* costituiscono una sequenza ideale, infatti si possono verificare numerose condizioni affinché uno o più *systems tracts* non si formino oppure non vengano conservati.

I *systems tracts* vengono riconosciuti dallo *stacking patterns* delle parasequenze che li compongono, dalla loro posizione all'interno della sequenza, e dal tipo di superfici che li limitano.

2.4.8 Falling stage systems tract (FSST)

Il *falling stage systems tract* (Fig. 2.12) include gli strati che si depositano durante la caduta del livello di base nella porzione marina del bacino, contemporaneamente alla formazione della *unconformity* subaerea verso terra in relazione alla linea di costa. (**Plint and Nummendal 2000**).

Il limite inferiore del FSST è un limite di sequenza diacrono che marca la caduta del livello del mare al di sotto del margine di piattaforma dell' *highstand systems tract* appartenente alla precedente sequenza.

Il limite superiore è contrassegnato dalla variazione che avviene nella geometria del sedimento quando si verifica un aumento dell'*accomodation* in risposta all'innalzarsi del livello del mare relativo. Questo limite si riconosce dai primi sedimenti che poggiano in *onlap* sulle clinoforni progradanti dell' *highstand systems tract* precedente.

Il FSST si ha solo quando avviene una *forced regression*.

Il FSST è caratterizzato dallo spostamento delle facies in posizione più distale (per es. progradazione), ciò si traduce topograficamente in un abbassamento del profilo deposizionale, e quindi si possono trovare depositi di *foreshore*, in discordanza, sui depositi della zone di transizione di *offshore*.

È bene precisare, che essendo questo *systems tract* funzione della caduta del livello del mare, sul continente sarà caratterizzato da una maggiore erosione dovuta all'aumento dell'incisione e del trasposto nei fiumi, ciò produrrà, inoltre, una maggiore fornitura di sedimento nei bacini silicoclastici.

Negli ambienti carbonatici si possono verificare due condizioni, i sedimenti possono essere prodotti in situ ad una posizione più bassa nel profilo

deposizionale, oppure deriveranno dall'erosione dei precedenti depositi carbonatici.

La conservazione, la geometria e la posizione laterale del FSST sono variabili, in funzione della forma del profilo deposizionale, della grandezza e della velocità della caduta del livello del mare relativo, della quantità di sedimento fornito e dei cambi nel processo sedimentario che avvengono quando si ha la caduta del livello del mare relativo e della grandezza dell'area che è sottoposta ad esposizione subaerea.

La mancanza del FSST è abbastanza comune nel record geologico, ciò si può verificare quando durante una *forced regression*, la quantità di sedimento fornito è bassa o moderata, oppure il tasso di caduta del livello del mare è particolarmente alto, o ci sono erosioni continuate lungo il profilo deposizionale al livello più basso raggiunto dal livello del mare.

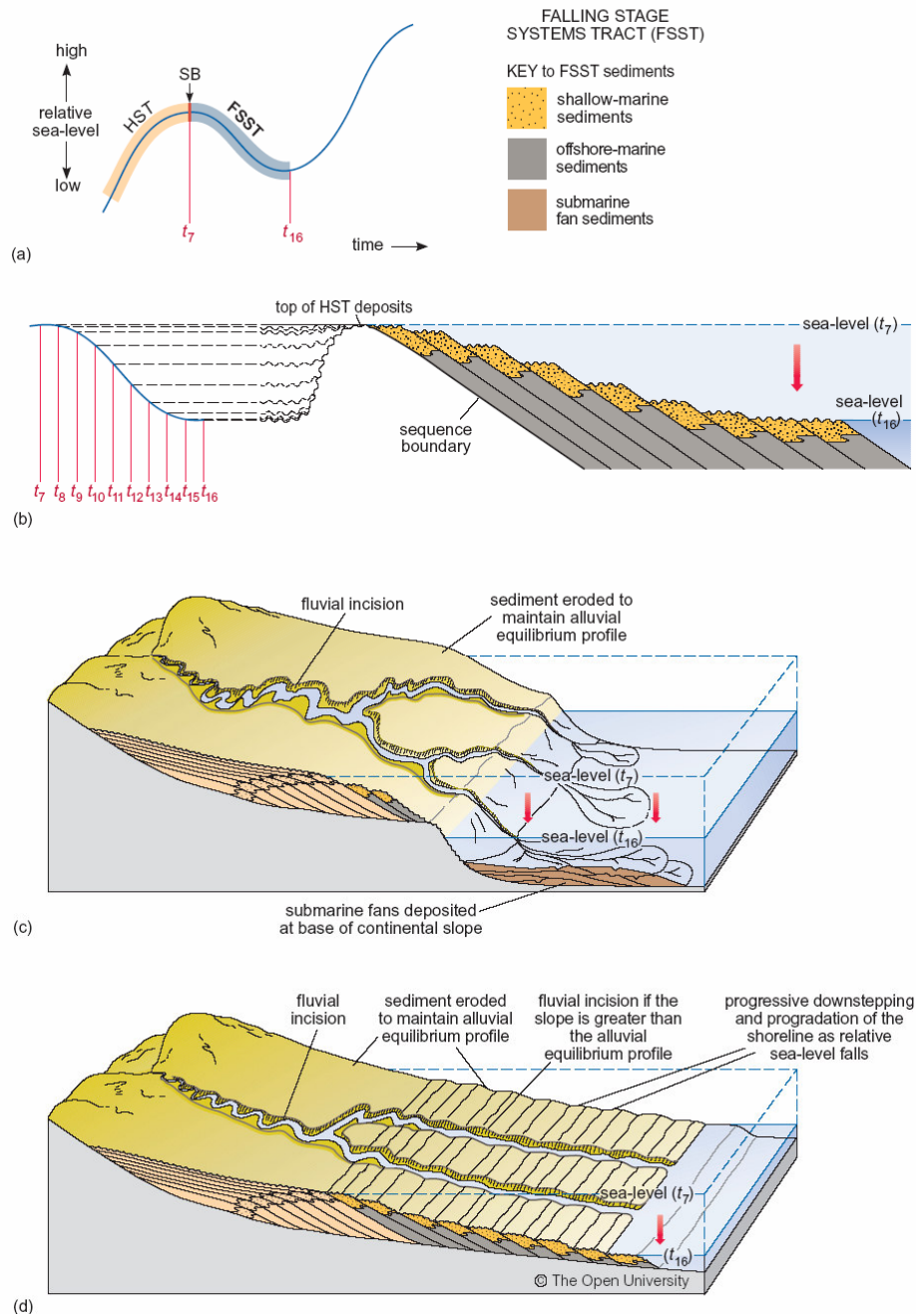


Figura 2.12

2.4.9 Lowstand systems tract (LST)

Il *lowstand systems tract* (Fig. 2.13) è limitato alla base dal FSST e al top dal TST (**Plint and Nummendal, 2000, Coe et alii 2002**). Nella precedente terminologia **Posamentier e Allen, 1999**, suddividono il LST in due fasi *Early lowstand systems tract*, coincidente con il FSST, e *Late lowstand systems tract*.

Il LST è il pacchetto di sedimenti depositatisi tra il minimo relativo del livello di base e il pronunciato incremento nello spazio dell'*accomodation*; questo *systems tract* è composto da una o più serie di parasequenze che vanno da progradazionali ad aggradazionali. Nel caso in cui ci troviamo in un ambiente deposizionale di *shelf-break margin*, il LST può comprendere una o più conoidi sottomarine che si depositano sulla scarpata, oppure sul top della scarpata formata recentemente dalle conoidi sottomarine del FSST. Queste conoidi di scarpata possono essere ricoperte da una o più parasequenze progradazionali quando la *shoreline* prograda nuovamente sul top della conoide di scarpata. Se invece l'ambiente deposizionale è una rampa, le parasequenze da progradazionali ad aggradazionali si costruiranno sulla linea di costa dell'ultimo FSST.

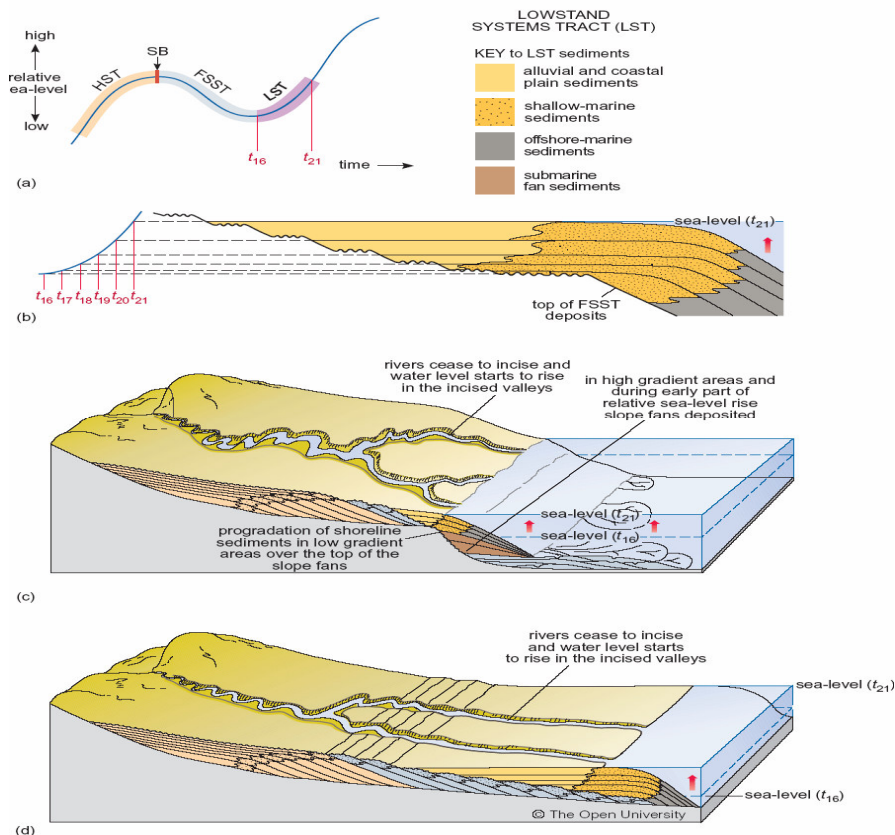


Figura 2.13

2.4.10 Transgressive systems tract (TST)

Il *transgressive systems tract* (Fig. 2.14) segue il LST e comprende i depositi che si accumulano all'inizio della trasgressione costiera fino al tempo della massima trasgressione della linea di costa.

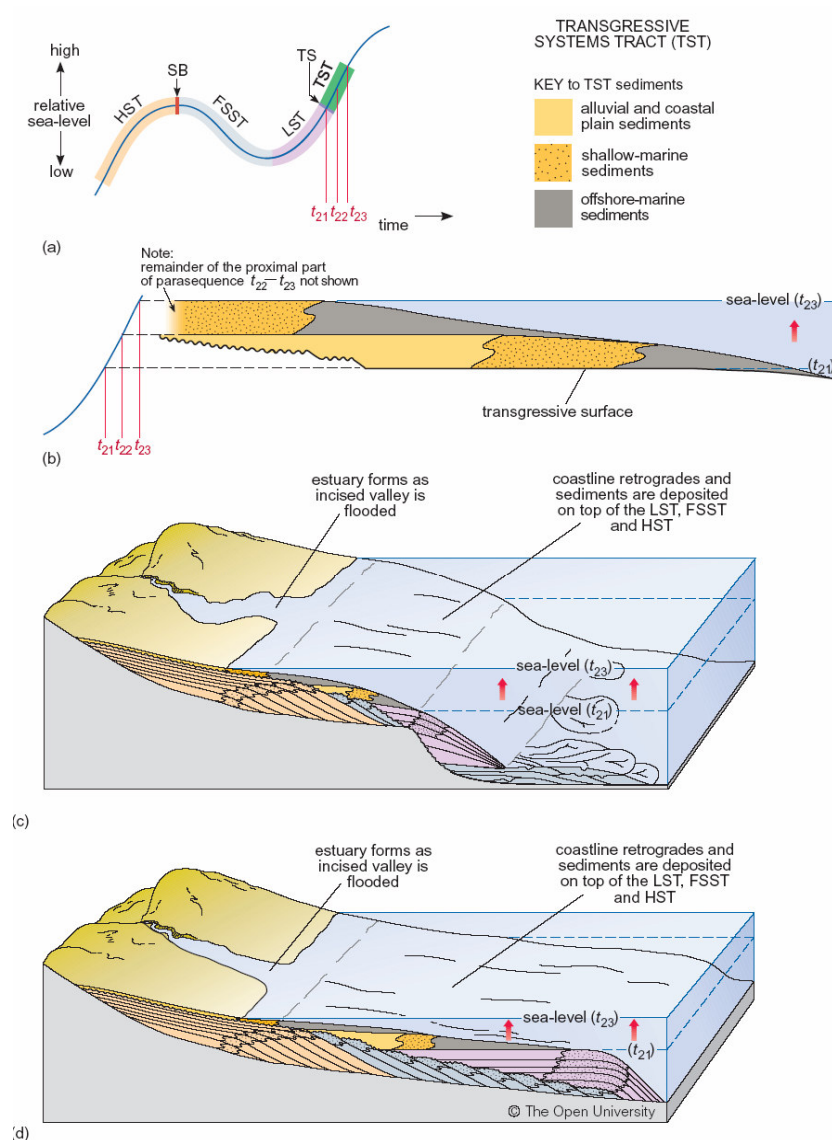


Figura 2.14

Il limite più basso di questo *systems tract* è marcato dallo sviluppo della TS che retrograda sul margine della piattaforma. Il top è definito dalla MFS, sulla

quale i sedimenti dell'*highstand* successivo progradano ed aggradano. Diagnostiche di questo *systems tract* sono le parasequenze retrogradanti nella maggior parte degli ambienti silicoclastici ed in alcuni ambienti carbonatici. In particolare, le parasequenze sono in *onlap* sul limite di sequenza verso terra e in *downlap* sulla superficie trasgressiva in direzione del bacino.

Il TST si deposita durante l'intervallo in cui il tasso di crescita dell'*accomodation* è maggiore della quantità di sedimento fornito. Infatti verso mare il tasso di accumulo del sedimento è comunque basso e spesso si formano sezioni condensate, costituite da sedimenti ricchi in glauconite, e coincidenti con la MFS, spesso verso terra quest'ultima può incontrare la TS.

Bisogna mettere in evidenza che il luogo della deposizione, in questo *systems tract*, è spostato in direzione prossimale, infatti la maggior parte del sedimento viene generalmente depositata nelle aree prossimali piuttosto che in quelle distali. Ciò si verifica perché durante la trasgressione avviene il riempimento delle valli incise, create durante la caduta del livello del mare, e quindi si ha la diminuzione della quantità di sedimento che viene appunto intrappolato nelle aree prossimali.

Se la quantità di sedimento è bassa il TST può essere sottile o assente, o comprendere sedimenti ricchi in fossili.

2.4.11 Highstand systems tract (HST)

I depositi regressivi che si formano quando il tasso di accumulo del sedimento supera il tasso di risalita del livello del mare e di conseguenza aumenta l'*accomodation* costituiscono il *systems tract* superiore ossia l'*highstand systems tract* (Fig. 2.15).

La base di questo *systems tract* è costituita dalla MFS sulla quale i sedimenti dell'HST progradano e aggradano. Il top di questo *systems tract* è formato dalla superficie di *unconformity* che si sviluppa quando comincia la caduta del livello del mare e inizia l'erosione dei sedimenti dell' HST.

L' HST è ben sviluppato sulla piattaforma e può essere caratterizzato da una o più serie di parasequenze progradazionali e aggradazionali con una

geometria di clinoforni progradanti. Esso è in onlap sul limite di sequenza verso terra ed è in *dowlap* sul top del TST e-o sul LST verso il bacino.

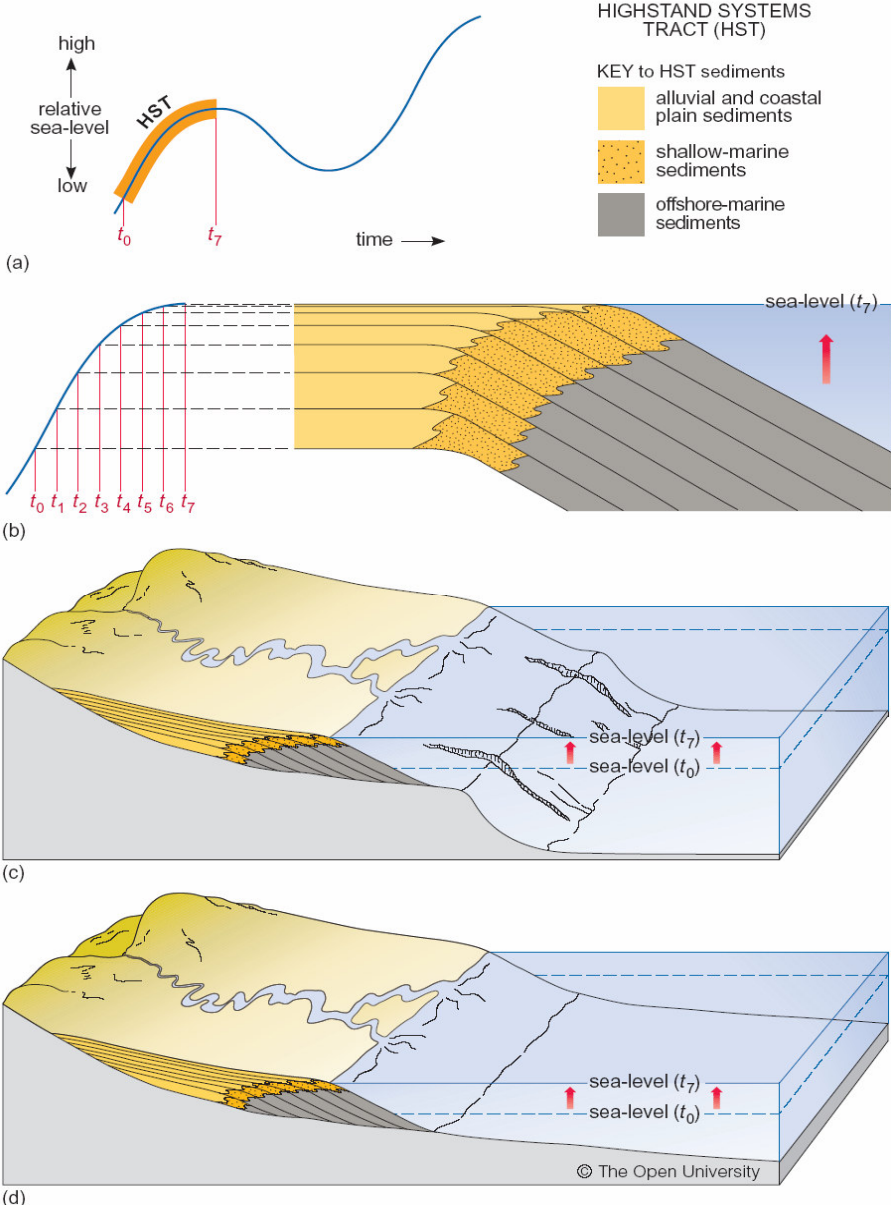


Figura 2.15

2.5 ORDINI DI CICLICITÀ

Nel paragrafo in cui sono state date le definizioni di sequenza, *systems tracts* e parasequenze si è accennato che non esiste una vera gerarchia all'interno della stratigrafia sequenziale, e si è detto che vengono assegnati degli aggettivi agli elementi che costituiscono l'impalcatura della stratigrafia sequenziale. Tali aggettivi definiscono l'ordine di ciclicità e vanno dal primo al quinto ordine, in questo modo la sequenza più importante è quella di primo ordine, che può essere suddivisa in 2 o più sequenze del secondo ordine, così le sequenze del secondo ordine possono essere suddivise in 2 o più sequenze del terzo ordine e così via per tutti gli ordini di sequenza che seguono.

Per assegnare gli ordini di ciclicità si possono seguire due approcci differenti.

Un primo approccio definisce la durata temporale della deposizione di una sequenza stabilendo la frequenza dei limiti della sequenza stessa. Per fare ciò l'eustatismo viene considerato come la principale causa di un limite di sequenza.

Tramite questo approccio si stabiliscono i seguenti cicli:

Ciclo del 1° ordine: è un ciclo di variazione del livello del mare relativo o eustatico la cui durata va da 100-200 milioni di anni. (**Mitchum 1977**)

Ciclo del 2° ordine: la durata della variazione del livello del mare relativo o eustatica è, in questo caso, di 10-80 milioni di anni. (**Mitchum 1977**)

Ciclo del 3° ordine: questo ciclo rappresenta la deposizione di una sequenza in 1-10 milioni di anni. Le sequenze appartenenti a questo ciclo sono quelle più rappresentate nel record stratigrafico, e non contengono al loro interno superfici di *unconformity*. (**Mitchum 1977**)

Ciclo del 4° ordine: l'ordine temporale di questo ciclo va da 200 a 500 mila anni, le sequenze di 4° ordine sono dovute ai cambi del livello del mare a scala globale. Queste variazioni sono dovute alla variazione del volume dei ghiacci. (**Mitchum 1977**)

Ciclo del 5°: i cicli del 5° ordine sono dovuti, come il precedente, ai cambi globali del livello del mare, in questo caso la durata è delle poche migliaia di anni, infatti vanno da 10mila a 200mila anni.

Il secondo criterio si basa sulla dimensione delle fluttuazioni del livello di base che originano i limiti di sequenza, ed utilizza gli attributi fisici per stabilire la gerarchia di tali limiti; a differenza del primo non tiene conto della durata temporale della deposizione della sequenza tra i due limiti. (**Embry 1995**).

I criteri per stabilire la classificazione dei limiti prevedono il riconoscimento di sei attributi, che vengono di seguito elencati:

L'estensione areale sulla quale il limite di sequenza può essere riconosciuto.

L'estensione areale della porzione non conforme del limite.

Il grado di deformazione che gli strati sottostanti la porzione non conforme del limite hanno subito durante la formazione del limite stesso.

La dimensione dell'approfondimento del mare e l'ingressione del margine di bacino, rappresentati entrambe dalla natura e dall'estensione degli strati trasgressivi che ricoprono il limite.

Il grado del cambio nel regime sedimentario attraverso il limite.

La variazione dell'ambiente tettonico del bacino e delle aree circostanti il limite.

CAPITOLO 3

ICHNOFACIES

Premessa

Le tracce fossili sono entità sia paleontologiche che sedimentologiche e, come tali, rappresentano un insieme unico di potenziali indicatori ambientali nel record stratigrafico. Le tracce fossili e le associazioni di tracce fossili, possono essere efficacemente utilizzati per il riconoscimento e l'interpretazione genetica di vari tipi di discontinuità.

L'Icnologia può essere impiegata per individuare limiti di sequenze stratigrafiche in due modi principali: (1) con il riconoscimento delle *substrate-controlled ichnofacies*, le quali segnano (registrano) lacune temporali fra l'originale intervallo di tempo collegato alla messa in posto di un'unità (con o senza presenza di *softground burrowing*) e la successiva sovrapposizione, di un assemblaggio di tracce fossili postdeposizionale, (2) con un'attenta analisi delle successioni icnologiche verticali (analoghe alle successioni del facies). L'integrazione dei dati derivanti dalle ichnofacies controllate dai vari tipi di substrati ed i dati che derivano dalle successioni icnologiche verticali, fornisce un potente mezzo per il riconoscimento e l'interpretazione di importanti superfici di sequenze stratigrafiche. (Zannevalda, J. P., 2001).

Introduzione

La stratigrafia, recentemente ha subito una forte rinascita. Durante gli ultimi venti anni gli stratigrafi hanno completamente modificato il modo di interpretare il *rock record*, lo studio della colonna stratigrafica è stato affrontato con nuove idee e metodi. Un approccio sinergico ha consentito lo sviluppo e l'affinamento di diversi *stratigraphic tools* (mezzi, strumenti) come la stratigrafia sismica, l'allostratigrafia, la tephra-stratigrafia, la magnetostratigrafia, l'eco-stratigrafia, la stratigrafia degli eventi e naturalmente la stratigrafia sismica. L'utilità stratigrafica delle tracce fossili può essere dedotta in vari modi, ed il loro significato varia in funzione del paradigma che si

sta usando. Nel passato, le tracce fossili sono state considerate quasi inutili in stratigrafia, perché:

1. La maggior parte hanno lunghi ranges temporale;
2. sono in gran parte dipendenti dalle facies;
3. una struttura particolare può essere prodotta tramite il lavoro di due o più organismi differenti che vivono insieme, o in successione all'interno della stessa struttura;
4. lo stesso individuo o specie di organismo può produrre strutture differenti che corrispondono a modelli differenti di comportamento;
5. lo stesso individuo può produrre strutture differenti che corrispondono ad un comportamento identico ma in substrati differenti (per esempio, in sabbia, in argilla, o all'interfaccia sabbia-argilla);
6. strutture identiche possono essere prodotte dall'attività di organismi (tracemaking = tracce composte) sistematicamente differenti, il cui comportamento è simile (Ekdale ed altri, 1984). Questi fattori rendono il valore biostratigrafico delle tracce fossili trascurabili. Fino a pochi anni fa, si è pensato che vi fossero soltanto tre modi in cui le tracce fossili potessero essere utilizzate in cronostratigrafia:

- (1) seguendo lo sviluppo del comportamento;
- (2) come entità morfologicamente definite (senza i presupposti riguardo alla loro genesi);
- (3) come sostituti degli organismi che producono le tracce (*Magwood e Pemberton, 1990*).

Al contrario, attualmente, le tracce fossili risultano essere uno dei gruppi fossili più importanti nella delineazione dei limiti stratigrafici relativi alla stratigrafia sequenziale (*MacEachern et alii, 1991a, b, 1992a, b; Savrda, 1991a, b*), allostratigrafia (*Pemberton et alii, 1992a*) e stratigrafia degli eventi (*Frey e Goldring, 1992; Pemberton et alii, 1992b*).

Negli ultimi anni, gli stratigrafi hanno abbandonato l'analisi litostratigrafica e hanno affrontato lo studio delle rocce in termini di stratigrafia genetica. Non ha importanza quale metodo stratigrafico viene utilizzato, ciò che interessa è il riconoscimento del limite stratigrafico che comunemente è un'operazione difficile, specialmente nell'analisi del sottosuolo. L'individuazione dell'originale

discontinuità è importante per delimitare gli ambienti deposizionali e per determinare le caratteristiche dei controlli allociclici sui sistemi deposizionali. Le tracce fossili ed i siti di tracce fossili possono essere impiegati efficacemente sia per il riconoscimento di vari tipi di discontinuità che nella loro interpretazione genetica. Questo metodo richiede un approccio che impiega tecniche stratigrafiche, sedimentologiche e paleontologiche varie.

3.1 IL CONCETTO DI ICNOLOGIA (E PALEOICNOLOGIA)

L'Ichnologia o studio delle tracce (ed in particolare la paleoichnologia o studio delle tracce fossili), è una disciplina che analizza, studia e descrive le strutture biogeniche (icniti) recenti e fossili.

Le tracce fossili, come le strutture sedimentarie, riflettono molto gli effetti dei parametri ambientali che prevalgono durante il deposito e, più dei fossili stessi, poiché rappresentano il comportamento degli organismi attivi in situ, assai utile quando non si preservano (o non esistono) le parti dure in grado di fossilizzare. La descrizione del comportamento degli organismi bentonici, come dettata o modificata dai vincoli ambientali è la base dell' Ichnologia. Le strutture biogeniche si presentano in molti modi (*Frey e Pemberton, 1985*), ma nell'analisi paleoambientale l'interesse principale sono le piste, tracce, tane e cavità, poiché forniscono dati sull'attività dell'organismo che le ha lasciate e sulla natura del substrato sul quale l'organismo si muoveva.

3.2 CLASSIFICAZIONE ETOLOGICA DELLE TRACCE FOSSILI

L'etologia è la scienza che studia il comportamento degli animali mediante l'analisi delle tracce prodotte dagli stessi animali.

Le maggiori difficoltà incontrate nel classificare le tracce fossili sono dovute alle incertezze nel collegarle al tipo di organismo che le ha lasciate. Perciò i nomi dei generi e delle specie attribuite alle tracce sono basati esclusivamente sulle caratteristiche morfologiche delle strutture biogeniche e sono del tutto indipendenti dai generi e dalle specie che li hanno prodotti.

Infatti più di un genere o più di una specie di tracce fossili possono essere

originati da una singola specie di animale o viceversa differenti specie di animali possono aver prodotto identiche specie o generi di tracce fossili.

Una prima classificazione etologica fu introdotta da *Seilacher* nella metà di questo secolo (1953,1964) (Fig.3.1) per evidenziare il "comportamento" degli animali nel lasciare tracce. La classificazione di Seilacher è basata sugli aspetti fondamentali dell'etologia

Domichnia = tracce da abitazione;

Fodinichnia = tracce per ricerca di cibo;

Agrichnia, Pascichnia, Repichnia, Cubichnia = tracce geometriche, simmetriche, meandranti, per coltivazioni batteriche, alimentari o da locomozione;

Equilibrichnia, Fugichnia = tracce di equilibrio o di fuga attraverso il substrato

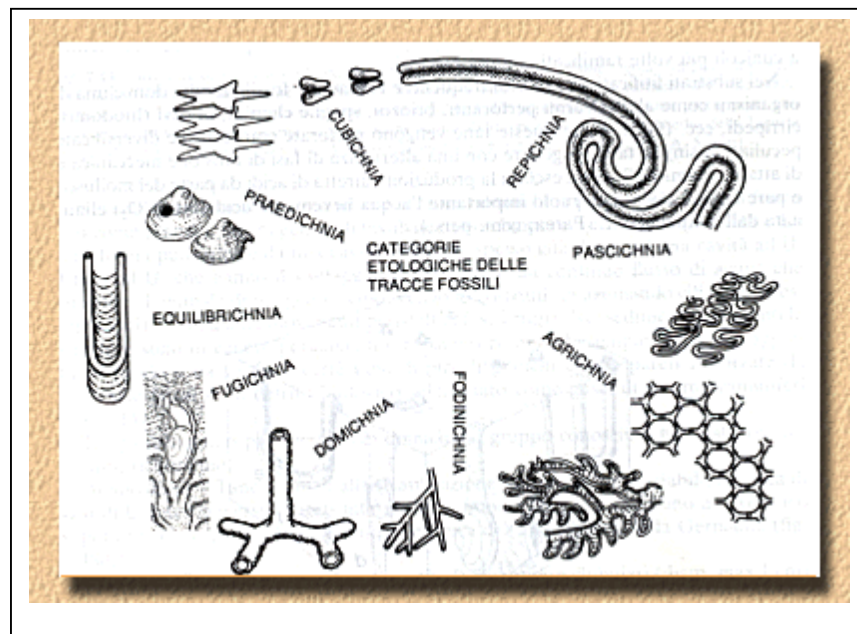


Figura 3.1: La classificazione etologica degli anni 50-70 da Seilacher (1953,1964)

La classificazione etologica moderna (Fig.3.2) (modificata da quella di Seilacher 1953,1964), fu proposta da molti Autori (*Ekdale et al.84; Frey & Pemberton,85; Pemberton et alii.92* tra gli altri), tale classificazione descrive il

comportamento degli organismi bentonici ed è dettata e modificata non soltanto dai pre-adattamenti genetici ma anche dai parametri ambientali prevalenti. *Ekdale et alii.*; (1984) hanno riconosciuto sette categorie di base di comportamento:

- tracce di appoggio** (cubichnia),
- tracce di locomozione** (repichnia),
- strutture da dimora** (domichnia),
- tracce da pascolo** (pascichnia),
- tane di alimentazione** (fodinichnia),
- sistemi di coltivazione** (agrichnia)
- tracce di fuga** (fugichnia).

Ekdale (1985) ha aggiunto le tracce di predazione (praedichnia) e *Frey et alii* (1987) hanno enfatizzato l'importanza degli **equilibri** (fugichnia) a tutti gli altri modelli di comportamento. La capacità di discernere le tendenze del comportamento degli organismi bentonici rappresentati nelle unità rocciose, facilita notevolmente le interpretazioni ambientali.

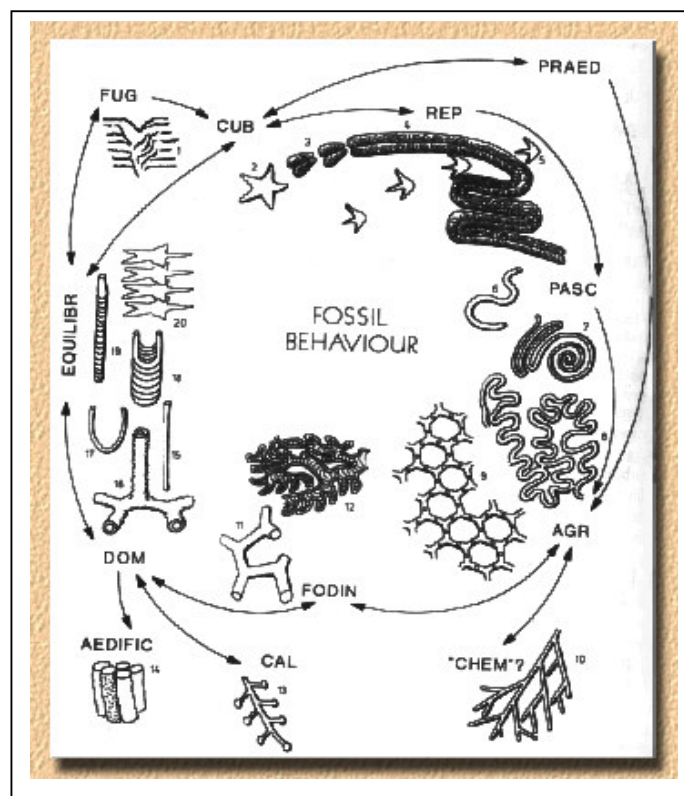


Figura 3.2: Classificazione etologica, modificata da quella di Seilacher, 1953-1964

3.3 IL CONCETTO DI ICHNOFACIES

L'essenza della ricerca sulle tracce fossili è raggruppare tutte le caratteristiche degli icnofossili nelle ricorrenti Ichnofacies. Questo concetto, sviluppato da *Adolf Seilacher nel 1950 e 1960*, fu basato originariamente sull'osservazione che alcuni dei parametri che controllano la distribuzione delle tracce guida (tracemakers) tendono a cambiare progressivamente con l'incremento della profondità. (Fig. 3.3) Oggi, questo concetto di icnofacies è importante nella ricostruzione ambientale, ma la paleobatimetria è solo un aspetto del moderno concetto di Ichnofacies. (*Frey et alii.;1990*). Le Ichnofacies sono parte del totale aspetto della roccia, e quindi, come le litofacies, sono soggette alla legge di Walther.

Sono state riconosciute nove icnofacies, ciascuna rappresentata da un'ichnogenere: **Scoyenia, Trypanites, Teredolites, Glossifungites, psilonichnus, Skolithos, Cruziana, Zoophycos, and Nereites**. Queste icnofacies riflettono l'adattamento degli organismi che lasciano le tracce, ai fattori ambientali (Fig.4.4) e al tipo di substrato, al rifornimento di cibo, all'energia idrodinamica, alla salinità, alla torpidità dell'acqua, al tasso di sedimentazione, alla temperatura e al tasso di ossigeno.

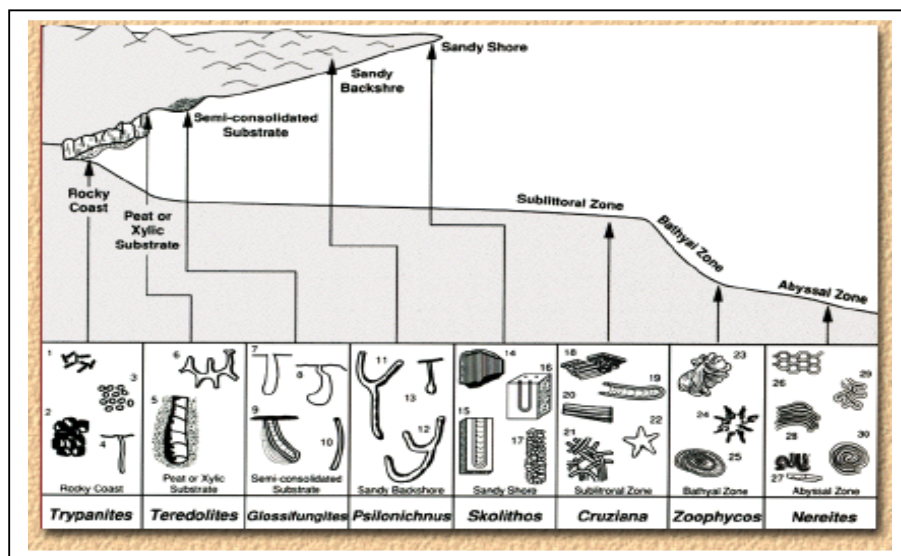


Figura 3.3: Schematic representation of the relationship of characteristic trace Fossils to sedimentary facies and depth zones in the ocean. (from Ekdale, A.A., R. G.Bromley, and S.B.Pemberton, 1984)

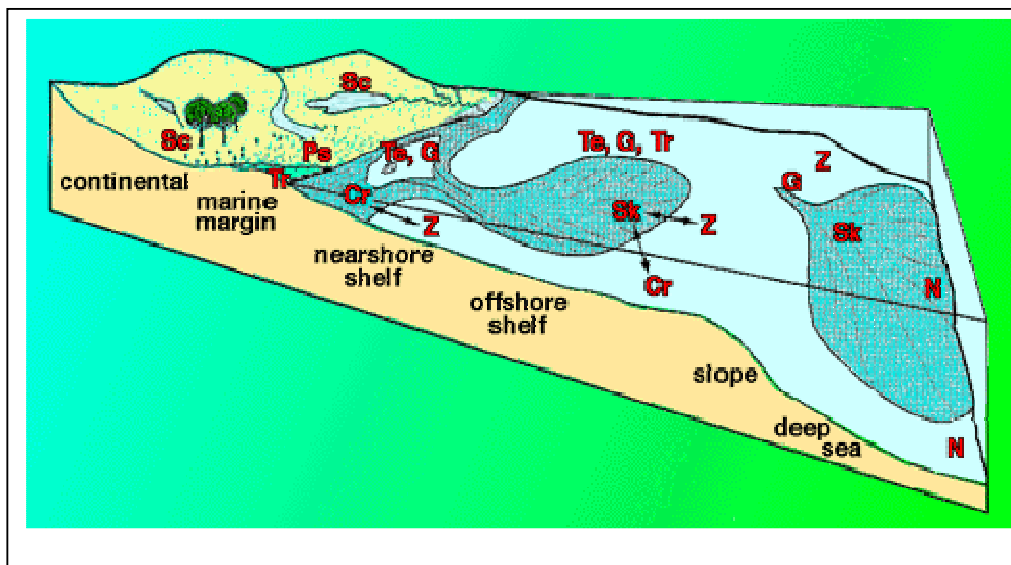


Figura 3.4: The typical position of the major ichnofacies in marine and continental environments: C -Cruziana; G-Glossifungites; N - Nereites; Ps - Pylonichnus; Sc - Scoyenia; Sk - Skolithos; Te - Teredolites; Tr - Tripanites; Z – Zoophycos (after Benton & Harper, 1997)

3.4 FORME FOSSILI DI ICHNOFACIES

3.4.1 Ichnofacies Scoyenia (substrati costituiti da depositi di overbank o di waterside).

Queste icnofacies si rinvencono soprattutto su substrati da argillosi a sabbiosi che si formano in ambienti sommersi, poco profondi, con una bassa energia: depositi lacustri o fluviali che diventano periodicamente emergenti, o in depositi subaerei che diventano periodicamente sommersi. Si rinvencono in ambienti di transizione, mare-terra, non marini. Le strutture sedimentarie associate includono: *strutture da disseccamento, strutture di radici* ed altre caratteristiche di *ambienti di transizione mare-terra*. Piccole strutture orizzontali, allineate, burrows (tane) riempiti e burrows tortuosi, tracce sinuose dovute ad animali o ad oggetti striscianti, tracce verticali e cilindriche di

apparati radicali ed altre strutture di questi ambienti di transizione; piste e tracce (Fig. 3.5). Si rinvencono soprattutto depositi di invertebrati alimentatori o predatori; i vertebrati sono predatori erbivori striscianti. La diversità degli invertebrati è molto bassa, tuttavia alcune tracce possono essere abbondanti, mentre le tracce dei vertebrati possono essere varie e abbondanti in aree con acqua.

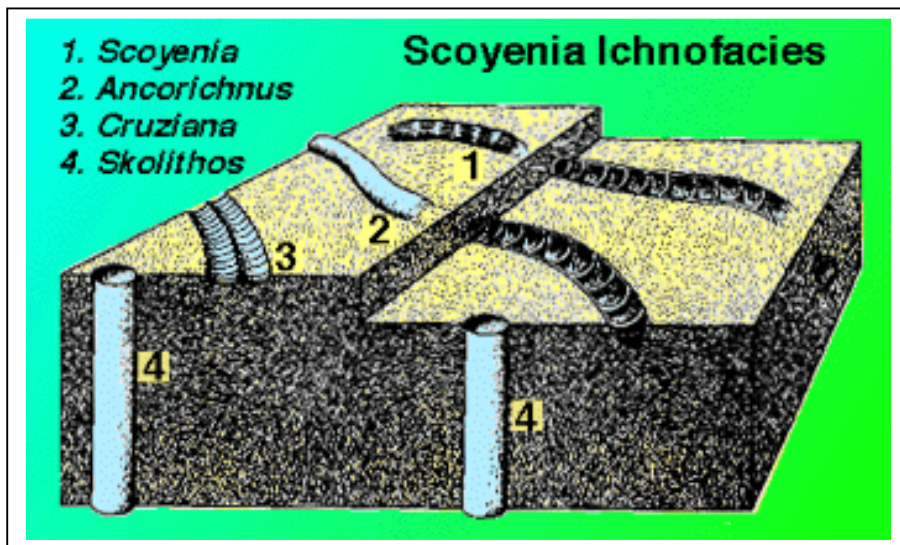


Figura 3.5:(after Benton & Harper, 1997)

3.4.2 Icnofacies Teredolites (substrati legnosi)

È un substrato resistente, costituito da tappeti di legno, depositi di torba, o da relativa sostanza lignea, e compaiono nella roccia come lignite o carbone. Possono rappresentare le superfici di non deposizione su pezzi di legni, radici o altri materiali legnosi, o il deposito lento nelle zone di palude o di accumulazione della torba. È un substrato molto comune nelle zone di estuario (Fig. 3.6a,b,c), di delta, o nei vari ambienti di retrobarre. Diffuse e abbondanti sono le tracce di escavazione a forma di clava (vermi striscianti). Le tracce possono essere deformate ma non intrecciate. Negli ambienti marini o di margine, predominano forme allungate, subcilindriche e subparallele. In acque dolci e poco profonde con alta energia le tracce di escavazione degli Isopodi costituiscono le icnofaune

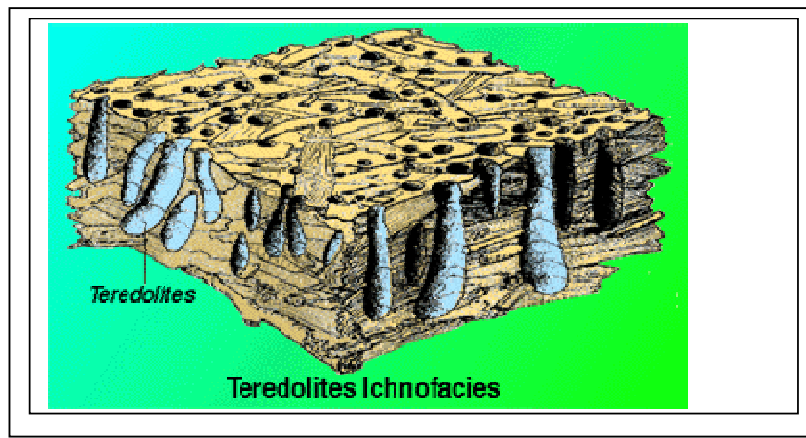


Figura 3.6a (after Benton & Harper, 1997)

TEREDOLITES ICHNOFACIES

Woodground Substrates

1. Sparse to profuse clavate borings.
2. Dense excavations, but without interpenetrating borings.
3. Walls ornamented with the texture of the host substrate.
4. Elongate sub-cylindrical excavations in marine settings.

The wood-boring bivalve
Martesia sp., Upper Cretaceous
Horseshoe Canyon Fm.

Teredolites clavatus, Upper Cretaceous
Horseshoe Canyon Fm., Alberta

Figura 3.6b:(sito web Sapelo Island Georgia)

TEREDOLITES ICHNOFACIES



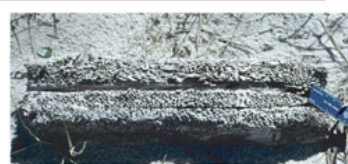
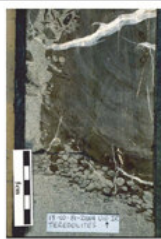
Mud-filled channel (dashed and solid line), Upper Cretaceous Horseshoe Canyon Fm., Alberta. *Teredolites* Ichnofacies present where valley incises into peat (solid line).



Detail of contact



Bedding surface view



It is important to stress that the *Teredolites* Ichnofacies represents a mappable surface (left photo), not transportable clasts (center and right photos).

Figura 3.6c sito web Sapelo Island Georgia

3.4.3 Icnofacies Trypanites (*substrati duri*)

Tali substrati sono costituiti da superfici erosive consolidate, (di ambienti litoranei e sublitoranei (Fig. 3.7a,b) -Frey & Seilacher 80- di scogliere), o da particolari strati formati da costituenti organici (letti di scheletri, letti di gusci, conchiglie ma non in singoli elementi). Il ruolo della bioerosione è importante ed inoltre accelera l'erosione fisica del substrato. Importante nello sviluppo sequenziale dell'hardground è l'integrazione con le icnofacies a Glossifungites. Le tracce di Trypanites possono tagliare, intersecando, precedenti tracce di Glossifungites o tracce di Cruziana più antiche delle Glossifungites. Tali tracce hanno varie forme, da cilindriche a svasate o a forma di U o sono forme irregolari di endoliti, orientate normalmente alla superficie del substrato, o sistemi anastomizzati di solchi poco profondi (sponge, briozoi; scavati principalmente dalle alghe in sospensione o dai carnivori passivi) oppure possono essere tracce di scalfiture, tracce di raschiamento, lasciate da alghe alimentatrici ed equivalenti organismi (chitoni, patelle, e principalmente echinoidi). Si ha dunque una bassa o moderata diversità di tracce, anche se i solchi o le tracce di raschiamento possono essere abbondanti. In particolare in substrati litifici i solchi tagliano attraverso i grani o i gusci di animali invece di fiancheggiarli.

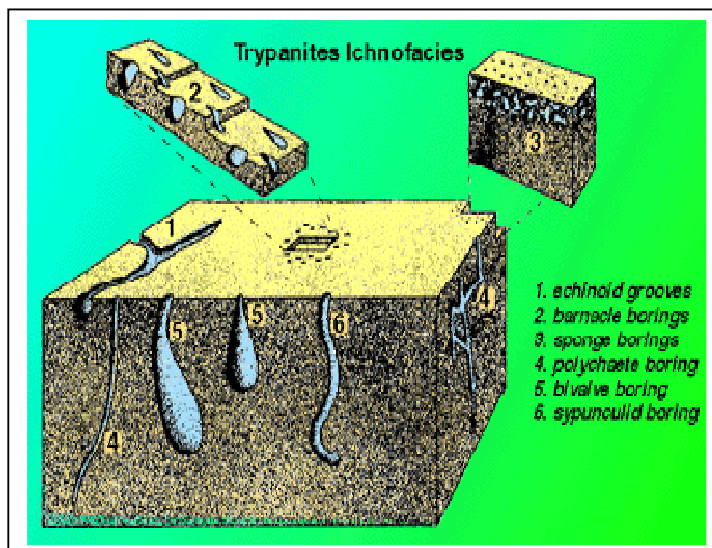


Figura 3.7a:after Benton & Harper,1997

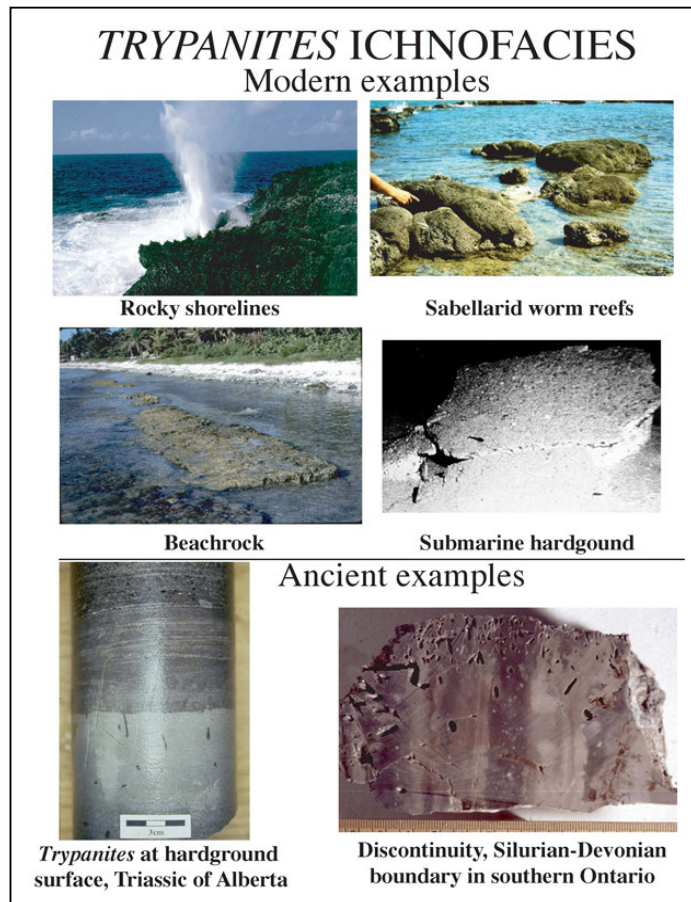


Figura 3.7b:(sito web Sapelo Island Georgia)

3.4.4 Ichnofacies Glossifungites (*substrati costanti*)

L'icnofacies Glossifungites (Fig. 3.8), viene considerata da *Pemberton & Frey, (1985)* caratteristica di superfici di discontinuità marine litorali e sublitorali, consolidate ma non litificate, in particolare una superficie carbonatica semiconsolidata, coesiva; substrati fangosi parzialmente diagenizzati (dewatered) non protetti (either in protected), in aree con moderata energia o in zone con un'energia piuttosto alta dove , i substrati micritici o silicoclastici semiconsolidati offrono resistenza all'erosione. Il record sedimentario finale tipicamente consiste normalmente di un insieme di relitti con le caratteristiche di shelf, includendo le icnofaune che lo attraversano. Le tracce sono costituite da solchi verticali (Fig. 3.9), cilindrici, a forma di U, da forme discontinue, o da tane che variano da scarsamente a densamente

ramificate. Le tane vengono riempite da sedimento di altra origine e le forme ad U sono dovute agli spostamenti verticali, di risalita e di discesa degli animali, soprattutto durante il periodo di crescita. Molte specie interditali (per esempio i granchi), lasciano fori di alimentazione;altri sono alimentatori in sospensione. La diversità è tipicamente bassa, tuttavia i tipi di strutture possono essere abbondanti. L'icnofacies Glossifungites demarca superfici di discontinuità.

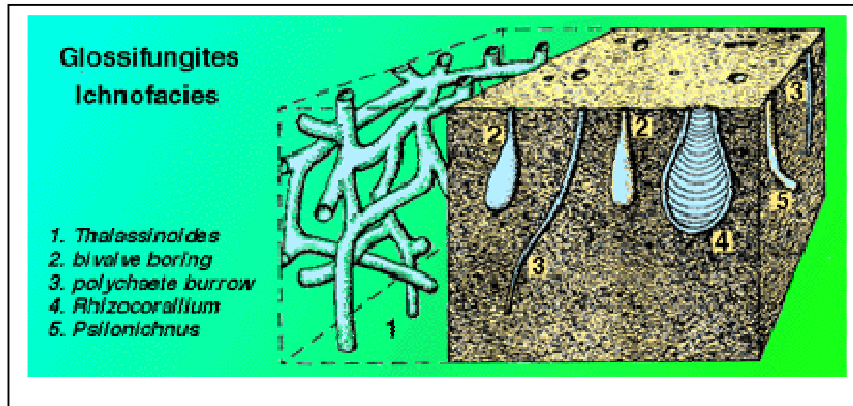


Figura 3.8:after Benton & Harper,1997

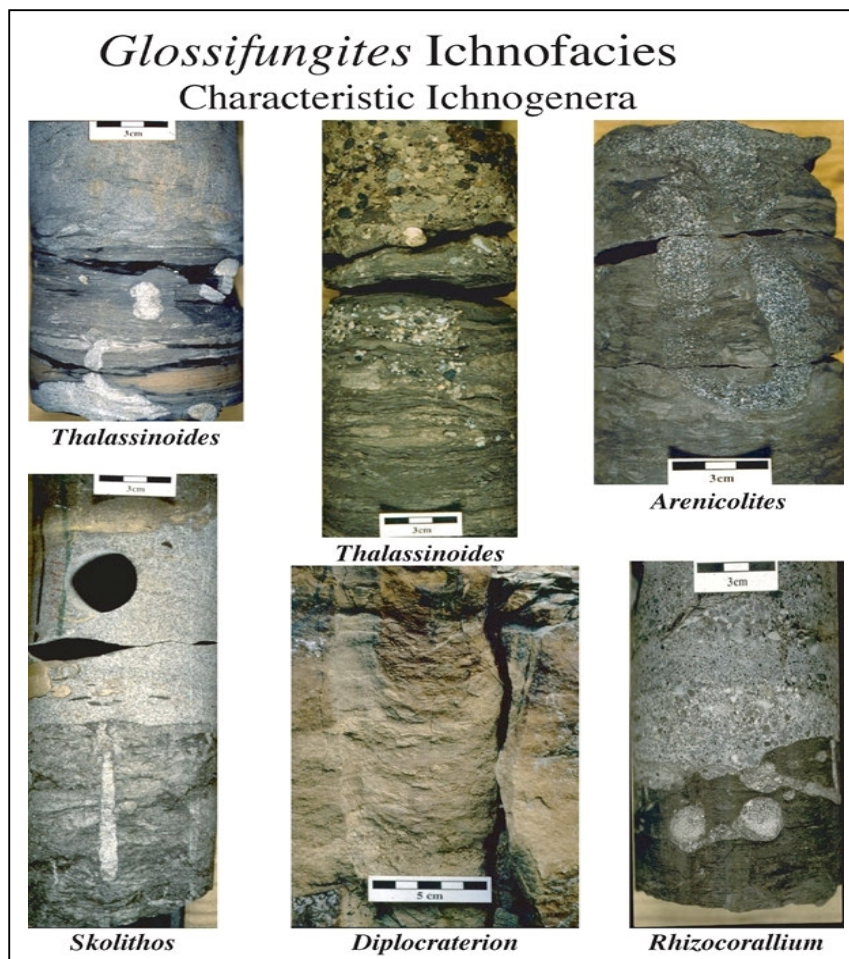


Figura.3.9:(sito web Sapelo Island Georgia)

3.4.5 Ichnofacies Psilonichnus (i substrati variabili di tipoI)

Queste ichnofacies sono tipiche di ambienti da sopralitorale al litorale più alto (Fig. 3.10), in condizioni di energia marina e/o eolica da basse a moderate, soggette a modificazioni in seguito a piogge torrenziali o a onde di tempesta. Esse si trovano associate con: sabbie ben selezionate e con stratificazione da laminata ad inclinata; radici e cavità discontinue, sabbie o argille sabbiose scarsamente selezionate.

Si trovano in un ambiente costiero tipicamente rappresentato da spiaggia, retrospiaggia e dune ma anche dai fan di washover e piane sopratidali. Le tracce sono soprattutto strutture verticali e variano da piccole forme lasciate da fusti o apparati radicali, alcuni con bulbi basali, a forme più grandi e irregolari a J ed Y, o cavità da dimora a forma di U. Queste forme più grandi vengono lasciate da invertebrati e vertebrati striscianti (tunnel superficiali). Possono essere presenti anche tappeti di alghe, piste e coproliti di vertebrati. Gli invertebrati sono rappresentati da pochi generi, principalmente sono predatori o animali spazzino. I vertebrati sono principalmente erbivori; la diversità di generi può essere apprezzata localmente. Negli eventi pre-cretacici, le strutture di dimora del granchio possono essere assenti.

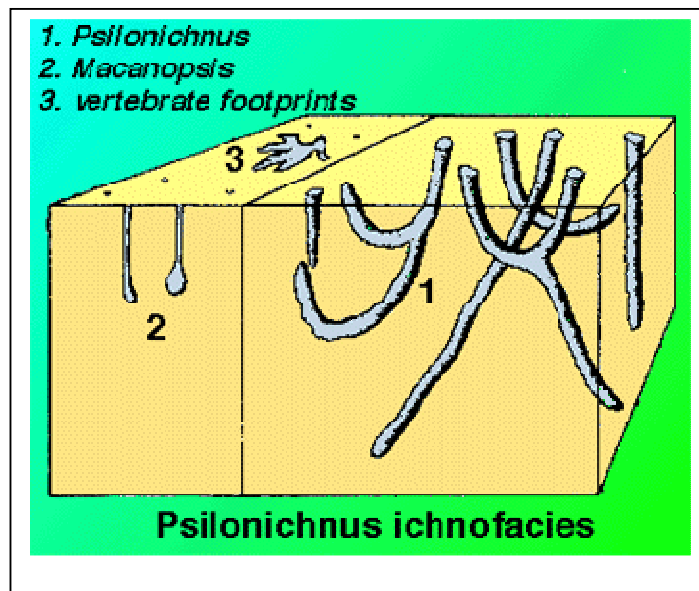


Figura 3.10 a: after Benton & Harper, 1997

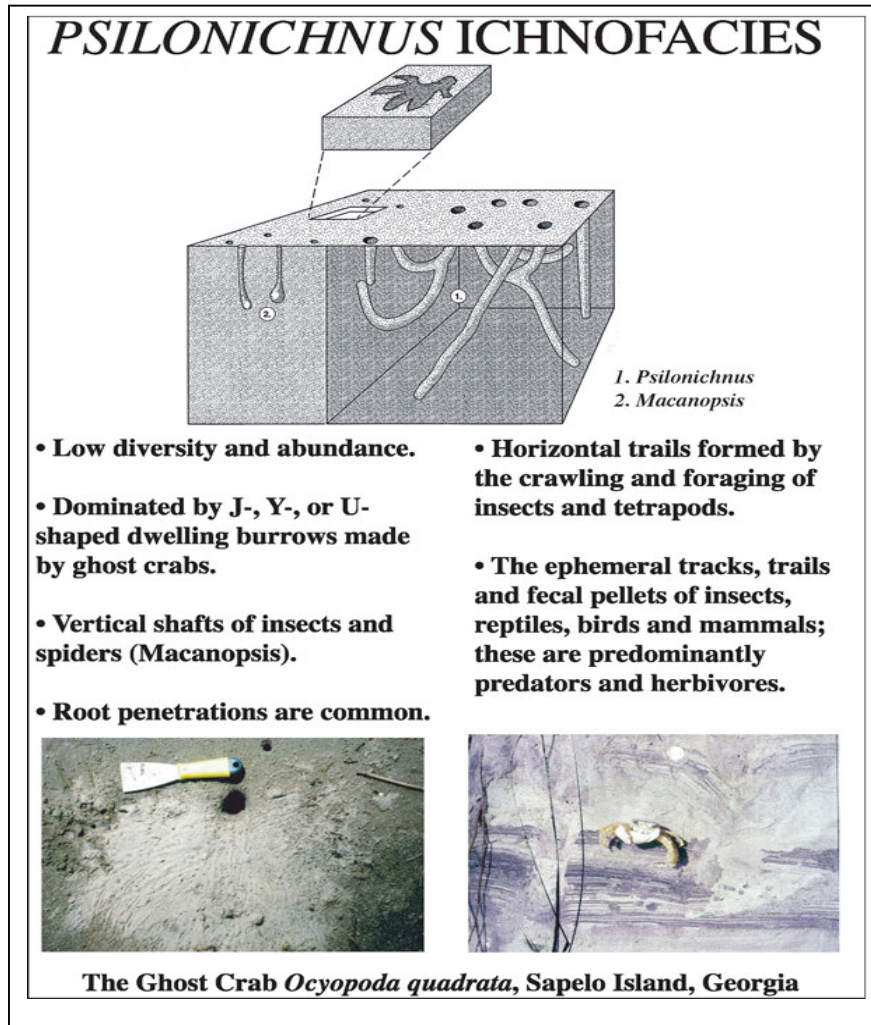


Figura 3.10 b sito web Dapelo Island Georgia

3.4.6 Ichnofacies Skolithos (substrati variabili di tipo II)

Associazione di tracce lasciate da organismi bentonici su substrati puliti. Gli ambienti sono quelli da basso litorale ad infralitorale (Fig. 3.11 a,b) con condizioni tipiche di energia che variano da moderate a relativamente alte. Associate con sedimenti mobili, fangosi o sabbioso-siltosi, soggetti ad improvvise erosioni e deposizioni molto rapide proprie di un ambiente ad alta energia, le cosiddette "shifting sands" (Frey et al.90; Pemberton et al.92).

(L'alta energia aumenta la rielaborazione fisica e cancella le strutture biogeniche sedimentarie lasciando alcuni dati della precedente stratificazione). Generalmente corrisponde alla spiaggia foreshore e shoreface, ma si possono paragonare con numerosi altri ambienti aventi simili livelli di energia (Fig. 3.4) come, ad esempio barre, delta tidali, e fan di mare profondo.

Le forme delle tracce estuarine variano da verticali e cilindriche, a tane da dimora con la forma ad U, dovute agli spostamenti verticali, di risalita e di discesa degli animali, sviluppate principalmente in risposta all'aggradazione o erosione del substrato (strutture di equilibrio o di fuga); un esempio sono le forme di Ophiomorpha (Fig.3.12), consistenti principalmente di strutture e cavità verticali o inclinate. Gli animali che lasciano tali tracce, sono essenzialmente alimentatori in sospensione o carnivori passivi. Le tracce si presentano con una bassa diversità ma possono essere abbondanti. Le strutture fossili lasciate dai vertebrati si possono avere localmente, specialmente in ambienti intertidali di bassa energia.

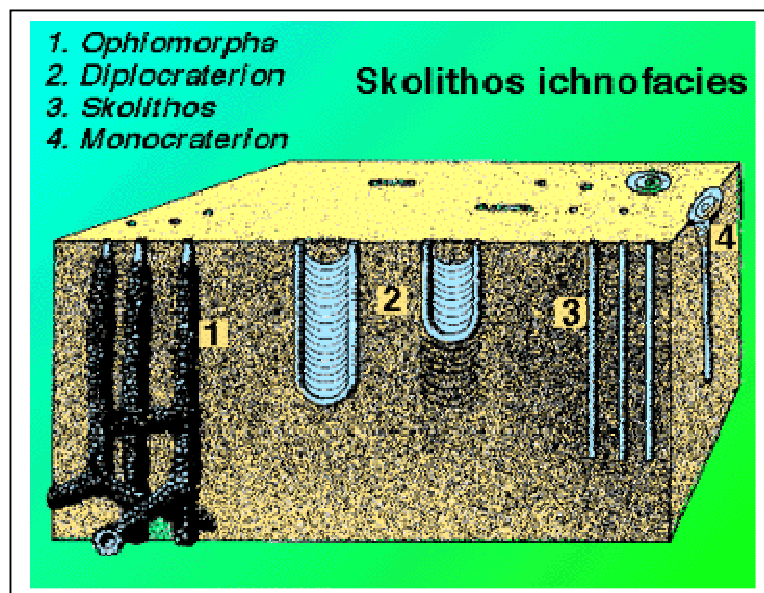


Figura 3.11a:after Benton & Harper,1997

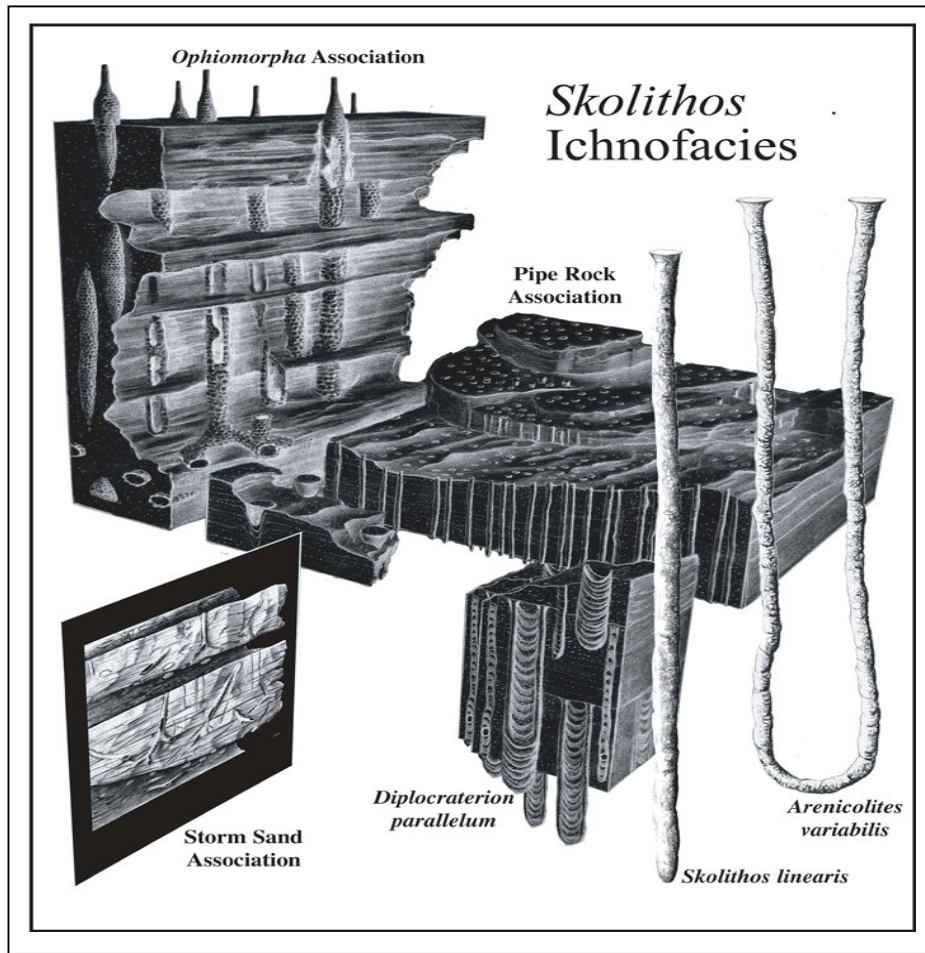


Figura 3.11b:(sito web Sapelo Island Georgia)



Figura 3.12:Ophiomorpha

3.4.7 Ichnofacies Cruziana (substrati da variabili a stabili)

Comprende tracce bentoniche diffuse sulla superficie o all'interno di strati della zona infralittorale. (Fig.3.13 a,b,c) Secondo Frey & Pemberton (1985) Tale ichnofacies è caratteristica della zona che va dalla base d'onda in condizioni calme di offshore e con un'energia variabile da moderata a relativamente bassa, alla base di onda di tempesta. In tale zona il substrato varia da limoso e sabbioso a sabbie e fanghi interstratificati, e può presentarsi da moderatamente ad intensamente bioturbato. In queste aree la sedimentazione può essere trascurabile o apprezzabile ma non necessariamente una sedimentazione veloce. Si tratta di tipo molto comune di ambiente deposizionale che include non soltanto lo shelf o le baie epicontinentali ma anche le aree da litorali a sublitorali di determinati estuari, baie e lagune e le zone di marea. Gli animali che colonizzano il substrato sopra descritto, sono principalmente animali striscianti che lasciano abbondanti tracce. A forma di U inclinate, riempite di sedimento e formatesi in seguito allo spostamento verticale ascendente e discendente dell'animale. Tali tracce si rinvencono sia al di sopra che all'interno degli strati. Questa ichnofacies è caratterizzata da un'elevata icnodiversità e preservazione selettiva dei livelli bioturbati superiori, (tiers "livelli bioturbati" dovuti a sospensivori e detritivori) a seconda delle condizioni ambientali; essendo la velocità di deposizione in genere assai elevata, sono comuni le tracce di fuga verso l'alto in sedimento disposto in lamine dalle correnti e dal moto ondoso, e gli spreiten (insieme di strutture laminate, concave verso l'alto. Formate da movimenti ascendenti e discendenti di organismi che vivono costantemente nella stessa tana alla profondità dell'interfaccia acqua/sedimento). Nei sedimenti del Mesozoico e Cenozoico è comune l'icnogenere *Thalassinoides*. Altri icnogeni diffusi sono gli *Ophiomorpha* e i *Rhizocorallium*.

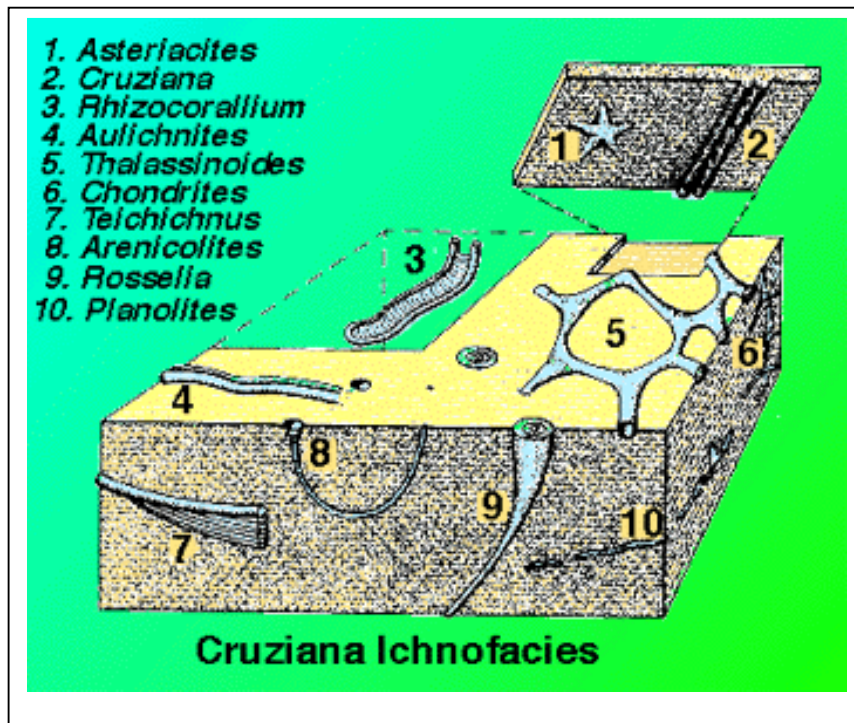


Figura 3.13a:(after Benton & Harper, 1997)



Figura 3.13b Chondrites

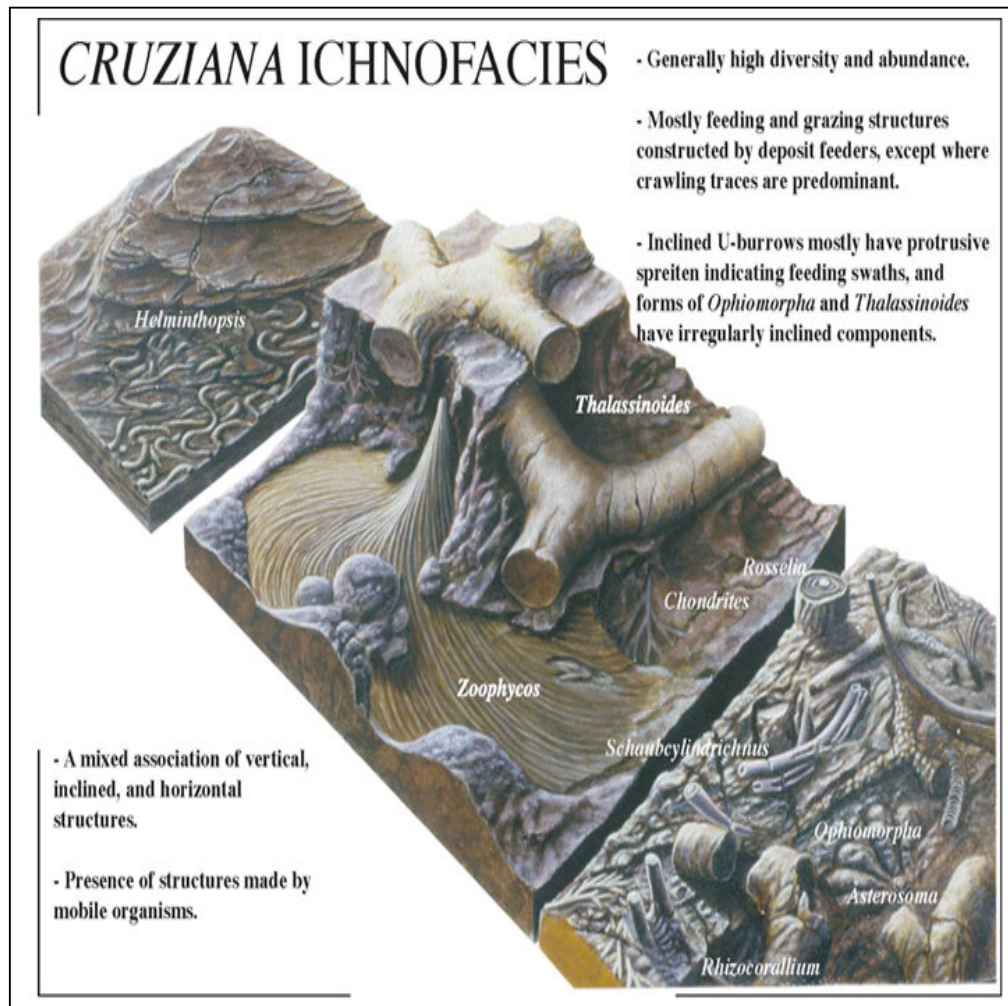


Figura 3.13 c sito web Sapelo Island Georgia

3.4.8 Ichnofacies Zoophycos (*ambienti poveri in ossigeno*)

L'Icnofacies a Zoophycos è caratteristica , così come l'icnofacies a Nereites, di paleosubstrati marini soffici e fangosi. Gli ambienti variano da circalitorale a batiale, (**Fig 3.4**) in condizioni di acque calme, o zone protette da intracostiere a luoghi epireici (ai margini dei bacini o in piccole lagune) con fanghi o sabbie fangose, ricche in materia organica, ma più o meno carenti in ossigeno. Le zone litoranee o i luoghi epireici sono aree in cui le acque in qualche modo ristagnano. Le zone di offshore variano, subito al di sotto della base dell'onda massima verso acque più profonde in aree esenti dai flussi di torbiditi o da correnti di fondo significative. Queste icnofacies possono non formarsi negli ambienti di transizione da infralitorale ad abissali quando sono

presenti substrati relitti, specialmente se di shelf rielaborati o quando vi sono correnti di acque profonde. Le tracce che si rinvengono sono da relativamente semplici a moderatamente complesse (Fig.3.14,a,b). Sono tracce poco profonde, di pascolo e di alimentazione. Le bioturbazioni da dimora sono tipicamente planari o lievemente inclinati, si presentano come delle delicate lamine, in nastri, in lobi o in fragili spirali (forme appiattite di *Zoophycos* o , in sedimenti pelitici di *Phycosiphon*). Virtualmente tutti gli animali sono alimentatori del deposito. La diversità è molto bassa, benchè strutture siano tipicamente abbondanti. (l'icnogenere *Zoophycos* può anche essere abbondante nella icnofacies di *Nereites* e di *Cruziana* al di sotto dei normali livelli di ossigeno; i casi di icnogenere non costituiscono necessariamente le icnofacies.)

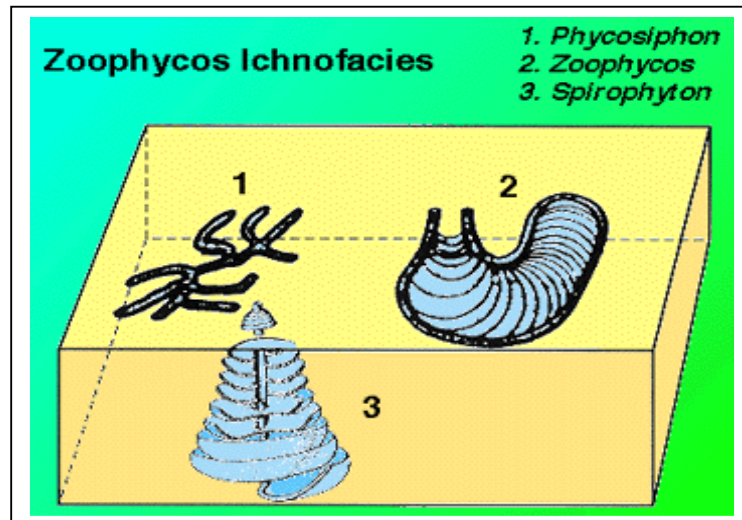


Figura 3.14 a: after Benton & Harper,1997

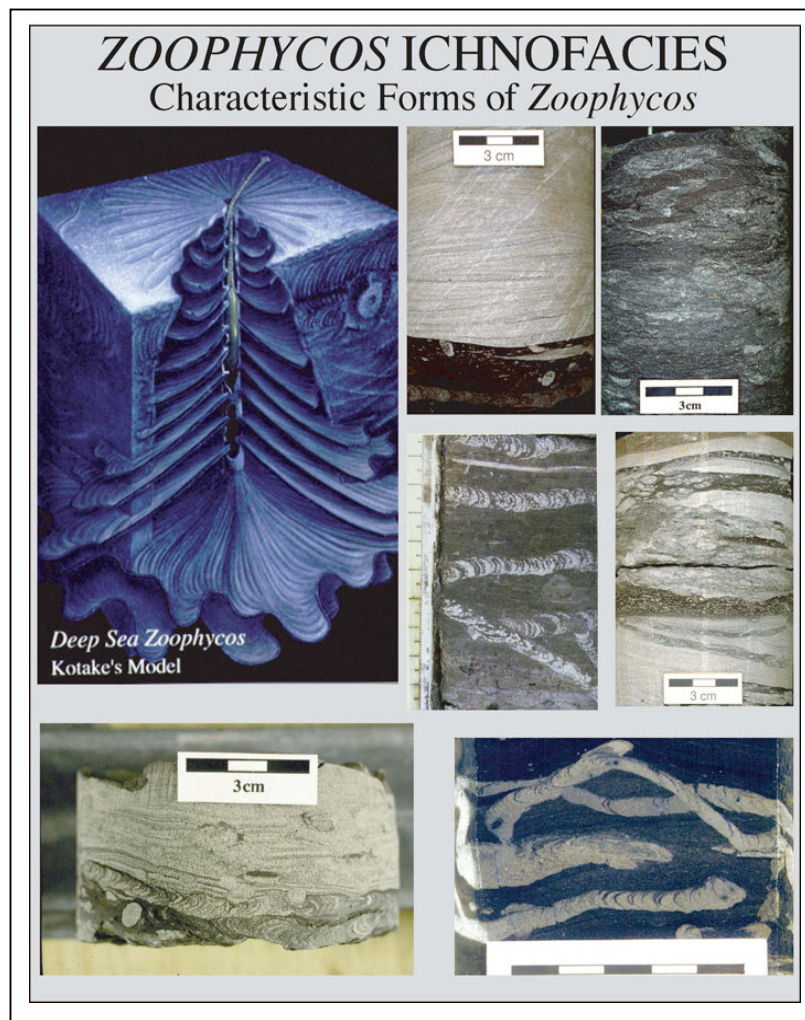


Figura 3.14 b sito web Sapelo Island Georgia

3.4.9 Ichnofacies a Nereites (*serie di torbiditi*)

E' caratteristica prevalentemente delle successioni torbiditiche che si depositano al di sotto della scarpata continentale, o comunque in zone di mare assai profondo.(Fig.3.4) Gli ambienti variano dunque da batiale ad abissale con acque tranquille ed ossigenate, in aree lungo lo slope, o in aree dove si depositano le correnti di torbida, allo sbocco dei canyon in regioni più distali dove la serie sedimentaria è costituita da una deposizione e bioturbazioni continue. Sono residenti tipicamente di fanghi pelagici. Le complesse tracce di pascolo e di alimentazione e le strutture delle dimore, riflettono un comportamento organizzato ed efficiente (Fig 3.15 a,b); le strutture da dimora e le strutture in genere sono quasi planari, anche se le forme di Zoophycos si sviluppano a spirale, multilobate, o al contrario molto complesse. Si rinvengono inoltre molte tracce da pascolo di animali striscianti e resti fecali sinuosi

(Helminthoida, Cosmorhapse), soprattutto interstratali. La diversità e l'abbondanza sono generalmente significative.

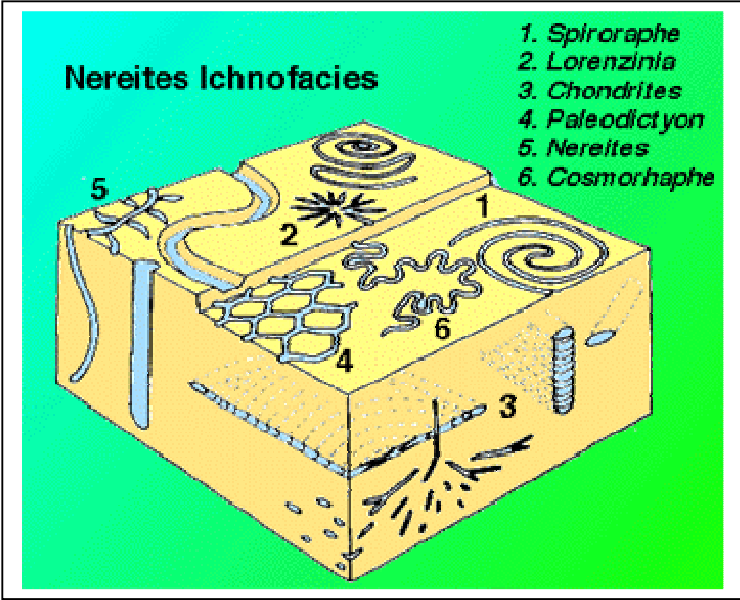


Figura 3.15 a after Benton & Harper,1997

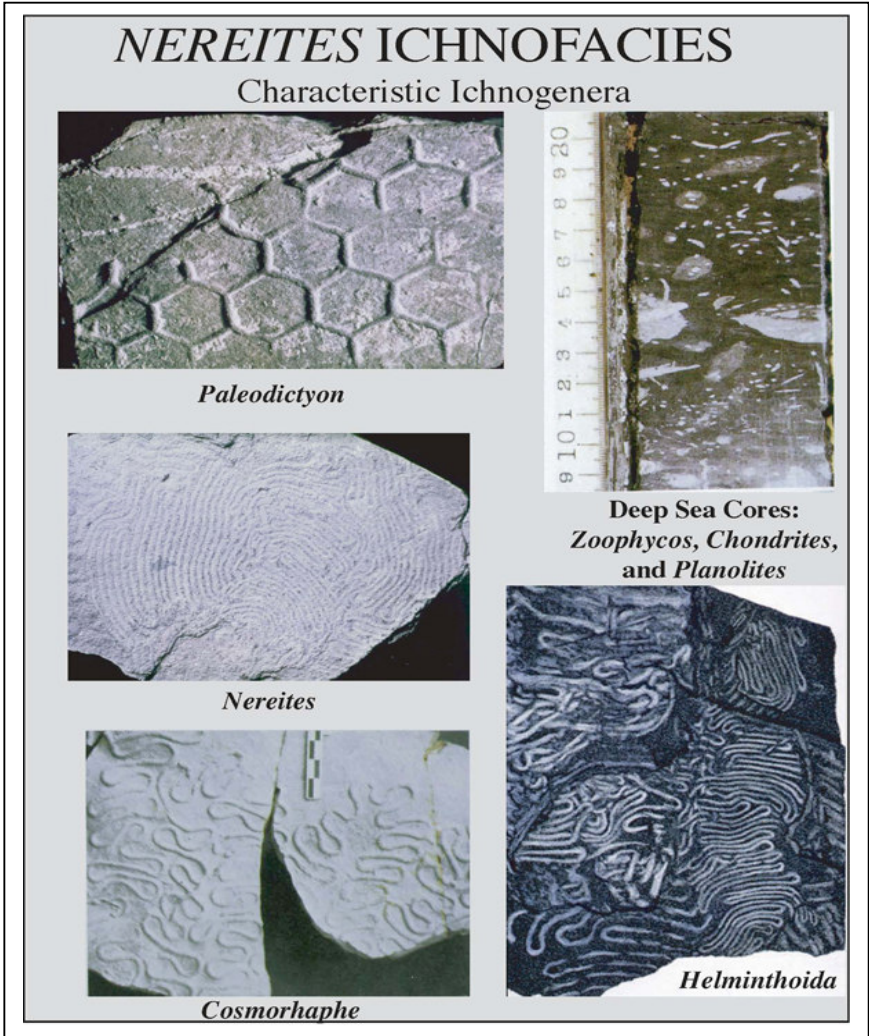


Figura 3.15b sito web Sapelo Island Georgia

3.5 ICHNOFACIES CONTROLLATE DAL SUBSTRATO E RICONOSCIMENTO DELLE DISCONTINUITA' STRATIGRAFICHE

Studi recenti (**Bromley et al., 1984, Bromley& Asgaard, 1991**) sulle successioni, stratigrafiche hanno evidenziato che la diversificazione delle ichnoassociazioni nelle varie ichnofacies dipende (oltre che da altri parametri ambientali: salinità, profondità, energia, ecc.) Tali Autori hanno distinto quattro principali tipi di substrato: *Trypanites* (hardground suites), *Teredolites* (woodground suites), *Glossifungites* (firmground suites), *Psilonichnus* (softground suites). (Fig. 3.16) Inoltre tutti i tipi di substrato possono indicare la presenza di una discontinuità stratigrafica.

woodground	hardground	firmground	softground
Teredolites	Trypanites	Glossifungites	<i>Scoryenia</i> <i>Psilonichnus</i> } acque dolci <i>Skolithos</i> } alta energia. <i>Arenicolites</i> <i>Cruziana</i> } media energia. <i>Zoophycos</i> } <i>Nereites</i> } bassa energia.
mod. da Bromley et al. 84			

Figura 3.16

Un esempio di tale discontinuità è dato dall'icnofacies *Glossifungites*. Tale icnofacies racchiude tracce fossili associate con substrati semilitificati o litificati, (es. disidratati, fanghi coesivi) , dovuti ad un'esposizione subaerea o ad un seppellimento e conseguente esumazione.(Fig.3.17) Meno comunemente, le tracce di *Glossifungites* si possono sviluppare in substrati arenaci cementati.

Le tracce firmground sono essenzialmente delle strutture verticali o subverticali che costituiscono le dimore di organismi suspension-feeding (che si alimentano in sospensione). Le strutture più comuni corrispondono ad icnogenere come: *Diplocraterion*, *Skolithos*, *Psilonichnus*, *Arenicolites* e *Gastrochaenolites*. Tali tracce costituiscono anche le icnofacies come *Thalassoides/Spongeliomorpha* e *Rhizocorallium*. La presenza di dimore verticali nelle argille è anomala, così come tali strutture non si conservano nei substrati soffici fangosi. Le tracce di icnofacies a *Glossifungites* sono tipicamente robuste, di solito hanno dimensioni di 20- 100 cm ed attraversano la stratigrafia. Alcune strutture tendono ad essere di 0.5-1.0 cm di diametro, in particolare *Diplocraterion habichi* e *Arenicolites*. Questa scala di strutture è in

chiaro contrasto con le strutture orizzontali predominanti soprattutto negli intervalli argillosi. Le tracce firmground sono molto chiare e riflettono la stabilità e la natura coesiva del substrato al tempo della colonizzazione e della escavazione dei burrows. Un'ulteriore evidenza della stabilità del substrato, atipica degli strati di argilla è la natura passiva del riempimento del burrow. Questo dimostra che la struttura rimane aperta dopo che la tana viene sgombrata dall'animale che l'ha costruita, permettendo al materiale del successivo evento deposizionale di riempire passivamente le strutture aperte. L'origine postdeposizionale delle tracce Glossifungites, in relazione all'originale assemblaggio softground, è chiaramente dimostrata dall'attraversamento ubiquitario osservato nel rock record. In un setting silicoclastico, si rinvengono associati con un substrato esumato più assemblaggi (dewatered and compacted) e quindi corrisponde ad una discontinuità erosionale. La maggior parte di questi assemblaggi si originano in setting marino o di margine marino. Mentre una discontinuità può generarsi sia in settings subaerei che sottomarini, la colonizzazione della superficie corrisponde a condizioni marine. Questo è importante per l'interpretazione della superficie di discontinuità. Le tracce Glossifungites indicano una temporale interruzione (es. hiatus deposizionale) (Fig. 3.17) tra l'evento erosionale e la sedimentazione della successiva unità; la significativa copertura deposizionale preclude una colonizzazione *firmground*.



Figura 3.17

3.6 LE APPLICAZIONI ICNOLOGICHE ALLE SEQUENZE STRATIGRAFICHE

L'applicazione dell'Icnologia per l'analisi delle sequenze stratigrafiche è duplice. L'uso più evidente è nella delimitazione delle discontinuità erosionale che hanno un gap temporale significativo fra l'evento d'erosione e l'evento deposizionale successivo. Il secondo uso è più sottile ed è interessato dalle implicazioni ambientali dei siti delle tracce fossili, sia rispetto al substrato non litificato (softground) che al substrato controllato da un assemblaggio. Quando queste funzioni sono integrate con le analisi sedimentologiche e stratigraphiche, il risultato è un metodo potente alla delineaazione ed all'interpretazione genetica delle superfici stratigrafiche di sequenza, così come i depositi ad essi collegati.

Studiando le formazioni cretatiche del bacino sedimentario del Canada Occidentale, Pemberton et Alii, hanno dimostrato l'importanza dell'applicazione dell'Icnologia alla stratigrafia sequenziale.

L'individuazione dell'originale discontinuità è importante per delimitare gli ambienti deposizionali e per determinare le caratteristiche dei controlli allociclici sui sistemi deposizionali. Le tracce fossili ed i siti di tracce fossili possono essere impiegati efficacemente sia per il riconoscimento di discontinuità erosionali che hanno un gap temporale significativo fra l'evento di erosione e l'evento deposizionale successivo, che nella loro interpretazione genetica. Questo metodo richiede un approccio che impiega varie tecniche: stratigraphiche, sedimentologiche, paleontologiche, ecc. Precedentemente agli studi realizzati dagli Autori, il riconoscimento delle superfici stratigrafiche importanti, in affioramento ed in sottosuolo, mediante il controllo dei vari tipi di substrati sulle icnofacies, era un mezzo poco usato. Localmente, molte superfici sono evidenti in base alla sola sedimentologia; tuttavia, il carattere di tali superfici può cambiare geograficamente, rendendo la correlazione difficile.

L'integrazione continua delle icnofacies controllate dal substrato con l'analisi stratigrafica e uno studio sedimentologico dettagliato è un modo affidabile, di individuare e interpretare le sequenze stratigrafiche, system tracts e loro limiti sia in affioramento che nel sottosuolo.

CAPITOLO 4

GLAUCONITE E STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

Il termine glauconite viene usato per indicare un intero gruppo di minerali argillosi di colore verde che appartengono al complesso dei silicati di potassio-alluminio-ferro e che comunemente si ritrovano nei sedimenti o come piccoli granuli arrotondati o come palline. La glauconite può essere naturalmente autigena ed allotigena. Quella autigena sembra formarsi in mare e deriva dall'alterazione dei sedimenti del substrato: detriti, palline di sostanza organica o coproliti di organismi e vari tipi di minerali, in particolare le miche. Il processo di glauconizzazione richiede uno scambio con l'acqua di mare, per questo motivo lo sviluppo autigenico dei grani della glauconite può avvenire entro pochi centimetri di sedimenti fangosi o entro alcuni metri di sedimenti sabbiosi.**(Odin and Dodson 1982).**

4.1 DATING

La misura del rapporto $40K/40Ar$ nei grani di glauconite permette di stimarne l'età. La diffusa distribuzione della glauconite in sedimenti di ogni età e la sua indubbia origine autigena la rende un potenziale mezzo per determinare l'età delle rocce sedimentarie. **Odin e Dodson (1982)** suggeriscono che l'età riconosciuta per l'evoluzione della glauconite e chiusura del sistema va dai 25000 anni e più.

La glauconite generalmente si deposita in ambienti lontano da zone di attiva sedimentazione, preferibilmente durante lunghi periodi di stasi nella sedimentazione, dovuti al relativo innalzamento del livello del mare e si rinviene all'interno di vari tipi di depositi sedimentari. **Negli ambienti marini, la presenza di glauconite indica un basso tasso di sedimentazione e la sua maturità riflette il tempo di permanenza dei granuli verdi sul fondo del mare, prima del loro seppellimento (Odin e Matter, 1981); ne deriva che i vari stadi di evoluzione delle glauconiti indicano interruzioni della sedimentazione di diversa importanza.** La glauconite si forma in aree condensate stratigraficamente entro depositi a granulometria fine sia in ambienti marini di slope e di shelf, ad una profondità tra i 50 ed i 500 metri **(Odin e Fullagar, 1988)**, che in vari altri

ambienti marini e non marini, come ad esempio entro le torbiditi di mare profondo e nei depositi fluviali. L'associazione della glauconite con depositi che si sono formati in ambienti in cui non si ha la glauconitizzazione, indica un trasporto e rielaborazione dei grani glauconitici. Oppure un cambiamento ambientale del deposito primogenito. Per un uso attendibile della glauconite in sedimentologia

è necessario che possano essere determinati: la composizione e gli elementi spaziali e temporali. **Amorosi (1995)**, ha proposto per le glauconiti due distinzioni, basate sulla maturità (appena formata, lievemente evoluta, evoluta e glauconite altamente evoluta) e sull'origine (glauconite autoctona e alloctona, con un'ulteriore suddivisione della glauconite alloctona in parautoctona o intrasequenziale e detritica o extrasequenziale, (**Fig. 4.1, 4.2**).

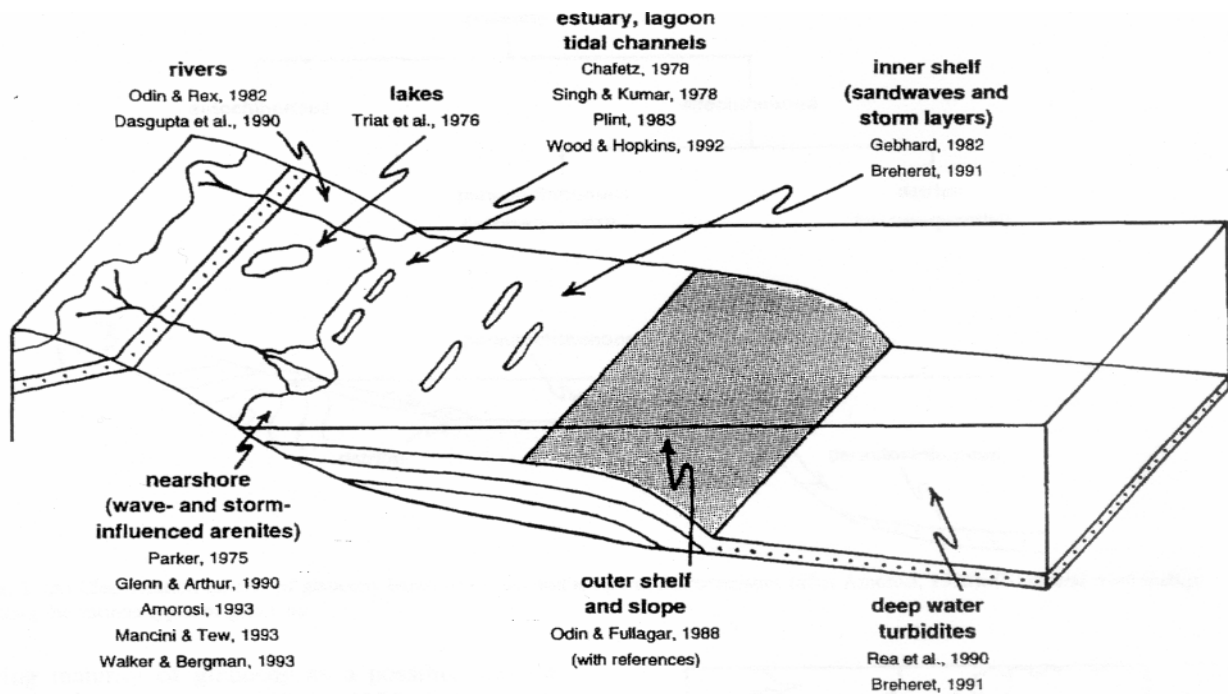


Figura 4.1 I vari ambienti in cui si forma la glauconite alloctona, come risultato dei processi di trasporto e rielaborazione, basato su esempi descritti in letteratura. La glauconite autoctona (colore grigio in figura) è più ristretta agli ambienti di *outer-shelf e di slope*. (Amorosi 1997)

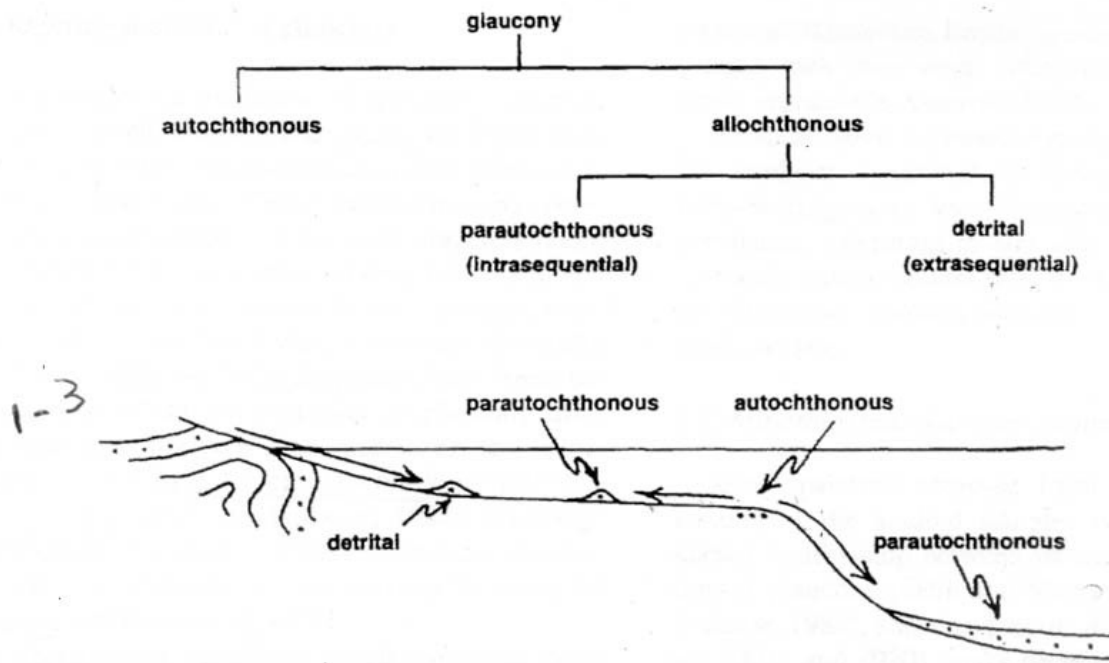


Figura 4.2 (A) Schema di classificazione della glauconite basato sulle caratteristiche spaziali e temporali (successivamente ad Amorosi 1995)
(B) relazione spaziale tra i vari tipi di glauconite.

I criteri che possono essere usati per riconoscere l'origine alloctona della glauconite sono: l'associazione con depositi non marini, una distribuzione spaziale e selettiva dei granuli, un alto grado di assortimento e sfericità, e l'assenza di fratture nei campioni più evoluti. Per esempio l'associazione della glauconite con granuli fosfatici e denti di squalo è caratteristica di una varietà di depositi stratigraficamente condensati. (**Odin e Létolle, 1980; Loutit et al., 1988; Visser, 1993**) in cui la glauconite si è formata in posto. Comunque questa associazione, può essa stessa non essere considerata un indicatore di un'origine autoctona della glauconite. Infatti, tale associazione è stata osservata entro i depositi parautoctoni, (alloctona, intrasequenziale) di ambienti marini dominati da onde e tempeste, nelle successioni Alpine e Appenniniche del Miocene. (**Amorosi, 1993**).

In contrapposizione, una forte evidenza dell'origine autoctona della glauconite è rappresentata dall'associazione con tracce fossili e cavità in depositi bioturbati : questa associazione assicura che i granuli di

glaucanite non vengono sottoposti ad una dispersione dopo la loro formazione. (Amorosi A., 1997).

4.2 GLAUCONITE E STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

L'integrazione di studi sedimentologici, paleontologici, petrografici e mineralogici contribuiscono a differenziare la glaucanite autoctona dalla glaucanite alloctona.

Amorosi (1995), ha suggerito l'uso delle sequenze deposizionali di terzo ordine (**Mitchum et al., 1997; Vail et al., 1984; Van Vagoner et al., 1988; Galloway, 1989**) come l'unità stratigrafica di riferimento per la distinzione tra la glaucanite parautoctona (intrasequenziale) e la glaucanite detritica (extrasequenziale). Questo metodo sembra appropriato per i seguenti motivi:

- La glaucanite detritica e la glaucanite parautoctona generalmente si formano in un livello stratigrafico specifico nella sequenza deposizionale di terzo ordine (**Amorosi, 1995**); in particolare, la glaucanite parautoctona, si forma di solito durante un *transgressive systems tract*, mentre la glaucanite detritica è relativamente abbondante durante un *lowstand systems tract*. Conseguentemente, il limite di sequenza spesso costituisce una divisione tra i due tipi genetici di glaucanite.

- La sequenza di terzo ordine che generalmente ricopre un intervallo di tempo che va da uno a dieci milioni di anni, ha una durata sufficiente per la completa evoluzione di una glaucanite estremamente matura. (**Odin e Matter 1981; Odin, 1985**) e per questo motivo ha un ampio potere tempo-risoluzione che permette la distinzione tra glaucanite intrasequenziale ed extrasequenziale.

- La glaucanite fra due sovrimposte sequenze di terzo ordine è generalmente distinguibile su basi geochimiche e mineralogiche.(Fig. 4.3,4.4) e può essere correlata su un'ampia estensione areale.

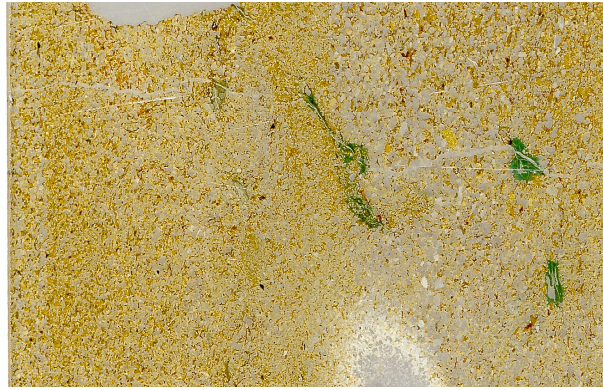


Figura 4.3 Sezione sottile di un'arenaria affiorante in Cilento

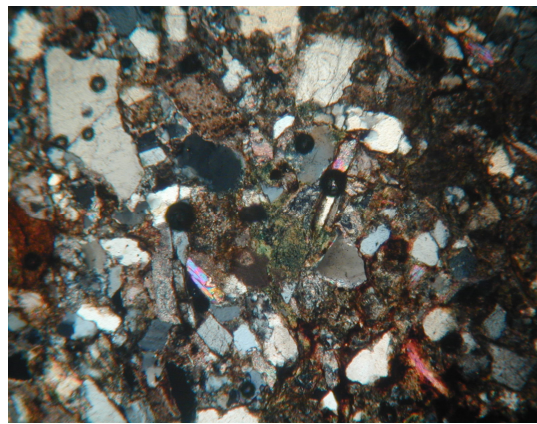


Figura 4.4 Sezione al microscopio (Campania). Glauconite all'interno di burrows

I cambiamenti composizionali nella glauconite di una sequenza sovrimposta di terzo ordine, sono maggiori rispetto ai cambiamenti composizionali che avvengono nelle glauconiti di un più alto ciclo di frequenza, come ad esempio le sequenze di quarto e quinto ordine. (**Amorosi e Centineo, 1996**). Inoltre la differenza tra la glauconite parautoctona dalla glauconite detritica, la relazione tra i singoli grani e le rispettive rocce associate possono essere determinate paragonando gli elementi composizionali della glauconite con quelli di tutte le presunte sorgenti. I cambiamenti verticali nella maturità della glauconite, indicano un crescente incremento della glauconite stessa, nei trasgressive system tracts e un decrescente incremento negli highstand system tracts, **con massimo valore in coincidenza delle sezioni condensate**, dove è registrato invariabilmente un notevole quantitativo in glauconite. Il paragone delle caratteristiche della glauconite tra

diversi siti di sequenze deposizionali, mostra un lieve incremento nella maturità e abbondanza dalle aree prossimali alle aree distali. Questa tendenza laterale è interpretata a riflettere condizioni più appropriate per la glauconitizzazione in ambienti di mare aperto che in acque poco profonde. Malgrado la documentata variabilità intrasequenziale delle caratteristiche della glauconite, i vari tipi di glauconite in distinte sequenze deposizionali possono essere identificate, generalmente, sulla base delle maggiori differenze nella maturità. Conseguentemente, gli attributi della glauconite possono essere usati come un mezzo per determinare i cicli sedimentari di terzo ordine. (Amorosi e Centineo, 1996).

Le datazioni radiometriche, possono dare informazioni solo quando si tratta di glauconite evoluta e quando l'unità glauconitica rilevata e l'orizzonte sorgente differiscono in modo significativo in età.

CAPITOLO 5

RELAZIONE TRA COMPOSIZIONE DELLA SOSTANZA ORGANICA , PALEOAMBIENTI E VARIAZIONI DEL LIVELLO DEL MARE.

La finalità della stratigrafia sequenziale è quello di capire la migrazione delle facies dovuta ai cambiamenti eustatici, tettonici ed all'apporto sedimentario e di individuare il luogo ed il tipo di deposizione del sedimento.

La sostanza organica sedimentaria rappresenta un potenziale indicatore paleoambientale che permette di identificare e correlare le variazioni del livello del mare alla scala delle parasequenze. negli ambienti sedimentari

In un lavoro **Akiko O. e Koichi H.**, dallo studio della relazione che intercorre tra la composizione del kerogene, , e le variazioni del livello del mare nei sedimenti Mio-Pliocenici dei bacini Niigata e Backarc, nel Giappone Centrale, nei diversi ambienti sedimentari hanno costruito un diagramma ternario sintetico che sintetizza il rapporto che esiste fra questi fattori (Fig. 5.1,5.2).

In esso riporta ai tre apici :

1. La sostanza organica carboniosa-legnosa,
2. la sostanza organica erbacea con pollini e spore
3. la sostanza organica amorfa (AOM) + l'alginite

Plottando in esso la composizione del kerogene delle varie zone di campionatura si definiscono delle preferenziali aree di addensamento. In particolare si concentrano i campioni di Kerogene provenienti da sedimenti di aree da fluviali ad estuario; di aree di prodelta; di shelf; di slope e di depositi di fan sottomarini; e nei sedimenti distali di bacino.

Ne risulta che:

➤ i sedimenti fluviali e di estuario hanno un'alta percentuale di sostanza organica carboniosa-legnosa e di sostanza organica erbacea con pollini e spore, e una bassa percentuale di AOM + alginite. poiché i pollini e le spore sono principalmente depositi di estuario.

➤ i sedimenti di pro-delta hanno un'alta percentuale di sostanza organica carboniosa -legnosa e poiché sono caratterizzati in gran parte da granulometria grossolana, la sostanza proviene dai distributari deltizi,.

➤ i sedimenti di shelf hanno una composizione simile a quelli di slope e dei sedimenti di fan sottomarino. In entrambi i casi la composizione del kerogene è costituita da un'alta percentuale di sostanza organica carboniosa-legnosa e di AOM + alginite e una bassa percentuale di sostanza organica erbacea con pollini e spore. Questa relazione suggerisce che le correnti di torbida forniscono i sedimenti terrigeni.

➤ I sedimenti nell'area distale del bacino contengono un'alta percentuale di AOM.

Ogni posizione diversa di distribuzione nel diagramma ternario riflette una differenza nel comportamento idrodinamico, nella distanza dalla terra, e nell'apporto di sostanza organica terrigena. Un sub diagramma ternario secondario ai cui apici vengono riportati il WFA (sostanza organica amorfa lievemente fluorescente), l' NfA (sostanza organica amorfa non fluorescente) + FA (sostanza organica amorfa fluorescente), e alginite, suggerisce ulteriormente ipotesi sull'origine di AOM. L'abbondanza di FA nei sedimenti di shelf e WFA nei sedimenti della zona distale del bacino portano a dedurre che tali sedimenti sono costituiti rispettivamente da un alto contenuto di piante terrestri e sostanza organica marina. Un valore δ^{13} di kerogene ricco in NFA (-24.6 e -27.3 per mille) suggerisce piante terrestri, mentre il kerogene ricco in WFA (-20.0 a -23.6 per mille) suggerisce plankton marino. Queste deduzioni concordano con quelle derivate dal diagramma ternario secondario. Inoltre i cambiamenti composizionali del kerogene nelle torbiditi riflettono i cambiamenti relativi del livello del mare, come visto dai cambiamenti di composizione nel diagramma ternario. L'uso dei diagrammi ternari come quelli sopra descritti sono utili per studiare le relazioni tra il kerogene, ambienti deposizionali, e variazioni del livello del mare.

In un altro lavoro, gli Autori, usando gli stessi diagrammi, esaminano gli effetti dei cambiamenti relativi del livello del mare di terzo ordine sulla composizione del Kerogene osservabile nelle torbiditi di fan sottomarini nel bacino di Backarc in Giappone.

Essi deducono che la percentuale di sostanza organica erbacea con pollini e spore nel fan sottomarino di un system tract trasgressivo, varia dal 0 a 5%. Questo tipo di sostanza organica può essere stata intrappolata in un estuario costiero che si sviluppa durante lo stadio trasgressivo. Mentre la percentuale di sostanza organica carboniosa-legnosa è bassa, comparata all'abbondante sostanza organica amorfa (AOM) + alginite. Poiché l'apporto di materiale decresce con la risalita relativa del livello del mare, l'AOM diviene relativamente abbondante negli ambienti di fan sottomarini. I sedimenti di fan sottomarini nell'highstand system tract hanno relativamente alte percentuali di sostanza organica erbacea con pollini e spore e sostanza organica carboniosa-legnosa. Un sistema di delta si può formare durante uno stadio di highstand e le correnti di torbide sono frequentemente create dal sistema di delta progradante, la sostanza organica aumenta nell'area di pro-delta e di slope. Durante la transizione da un sistema di estuario a un sistema di delta, la sostanza organica erbacea con pollini e spore sarà trasportata direttamente al pro-delta e allo slope. Come risultato, la proporzione della sostanza organica erbacea con pollini e spore e la sostanza organica carboniosa-legnosa nell'highstand system tract sarà più alta che nel trasgressive system tract. Le proporzioni di Kerogene nelle torbiditi di lowstand danno due differenti modelli, uno con relativa abbondante sostanza organica carboniosa-legnosa ed uno con relativa abbondante AOM+ alginite, comparata con una torbidite trasgressiva.

L'abbondante sostanza organica carboniosa-legnosa, suggerisce che la maggior parte della sostanza organica terrigena sia stata direttamente trasportata sul fondo del bacino attraverso i canali alimentatori. L'abbondante AOM+ alginite nelle torbiditi di lowstand può indicare una risedimentazione dei depositi di shelf per collasso del margine dello shelf. La risedimentazioni dei terreni derivanti dallo shelf è anche supportato da altre evidenze, come la composizione dei minerali, le misure delle paleocorrenti nell'area. La variazione della composizione della sostanza organica viene ricordata come la variazione della proporzione dell'isotopo stabile del carbone. Il valore ^{13}C del kerogene, eccetto per i trasgressive systems tract, suggerisce piante di origine terrestre, mentre il kerogene dei fanghi emipelagici, nei trasgressive systems tract, suggerisce un'origine marina planktonica.

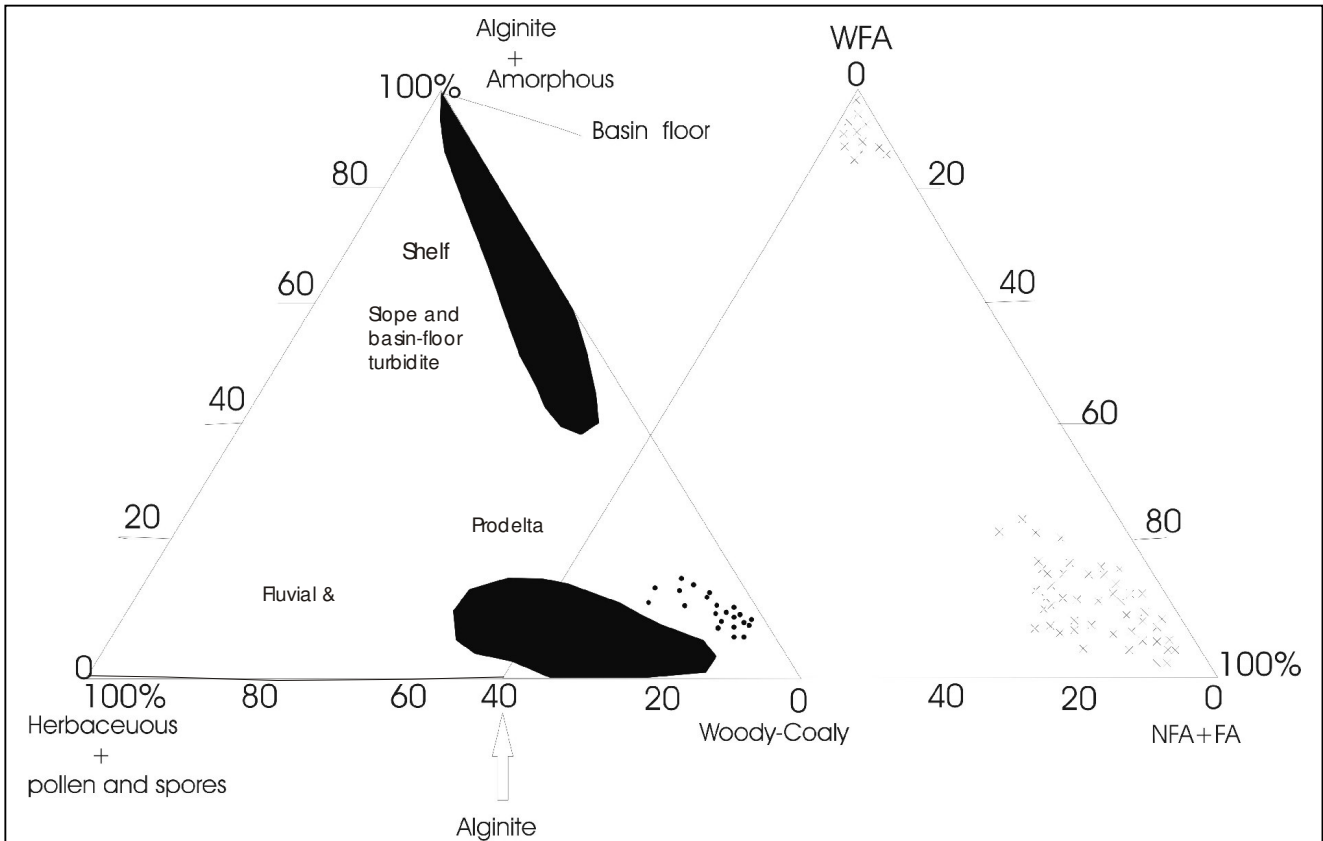


Figura 5.1: Diagramma ternario della classificazione della sostanza organica presente nei sedimenti fluviali, estuarini, prodeltaici di shelf, di submarine fan e basin floor fan.

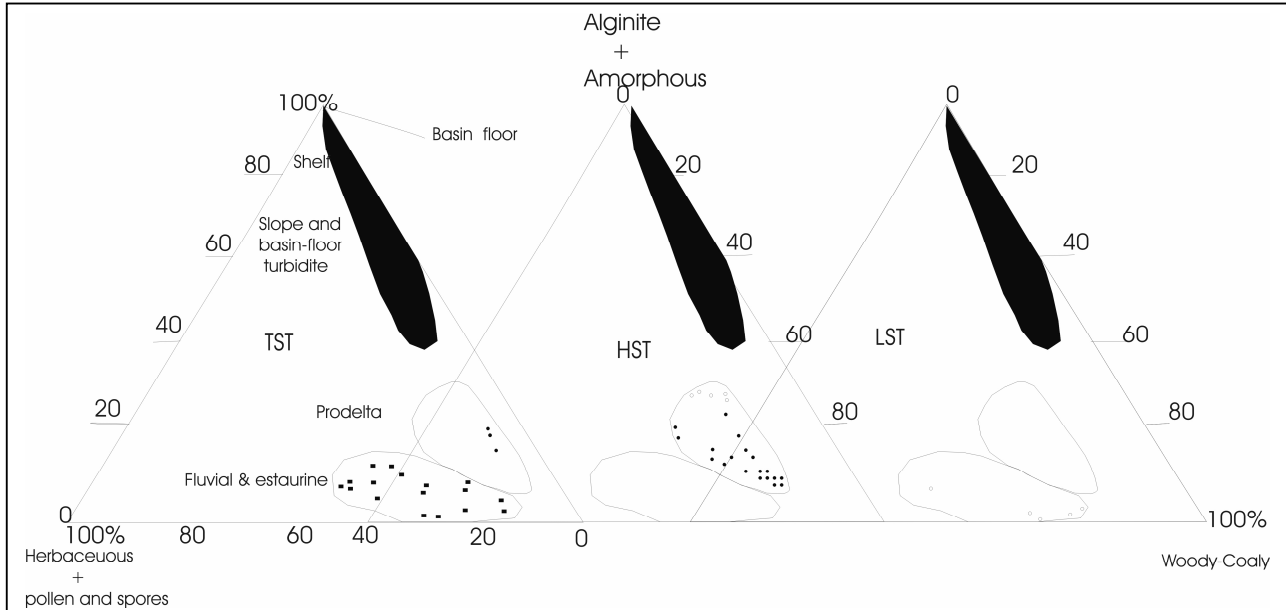


Figura 5.2: Diagrammi ternari mostranti il rapporto tra il tipo di sostanza organica ed i sedimenti fluviali, estuarini, prodeltaici di shelf, di submarine fan e basin floor fan.

CAPITOLO 6

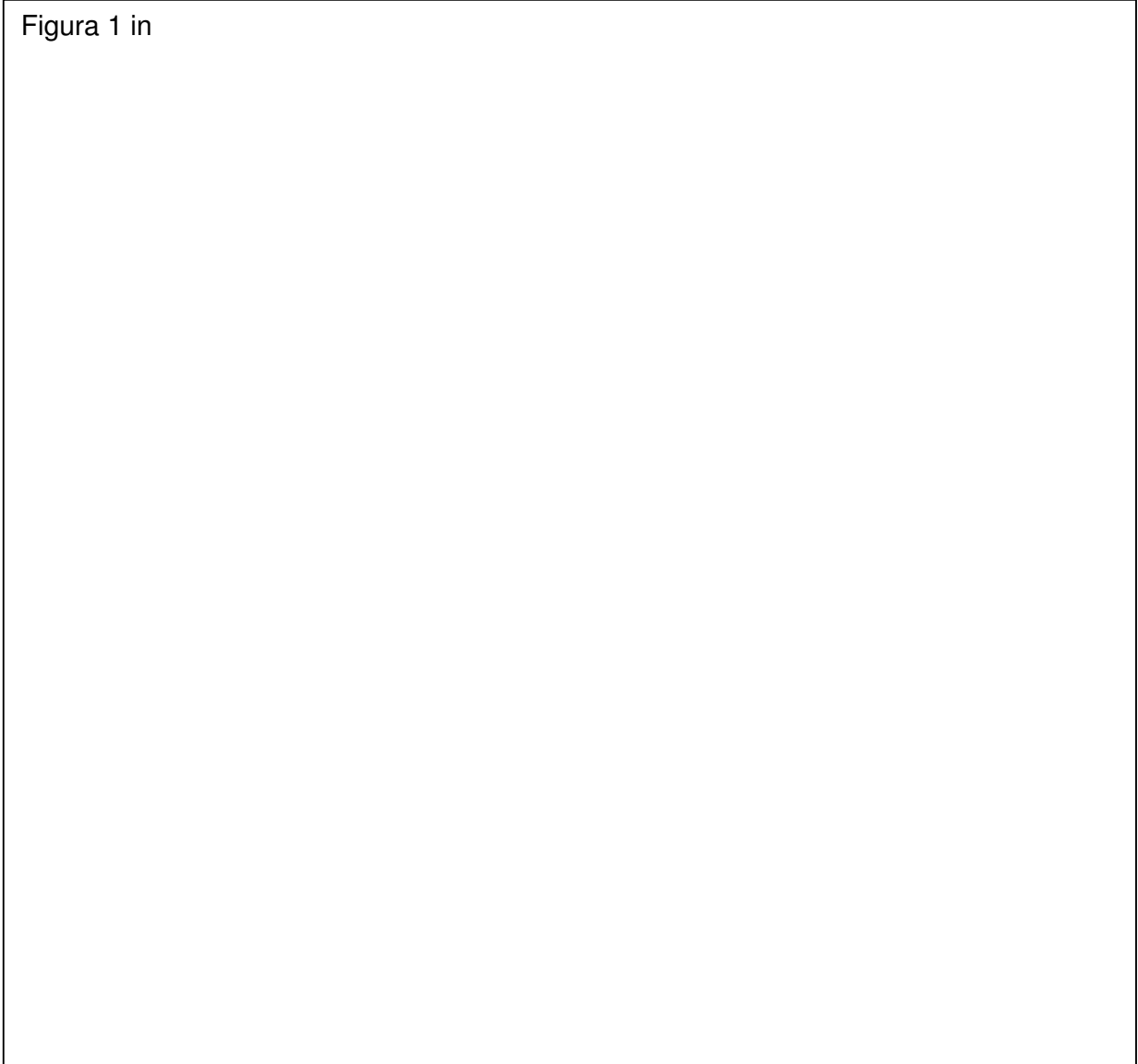
ANALISI STRATIGRAFICO-SEQUENZIALE DELLE SEZIONI STUDIATE

Un'analisi stratigrafica dettagliata, (alla scala del cm), di successioni affioranti nell'area, oggetto di studio, ha portato ad individuare più facies deposizionali, diverse tra loro per caratteristiche sedimentarie, mineralogiche, paleontologiche, ecc. (vedi **Sezione Tempa Rossa. - Allegato1**)-

6.1. Sezione di tempa Rossa.

La sezione studiata in località " Tempa Rossa", affiora alla base della falesia del tratto di costa compreso tra l'abitato di San Nicola a Mare e Ogliastro marina (loc. Baia dell'Arena).

Figura 1 in



Essa inizia con una porzione basale costituita essenzialmente da facies **arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee**, il rapporto A/P è generalmente ≥ 1 , per uno spessore complessivo di circa 10 m.. La facies **arenaceo-pelitica** è costituita da strati arenacei gradati con uno spessore variabile da sottile a spesso e dimensioni comprese tra pochi cm fino a raggiungere un massimo di 30 cm circa. Tali strati si presentano organizzati in sequenze negative a piccola scala, ovvero costituiscono dei cicli deposizionali di piccolo spessore con strati più spessi verso l'alto. ("compensation cycles", Mutti & Sonnino, 1981). Talvolta le porzioni arenacee, generalmente tabulari alla mesoscala, sono amalgamate e formano limitati episodi di incisione ed erosione con terminazioni brusche, In quest'ultimo caso il rapporto A/P è ≥ 1 . Inoltre gli strati arenacei contengono intervalli laminati o incrociati; comunque le arenarie sono massive nella parte bassa dello strato con una superficie basale concava e clasti di fango (*clay chips*). In questa facies sono presenti livelli caotici, essenzialmente depositi di *s*, *sand-flows* e *slumps*, dell'ordine anche di qualche metro. Questa facies lateralmente e verticalmente passa a depositi *mud-dominated*.

La facies **pelitico-arenacea** (*mud-dominated*) è costituita da arenaria a grana media e fine con strutture trattive (essenzialmente laminazioni parallele e /o ondulate), alternate a peliti siltose con un rapporto A/P generalmente ≤ 1 ; localmente contenente episodi di piccoli *slumps*. Lo spessore degli strati di arenarie è variabile da 1 a 6 cm circa, non mancano però strati più spessi fino a 15 cm circa..In alcuni casi le porzioni sottili si presentano come dei flussi torbiditici a piccola scala, dell'ordine del cm, in cui si può distinguere una porzione più grossolana, con la granulometria di un' arenaria fine, (contenente piccoli nuclei di silt) che passa gradualmente ad una porzione più sottile, dell'ordine del silt o della pelite.. L'attenta analisi, a piccola scala mostra che questo trend si riflette in un numero di cicli di compensazione (Mutti e Sonnino, 1981). Queste due facies appartengono al sistema deposizionale 1 (come definito da Cavuoto et alii, 2004).

Proseguendo verso l'alto, si individua una seconda porzione potente (alla scala dell'affioramento) circa 100 m, e suddividibile in tre intervalli in cui si distinguono facies differenti per il diverso contenuto arenaceo, per la variazione degli spessori dei corpi arenacei, per il rapporto A/P e per vari altri parametri sedimentologici (granulometria, struttura, geometria degli strati, ecc.).

I tre intervalli di facies sono i seguenti: arenaceo, arenaceo-pelitica e pelitico-arenacea.

L'intervallo con **facies arenacea**, è rappresentata da strati di arenarie gradate e massive, amalgamati o separati da sottilissimi livelli pelitico-siltosi, con granulometria da microconglomeratica a fine. Lo spessore di questi strati varia da pochi cm fino a raggiungere i 3m. Le strutture sedimentarie sono ristrette a laminazione piana, sono presenti strutture da fuga d'acqua e rare lamine oblique a piccola scala. In alcuni casi questi strati inglobano ciottoli decimetrici e clasti pelitici, sia dispersi che allineati in livelli alla base degli strati a marcare superfici erosionali. Le superfici di stratificazioni sono prevalentemente piano-parallele a scala dell'affioramento ed inoltre sono presenti fenomeni di lenticolarità. Il rapporto A/P è > di 1., talvolta molto > di 1.

L'intervallo a **facies arenaceo-pelitica** è formato essenzialmente da strati di arenarie sottilissimi a molto spessi con granulometria variabile da media a molto grossolana seguita da una pelite siltosa o da un silt a granulometria media. Alla scala dell'affioramento presentano una geometria piano-parallela. I contatti basali degli strati sono in genere netti e ben marcati; abbondanti le strutture primarie sia da corrente, quali impronte di erosione (*flute marks*), o prodotte da oggetti trasportati (*groove casts*) sia da deformazione penecontemporanea come ad esempio lobi di carico su interfaccia sabbia-fango. All'interno degli strati si trovano frequenti inclusi pelitici, talora a formare intervalli a struttura caotica (*slurries*). Tali strati presentano gradazione ed intervalli con lamine parallele ed oblique/convolute. Le lamine non sono sempre distinguibili dai livelli siltitici, soprattutto quando quest'ultimi si presentano con una granulometria di un silt variabile tra medio e *coarse*. Il rapporto A/P varia da < 0 = a 1 a > 0 >> di 1.

L'intervallo a facies pelitico-arenacea, è costituito da arenarie in strati da sottili a sottilissimi per lo più a grana medio-fine alternate a peliti e silt di colore grigio-nerastre. Le strutture interne alle arenarie sono rappresentate da lamine parallele ben sviluppate e lamine oblique. Sono presenti, con frequenza, anche strati di arenarie con granulometria variabile da medio-fine a grossolana (*coarse*), rispetto allo spessore ridotto dello strato. Tali strati presentano una geometria lenticolare, forti amalgamazioni e raggiungono gli spessori di 15-20cm circa e non presentano particolari strutture interne. Le superfici basali e

terminali si distinguono nettamente dalle porzioni politiche interstratali. In queste tre facies si individuano frequentissime deformazioni sindeposizionali testimoniate dalla presenza di numerosi livelli caotici, la cui composizione varia da mudflow a sand e debrisflow (Critelli e La pera, 1990; Nardi et al., 2003). Queste tre facies corrispondono al sistema 2, descritto da Cavuoto et alii.,2004.

6.1.1: Elementi Architettonici.

In questa sezione sono stati riconosciuti, dal basso verso l'alto:


1. Un primo intervallo a *thin-bedded turbidites* (Tn) costituito da facies arenaceo -pelitico e pelitico-arenacee (cfr. *sistema 1*:Cavuoto et alii, 2004) composto da strati sottili e medi, a geometria tabulare, tipo *sheets*, e con meno frequenti geometrie concavo-convesso. All'interno di questa successione sono presenti isolati canali, a strutturazione massiva, di spessore decimetrico passanti lateralmente a strati granulometricamente molto sottili, e paralleli di breve estensione.

Figura 2 in allegato

2. Segue un secondo intervallo maggiormente ricco in sabbia. , che consiste di diversi canali con margini poco accennati, organizzati in 4 stadi di canali riempiti (C1 a C4) (Cavuto et alii, volume dell'Atlante AAPG, in press.). Lo spessore di ciascuno stadio è maggiore dei 25-30 metri e complessivamente raggiungono i 130 metri di spessore. La base di questi canali è generalmente netta ed erosiva e sono rappresentati da facies a granulometria grossolana scarsamente assortita e una gradazione spinta di arenarie microconglomeratiche (F2) e ciottoli di correnti di torbida ad alta densità (F4-5), che costituiscono soprattutto il riempimento dei canali. Lateralmente alla zona di riempimento, si passa ai depositi di overbank (Tn) , che sono formati essenzialmente da torbiditi a granulometria fine (F9 e subordinatamente F7- F8).In associazione a questi strati eterolitici, spesso si rinvencono, livelli caotici (slumps e debris-flow coesivi – facies F1), con spessori che in alcuni casi raggiungono i 5-6 metri. Alcuni di questi livelli sono stati ritrovati a sigillare i canali, inoltre in questa posizione indicherebbero la fase di abbandono. In questa fase anche la presenza di spessi intervalli pelitici (F9a e fango emipelagico) e a *thin bedded turbidites* (Tn) possono significare una migrazione dei canali dall'area. Comunque queste tipologie di rapporto vertico-laterale si ritrovano solo nella porzione medio-alta di questo intervallo mentre nella maggior parte dei casi il riempimento dei canali si deposita in overlap sui depositi di levee e dei canali precedenti.
3. All'intervallo precedente segue un ultimo complesso di canali con levees (C5). Esso è costituito alla base da corpi arenacei lenticolari, di solito con un'alta percentuale di sabbia, da grossolana a fine, con rari e sottili interstrati pelitici, e passaggi laterali a strati paralleli (da F 5 e F7-8). Le facies superiori sono formate da spessi strati arenaceo-grossolani amalgamati, passanti verticalmente a circa 25m di torbiditi sottili (essenzialmente F9b). Tale complesso descrive quindi una successione con spessori crescenti verso l'alto (thickening upward), ed interpretabile come depositi di lobi .

Nella sezione di Tempa Rossa sono stati riconosciuti tre elementi architettonici fondamentali rispettivamente: uno sheeted element di base e due complessi canalizzati. L'intero intervallo stratigrafico rappresenterebbe un record deposizionale essenzialmente continuo di un complesso di canali migranti.

Figura 3 in allegato



6.1.2.: Elementi sequenziali

Nella successione esposta a Tempa Rossa, sono stati di seguito considerati gli elementi utili alla caratterizzazione sequenziale (***Sequential Elements: SE. Vedi cap. 3***). Tali elementi si ritrovano singolarmente e/o assemblati all'interno dei singoli Elementi Architettonici (AE).

Tra gli SE, quelli riconosciuti in questa sezione sono: una superficie di unconformity, la presenza di varie tipologie di ichnofacies , di materia organica e della glauconite.

Nel primo Elemento architettureale riconosciuto (T1), è molto diffusa la presenza di perforazioni fossili orizzontali (horizontal burrows) e piste di pascolo (pascicnia) ed alimentazione, entrambe disposte sia sulle superfici di strato che a varie altezze all'interno delle porzioni arenacee o pelitico-siltose.

Le perforazioni orizzontali pur essendo state oggetto di uno studio accurato non sono state attribuibili con certezza ad alcun ichnogenere.

Le piste posseggono di solito una geometria meandriforme, e sono state riferite all' Ichnofacies Nereites (ichnogeneri *Helmintoraphe* e *Cosmorapha*), ed all'Ichnofacies a Zoophycos (ichnogenere *Zoophycos*). Queste due ichnofacies sono caratteristiche di successioni torbiditiche depositatesi al di sotto della scarpata continentale o comunque in zone di mare assai profondo (Monaco, 1999 on web).



Fig.4: Associazione di Ichnofossili : Zoophycos, Cruziana, Nereites)

L'intervallo T1 è inoltre caratterizzato nelle sue porzioni apicali dalla presenza diffusa di materia organica. (**Fig.5**). Essa è stata rinvenuta a varie altezze nelle porzioni arenacee ed in quelle pelitiche, sotto forma di inclusi (coal chips) e all'interno di burrows. Le analisi effettuate per definire la tipologia della materia organica rinvenuta a questa altezza stratigrafica hanno stabilito che si tratta essenzialmente di: Sostanza Organica Carboniosa/Legnosa (Woody/Coaly).



Fig.5: sostanza organica woody coaly (località “Tempa Rossa” Cilento, Italia meridionale)

Superiormente segue in discordanza angolare (U1), il secondo Elemento Architettonico. Esso è omogeneamente caratterizzato dalla presenza di perforazioni fossili orizzontali (horizontal burrows), mentre solo nella porzione mediana si ritrovano piste di pascolo (pascicnia) e di alimentazione (fodinichnia), disposte sulle superfici di strato ed a varie altezze all'interno delle porzioni arenacee o pelitico-siltose. Le tracce sono state ricondotte alle Ichnofacies Cruziana (ichnogenere Chondrites), Nereites (ichnofacies Cosmorhaphe e Helmintoraphe). Solo in rari casi le perforazioni sono riempite da glauconite a bassa maturità quindi lievemente evoluta, altrimenti esse sono riempite da depositi pelitico-siltosi. La parte medio-alta dell'elemento è invece caratterizzata dalla contemporanea presenza delle ichnofacies Zoophycos (ichnogenere Zoophycos), Cruziana (ichnogenere Chondrites) e Nereites (ichnofacies Cosmorhaphe e Helmintoraphe) (Fig. 4). Esse sono sormontate qualche metro più in alto, in corrispondenza di un intervallo arenaceo-pelitico a tbt, da tracce orizzontali e tracce verticali imputabili rispettivamente all'attività degli Ichnogeneri Chondrites e Skolitos (Fig. 6) che contengono glauconite mediamente evoluta.



Fig.6: Ichnofacies Skolithos, bioturbazione con riempimento glauconitico

Anche nel terzo Elemento Architettonico, si ritrovano perforazioni fossili orizzontali, ma a differenza degli elementi precedenti, esse compaiono contemporaneamente a tracce a prevalente sviluppo verticale. Queste ultime sono quelle più diffuse, e vengono riferite all'ichnogenere Skolithos, caratteristico di condizioni di alta energia (es. tipica di un ambiente infralittorale, o più esterno, ma dominato dal moto ondoso o da tempeste nell'offshore, più raro nello slope a torbiditi; Monaco, 1999 on web). Queste tracce contengono glauconite ad alta maturità quindi molto evoluta. Al top dell'elemento, in corrispondenza di un intervallo arenaceo-pelitico a tbt è presente un tappeto di glauconite anche in questo caso ad alta maturità.

6.2: Sezione di Santa Maria Delle Grazie (Allegato3)

Questa successione affiora nei pressi dell'abitato di Pollica, sul versante meridionale di Monte della Stella.

La successione inizia con un'alternanza di strati di arenarie a grana medio-fine, silt ed argille siltose. Il rapporto A/P è ≥ 1 . Le arenarie si presentano in generale massive ed in alcuni casi con una laminazione orizzontale obliqua o convoluta. Lo spessore degli strati è variabile da sottile (3-5 cm) a medio (7- 15 cm) a spesso (> 30 cm) con una granulometria media ed un rapporto $A/P > 1$. Tali strati variano lateralmente di spessore amalgamandosi in alcuni punti e costituendo così configurazioni di piccoli lobi.(Fig.) Al di sopra di queste alternanze arenaceo-siltitiche-argillose seguono strati molto più ricchi in sabbia alternati ad un silt con granulometria media.... a questi strati si rinvengono depositi caotici tipo mud e sand flow. Gli strati arenacei a granulometria grossolana (*coarse*) e gradati, raggiungono spessori variabili tra i 7 cm al metro circa. Seguono depositi caratterizzati da continuità laterale con un aumento , verso l'alto del rapporto A/P e dello spessore degli strati. ("thickening and coarsening upward sequence").In quest'ultimo caso gli strati di arenaria presentano una geometria piano-parallela, salvo alcuni punti in cui si assiste a fenomeni di amalgamazione e gli strati presentano una base esorsiva. Anche in questo tratto della successione si rinvengono fenomeni di slumps a cui seguono strati arenacei con una granulometria da media a sottile. L'analisi alla scala dell'affioramento, mostra che gli strati di questa porzione di successione si organizzano in ripetuti cicli di compensazione (Mutti e Sonnino, 1981; Cocco et al. 1986).

Seguono a questi depositi corpi conglomeratici a forma lenticolare.I ciottoli di dimensioni tra i 2 ed i 30 cm sono costituiti da rocce ignee, metamorfiche e calcari grigi.

6.2.1: Elementi Architeturali

Anche in questa sezione è stato rinvenuto un primo EA a *thin-bedded turbidites*, costituito da facies, arenaceo -pelitico e pelitico-arenacee (cfr. *sistema 1*:Cavuoto et alii, 2004) rappresentata da torbiditi sottili con una geometria complessivamente tabulare (*sheet systems*), e con meno frequenti geometrie concavo-convesse .

Al di sopra di esso, si impone in evidente unconformity (U1), un secondo EA formato da diversi stadi di canali erosionali, il cui riempimento è rappresentato da sedimenti grossolani ad alta concentrazione (F4-5). Essi passano lateralmente a depositi di overbank, costituiti da arenarie sottili (F9), ed a canali deposizionali ed aggradanti con base lievemente erosiva. Questi ultimi, sono canalizzazioni di ordine minore, si presentano a geometria piana e/o leggermente concava e con uno spessore medio che si aggira intorno ai 2m. (cfr.: lobi in Mutti & Ghibaudo, 1972, Jonson et alii...) Frequenti in questa porzione di sezione sono i fenomeni di slumps che si ritrovano lateralmente o a sigillo dei canali. Al top di questo ciclo si rinviene un intervallo decametrico costituito da thin bedded turbidites.

Al precedente segue un ultimo intervallo costituito da definiti da corpi arenacei lenticolari, a carattere erosionale con un'alta percentuale di sabbia, da grossolana a fine, ed un alto contenuto in litici. Si rinvencono rari e sottili interstrati pelitici, e passaggi laterali a strati paralleli (da F 5 e F7-8). Le facies superiori di quest'ultimo intervallo sono formate da strati sottili arenaceo-grossolani (essenzialmente F9b). Tale complesso descrive quindi una successione con spessori decrescenti verso l'alto (coarsening upward).

Nella sezione di Santa Maria delle Grazie sono stati riconosciuti tre elementi architeturali fondamentali: uno sheeted element di base e due complessi canalizzati. Anche per questo affioramento l'architettura dei canali e le facies sono associabili all'area di midfan. L'organizzazione degli strati in cicli minori, per lo più negativi, ed i fenomeni di amalgamazione, riflette all'interno di una conoide, una zona di transizione di lobi a canali composto da strati sottili e medi, a geometria tabulare, tipo *sheets*,

6.2.2:Elementi sequenziali

Tra gli SE, quelli riconosciuti in questa sezione sono: una superficie di unconformity, la presenza di varie tipologie di ichnofacies e della glauconite.

Il primo intervallo non presenta alcun SE.

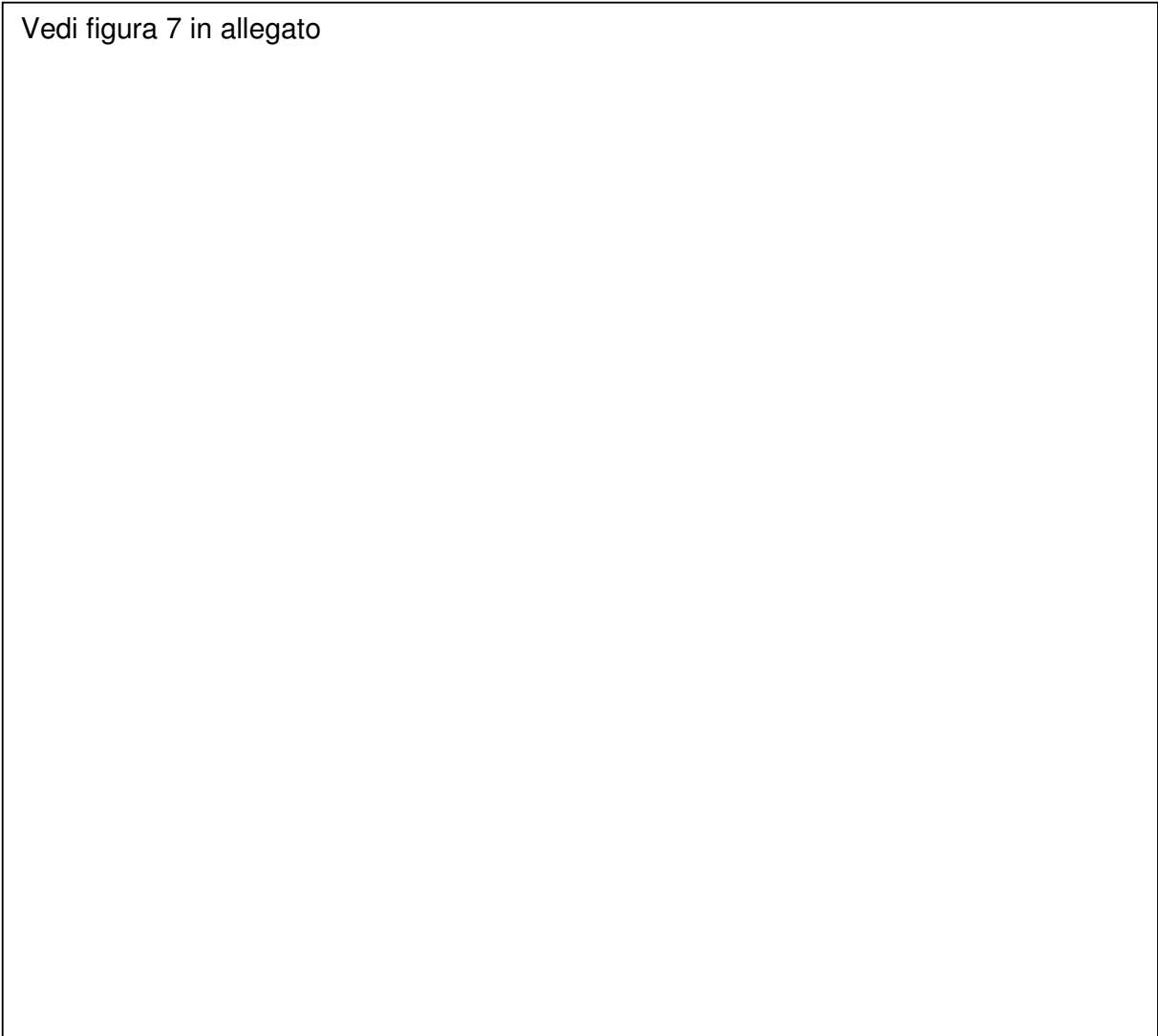
In tutti gli intervalli sono diffuse le perforazioni fossili orizzontali (horizontal burrows) e piste di pascolo (pascicnia) ed alimentazione, entrambe disposte sia sulle superfici di strato che a varie altezze all'interno delle porzioni arenacee o pelitico-siltose.

Esse sono prevalentemente riempite da materiale siltoso-pelitico e solo all'interno di una porzione a tbt, spessa circa 15m, contenuta all'interno del secondo elemento riconosciuto il riempimento delle perforazioni è costituito da glauconite mediamente evoluta. In tale porzione compaiono anche per la prima volta tracce che vengono riferite all'ichnogenere Skolitos, caratteristico di condizioni di alta energia: Monaco, 1999 on web).

La presenza di glauconite come riempimento di bioturbazioni sia orizzontali che verticali rappresenta il SE che caratterizza anche il terzo elemento definito in questa sezione. Essa si rinviene al top del terzo elemento.

6.3: Sezione di Monte Licosa (vedi Allegato2)

Vedi figura 7 in allegato



La successione affiora nell'area di Monte della Stella , tra gli abitati di Ogliastro Marina e San Marco di Castellabate.

Questa successione è costituita essenzialmente da due facies predominanti: arenaceo-pelitica e pelitica-arenacea e subordinatamente da una facies arenacea;

- *facies arenaceo-pelitica*, costituita da strati arenacei gradati con uno spessore variabile da sottile a spesso e dimensioni comprese tra pochi cm fino a raggiungere un massimo di 50 cm circa. Tali arenarie si alternano generalmente ad un silt con una granulometria da media a fine ma non mancano le alternanze tra arenarie silt e pelite, il rapporto A/P è $>0 = a1$, talvolta $< di1$. Gli strati arenacei contengono intervalli laminati

o incrociati, generalmente sono massive nella parte bassa dello strato con una superficie basale concava e clasti di fango. Le porzioni arenacee si presentano tabulari alla mesoscala, ma sono presenti anche fenomeni di amalgamazione e limitati episodi di incisione ed erosione con terminazioni brusche, in quest'ultimo caso il rapporto A/P è $> 0 = a 1$. In questa facies sono presenti livelli caotici, essenzialmente depositi di mud flows, sand-flows e slumps, dell'ordine anche di qualche metro. Questa facies lateralmente e verticalmente passa a depositi tipo mud-dominated;

1. facies pelitico-arenacea (mud-dominated) è costituita da arenaria a grana media e fine con strutture trattive (essenzialmente laminazioni parallele e /o ondulate), alternate a peliti siltose con un rapporto A/P generalmente $< 0 = a 1$; localmente contenente episodi di piccoli slumps. Lo spessore degli strati delle arenarie è variabile da 1 a 6 cm circa, non mancano però strati più spessi fino a 15 cm circa. L'attenta analisi, a piccola scala mostra che questo trend si riflette in un numero di cicli di compensazione (Mutti e Sonnino, 1981). Queste due facies appartengono al sistema deposizionale 1 (come definito da Cavuoto et alii, 2005).
2. Facies arenacea è rappresentata da strati di arenarie gradate con una granulometria da grossolana a fine. Questi strati sono spesso amalgamati o separati da sottilissimi livelli pelitico-siltosi; lo spessore varia da 10 cm fino ad un massimo di 50cm circa. Le strutture sedimentarie sono ristrette a laminazione piana, sono presenti strutture da fuga d'acqua e rare lamine oblique a piccola scala. In alcuni casi questi strati inglobano ciottoli 5-6mm e clasti pelitici, sia dispersi che allineati in livelli alla base degli strati a marcare superfici erosionali. Le superfici di stratificazioni sono prevalentemente piano-parallele a scala dell'affioramento ed inoltre sono presenti fenomeni di lenticolarità . Il rapporto A/P è $>$ di 1., talvolta molto $>$ di 1.

6.3.1: Elementi Architeturali

In questa sezione sono state distinti (dal basso):

1. Un primo Elemento Architeturale in cui la facies predominante è arenacea, costituita da rari canali deposizionali con base erosiva e canali massivi di ordine minore che caratterizzano una zona a lobi. (Mutti & Ghibaudo, 1972, Jonson et alii..), Lo spessore dei canali deposizionali si aggira intorno al metro e passano lateralmente a depositi di overbank, costituiti da strati sottili di arenarie alternate a silt. Frequenti in questa zona i fenomeni di slumps e sand flow localizzati. Tali livelli caotici raggiungono i 3 m di spessore.
2. Un secondo Elemento Architeturale costituito da due facies: *arenacea-pelitica* e *pelitica -arenacea*. Queste due facies sono caratterizzate da estesi sistemi con uno stile deposizionale transizionale tipo *sheets* le cui differenze sono marcate da un diverso spessore degli strati e del rapporto A/P.
3. Un terzo Elemento Architeturale costituito da canali deposizionali con base erosiva e microconglomeratica, che passano lateralmente a strati di arenarie medie, il cui rapporto A/P è > 1 . In queste ultime sono frequenti i fenomeni di amalgamazione. Una seconda tipologia di canali, rilevata in questo intervallo, quella di tipo massivo con caratteristiche simili a quelle del primo livello. Al top di questi canali sono presenti in alcune porzioni dei piccoli sand flow. Chiude tale serie, alla scala dell'affioramento, un'alternanza di arenarie e peliti, il cui rapporto A/P è > 1 . Le arenarie sono gradate e massive alla base e con uno spessore variabile tra i 10 ed i 30 cm.

6.3.2: Elementi Sequenziali

Gli SE riconosciuti in questa sezione sono : Ichnofacies a Nereites tipo Cosmorapha ,la presenza di materia organica (carbone/lignite) ed un tappeto di glauconite, associato a bioturbazioni con riempimento glauconitico, rinvenuto nelle facies a tbt al top dei canali dell'ultimo EA. Il primo Elemento Architeturale è caratterizzato da un abbondante contenuto di materia organica (carbone/lignite), diffusamente distribuita. Essa è stata rinvenuta a varie altezze, sotto forma di lamine arenacee(fig.).

In questa sezione , le perforazioni (burrows) sono di tipo orizzontali e la glauconite all'interno delle perforazioni è poco evoluta.

6.4: Sezione di San Mauro Cilento

Tale successione affiora in località "Colle della Sala" ed è costituita da facies arenacea, arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacea

1. Facies arenacea è rappresentata da strati di arenarie gradate con una granulometria da grossolana (coarse) a media. Questi strati sono spesso amalgamati o separati da sottilissimi livelli pelitico-siltosi; lo spessore varia tra i 70 cm e il metro. Le strutture sedimentarie sono ristrette a laminazione piana e a rare lamine oblique a piccola scala. Le superfici di stratificazioni sono prevalentemente piano-parallele a scala dell'affioramento ed inoltre sono presenti fenomeni di lenticolarità. Il rapporto A/P è \gg di 1.
2. Facies arenaceo-pelitica, costituita da strati arenacei massivi e gradati con uno spessore variabile da sottile a spesso e dimensioni comprese tra pochi cm fino a raggiungere un massimo di 50 cm circa. Tali arenarie si alternano ad un silt con granulometria media o ad una pelite grigio verde con un passaggio verso frazioni argillose,. Il rapporto A/P è $>0 = a$ 1. Alcuni strati arenacei contengono intervalli laminati nella parte mediana dello strato e sono laminati e convoluti al top con una superficie basale concava. Le porzioni arenacee si presentano tabulari alla mesoscala, ma sono presenti anche fenomeni di amalgamazione.
3. Facies pelitico-arenacea (mud-dominated) è costituita da arenaria a grana media e fine con strutture trattive (essenzialmente laminazioni parallele e /o ondulate), alternate a peliti siltose con un rapporto A/P generalmente $< 0 \ll$ di 1; la frazione sottile è costituita da silt con granulometria media, che passa ad argilla, o da una pelite siltosa. Lo spessore degli strati delle arenarie è variabile tra 1 e 12cm circa.

6.4.1: Elementi Architeturali

In questo affioramento gli Elementi Architeturali sono essenzialmente di due tipi:

Un primo EA costituito da canali deposizionali il cui riempimento è di tipo aggradazionale e sono costituiti da strati di arenaria media grossolana amalgamati. Lo spessore della parte centrale raggiunge al massimo i 3 m. La base si presenta con una superficie piano/parallela, raramente erosiva. Hanno una forma elongata e lateralmente si chiudono a lente. Al top di questi canali si rinviene un 'intervallo costituito di alternanze di arenarie e peliti tipo "*layered thin-bedded sheet*". Chiude questa sezione un sistema tipo "*layered thick-bedded sheet*"

6.4.2: Elementi Sequenziali

In questa sezione, nel sistema costituito dalla facies pelitico-arenacea, in uno spessore di 2m circa al top dei canali. Caratterizzano questa facies la presenza dell'Ichnofacies a Nereites (ichnogenere Cosmorapha, ed Helmintoraphe), alla base, ed un tappeto di glauconite al top; Superiormente nella facies arenaceo -pelitica (di spessore di circa 30m) ad una distanza di pochi metri dall'Ichnofacies a Nereites è stata riconosciuta l'Ichnofacies a Zoophycos. Una terza Ichnofacies a Skolitos è stata rinvenuta nella parte più alta della facies arenacea- pelitica. Il riempimento dei burrows dell' Ichnofacies a Skolitos è costituito da glauconite. Verso il top della sezione, che corrisponde con un passaggio formazionale nell'area (Formazione di Pollica- Formazione di SanMauro) è stato rinvenuto un tappeto di glauconite.

6.5: Analisi Sequenziale delle successioni studiate nelle località di Tempa Rossa, S.Maria delle Grazie, Monte Licosa E San Mauro Cilento.

Lo studio delle sezioni tipo in queste località ed un rilevamento di dettaglio al loro intorno hanno permesso di individuare le principali architetture deposizionali che caratterizzano i terreni delle Formazioni del Cannicchio e del Pollica in queste aree alcuni SE, cioè elementi o indizi di ordine geologico e paleontologico che funzionano da veri e propri traccianti per una ricostruzione stratigrafico sequenziale. Tutti questi dati, architetture deposizionali ed SE, sono state sinteticamente riportate in Fig.xxx.e nelle figure. In essa lateralmente sono riportati gli elementi della stratigrafia sequenziale quali MFS (Maximum Flooding Surfaces), limiti di Sequenze e systems tract.

Analizzando la situazione di Tempa Rossa, in cui si è avuta una possibilità di osservazione della successione delle Formazioni del Cannicchio e del Pollica, estremamente favorevole , cioè di grande accuratezza e qualità, si nota dal basso verso l'alto:

1. Una primo Elemento Architetture, tipo sheet systems (Tn) con isolati canali, a strutturazione massiva, in chiusura dei terreni della Formazione del Cannicchio, ricchi ,di sostanza organica tipo woody-coaly. E' molto diffusa, inoltre, in questi terreni la presenza di Ichnofacies Nereites (Ichnogeneri Helmintroraphe e Cosmorapha,)e dell'Ichnofacies a Zoophycos (Ichnogenere Zoophycos).
2. Superiormente segue in discordanza angolare (U1), il secondo Elemento Architetture, maggiormente ricco in sabbia, (Formazione di Pollica) (fig. 3), costituito da diversi canali con margini poco accennati, organizzati in 4 stadi di canali riempiti (C1 a C4). Esso è omogeneamente caratterizzato dalla presenza di perforazioni fossili orizzontali (horizontal burrows) non identificate, mentre, solo nella porzione mediana, si ritrovano di Ichnofacies Cruziana (ichnogenere Chondrites) Nereites (ichnofacies Cosmorhaphe e Helmintroraphe) (Fig.). Solo in rari casi le perforazioni sono riempite da glauconite a bassa maturità quindi lievemente evoluta, altrimenti esse sono riempite da depositi pelitico-siltosi. La parte medio-

alta dell'elemento è invece caratterizzata dalla contemporanea presenza delle Ichnofacies Zoophycos (ichnogenere Zoophycos), Cruziana (ichnogenere Chondrites) e Nereites (ichnofacies Cosmorhapse e Helmintoraphe) (Fig.).

3. Un terzo EA costituito da uno sheet sistem, qualche metro più in alto rispetto al precedente, in corrispondenza di un intervallo arenaceo-pelitico a tbt, si rinvengono tracce orizzontali e tracce verticali imputabili rispettivamente all'attività degli Ichnogenere Chondrites e Skolitos che contengono glauconite a media maturità (mediamente evoluta) ed un tappeto di glauconite che mi consente di individuare una prima Maximum Flooding Surfaces
4. Un terzo Elemento Architetture, (Formazione di Pollica) con perforazioni fossili orizzontali, che a differenza degli elementi precedenti, compaiono contemporaneamente a tracce a prevalente sviluppo verticale riferite all'ichnogenere Skolitos. Queste tracce contengono glauconite ad alta maturità quindi molto evoluta. Al top dell'EA, in corrispondenza di un intervallo arenaceo-pelitico a tbt è presente un tappeto di glauconite anche in questo caso ad alta maturità che mi permette di individuare una seconda Maximum Flooding Surfaces.

Analizzando la sezione di Monte Licosa (Fig) si nota dal basso verso l'alto:

1. Un primo Elemento Architetture in cui la facies predominante è arenacea, costituita da rari canali deposizionali con base erosiva e canali massivi di ordine minore che caratterizzano una zona a lobi. Questo EA, i cui terreni sono quelli appartenenti alla Formazione di Cannicchio, è caratterizzato da un abbondante contenuto di materia organica (carbone/lignite), diffusamente distribuita. Essa è stata rinvenuta a varie altezze, sotto forma di lamine arenaceo. Sono state riconosciute Ichnofacies a Nereites tipo Cosmorapha.
2. Un secondo Elemento Architetture costituito da due facies: *arenacea-pelitica* e *pelitica-arenacea* (parte alta della Formazione di Cannicchio). Queste due facies sono caratterizzate da estesi sistemi con uno stile deposizionale transizionale tipo *sheets*.

3. Un terzo Elemento Architettuale (Formazione del Pollica) costituito da due tipologie di canali: canali deposizionali e canali di tipo massivo. Gli **SE (Sequential Elements)** riconosciuti in questo terzo EA sono: un tappeto di glauconite e bioturbazioni orizzontali con rare bioturbazioni a carattere verticale (Skolithos) con riempimento glauconitico, rinvenuto nelle facies a tbt al top dei canali dell'ultimo EA. Questi dati , permettono di associare le facies a tbt ad una M.F.S.
Inoltre i primi due EA risultano essere simili, in tutti gli elementi, all'EA alla base di Tempa Rossa, ma di spessore maggiore.

Analizzando la sezione di Pollica "Santa Maria delle Grazie"

1. Un primo Elemento Architettuale a *thin-bedded turbidites*, costituito da facies, arenaceo -pelitico e pelitico-arenacee rappresentata da torbiditi sottili con una geometria complessivamente tabulare (*sheet systems*).
2. Al di sopra di esso, si impone in evidente unconformity (U1), un secondo EA formato da diversi stadi di canali erosionali e da canali deposizionali ed aggradanti con base lievemente erosiva. Questi ultimi, sono canalizzazioni di ordine minore. All'interno di questo elemento, il riempimento delle perforazioni è costituito da glauconite (MFS) mediamente evoluta. In tale porzione compaiono anche per la prima volta tracce che vengono riferite all'ichnogenere Skolithos.
3. Un terzo EA costituito da corpi arenacei lenticolari, a carattere erosionale. La presenza di glauconite che si rinviene al top del terzo elemento come riempimento di bioturbazioni sia orizzontali che verticali rappresenta il SE che caratterizza questo elemento.(MFS)

Nella sezione Di San Mauro Cilento località "Colle della Sala", nei terreni appartenenti alla Formazione del Pollica sono stati riconosciuti tre Elementi Architetzionali e d Elementi Sequenziali

1. Un primo EA, costituito da canali deposizionali il cui riempimento è di tipo aggradazionale.

2. Un secondo EA al top dei canali , costituito da " *layered thin- bedded* " *sheet* .Questo elemento è caratterizzato dall'Ichnofacies a Nereites (ichnogeneri *Cosmorapha* ed *Helmintoraphe*) e dall'ichnofacies a Zoophycos (ichnogenere *Zoophycos*) e nella parte alta un tappeto a glauconite che mi permette di individuare una Maximum Flooding Surfaces.
3. Un terzo EA tipo "*layered thick- bedded sheet*, con abbondanti perforazioni fossili orizzontali e burrows verticali dell'Ichnofacies *Skolithos*. Il riempimento dei burrows è glauconitico . Al top di questo sistema è stato ritrovato un tappeto di glauconite (Maximum Flooding Surfaces). La glauconite è mediamente matura.

6.6: Discussione e conclusioni

Lo studio alla scala centimetrica delle successioni di queste due formazioni affioranti nelle località tipo di Tempa Rossa, Punta Licosa, Pollica e San Mauro Cilento ha permesso di:

- a) definire con grande accuratezza i sistemi e le architetture deposizionali;
- b) evidenziare le troncature erosionali semplici e quelle accompagnate da discordanze angolari, e l'inizio, più o meno repentino, di cospicue sedimentazioni torbiditiche;
- c) analizzare, dove presenti, i depositi di ichnofacies, *beds set* ricchi in glauconite o pirite e la tipologia della sostanza organica.

Sono state individuate principalmente, architetture deposizionali tipo *basin floor fan* alla base delle successioni di Tempa Rossa e Licosa; e del tipo *slope fan* in tutte le successioni; ed Elementi Sequenziali quali le troncature erosionali di vario ordine e due *bed sets* ricchi in glauconite nelle successioni di Tempa Rossa, Pollica (località: Santa Maria delle Grazie, Vallone del Càfaro) e San Mauro Cilento (località: Colle della Sala).

Sono stati inoltre evidenziati:

- due tappeti glauconitici al top di questi *bed set* ricchi in glauconite nelle sole successioni di Monte Licosa, Tempa Rossa e di San Mauro Cilento; il secondo al passaggio tra le Formazioni delle Arenarie di Pollica e di S. Mauro;
- troncature erosionali di primo ordine (unconformity) nelle sezioni di Tempa Rossa e Pollica;
- depositi significativi di ichnofacies in due orizzonti di Tempa Rossa (il primo al top del *basin floor fan*, il secondo interno alla Formazione delle Arenarie di Pollica); in più livelli nella successione di Pollica e in due livelli a Colle della Sala;
- abbondantissima sostanza organica nei depositi con architetture tipo *basin floor fan* a Tempa Rossa e Monte Licosa tipo *woody cooly*.

Le troncature erosionali di primo ordine (unconformity) individuano in modo netto un cambio di facies relazionabile ad una variazione significativa del livello eustatico locale.

I due *bed sets* ricchi in glauconite, ed i tappeti glauconitici ad essi associati (dove presenti), indicano l'esistenza di due Maximum Flooding Surfaces.

Le varie tipologie di Ichnofacies (Zoophycoos, Nereites, Cruziana e Skolithos) riconosciute all'interno di tutte le sezioni considerate e la loro distribuzione ed associazione, segnalano in modo inequivocabile il passaggio da ambienti deposizionali profondi a meno profondi.

Il tipo di sostanza organica rinvenuto (Woody/Coaly) viene associato in questi ambiti deposizionali a condizioni di by-pass.

Le architetture sedimentarie individuate sono tipiche di sistemi sequenziali di lowstand confinati alla base ed al tetto rispettivamente da Falling Stage System Tract e da Trasgressive System Tract: *Plint & Nummedal, 2000; Coe et al., 2002*).

In conclusione tutti i dati descritti in questa tesi e la loro posizione spazio-temporale, permettono di concludere che nell'area di Monte della Stella, i depositi delle Formazioni delle Arenarie di Cannicchio (parte alta) e di Pollica, racchiudono (partendo dal basso):

- a) Un **Falling Stage System Tract** rappresentato dalle architetture tipiche di un *basin floor fan* ricco in sostanza organica ed affiorante nelle sezioni di Tempa Rossa e Punta Licosa;
- b) Una **Superficie** di imposizione del ciclo successivo presente nelle sezioni di Tempa Rossa;
- c) Un **Lowstand System Tract** rappresentato da architetture tipiche di complessi canalizzati appartenenti ad un sistema molto ricco in sabbia;
- d) Un **Highstand System Tract** individuato da un Elemento architeturale tipo *thin bedded turbidites* contenente un *bed set* ricco in glauconite ed un tappeto glauconitico ascrivibile ad una **Maximum Flooding Surface**;
- e) Un tratto di successione con le caratteristiche di un complesso canalizzato (sezioni di Tempa Rossa e di Pollica)

- f) Un **High stand System Tract** individuato da un Elemento architettureale tipo thin bedded turbidites contenente un *bed set* ricco in glauconite e/o un tappeto glauconitico ascrivibile ad una **Maximum Flooding Surface**; Questa **M.F.S.** si trova in coincidenza del limite tra le Formazioni delle Arenarie di Pollica e di S. Mauro.

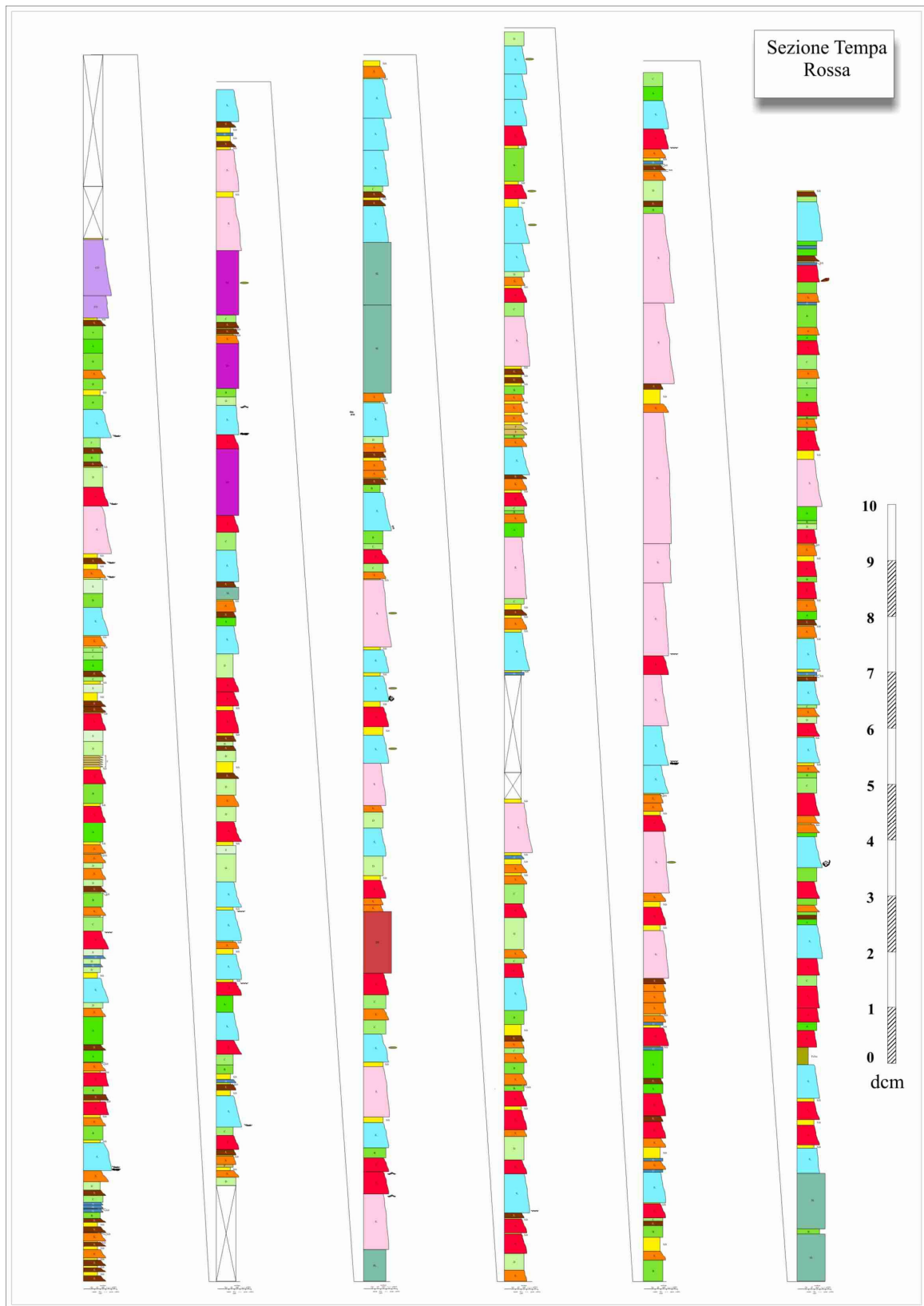


Fig.1 Colonna completa Tempa Rossa

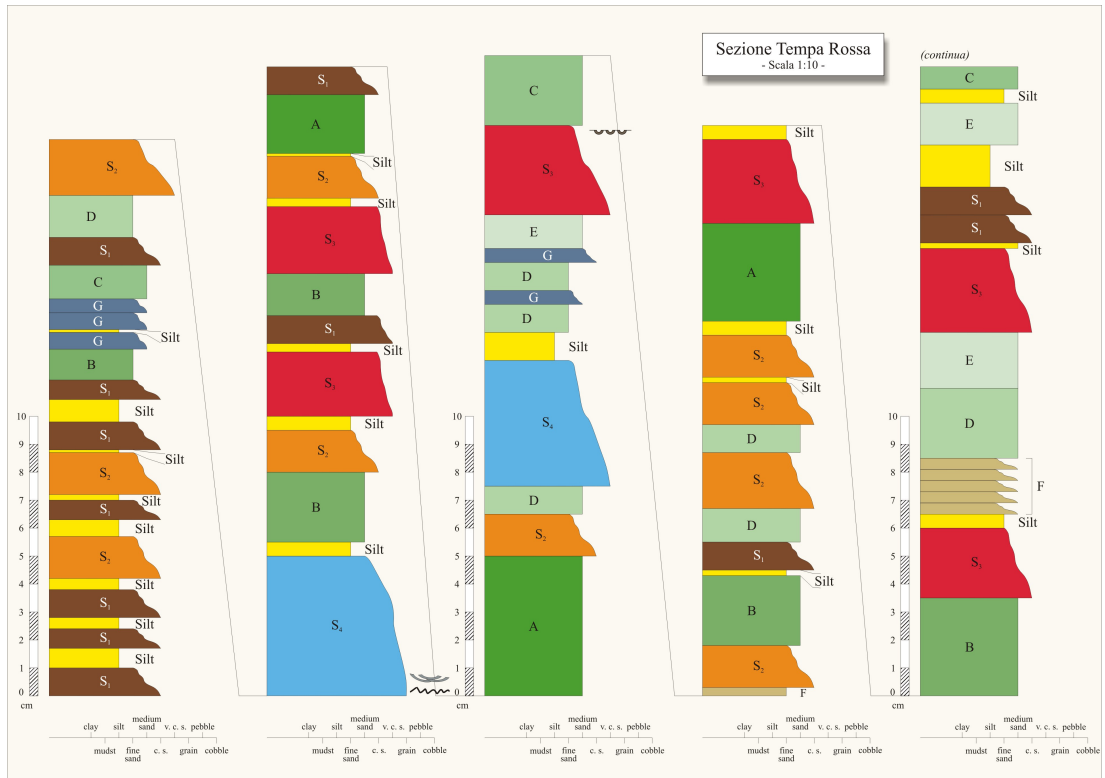


Fig.3 Sezione stratigrafica Tempa Rossa

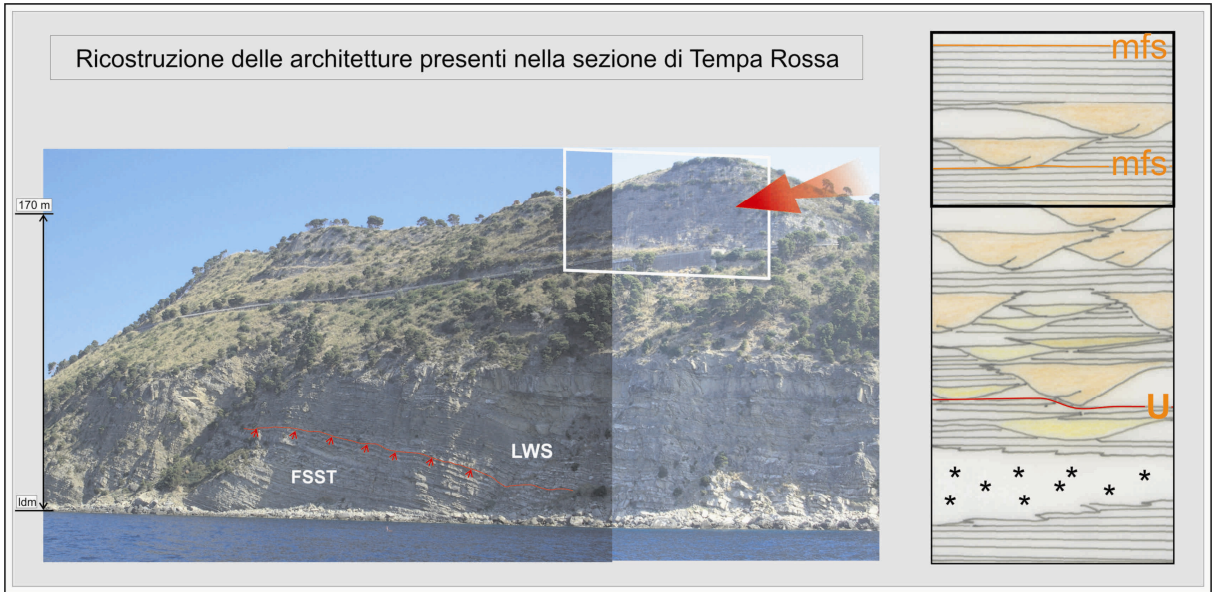


Fig.4. Tempa Rossa

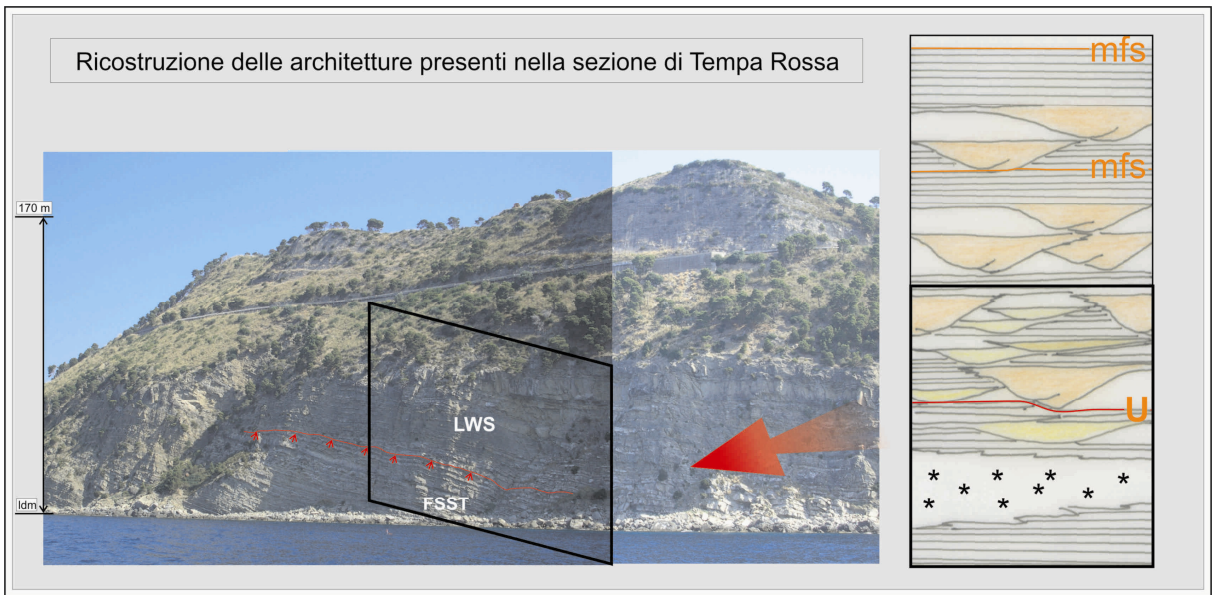


Fig. 5 Tempa Rossa

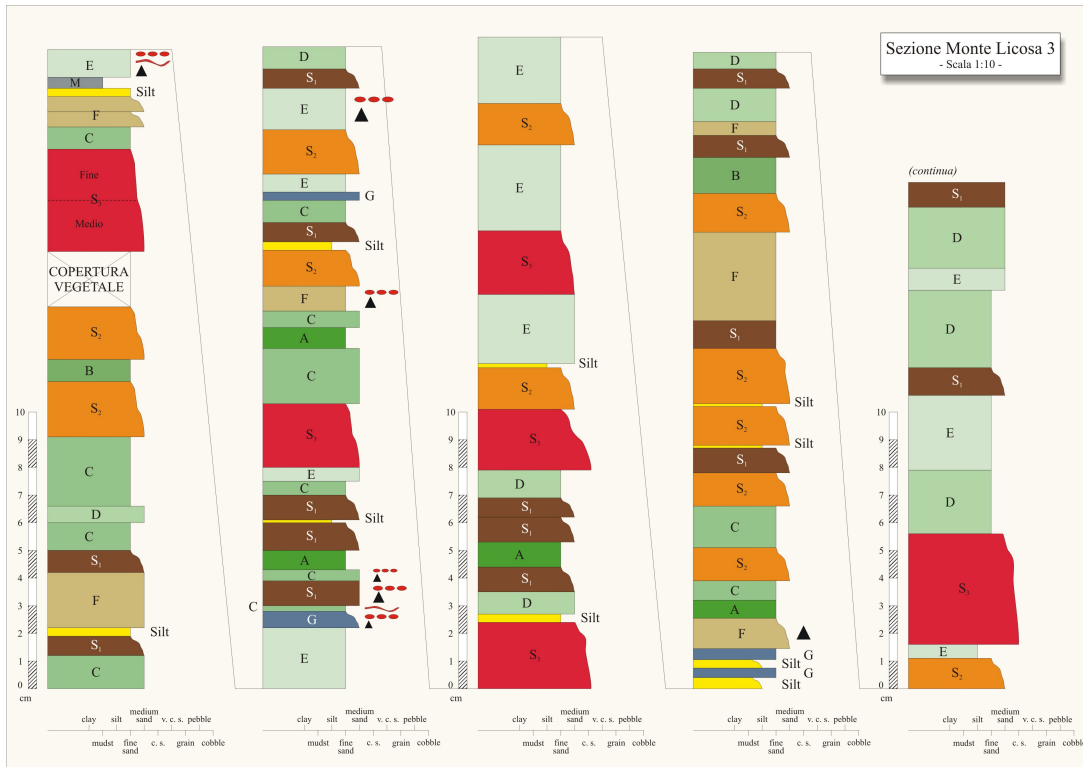


Fig. 6 Sezione stratigrafica Monte Licosa

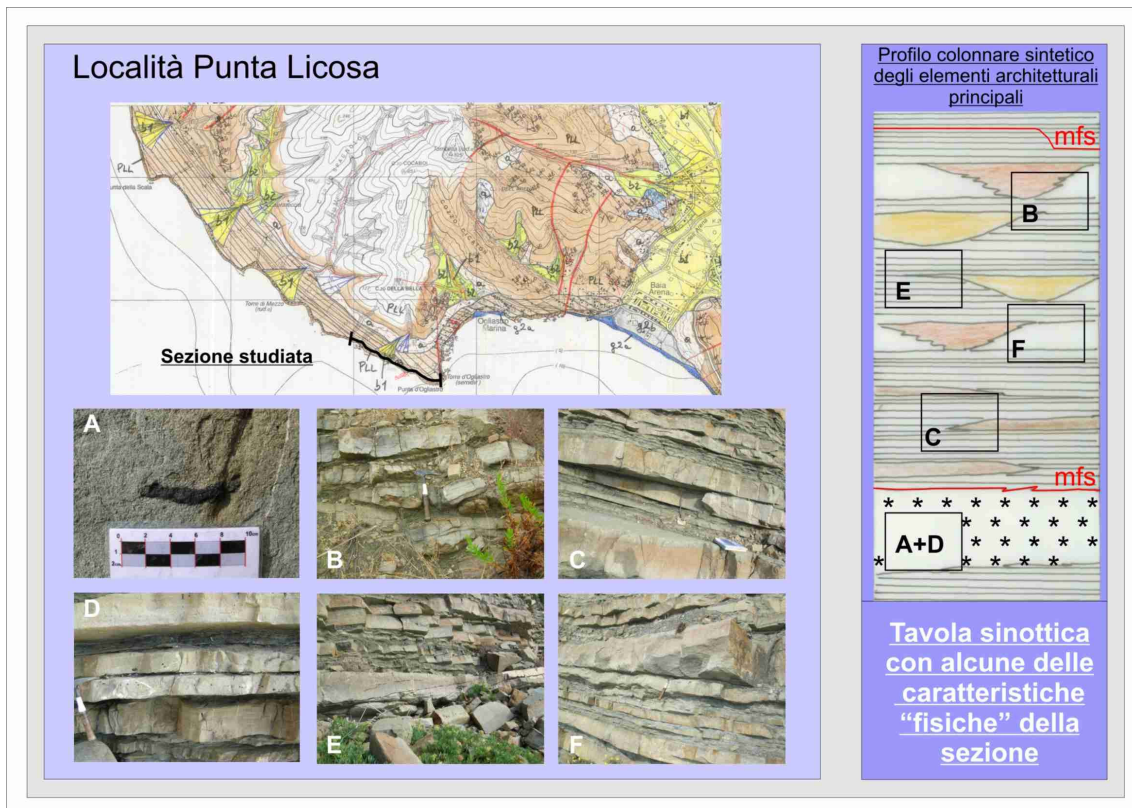


Fig. 7. Punta Licosa

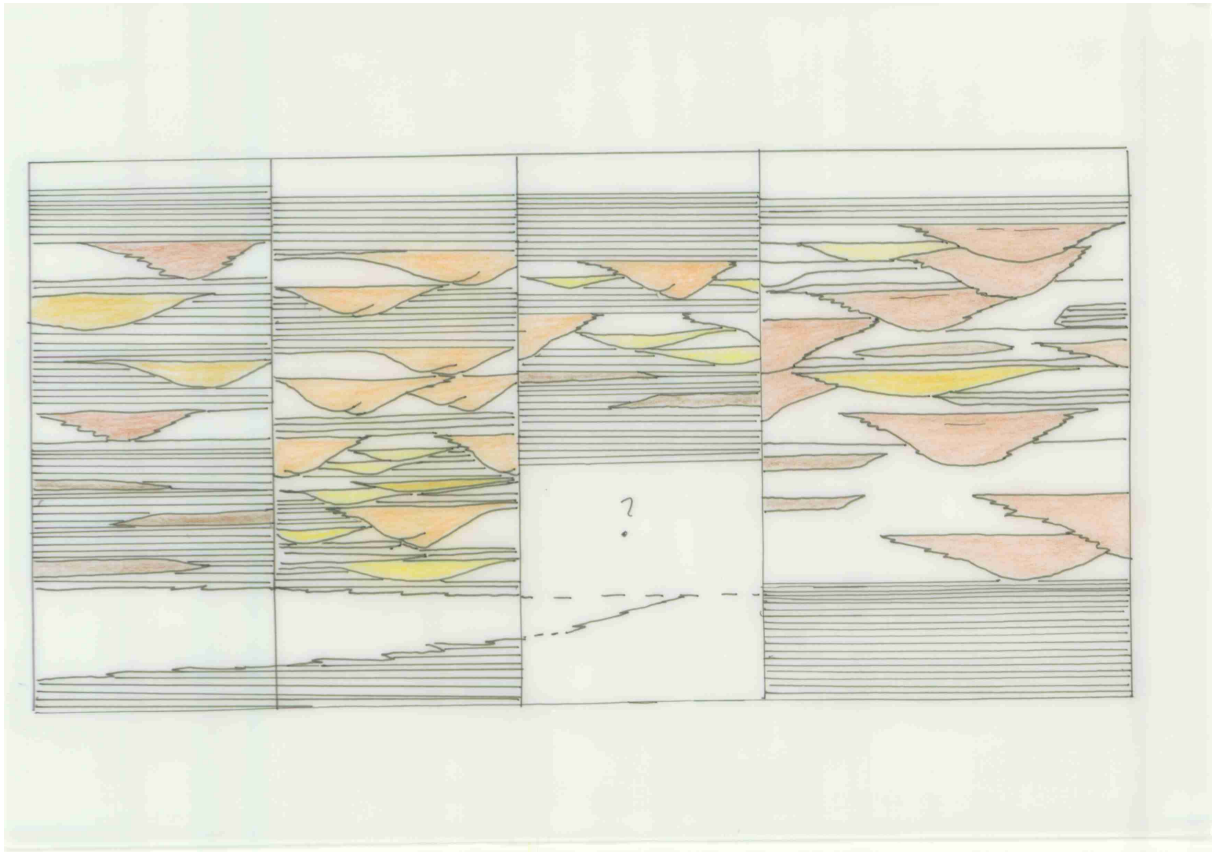


Fig.8 Ricostruzione degli elementi architettonici . Da sinistra : A. sezione di Monte Licosa , B. sezione di Tempa Rossa, C. Sezione di S. Mauro Cilento. D. Sezione di Santa Maria delle Grazie .

BIBLIOGRAFIA

AKIKO O. and KOICHI H. - Relationships between composition of organic matter, depositional environments, and sea-level changes in Backarc Basins, Central Japan. Departement of Geology, Faculty of Science, Shinshu University, 3-1-1 Asahi, Matsumoto, Negano, 390-8621, Japan

AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETTA G., RUSSO M. SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.

AMORE F.O., IACCARINO G. & PERRONE V. (1988a) - Segnalazione di nannoflore mioceniche nella successione di Monte Centaurino (Cilento orientale): problemi di correlazione tra la Formazione di San Mauro e la Formazione di Albidona. Boll. Soc. Geol. It., 107, 219-226.

AMORE F.O., BONARDI G., CIAMPO G. DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1988b) - Relazione tra « Flysch interni » e domini appenninici : reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro ed Albidona nel quadro dell'evoluzione infra-miocenica delle zone esterne appenniniche. Mem. Soc. Geol. It., 41, 285-297.

AMOROSI A. (1993) - Intérêt des niveaux glauconieux et volcano-sédimentaires en stratigraphie: exemple de dépôts de bassis tectoniques miocènes des Appennins et comparaison avec quelques dépôts de plate-forme stable. Ph.D. Thesis, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, France (unpubl.).

AMOROSI A. (1995) - Glaucony and sequence stratigraphy: A conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *J. Sediment. Res.*, B65: 419-425.

AMOROSI A. (1997) - Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology* 109, 135-153.

AMOROSI A. and CENTINEO M.C. (1996) - Glaucony from the Eocene of the Isle of Wight (southern UK): implications for basin analysis and sequence stratigraphic interpretation. *J. Geol. Soc. London*, submitted.

BERARDI F., DE ROSA G., TOZZI M. (1996) - Vincoli strutturali di superficie per una ricostruzione geometrica dei Monti Alburni (Appennino Meridionale). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 51, 13-21.

BONARDI G., CIAMPO G., PERRONE V. (1985) La formazione di Albidona nell'Appennino calabro-lucano; ulteriori dati biostratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche. *Boll. Soc. Geol. It.*, 104, 539-549.

BONARDI G., DE CAPOA P., FIORETTI B. and PERRONE V. (1993) - L'âge des metacalcaires de l'Unité du Frido (région calabro-lucanienne, Italie) et ses implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 317, série II, 995-962.

BREHERET J.G. (1991) - Glauconitization episodes in marginal settings as echoes of mid-Cretaceous anoxic events recorded in the Vocontian basin. In: R. Tyson and T. Pearson (Editors). *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 58: 415-425..

BROMLEY R.G. and ASGAARD U. (1991) - Ichnofacies: a mixture of taphofacies and biofacies: *Lethaia*, v. 24, p. 153-163.

BROMLEY R.G. and EKDALE A.A. (1984) - Composite ichnofabrics and tiering of burrows: *Geological Magazine*, v. 123, p. 59-65.

BROMLEY R.G., PEMBERTON S.G. and RAHMANI R.A. (1984) - A Cretaceous woodground: the Teredolites ichnofacies: *Journal of Paleontology*, v. 58, p. 488-498.

BROWN JR.L.F. and FISHER W.L. (1977) - Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pullapart basins. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration*, vol. 26. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 213-248.

CESTARI G. (1967) - Lineamenti strutturali del Cilento (Campania meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 86, 9-20.

CIAMPO G., PERRONE V. e DE PASCALE B. (1984) - Revisione stratigrafica delle Formazioni di Pollica e di S. Mauro (Flysch del Cilento, Appennino meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 103, 333-339.

CIPPITELLI G. (1968) - Le associazioni dei minerali pesanti nel Flysch del Cilento (M. nte della Stella). *Boll. Soc. Natur. In Napoli*, 77, 109-130.

COCCO E. e PESCATORE T. (1968) - Scivolamenti gravitativi (olistostromi) nel Flysch del Cilento (Campania). *Boll. Soc. Natur. In Napoli*, 77, 51-91

COCCO E. e DI GIROLAMO P. (1970) - Magmatismo hawaiano nei paraconglomerati del Flysch del Cilento. *Mem. Soc. Natur. In Napoli*, suppl. al *Boll.*, 78, 249-293

COCCO E. (1971) - Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000: F°209 Vallo della Lucania. *Ser. Geol. It.*, Roma.

COCCO E., De MAGISTRIS M. e DE PIPPO T. (1978) - Sedimentologia del Flysch del Cilento: 1. Le arenarie di Serramezzana (Cilento, Appennino meridionale). *Geol. Romana*, 17, 289-302.

COCCO E., DE PIPPO T. e VALENTE A. (1986) – Sedimentologia del Flysch del Cilento: 2. Le arenarie di Tempa Rossa (Cilento, Appennino meridionale). Geol. Romana, 25, 25-32.

COCCO E., DE PIPPO T. e VALENTE A. (1989) – Sedimentologia del Flysch del Cilento: 3. Le arenarie di Pollica (Cilento, Appennino meridionale). Geol. Romana, 28, 124-130.

COE A.L., BOSENCE D.W.J., CHURCH K.D., FLINT S.S., HOWELL J.A., WILSON R.C.L. (2003) – The sedimentary record of sea-level change. Edited by Angela L. Coe

COLELLA A. e ZUFFA G.G. (1983) – Esempi di megaflussi gravitativi di materiali provenienti da aree fonti intrabacinali ed extrabacinali (Formazione di Albidona: confine Calabro Lucano). Rendiconti S.I.M.P., 39, 302.

COLELLA A. e ZUFFA G.G. (1984) – Turbidite megabeds and debris-flow deposits in the Albidona Formation (Early Oligocene-Early Miocene, Southern Apennines). In: Abstracts, 5th European Regional Meeting of IAS, Marseille, 116-118.

COLELLA A. e ZUFFA G.G. (1988) – Significato dei megastrati carbonatici e silcoclastici della formazione di Albidona (Miocene inferiore, Appennino meridionale): implicazioni paleogeografiche. Mem. Soc. Geol. It., 41, 791-807

CRITELLI S. (1987) – Petrologia delle areniti della Formazione di San Mauro (Eocene sup-Oligocene superiore Bacino Cilento), Appennino Meridionale. Mem. Soc. Geol. It., 38, 601-619.

CRITELLI S. e Le PERA L. (1990a) – Litostratigrafia e composizione della Formazione di Pollica (Gruppo del Cilento. Appennino meridionale). Boll. Soc. Geol. It., 109, 511-536.

CRITELLI S. e Le PERA L. (1990b) – Composizione e provenienza delle areniti della Formazione del Torrente Bruca (Gruppo del Cilento) e di Monte Sacro (Cilento meridionale). Giorn. Geol. 52, 121-133.

CRITELLI S. (1992) – Contributo alla petrografia delle arenarie alla evoluzione tettonico-sedimentaria di un prisma di accrezione: il complesso ligure dell'Appennino meridionale. Riassunti 2a Riun. Ann. Gruppo Naz. Sedimentologia del CNR., Potenza.

CROSS T.A. and LESSENGER M.A. (1998) - Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. In: Gradstein, F.M., Sandvik, K.O., Milton, N.J. (Eds.), Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications, vol. 8 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 171 – 195.

D'ALESSANDRO A., EKDALE A.A. and SONNINO M. (1986) – Sedimentologic significance of turbidite ichnofacies in the Saraceno Formation (Eocene), Southern Italy. *Journ. Sed. Petrol.*, 56, 294-306.

D'ARGENIO B. (1988) – L'Appennino Campano – Lucano. Vecchi e nuovi modelli geologici tra gli anni sessanta e gli inizi degli anni ottanta. 74° Congresso della " Società Geologica Italiana", Sorrento, Vol. Relazioni, 1-3.

D'ARGENIO B., IPPOLITO F., PESCATORE T. e SCANDONE P. (1973) – Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino Meridionale. Guida alle escursioni per gli studenti dei corsi di laurea in Scienze Geologiche e Naturali.

D'ARGENIO B., PESCATORE T. e SCANDONE P. (1973) - Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania), "Atti Acc. Naz. Lincei", Quad., 183, 49-72.

DE ROSA R. e GALLO L. (1982) – Le arenarie del flysch di Albidona (Eocene superiore-Oligocene, Calabria nord-orientale. *Rend. S.I.M.P.*, 38, 1065-1073.

DE LORENZO G. (1896) – Studi di Geologia nell'Appennino Meridionale. *Atti Acc. Sc. Fis. E Mat.*, s., 2, 8, n. 7, 1-128.

DE BLASIO I., LIMA A., PERRONE V. e RUSSO M. (1978) – Studio petrografico e biostratigrafico di una sezione della Formazione del Saraceno nell'area tipo (Calabria Nord-Orientale). Riv. It. Paleont. Strat., 64, 947-972.

DIETRICH D. and SCANDONE P. (1972) – The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Apennines. Atti Acc.Pontaniana. In Napoli, 21, 1-15.

DONZELLI G. and CRESCENTI U. (1962) – Lembi di flysch oligocenico affioranti a sud est della Piana del Sele. Mem.Soc.Geo.It., 3, 569-592.

EMBRY A.F. (1995) - Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In Steel R.J., Felt V.L., Johannessen E.P. , Mathieu C. (Eds.) Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin, vol.5 (Special Publication).Norwegian Petroleum Society (NPF),pp.1 –11.

EKDALE A.A. (1985) - Paleocology of the marine endobenthos: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 50, p. 63–81.

EKDALE A.A., BROMLEY R.G., and PEMBERTON S.G. (1984) - Ichnology: The use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy: SEPM Short Course Notes 15, 317

FREY R.W. (1990) - Trace fossils and hummocky cross-stratification, Upper Cretaceous of Utah: Palaios, v. 5, p. 203–218.

FREY R.W. and GOLDRING R. (1992) - Marine event beds and recolonization surfaces as revealed by trace fossil analysis: Geological Magazine, v. 129, p. 325–335.

FREY R.W. and HOWARD J.D. (1990) - Trace fossils and depositional sequences in a clastic shelf setting, Upper Cretaceous of Utah: Journal of Paleontology, v. 64, p. 803–820.

FREY R.W. and PEMBERTON S.G. (1984) - Trace fossil facies models, in R.G. Walker, ed., *Facies models* (2nd ed.): Geoscience Canada, Reprint Series 1, p. 189–207.

FREY R.W. and PEMBERTON S.G. (1985) - Biogenic structures in outcrops and cores I approaches to ichnology: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 33, p. 72–115.

FREY R.W. and PEMBERTON S.G. (1987) - The *Psilonichnus* ichnocoenose and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia coast: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 35, p. 333–357.

FREY R.W. and SEILACHER A. (1980) - Uniformity in marine invertebrate ichnology: *Lethaia*, v. 13, p. 183–207.

FREY R.W., HOWARD J.D. and HONG J.S. (1987) – Prevalent lebensspuren on a modern macrotidal flat, Inchon, Korea: ethological and environmental significance: *Palaios*, v. 2, p. 571–593.

FREY R.W., PEMBERTON S.G. and SAUNDERS T.D.A. (1990) - Ichnofacies and bathymetry: a passive relationship: *Journal of Paleontology*, v. 64, p. 155–158.

GHEZZI G. e BAYLESS D.D (1964) - Uno studio del Flysch nella regione calabro-lucana. *Stratigrafia, tettonica e nuove idee sul Miocene dell'Appennino meridionale*. *Boll. Serv. Geol. It.* 84, 3-64.

GUERRERA F. (1979) – *Stratigrafia e sedimentologia dei livelli tripolacei del Miocene inferiore-medio appenninico*. *Boll.Serv.Geol.d'Italia*, 99, 233-262.

GUIDA D., GUIDA M., IACCARINO G. METCALF G., VALLARIO A., VECCHIO V. e ZICARI G. (1979) – Il bacino del Fiume Mingardo (Cilento); evoluzione geomorfologica, fenomeni franosi e rischio a franare. *Geol. Appl. ed Idrogeologia.*, 15, 119-198.

GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO A. e VALLARIO A. (1980a) – Ricostruzione di sequenze morfoevolutive pleistoceniche nell'area ad W di M.te Sacro (Cilento). Geol. Romana, 19, 349-369.

GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO A. e VALLARIO A. (1980b) – Idrogeologia del Cilento. Geol. Romana, 19, 349-369.

GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO A. e VALLARIO A. (1981) – Geologia e franosità del Fiume Lambro (Cilento). Geol., Romana 20, 197-218.

GUZZETTA G. e IETTO A. (1971) – Relazioni tra unità strutturali ed unità litostratigrafiche nel Flysch del Cilento. Atti Acc.Pontaniana, 20, 1-7.

HACCARD D., LORENZ C. e GRANDJAQUET C. (1972) - Essai sur l'evolution tectogenetique de la liaison Alpes-Appennines (de la Ligurie à la Calabre) . Mem.Soc.Geol.It., 11, 309-341.

HAQ B.U., HARDENBOL J. and VAIL P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235,1156 –1166.

JERVEY M.T. (1988) - Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In Wilgus C.K., Hastings, B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C.(Eds.) - Sea Level Changes – An Integrated Approach,vol.42.SEPM Special Publication,pp.47 –69.

IETTO A., CALCATERRA D., DEL RE M.C., GIANNI A. e PAPPONE G. (1984) – Il flysch del Cilento nella catena Appenninica. Sci.Geol.Bull., 3, 107-118.

IETTO A., GIANNI A. e PAPPONE G. (1983) – Cilento Flysch Nappes (Southern Apennines). Tectonic and palaeogeographic interpretation . Terra Cognita, 3, 248-249

IETTO A., PESCATORE T. & COCCO E. (1965) – Il flysch mesozoico-terziario del Cilento occidentale. Boll. Soc. Natur. In Napoli, 74, 396-402.

IPPOLITO F. e LUCINI P. (1957) - Il flysch nell'Appennino meridionale. Boll. Soc. It., 75, 3 , 139-167.

IPPOLITO F. D'ARGENIO B., PESCATORE T. e SCANDONE P (1975) – Structural Stratigraphic Units and Tectonic Framework of Southern Appennines. In.: C. Squyres (ed.) Geology of Italy, P.E.S.L., Tripoli, 317-328.

KOICHI H. (1), AKIKO O.(2), HYROYUKI A.(3) - Effect of sea-level change on organic matter composition and stable carbon isotope ratio of turbidite mudstone in the Backarc Basin, Japan. (1) Shinshu University; .(2) Geological Survey of Japan, AIST; .(3) Teikoku Oil Co. Lt, 32nd International Geological Congress- Florence – Italy, Agost 20-26, 2004

MAGWOOD J.P.A. and PEMBERTON S.G. (1990) – Stratigraphic significance of Cruziana: new data concerning the Cambrian–Ordovician ichnostratigraphic paradigm: Geology, v. 18, p. 729–732.

MACEACHERN J.A., S.G. PEMBERTON, I. RAYCHAUDHURI and S.M. VOSSLER (1991B) - Application of the Glossifungites ichnofacies to the recognition of sequence stratigraphic boundaries: examples from the Cretaceous of the Western Canada sedimentary basin, Alberta, Canada (abs.): AAPG Bulletin, v. 75, p. 626.

MACEACHERN J.A., D.J. BECHTEL and S.G. PEMBERTON (1992A) - Ichnology and sedimentology of transgressive deposits, transgressively related deposits and transgressive systems tracts in the Viking Formation of Alberta, in S.G. Pemberton, ed., Applications of ichnology to petroleum exploration, a core work-shop: SEPM Core Workshop 17, p. 251–290.

MACEACHERN J.A., I. RAYCHAUDHURI and S.G. PEMBERTON (1992B) - Stratigraphic applications of the Glossifungites ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record, in S.G. Pemberton, ed., Applications of ichnology to petroleum exploration, a core workshop: SEPM Core Workshop 17, p. 169–198 Pemberton, S.G., and D.M. Wightman, 1992, Ichnological characteristics of brackishwater deposits, in S.G. Pemberton, ed., Applications

of ichnology to petroleum exploration, a core workshop: SEPM Core Workshop 17, p. 141–167.

MACEACHERN J.A., S.G. PEMBERTON and I. RAYCHAUDHURI (1991A) - The substrate controlled Glossifungites ichnofacies and its application to the recognition of sequence stratigraphic surfaces: subsurface examples from the Cretaceous of the Western Canada sedimentary basin, Alberta, Canada, in D.A. Leckie, H.W.

MITCHUM JR.R.M. and VAIL P.R. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea-level.Part 7:stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In Payton,C.E. (Ed.),Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration,vol.26.A.A.P.G.Memoir,pp.135 –144.

MITCHUM JR.R.M., VAIL P.R. and THOMPSON III S. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea-level.Part 2:the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. InPayton,C.E.(Ed.),Seismic Stratigraphy – Applications to Hydro-carbon Exploration, vol.26 A.A.P.G.Memoir,pp.53 –62.

MOSTARDINI F. e MERLINI S. (1986) –Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. Mem. Soc. Geol. It., 35, 177-202.

OGNIBEN L. (1969) –Schema introduttivo alla geologia del confine Calabro-Lucano. Mem. Soc. Geol. It., 8, 453-763.

PAPPONE G. (1990) – Facies di piattaforma carbonatica Mesozoico-Paleogeniche al confine Calabro-Lucano. Evoluzione stratigrafica di un sistema di piattaforma carbonatica, scarpata – bacino. Tesi di Dottorato. De Frede-Napoli.

PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. e SANTINI U. (1992a) – The Numidian – sand event in the southern Appennine. Mem. Soc. Geol. It., 43, 297-337.

PEMBERTON S.G., J.A. MACEACHERN and R.W. FREY (1992A) - Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance, in R.G. Walker and N. James, eds., Facies models: response to sea level change: Geological Association of Canada, p. 47–72.

PEMBERTON S.G., J.A. MACEACHERN and M.J. RANGER (1992B) - Ichnology and event stratigraphy: the use of trace fossils in recognizing tempestites, in S.G. Pemberton, ed., Applications of ichnology to petroleum exploration, a core workshop: SEPM Core Workshop17, p. 85–117.

PESCATORE T. (1966) – Strutture sedimentarie del Flysch del Cilento occidentale . Geol. Romana, 5, 99-116.

PESCATORE T. (1988) – La sedimentazione miocenica nell’Appennino Campano- Lucano. Mem. Soc. Geol. It., 41, 37-46.

PESCATORE T. (1995) – La sedimentazione miocenica nell’Appennino Lucano. In: Cinquanta anni di attività didattica e scientifica del Prof. Felice Ippolito (a cura di G. Bonardi, B. De Vivo, P. Gasparini, A. Vallario). Liguori Editore Napoli, 337-345.

PLINT A.G. and NUMMEDAL D. (2000) - The falling stage systems tract recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In Hunt, D., Gawthorpe, R.L. (Eds.), Sedimentary Response to Forced Regression, vol. 172. Geol. Soc. London Spec. Publ., pp. 1 –17.

POSAMENTIER and R.W.W. LOVELL, EDS. (1991) - NUNA Conference on High Resolution Sequence Stratigraphy: Geological Association of Canada, Programme, Proceedings and Guidebook, p. 32–36.

POSAMENTIER H.W. and ALLEN G.P. (1999) - Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology no.7, 210 pp.

POSAMENTIER H.W. and VAIL P.R. (1988) - Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. In Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (Eds.) Sea Level Changes - An Integrated Approach, vol.42. SEPM Special Publication, pp.125 -154.

POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. and VAIL P.R. (1988) - Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes - An Integrated Approach, vol.42. SEPM Special Publication, pp.110-124.

PRINCIPI P. (1940) - Sulla estensione dell'Oligocene nell'Appennino meridionale . Boll. Soc. Geol. It., 167-204.

QUITZOV H.W. (1935) - Der Deckenbau des Kalabrischen Massiv und seiner Randgebiete. Abh. Ges . Wiss Gottingen, Mat.Phys. Kl, s3, 63-179.

READ J.F. (1982)- Carbonate platform of passive (extensional) continental margins; types, characteristics and evolution. Tectonophysics, 81, 195-212.

SACCO F. (1912) - La geometria dell'Appennino meridionale. Boll. Soc. Geol. It., 31, 347-370.

SAVRDA C.E. (1991B) - Teredolites, wood substrates, and sea-level dynamics: Geology, v. 19, p. 905-908.

SAVRDA C.E. (1991A) - Ichnology in sequence stratigraphic studies: an example from the Lower Paleocene of Alabama: Palaios, v. 6, p. 39-53.

SCANDONE (1972) - Studi di geologia lucana, Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative. Boll. Soc. Natur. In Napoli ,81, 225-300.

SEILACHER A. (1962) - Paleontological studies in turbidite sedimentation and erosion: *Journal of Geology*, v. 70, p. 227-234.

SEILACHER A. (1967) - Bathymetry of trace fossils: *Marine Geology*, v. 5, p. 413-428.

SEILACHER A. (1969) - Fault graded beds interpreted as seismites: *Sedimentology*, v. 13, p. 155-159.

SEILACHER A. (1978) - Use of trace fossil assemblages for recognizing depositional environments, in P.B. Basan, ed., *Trace fossil concepts: SEPM Short Course 5*, p. 185-201.

SELLI R. (1957) - Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia Meridionale. *Giorn. Geol. It.*, ser. 2, 24, 1-54.

SELLI R. (1962) - Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 3, 737-790.

SGROSSO I. (1981b) - Il significato delle calciruditi di Piaggine nell'ambito degli eventi del Miocene inferiore nell'Appennino Centro-Meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 100, 129-137.

SGROSSO I. (1986) - Criteri ed elementi per una ricostruzione paleogeografica delle zone esterne dell'Appennino Centro-Meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35, 444-456.

SLOSS, L.L., 1963 - Sequence in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin* 74, 93 -114.

SLOSS L.L., KRUMBEIN W.C. and DAPPLES E.C. (1949) - Integrated facies analysis. In Longwell, C.R.(Ed.) Sedimentary Facies in Geologic History, vol.39. Geological Society of America Memoir, pp.91 -124.

SONNINO M. (1984) - Un exemple d'évolution de dépôts de plate-forme à dépôts de bassin: la Formation du Saraceno (Eocène Moyen-Supérieur, Italie du Sud). Abstracts, 5th European Reg.Mtg.Sedimentol., Marseille, Int, Assoc.Sedim., 479-480

VAIL P.R., HARDENBOL J. and TODD R.G. (1984) - Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In Schlee J.S. (Ed.), Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation vol.36. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp.129 -144.

VAIL P.R., MITCHUM JR. R.M., THOMPSON III S. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy -- Applications to Hydrocarbon Exploration, vol.26. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp.63 -81.

VAN WAGONER J.C.(EDS.) - Sea Level Changes - An Integrated Approach, vol.42. SEPM Special Publication, pp.39 -45.

VAN WAGONER J.C., MITCHUM JR. R.M., CAMPION K.M. and RAHMANIAN V.D. (1990) - Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7, 55 pp.

VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S. and HARDENBOL J. (1988) - An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G. St.C., Posamentier H.W., Ross C.A.,

VEZZANI L. (1968a) – Studio stratigrafico della Formazione delle Crete Nere (Aptiano-Albiano), al confine calabro-lucano. Atti Acc.Gioenia Sci. Natur. In Catania, 20, 189-22

VEZZANI L. (1968b) – Distribuzione, facies e stratigrafia della Formazione del Saraceno (Albiano-Daniano) nell'area compresa tra il mar Jonio ed il Torrente Frido. Geol. Romana. 7, 229-276

VEZZANI L. (1968c) – Rapporti tra ofioliti e formazioni sedimentarie nell'area compresa tra Viggianello, Francavilla sul Sinni, Terranova del Pollino e San Lorenzo Bellizzi. Atti acc. Gioenia Sci. Natur. In Catania. S6, 19, (Suppl. Sci.Geol.), 104-144.

VEZZANI L (1969) - La Formazione del Frido (Neucomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni (Lucania). Geol.Romana, 8, 129-176.

VEZZANI L. (1970) – Il Flysch di Albidona nell'area del confine tra la Calabria e la Lucania. Geol. Romana, 9, 101-126

WALKER R.G. (1990) - Facies modeling and sequence stratigraphy: Journal of Sedimentary Petrology, v.60, p. 777–786.

WHEELER H.E. (1958) - Time stratigraphy. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 42,1047 –1063

WINTER H. and DE LA R. (1984) - Tectonostratigraphy,as applied to the analysis of South African Phanerozoic basins.Trans.Geol.Soc.S.Afr.87,169 –179.

ZONNEVELDA, J.P.M.K GINGRAS, and S.G. PEMBERTON (2001) - “Trace Fossil assemblages in a Middle Triassic mixed siliciclastic carbonate marginal marine depositional system”- British Columbia, Paleogeography, Paleoclimatology,Paleoecology, 166, 249-276

ZUPPETTA A., RUSSO M., TURCO E. e GALLO L. (1984) – Età e significato della Formazione di Albidona in Appennino Meridionale. Boll.Soc. Geol. It. 103159-150.

INDICE

Introduzione

CAPITOLO I: STORIA DEGLI STUDI GEOLOGICI SUL CILENTO

CAPITOLO 2: STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

Introduzione

2.1 BREVI CENNI STORICI

2.2 DEFINIZIONE DI SEQUENZA, SYSTEMS TRACTS E PARASEQUENZA

2.3 LIVELLO DI BASE, ACCOMODATION, TRASGRESSIONE E REGRESSIONE

Eustatismo

Livello di base

Livello relativo del mare

Accomodation

Trasgressione e regressione

2.4 LIMITI DI SEQUENZA E SUPERFICI STRATIGRAFICHE SEQUENZIALI

Limiti di sequenza

Termination of strata

Trasgressive surface (TS)

Maximum flooding surface

Regressive surface of erosion

Ravinement surface

Systems tracts

Falling stage systems tract (FSST)

Lowstand systems tract (LST)

Transgressive systems tract (TST)

Highstand systems tract (HST)

2.5 ORDINI DI CICLICITÀ

CAPITOLO 3: ICHNOFACIES

Premessa

Introduzione

3.1 IL CONCETTO DI ICNOLOGIA (E PALEOICNOLOGIA)

3.2 CLASSIFICAZIONE ETOLOGICA DELLE TRACCE FOSSILI

3.3 IL CONCETTO DI ICHNOFACIES

3.4 FORME FOSSILI DI ICHNOFACIES

Icnofacies Scoyenia (substrati costituiti da depositi di overbank o di waterside).

Icnofacies Teredolites (substrati legnosi)

Icnofacies Trypanites (substrati duri)

Icnofacies Glossifungites (substrati costanti)

Icnofacies Pylonichnus (i substrati variabili di tipo I)

Icnofacies Skolithos (substrati variabili di tipo II)

Icnofacies Cruziana (substrati da variabili a stabili)

Icnofacies Zoophycos (ambienti poveri in ossigeno)

Icnofacies a Nereites (serie di torbiditi)

3.5 ICHNOFACIES CONTROLLATE DAL SUBSTRATO E RICONOSCIMENTO DELLE DISCONTINUITA' STRATIGRAFICHE

3.6 LE APPLICAZIONI ICNOLOGICHE ALLE SEQUENZE STRATIGRAFICHE

CAPITOLO 4: GLAUCONITE E STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

4.1 DATING

4.2 GLAUCONITE E STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

CAPITOLO 5: RELAZIONE TRA COMPOSIZIONE DELLA SOSTANZA ORGANICA , PALEOAMBIENTI E VARIAZIONI DEL LIVELLO DEL MARE.

CAPITOLO 6: ANALISI STRATIGRAFICO_SEQUENZIALE DELLE SEZIONI STUDIATE